



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

APLICACIÓN DE MÉTODOS ELECTROMAGNÉTICOS PARA CARACTERIZAR EL
SISTEMA GEOTERMAL EN EL ENTORNO DEL VOLCÁN SAN JOSÉ, REGIÓN
METROPOLITANA, CHILE

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

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEOLÓGO

DIEGO FERNANDO NARANJO MOGOLLONES

PROFESOR GUÍA:

SR. DANIEL DÍAZ ALVARADO

PROFESOR CO-GUÍA:

SR. ANGELO CASTRUCCIO ÁLVAREZ

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

SR. JAIME ANDRÉS ARAYA VARGAS

SR. SERGIO RUIZ TAPIA

SANTIAGO DE CHILE

2019

Resumen Ejecutivo

En esta tesis se estudió el sistema geotermal existente bajo el volcán San José (Región Metropolitana, Chile) utilizando los métodos geofísicos magnetotelúrico (MT) y transiente electromagnético (TEM). La importancia del estudio está relacionada a posibles hallazgos de importancia científica vinculado al potencial energético que puedan surgir de la caracterización del sistema geotermal presente en el entorno del volcán que hasta el momento sólo posee un estudio anterior enfocado en este tema (Bustamante *et al.*, 2010), a pesar de la cercanía con Santiago, capital de Chile (70 km al este).

Dentro de la zona de estudio se encuentra el volcán San José, el cual posee varios centros de emisión alineados en dirección nor-noroeste, sus productos son lavas y, en menor medida, domos de composición andesítica, además de depósitos de caída. Al norte de él, dentro de la zona de estudio, está el volcán Marmolejo, y en los alrededores se encuentra el volcán San Juan al noreste en Argentina, el volcán Tupungatito que reinicia el volcanismo en la Zona Volcánica Sur y al sur el volcán Maipo. Existen abundantes manifestaciones superficiales de aguas termales, dentro de las más próximas están Baños Colina, Baños Morales y las Termas del Plomo y en las cercanías se destacan las fuentes Tupungato, Salinillas, Puente de Tierra y Baños Azules.

Dentro de los principales resultados obtenidos mediante inversiones de datos, en el método MT se destaca la obtención de resistividades las cuales son posibles de correlacionar a un ambiente de sistema geotermal con reservorio en el sector de las Termas del Plomo y, también, en Baños Colina, con la distribución característica descrita por Árnason *et al.* (2000). En el sector del valle de La Engorda a poca profundidad se encuentra un cuerpo conductor de resistividad en torno a los 10 Ωm que podría asociarse a fluidos hidrotermales en el sector. De los resultados más superficiales obtenidos con TEM, en el sector de Baños Colina, se observa una capa conductora próxima a la superficie, esperable por la presencia de las manifestaciones termales, seguido de un aumento de la resistividad a altos valores correlacionable a lo obtenido por el MT en ese lugar.

*Lo que importa no es lo que te sucede,
sino como reaccionas a ello.
Epicteto*

*Todo hombre que conozco es superior a mí en algún sentido.
En ese sentido, aprendo de él.
Emerson*

*El verdadero viaje de descubrimiento no consiste en buscar
nuevos paisajes, sino en ver con nuevos ojos.
Marcel Proust*

*Aprende lo necesario para que tu vida sea más feliz.
Lo mejor en todo es la justa medida.
Reflexiona sobre todo tomando como guía la recta razón.
Pitágoras*

Agradecimientos

Financiado parcialmente por el CEGA (FONDAP – CONYCIT 15090013) quien propuso el tema de estudio. Parcialmente apoyada por la infraestructura de supercómputo del NLHPC (ECM-02).

Agradezco al Universo; al Sol, la Luna y la Tierra por permitirme escribir estas palabras y a quien sea que este leyendo esto sin importar cual sea el motivo. Infinitas (¿numerables?) coincidencias tuvieron que haberse dado para que estés leyendo esto.

Gracias al Departamento de Geofísica, en especial a mi profesor guía Daniel Diaz que me aconsejo y guió desde el inicio hasta el final, mención especial a los cursos de prospección Geofísica II del semestre de primavera del 2014, del semestre de primavera del 2015 y del semestre de primavera 2016, junto con los ayudantes de terreno y las personas que nos permitieron acceder a los terrenos, que fueron de ayuda con los datos para esta investigación. Gracias al Departamento de Geología, en especial a mi profesor co-guía Angelo Castruccio, siempre dispuesto a ayudarme. Muchas gracias a Jaime Araya y Sergio Ruiz, miembros de la comisión por ayudarme a enriquecer mi trabajo.

Muchas gracias a toda mi familia por ser un pilar fundamental siempre me apoyaron sin ellos no hubiese podido lograrlo, agradecimiento a mis ancestros a los cuales trato de representar de la mejor forma cada día.

Agradezco las personas del CEGA que me apoyaron, en especial a la científica Karín García. Agradezco a las personas que aparecen citadas en esta tesis por su aporte a las ciencias y al saber de la humanidad.

Gracias a todos mis amigos de la universidad de plan común los momentos que vivimos juntos. Gracias a los compañeros y amigos de Geología por todo lo compartido. A los memoristas y tesisistas aliados, fue un agrado verlos desarrollarse, gratificante sensación fue poder citarlos. Gracias a mis compañeros y amigos de Geofísica por recibirme con una muy agradable sonrisa, siempre. Gracias a mis amigos del colegio y de la vida por estar ahí, en las buenas y las malas.

Gracias, espero nuestros caminos se vuelvan a encontrar. Los quiero.

Diego Fernando Naranjo Mogollones

Tabla de Contenido

Resumen Ejecutivo	I
Agradecimientos	III
1. Introducción	1
1.1. Antecedentes	1
1.2. Objetivos	4
1.2.1. Objetivo General	4
1.2.2. Objetivos Específicos	4
1.3. Hipótesis de trabajo	5
1.4. Ubicación y vías de acceso	5
2. Marco Geológico	8
2.1. Marco Tectónico y Geodinámico	8
2.2. Sistemas Geotermales	11
2.2.1. Clasificación y tipos de sistemas geotermales	12
2.2.2. Mineralización, alteración y fluidos	15
2.2.3. Estructura de resistividad eléctrica de sistemas geotermales	17
2.3. Geología local	20
2.3.1. Estructuras y perfiles	21
2.3.2. Relieve, Cumbres y Recursos Hídricos	23
2.3.3. Manifestaciones Termales y Volcanismo	24
2.3.4. Sistema geotermal en la zona de estudio: Estudios previos	28
3. Marco Teórico	33
3.1. Principios fundamentales de los métodos electromagnéticos	33
3.1.1. Ecuaciones de Maxwell	33
3.1.2. Ecuación de Onda	34
3.1.3. Ecuaciones de Maxwell en el dominio de la frecuencias	35

3.1.4.	<i>Skin depth</i>	36
3.1.5.	Incidencia vertical	36
3.2.	Método Magnetotelúrico	36
3.2.1.	Función de transferencia	37
3.2.2.	<i>Static Shift</i> y Banda muerta	41
3.2.3.	<i>Strike</i> : Dirección de rumbo geoelectrico	43
3.2.4.	Estudio de dimensionalidad	44
3.3.	Transiente Electromagnético	48
3.3.1.	Arreglos geométricos	50
3.3.2.	Fundamento del método	51
4.	Metodología	60
4.1.	Adquisición de datos	60
4.1.1.	Toma de Datos	63
4.2.	Procesamiento de datos	70
4.3.	Inversión de datos	71
4.3.1.	Magnetotelúrica: Inversión 3D	72
4.3.2.	TEM: Inversión de modelo de capas 1D e Inversión suave para perfil 2D	77
4.4.	Limitaciones	80
5.	Resultados	81
5.1.	Magnetotelúrica	81
5.1.1.	Resistividad aparente y Fase	81
5.1.2.	<i>Strike</i> : Dirección de rumbo geoelectrico	83
5.1.3.	Flechas de inducción	85
5.1.4.	Tensor de Fase	86
5.1.5.	Resistividad y fase, Análisis dimensional y Geología Local	90
5.1.6.	Inversión 3D: Modelo final	90
5.1.7.	Análisis de sensibilidad	100
5.2.	Transiente Electromagnético	107
5.2.1.	Resistividad aparente y modelo de capas 1D	107
5.2.2.	Perfil 2D suavizado	108
5.2.3.	Errores en las inversiones	111

6. Discusiones	112
6.0.1. Interpretación Geológica de los resultados	112
6.0.2. Sistema Geotermal en la zona	116
7. Conclusiones	122
7.0.1. Recomendaciones	122
Bibliografía	124
Apéndices	136
A . Mapas geológicos y ubicación de perfiles	136
A .1. Ubicación de perfiles de estructurales Mardones 2016	136
A .2. Ubicación Perfiles estructurales de Fock 2005	138
B . Volcanismo	139
C . Estructura Geotermal	143
D . Resultados	146
D .1. Resistividad y fase	146
D .2. Flechas de inducción	148
D .3. Elipses del tensor de fase: rellenas con <i>beta</i>	153
D .4. Elipses del tensor de fase: rellenas con $\tan^{-1}(\phi_{min})$	158
D .5. MT: Ajuste Inversión 3D	163
D .6. TEM: Resistividad y Modelo 1D de capas	169
D .7. TEM: Ajuste perfil 2D suavizado	172

Índice de tablas

2.1. Tabla que resume las distintas temperaturas para la clasificación en base a la entalpía de sistemas geotermales, según cada autor/es.	13
2.2. Listado de manifestaciones termales de la cuenca de Maipo Alto. Las coordenadas se encuentran en datum WGS 1984, huso 19S. Temperatura tomada de Hauser, 1997 y de Risacher y Hauser, 2008	25
2.3. Se resumen las principales características del volcán San José, basado en Simkin and Siebert, 2000.	26
4.1. Se resume las campañas a terreno, su fecha de realización, número de estaciones MT y puntos TEM medidos. A estos datos tomados se le adiciona una estación MT en el sector Termas del Plomo que ya había sido medida.	60
5.1. Tabla que resume la calidad de los datos de resistividad y fase, con respecto al total de datos obtenidos	83
5.2. Tabla que muestra la nRMS de la inversiones para cada sitio.	111

Índice de figuras

1.1. Muestra un mapa que incluye las vías de acceso a la zona de estudio desde Santiago.	6
1.2. Muestra la zona de estudio con las principales referencias de la zona. Modificado de Pincetti, 2016	7
2.1. Mapa esquemático de Sur América y las placas del Océano Pacífico, modificado de Ramos y Alemán (2000) mostrando los cuatro segmentos volcánicos activos en los Andes, la geometría de subducción con la profundidad de la zona de Bienoff en kilómetros (Engdahl <i>et al.</i> , 1995, 1998), las dorsales oceánicas (Gutscher, 2002), edades de las placas oceánicas cercanas a la fosa Chile-Perú, y tasa de convergencia y dirección a lo largo de los Andes (Norambuena <i>et. al.</i> , 1998; Angermann <i>et al.</i> , 1999). El punto rojo corresponde a la zona de estudio. Modificado de Stern, 2004.	9
2.2. Muestra la distribución superficial del flujo de calor promedio (Hamza y Muñoz, 1996), las isotermas (°C) a 5 km de profundidad (Tassara y Morales, 2013), los volcanes con actividad holocena (Stern <i>et al.</i> , 2007), los principales sistemas de falla (Farías <i>et al.</i> , 2010) y las razones isotópicas de Helio reportados en estudios previos (A: Hilton <i>et al.</i> , 1993; B: Clavero <i>et al.</i> , 2011; C: Dobson <i>et al.</i> , 2013). Modificado de Benavente 2015.	11
2.3. Muestra un esquema de un sistema geotérmico ideal. Tomado de Dickson and Fanelli, 2007.	12
2.4. Modelo conceptual de un sistema geotermal hospedado en un estratovolcán andesítico.	14
2.5. Muestra el rango de estabilidad de minerales usados como geotermómetros, secciones punteadas indican fuera de su rango de estabilidad. Referencia a Reyes, 1990. Tomado de Lagat, 2009.	16
2.6. Modelo de un sistema geotérmico incorporando temperatura de fluidos.	17
2.7. Variaciones más comunes del valor de resistividad para algunas rocas. Los limites pueden variar debido a fisuración, cantidad de agua, sales, etc. Gráfico modificado de Palacky (1987). Tomado de Pavez (2015).	18

2.8. Modelo conceptual de variaciones en resistividad eléctrica dentro de un sistema geotermal en relación a zonas de alteración (Arnason <i>et al.</i> , 2000). Tomado de Georgsson, 2013.	19
2.9. Mapa geológico de la zona de estudio. Basado en Mardones (2016), Fock (2005), Thiele (1980) y Calderón (2008).	21
2.10. Muestra un perfil que pasa por el centro de la zona de estudio, pasando por el volcán San José. Tomado de Mardones, 2016.	22
2.11. Muestra un perfil que pasa por el sur de la zona de estudio, pasando por el valle de Colina, donde se encuentran las termas Baños Colina. Tomado de Mardones, 2016.	22
2.12. Perfil E-E' del mesón alto - loma larga. Tomado de Fock 2005.	23
2.13. Perfil D-D' del rio Volcán. Tomado de Fock 2005.	23
2.14. Principales cumbres (sobre 3,000 m.s.n.m), glaciares y cursos de agua de la zona de estudio. Se incluyen los edificios volcánicos. Tomado de Pincetti, 2016.	24
2.15. Mapa de ubicación de las fuentes termales y volcanes catastrados en Maipo Alto, Región Metropolitana. Adicionalmente, se muestran las estructuras disponibles en la Infraestructura de Datos Geoespaciales (IDE) Chile. Modificado de Pincetti, 2016. Tomado y modificado de Anselmo, 2017	26
2.16. Perfil esquemático de la hidrodinámica en el sector de Termas del Plomo. Tomado de Pincetti, 2016.	29
2.17. Perfil esquemático de la hidrodinámica en el sector de termas de Baños Colina. Tomado de Pincetti, 2016.	30
2.18. Mapa de interacción de las termas planteada por Bustamante <i>et al.</i> , 2010.	31
2.19. Perfil norte sur en la quebrada del Estero del Plomo que muestra la resistividad modelada por MT en el trabajo de Bustamante <i>et al.</i> , 2010.. Tomado de Bustamante <i>et al.</i> , 2010.	32
3.1. Muestra un semiespacio. Tomado de Simpson y Bahr, 2005.	37
3.2. Se muestra la amplitud del espectro del campo magnético natural (en $\Gamma = \eta T$) como función del periodo. Tomado de Flóvenz <i>et al.</i> , 2012	42
3.3. Representación gráfica del tensor de fase	46
3.4. Esquema de funcionamiento del método TEM.	49
3.5. Diagrama esquemático del funcionamiento del TEM. Se muestra la corriente en el transmisor (arriba), la fuerza electromotriz inductora (medio) y el campo magnético secundario en la bobina receptora (abajo). Modificado de Christensen, 2006.	50

3.6. Configuraciones del método TEM. (Nabighian and Macnae, 1991)	51
3.7. Esquema que muestra n-1 capas sobre un semi-espacio y un semi-espacio inicial de aire con las respectivas propiedades relevantes para el desarrollo.	52
4.1. Muestra la distribución de estaciones de MT en los distintos sectores pertenecientes a la zona de estudio. Las estaciones 1 a 5 corresponden a la primera campaña de terreno, las estaciones 6 a 8 corresponden a la segunda campaña de terreno y las estaciones 10 a 12 corresponden a la tercera campaña de terreno. La estación 9 fue proporcionada para ser analizada en este trabajo.	61
4.2. Muestra la distribución de de los sitios TEM concentrados en el sector de Baños Colina.	62
4.3. Muestra la unidad de adquisición ADU-07e de Metronix Geophysics.	64
4.4. Muestra el electrodo enterrado bajo tierra con una capa de nieve encima, aparece en la foto el cable que lo conecta al equipo digitalizador ADU.	65
4.5. Muestra la bobina vertical instalada y la izquierda los cables saliendo del <i>case</i> donde va el digitalizador ADU que graba los datos	66
4.6. a) Esquema que muestra como se configura una estación de medición de Magnetotélúrica. b) Se muestran como se deben colocar las bobinas y electrodos. Bobinas miden el campo magnético, los electrodos miden al campo eléctrico y se tiene unidad de adquisición digital para registro de los datos. Modificado de West, 2012	67
4.7. Muestra los distintos elementos que componen el equipo <i>Walktem</i> de la empresa ABEM. Imágenes tomadas de la guía de usuario <i>Walktem</i> de la empresa ABEM.	68
4.8. Esquema que muestra la configuración espacial en planta del instrumento para la tomas de medidas TEM. Imágenes tomadas de la guía de usuario <i>Walktem</i> de la empresa ABEM.	69
4.9. Muestra un ejemplo de las series de tiempo medidas en terreno para cada componente del campo electromagnético.	71
4.10. (a) Datos originales (b) Datos luego de procesar datos.	75
4.11. (a) Muestra una vista en planta de la discretización en bloques del espacio. Puntos blanco corresponden a las estaciones MT y el punto rojo corresponde al volcán San José (b) Muestra una vista lateral del modelo	76
4.12. Muestra la línea del perfil en que se realizará el modelo en dos dimensiones.	79

5.1.	Gráfico correspondiente a las curvas de resistividad aparente (ρ_a) y fase (ϕ) con sus errores para la estación 11 de el sector del valle de La Engorda. La curva en rojo corresponde a Z_{yx} y en azul a Z_{xy} . Además, la curva negra y verde cobran relevancia en zonas 3D y están asociadas a Z_{xx} y Z_{yy} , respectivamente.	82
5.2.	Figura que muestra el <i>strike</i> geoelectrico en diagramas de rosas, según lo planteado por Smith (1995). La dirección de rumbo es mostrada para las distintas décadas y calculándolo para todos los periodos juntos.	84
5.3.	Se muestra las flechas de inducción (convención de Wiese) que salen de cada estación para cuatro periodos distintos, el valor del largo de la flecha está en la esquina inferior derecha. De fondo está la elevación del terreno sobre el nivel del mar en m (barra de colores en la esquina inferior derecha muestra sus valores).	85
5.4.	Figura que muestra las elipses que representan el tensor de fase para cada estación en cuatro periodos distintos, el color de relleno de las elipses está asociado al <i>skew angle</i> (β , su valor está en la barra de colores que está a la izquierda de cada mapa), además, muestra la elevación del terreno sobre el nivel del mar en m (barra de colores en la esquina inferior derecha de cada mapa muestra sus valores). Las elipses se encuentran escaladas por el eje mayor.	87
5.5.	Muestra las elipses que representan el tensor de fase para cada estación en cuatro periodos distintos, el color de relleno de las elipses está asociado al eje menor de las elipses ($\tan^{-1} (\Phi_{min})$) (barra de colores a la izquierda de cada mapa muestra su valor), además, muestra la elevación del terreno sobre el nivel del mar en m (barra de colores en la esquina inferior derecha de cada mapa muestra sus valores). Las elipses se encuentran escaladas por el eje mayor.	89
5.6.	Se muestra la vista en planta de resistividad extraída modelo proferido.	91
5.7.	Se muestra la vista en planta de resistividad extraída modelo proferido.	92
5.8.	Se muestra la vista en planta de resistividad extraída modelo proferido.	92
5.9.	Se muestra la vista en planta de resistividad extraída modelo proferido.	93
5.10.	Se muestra perfil de resistividad extraído del modelo la derecha de cada perfil se muestra la ubicación y orientación de cada perfil.	94
5.11.	Se muestra perfil de resistividad extraído del modelo la derecha de cada perfil se muestra la ubicación y orientación de cada perfil.	95
5.12.	Se muestra perfil de resistividad extraído del modelo la derecha de cada perfil se muestra la ubicación y orientación de cada perfil.	96

5.13. Se muestra perfil de resistividad extraído del modelo la derecha de cada perfil se muestra la ubicación y orientación de cada perfil.	97
5.14. Se muestra los datos (puntos discontinuos) y el ajuste del modelo 3D (línea continua) de: resistividad aparente y fase para las componentes asociadas de (Z_{xx} , Z_{xy} , Z_{yx} y Z_{yy}) y el <i>tipper</i> (componentes T_{zx} y T_{zy}).	98
5.15. Se muestra el error del ajuste con respecto a los datos medidos, de acuerdo al cómputo de nRMS, para cada estación, para resistividad, fase y <i>tipper</i> , sólo resistividad y fase y sólo <i>tipper</i>	100
5.16. Vista en planta del modelo final, a una altura de 2940 m.s.n.m., que muestra el conductor analizado en el sector de Termas del Plomo. Las celdas rellenas con blanco corresponden al aire, asociado a la topografía del sector.	101
5.17. Se muestra el perfil P1-P1' en el sector de Termas del Plomo del modelo que se usará para hacer el análisis del sensibilidad.	102
5.18. Se muestra la respuesta <i>forward</i> en resistividad, fase y <i>tipper</i> del modelo usado para análisis de sensibilidad en el sector de Termas del Plomo, se muestran sólo las estaciones en dicho sector.	103
5.19. Vista en planta del modelo final, a una altura de 2230 m.s.n.m., que muestra el conductor analizado en el sector del valle de La Engorda. Las celdas rellenas con blanco corresponden al aire, asociado a la topografía del sector.	103
5.20. Se muestra el perfil E1-E1' en el sector del valle de La Engorda del modelo que se usará para hacer el análisis del sensibilidad.	104
5.21. Se muestra la respuesta <i>forward</i> en resistividad, fase y <i>tipper</i> del modelo usado para análisis de sensibilidad en el sector del valle de La Engorda, se muestran sólo las estaciones en dicho sector.	105
5.22. Vista en planta del modelo final, a una altura de 2690 m.s.n.m., que muestra el conductor analizado en el sector de Baños Colina. Las celdas rellenas con blanco corresponden al aire, asociado a la topografía del sector.	106
5.23. Se muestra el perfil EC-EC' en el sector de Baños Colina del modelo que se usará para hacer el análisis del sensibilidad.	106
5.24. Se muestra la respuesta <i>forward</i> en resistividad, fase y <i>tipper</i> del modelo usado para análisis de sensibilidad en el sector de Baños Colina, se muestran cuatro las estaciones en dicho sector.	107

5.25. Muestra los datos medidos y los resultados de la inversión 1D de modelo de capas, para el TEM.	108
5.26. Muestra la distribución de de los sitios TEM concentrados en el sector de Baños Colina junto con la ubicación del perfil.	109
5.27. Perfil 2D que muestra la resistividad obtenida de la inversión <i>smooth</i> con los datos TEM procesados y invertidos con el software IX1D.	110
5.28. Muestra los datos medidos y los resultados de la inversión 1D de modelo de capas, para el TEM.	110
6.1. Columna estratigráfica del sector. Modificado de Thiele (1980), Bustamante (2001), Calderón (2003), Fock (2005) y Quiroga (2013). Tomado de Mardones (2016)	115
6.2. Figura comparativa del modelo preferido MT y el modelo de TEM en el mismo lugar.	116
6.3. (a) Muestra perfil de resistividad obtenido en Bustamante et al. (2010) (b) Muestra el perfil de resistividad extraído en el mismo sector que (a)	117
6.4. Perfiles en el sector de Termas del Plomo mostrando resistividad entre 1 y 10 ohm-m.	118
6.5. Esquema que muestra los principales rasgos interpretados en la zona.	121
7.1. Mapa de la zona, donde las elipses son sectores en que se recomendaría medir esta- ciones MT para un futuro	123

Capítulo 1

Introducción

1.1. Antecedentes

La ciencia de la geofísica es la aplicación sistemática de física para determinar la composición y el comportamiento de la Tierra y su ambiente. Como tal, gran parte de la geofísica de tierra sólida consiste en técnicas indirectas para interpretar la estructura interna de la Tierra desde medidas superficiales (Moore, 1962). En cualquier exploración en terreno, los métodos de exploración geofísica son una herramienta que puede entregar valiosa información sobre lo que se está investigando, siempre que sea complementada, adecuadamente, con la información geológica. Las técnicas geofísicas de exploración se basan en que la expresión subsuperficial de propiedades y parámetros físicos es un reflejo de la física de la Tierra. Las distintas propiedades medidas, directa o indirectamente, en subsuperficie, van a generar una variedad de métodos, por ejemplo: la susceptibilidad magnética se va a asociar a métodos magnéticos, la resistividad eléctrica se liga a métodos eléctricos y electromagnéticos, la temperatura se va a vincular con modelos térmicos de capacidad calórica y el comportamiento elástico de las rocas define el método de prospecciones sísmicas.

Como el título de esta investigación sugiere, se estudió un sistema geotermal. Por lo que es importante tener claro qué es un sistema geotermal, para ello se usará la definición dada por Hochstein (1990) como *agua convectiva en la parte superior de la corteza, que, en un espacio confinado, transfiere calor de una fuente del mismo, a un disipador de calor, generalmente, la superficie terrestre*. Los sistemas geotermales son sistemas dinámicos donde su desarrollo está ocurriendo ahora, procesos como reacciones química, deposición de minerales, transferencia de calor y mezcla, recarga y salida de flujos, ocurren mientras lees este trabajo. En ellos, es posible hacer medidas físicas y químicas, por lo que pertenecen a un experimento de larga escala, sin control y abierto a las condiciones naturales. Aún, existen variables desconocidas en estos sistemas, como la duración de la actividad, la composición del fluido antes que entre al sistema (Browne, 1978) o el modelo de cada sistema particular.

Extendiendo la definición de un sistema geotermal, se puede decir que es una concentración anómala de calor interno de la Tierra, en el subsuelo. La Tierra, constantemente, produce calor en su interior, el cual proviene de la desintegración de isótopos radiactivos. Se estima que el flujo calórico total de la Tierra es de $42 \times 10^{12}W$ (conducción, convección y radiación) (Stacey and Loper, 1988). Del total del flujo calórico, $8 \times 10^{12}W$ proviene de la Corteza (que es el 2 % del volumen total de la Tierra) pero que es rica en isótopos radiactivos. $32.3 \times 10^{12}W$ proviene del Manto (82 % del volumen total de la tierra) y $1,7 \times 10^{12}W$ proviene del núcleo (16 % del volumen total de la tierra). Sin embargo, gran parte de este calor es disipado luego de fluir hasta hacer contacto con la atmósfera.

Con fines geotérmicos, el calor de la tierra se expresa en el gradiente geotérmico que en promedio es de unos 25 a 33 $^{\circ}C/km$. O bien, en flujo calórico que en promedio es de $83 mW/m^2$, siendo de $65 mW/m^2$ en los continentes y de $101 mW/m^2$ en los océanos (Pollack *et al.*,1993).

Es común que se apliquen métodos de exploración geofísicos para prospecciones en sistemas geotermiales, donde aportan información que será de gran importancia para modelar el sistema, siendo, en muchos casos la guía que dicta el camino en la subsuperficie, para la realización de pozos de estudio. Esta investigación corresponde a una exploración, en la cual se usan los métodos electromagnéticos de magnetotelúrica (MT) y transiente electromagnético (TEM). Se investigó la zona encontrada en el entorno chileno del volcán San José, esta zona incluye las termas Baños Colina y las Termas del Plomo. La presencia de aguas termales viene a ser la expresión superficial de un posible de un sistema geotermal en profundidad. Aunque dicha relación termas-sistema geotermal no es, necesariamente, directa espacialmente. Por ejemplo, Bustamante *et al.* (2010) interpretaron que no existe un reservorio geotermal bajo las termas del Plomo, proponiendo la existencia de la fuente calor en algún lugar entre volcán San José y el volcán Maipo, ubicado 45 km al sur del primero.

Los sistemas geotermiales son considerados un reservorio de energía térmica. Los campos geotérmicos tienen un potencial energético que puede producir ser usado para producir energía limpia por un largo periodo. Además, dichos sistemas tienen una gran importancia científica, puesto que por ellos circulan fluidos hidrotermales los cuales aportan valiosa información, obtenida a partir de técnicas hidroquímicas, para entender el interior de la Tierra. Los sistemas geotermiales por sus características de concentración de calor, poseen un alto gradiente geotérmico, mayor a $50 ^{\circ}C/km$ (Lin, 2000). Su alto potencial es explotado en distintas partes del mundo, especialmente en zonas volcánicas,

para producir energía eléctrica, tal es el caso de Nueva Zelanda, Filipinas, Italia y algunas regiones de California.

Los manantiales calientes (*hot springs*) consisten en descargas de fluidos termales hacia la superficie a través de suelos permeables y/o rocas fracturadas. La surgencia ocurre donde el nivel freático intersecta la superficie. Existen distintos criterios para definir un agua como termal, dentro de los cuales algunos autores consideran como referencia el clima y otros la temperatura absoluta del agua. Según Llamas *et al.* (1992), se consideran aguas termales aquellas que presentan una temperatura 4°C sobre la temperatura media del aire del lugar. Las termas del Plomo y Baños colina son manantiales calientes, presentes en la zona de estudio y en el entorno del volcán San José. El complejo volcánico San José está compuesto de centros de emisión de distintas alineados en un cordón, posee características de estratovolcán y posee una altitud 5,856 msnm. En estos antecedentes recae la importancia de este estudio debido a que en la descripción del posible sistema geotermal presente, se puede hallar un potencial energético que podría ser aprovechado los poblados más cercanos como Baños Morales, Lo Valdés, San Gabriel y San José de Maipo.

El método magnetotelúrico (MT) es un método geofísico diseñado para estimar la estructura de resistividad del subsuelo a través de fuentes naturales de campos electromagnéticos (EM) medidos en la superficie de la Tierra (Cagniard, 1953; Tikhonov, 1950). Usando la física electromagnética de la incidencia de las ondas, es posible obtener la resistividad aparente del medio hasta una cierta profundidad que dependerá de la frecuencia de la onda usada. Este método tiene amplio rango de aplicaciones tanto como para exploración de recursos superficiales en la corteza como para estudios en las profundidades de la tierra. En particular, MT favorece la exploración de recursos geotermales (Spichak and Manzella, 2009) vinculado a interrelación entre las propiedades eléctrica del subsuelo y las propiedades geotermales como el contenido de fluidos, porosidades y temperatura, ejemplificado en el contraste de resistividad presente en el horizonte de arcillas de sistemas geotermales producido por el flujo de fluidos hidrotermales a través de rocas con minerales de silicatos. Además, este método es ampliamente usado en la exploración de recursos geotérmicos (Matsushima *et al.*, 2001; Heise *et al.*, 2008) debido a su capacidad de penetrar a grandes profundidades, dar la distribución de conductividad, señalar la presencia de conductores y permitir estudios de dimensionalidad.

La resistividad de las rocas, aparte de su valor característico dado por su litología, dependerá de la concentración e interconexión de sus componentes, principalmente de los minerales y fluidos que

presenta. Mientras la resistividad de los minerales más abundantes en la corteza es generalmente $< 100 \Omega m$ (Palacky, 1987), la resistividad de los fluidos corticales tiende a ser menor a $< 10 \Omega m$ (Nesbitt, 1993).

Los minerales de alteración hidrotermal en las rocas serán el reflejo de las condiciones termodinámicas del fluido hidrotermal que pasó por ahí. A su vez, los minerales de alteración tendrán una resistividad distinta unos de otros. Dicha resistividad, por lo tanto, podrá relacionarse con la naturaleza del fluido.

Otro método electromagnético usado en la exploración de sistemas geotermales (Jackson y Keller, 1972; Descloitres *et al.*, 2000; Allah y Mogi, 2016) es el Transiente Electromagnético (TEM) el cual permite obtener la resistividad a profundidades más someras que el MT. Este método usa un transmisor y un receptor para poder generar y medir una inducción electromagnética en el subsuelo, de esta forma corresponde a un método de exploración activo, en el cual se hace circular corriente por el transmisor, para luego cortarla súbitamente. A partir de la física del proceso es posible determinar la resistividad aparente del subsuelo.

En este estudio se espera poder contribuir a dilucidar los procesos geológicos presentes en el entorno del volcán San José, Región Metropolitana, Chile. Esto condicionado por las capacidades de los métodos usados, se espera obtener una descripción resistiva de la zona que permitirá caracterizar el sistema geotermal en el entorno del volcán mencionado.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo General

El objetivo general de este trabajo es caracterizar el sistema geotermal en el entorno del volcán San José, Región Metropolitana de Chile, es decir, identificar si existe un reservorio geotermal en profundidad, determinar que factores geológicos (unidades litológicas y/o estructuras) controlan la geometría del reservorio, e identificar las posibles fuentes termales.

1.2.2. Objetivos Específicos

1. Dilucidar la dimensionalidad de la zona.
2. Estimar la distribución de fluidos bajo la zona de estudio,

3. Determinar la relación espacial entre la distribución de fluidos y la estructura del volcán San José.
4. Identificar los factores geológicos que controlan la distribución de fluidos y el potencial reservorio geotermal

1.3. Hipótesis de trabajo

La presencia de aguas termales en la zona de estudio viene a ser una expresión única de una distribución de unidades geológicas como reservorio y fuentes de calor en profundidad, esto se asocia a una manifestación geoelectrica de un sistema geotermal que puede ser determinada a partir de métodos geofísicos como MT y el TEM. Los sistemas geotermales se caracterizan por la presencia de niveles arcillas y fluidos de baja resistividad ubicados en un medio generalmente de resistividad intermedia a alta (alteración de arcillas y zeolitas sobre una alteración de clorita y epidota), estos contrastes en resistividad pueden ser detectados por los métodos MT y TEM. La fuentes de calor que corresponderían a uno o más cuerpos magmáticos emplazados a poca profundidad (menor a 10 km) que si se encuentran dentro del alcance del método pueden ser detectadas por MT.

1.4. Ubicación y vías de acceso

A la zona de estudio se accede a través del Camino El Volcán (Ruta G-25) desde el pueblo de San José de Maipo ubicado en la comuna de San José de Maipo, al sureste de Santiago, en la Región Metropolitana de Chile (figura 1.1).

La zona de estudio se encuentra ubicada en el entorno chileno del volcán San José (figura 1.2); hacia el oeste del volcán, entre el río Yeso como límite norte y el río el Volcán como límite sur. La zona de estudio incluye las termas de Baños Colina ubicada en el valle de Colina, a la cual se accede a través del camino El Volcán, y las termas del Plomo, ubicada aguas arriba en el valle del Yeso enmarcado en la subcuenca del Yeso cuyo río que la atraviesa (río del Yeso) desemboca en el Embalse del Yeso aguas abajo; a las Termas del Plomo se accede tomando un desvío del camino el Volcán, por la ruta G-457 que después de pasar por el Embalse del Yeso se convierte en la ruta G-455. También, para el estudio de la zona debe considerarse las aguas termales ubicadas en el poblado de Baños Morales, a las que se acceden por el camino el Volcán, al noroeste de Baños Colina. Entre el valle de Colina y el valle del Yeso se encuentra el valle de La Engorda en las faldas del volcán. De Baños Colina siguiendo una recta de rumbo N15°E a una distancia de 27 km se encuentran las termas de Plomo. De Baños Colina siguiendo una recta de rumbo N5°O se encuentra

el valle de la Engorda a una distancia de 7 km, dicho valle se encuentra en la falda del volcán San José.

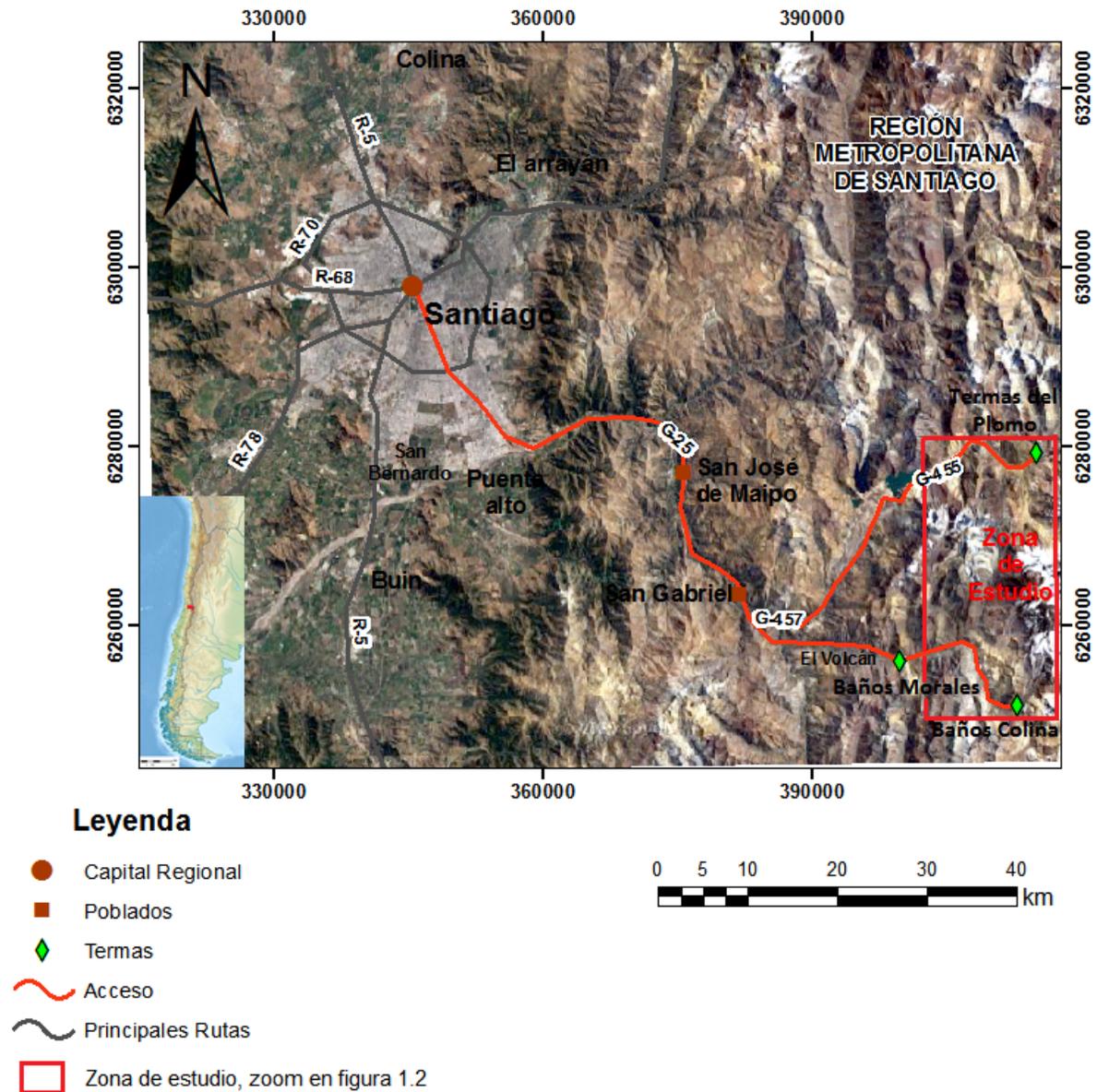


Figura 1.1: Muestra un mapa que incluye las vías de acceso a la zona de estudio desde Santiago.

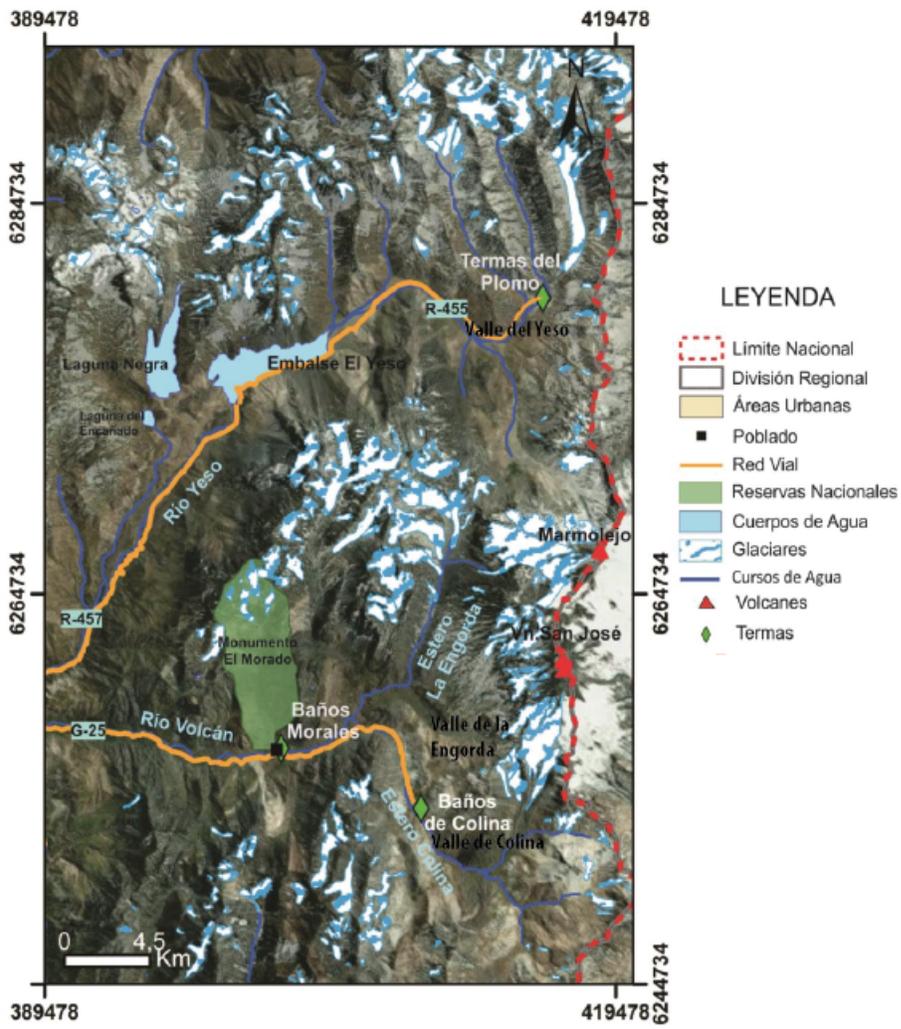


Figura 1.2: Muestra la zona de estudio con las principales referencias de la zona. Modificado de Pincetti, 2016

Capítulo 2

Marco Geológico

2.1. Marco Tectónico y Geodinámico

La Zona Volcánica Sur se encuentra entre los 33°30' y 46°30' S (figura 2.1), y corresponde a la parte sur de los Andes Central. En ella se encuentran volcanes activos del Cenozoico tardío como el Tupungato, San José, Lonquimay y Hudson. El sector norte de esta zona de 1000 km de largo tiene mayor influencia de la corteza y posee lavas del tipo andesitas y dacitas. (López Escobar *et al.*, 1995).

Lo que caracteriza la subducción asociada a la Cordillera de los Andes es el cambio de manto a lo largo del rumbo. La subducción de la dorsal de Juan Fernández controlaría la geometría de la placa oceánica subductada. Esto provoca que la placa subductada es segmentada en una zona de subducción subhorizontal al norte de los 33°S, y una zona de subducción normal a sur de los 34° S (Isacks 1988; Ramos *et al.*, 2002). De esta forma, existen diferentes provincias estructurales en los Andes Central, controlado por la geometría de subducción Wadati-Benioff.

El primer segmento (figura 2.1, se encuentra al norte de la Zona Volcánica Sur, se tiene una zona de subducción plana (27°- 33°30' S), se han reconocido ángulos de subducción de 5 a 10 °. El flatslab Pampeano (27°-33°S) define un segmento horizontal de unos 300 km dominado por sismicidad local, ausencia de volcanismo y alta tasa de alzamiento (Ramos, 1999). El segundo segmento se encuentra entre los 33° S y 34° S y se observa una zona de transición. En el tercer segmento, corresponde al segmento al sur de los 34°S, presenta volcanismo activo de la Zona Volcánica Sur y un promedio de manto de la placa oceánica por debajo de la continental de 30° (Ramos *et al.*, 1995; Giambiagi *et al.*, 2009; Giambiagi *et al.*, 2003; Fock, 2005).

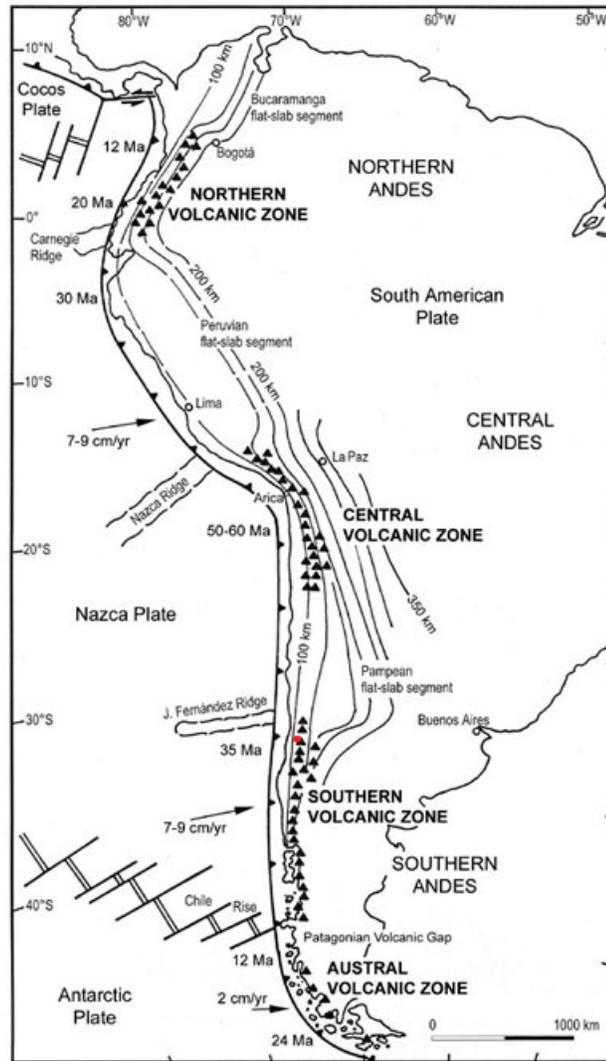


Figura 2.1: Mapa esquemático de Sur América y las placas del Océano Pacífico, modificado de Ramos y Alemán (2000) mostrando los cuatro segmentos volcánicos activos en los Andes, la geometría de subducción con la profundidad de la zona de Bienoff en kilómetros (Engdahl *et al.*, 1995, 1998), las dorsales oceánicas (Gutscher, 2002), edades de las placas oceánicas cercanas a la fosa Chile-Perú, y tasa de convergencia y dirección a lo largo de los Andes (Norambuena *et al.*, 1998; Angermann *et al.*, 1999). El punto rojo corresponde a la zona de estudio. Modificado de Stern, 2004.

Chile Central se caracteriza por importantes variaciones a lo largo del margen de subducción, por ejemplo, cambios de ángulo de subducción, variación del volumen de material subductado, edad de la placa oceánica, lo que se traduce en disminución de topografía y espesor cortical hacia el sur, junto con cambio en composición de corteza (Tebbens *et al.*, 1997; Cembrano y Lara, 2009; Farías *et al.*, 2010). Contrastes en la petrología y geoquímica de los productos volcánicos holocenos en Chile Central (López-Escobar *et al.*, 1977; Hildreth y Moorbath, 1988; Stern 1989, 1991) han sido atribuidos, por ejemplo, a un aumento del espesor cortical hacia el norte (Hildreth y Moorbath 1988), cambio del tensor de estrés actual y del rumbo de las fallas inversas donde se emplazan los centros

eruptivos (Cembrano y Lara 2009), y a un incremento relativo del material cortical subductado causado por un menor volumen de material mantélico en la cuña astenosférica hacia el norte y/o un aumento del material cortical subductado; ya sea por erosión continental o desde el prisma de acreción (Stern 1989, 1991). En particular, la zona de estudio va a ser una instancia de todas estas características geotectónicas donde se observan mayores elevaciones que en el sur.

El flujo de calor en la zona se concentra en los centros volcánicos (figura 2.2), como referencia se tiene que el flujo calórico promedio en la corteza continental es de $57 \text{ mW}/m^2$ (Ehlers, 2005), mientras que mediciones realizadas en la Mina La Africana en la cuenca de Santiago indicaron un flujo calórico de $79 \text{ mW}/m^2$, lo que fue corroborado mediante termometría geoquímica (Hamza y Muñoz, 1996). En la misma latitud (33°S) las mediciones en la Mina La Disputada en el flanco W de la Cordillera de los Andes indican en valores de $61 \text{ mW}/m^2$ (Hamza y Muñoz, 1996). Adicionalmente, a partir de interpolaciones sobre el mapa de flujo calórico de Sudamérica, en la zona de estudio el flujo se encuentra en el rango de 80 a $100 \text{ mW}/m^2$, por lo que se espera que la isoterma de 350°C se encuentre a una profundidad de 15 a 17 km (Martini, 2008).

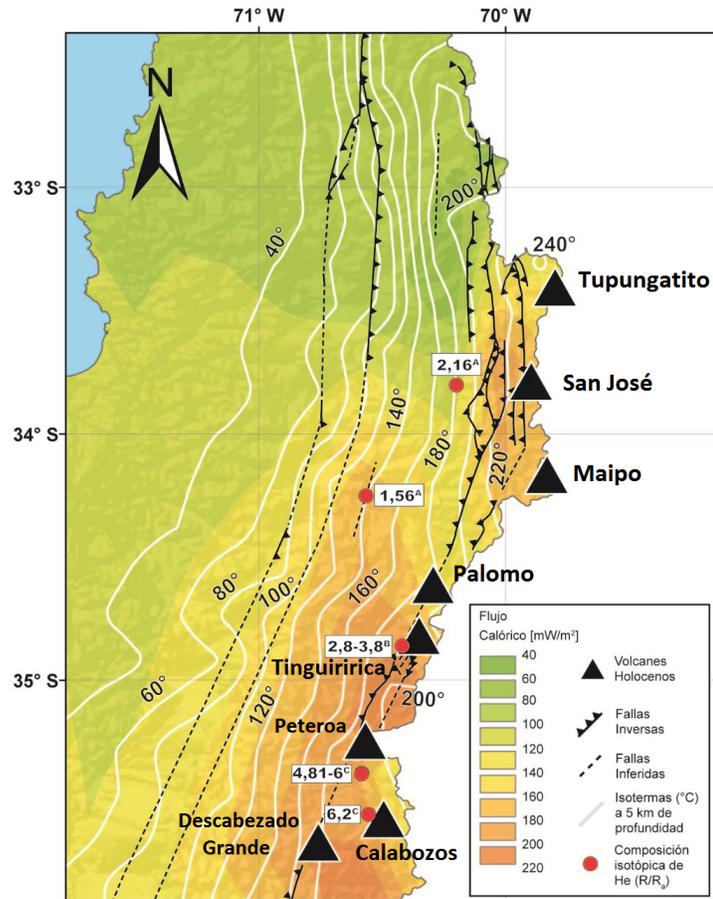


Figura 2.2: Muestra la distribución superficial del flujo de calor promedio (Hamza y Muñoz, 1996), las isotermas ($^{\circ}\text{C}$) a 5 km de profundidad (Tassara y Morales, 2013), los volcanes con actividad holocena (Stern *et al.*, 2007), los principales sistemas de falla (Farías *et al.*, 2010) y las razones isotópicas de Helio reportados en estudios previos (A: Hilton *et al.*, 1993; B: Clavero *et al.*, 2011; C: Dobson *et al.*, 2013). Modificado de Benavente 2015.

2.2. Sistemas Geotermales

Los sistemas geotermales presentan una variedad de combinaciones de características geológicas, que en cierta medida condicionan sus características físicas y químicas, originando así diferentes tipos de sistemas. Un sistema geotérmico está condicionado, principalmente, por los siguientes factores: una fuente de calor, que generalmente es calor magmático, una estructura favorable, que restrinjan arealmente el recurso, recarga de agua, desde la superficie hasta las profundidades y la ocurrencia de un reservorio o acuíferos que almacenen los fluidos termales (Dickson and Fanelli, 2001), la figura 2.3 muestra un modelo de un sistema geotermal ideal. En la práctica, puede ser que alguno de los factores no se manifieste el sistema, en ese sentido, la fuente de calor será el factor necesario para que pueda existir un sistema geotermal. Se conocen como Sistema Geotérmico Mejorado o Estimulado,

a los sistemas en que algunos de los componentes faltantes como fluidos y/o permeabilidad, son creados, fracturando o inyectando agua. En el caso de tenerse todos los componentes se habla de Sistema Geotérmico Hidrotermal (Sanchez y García, 2008).

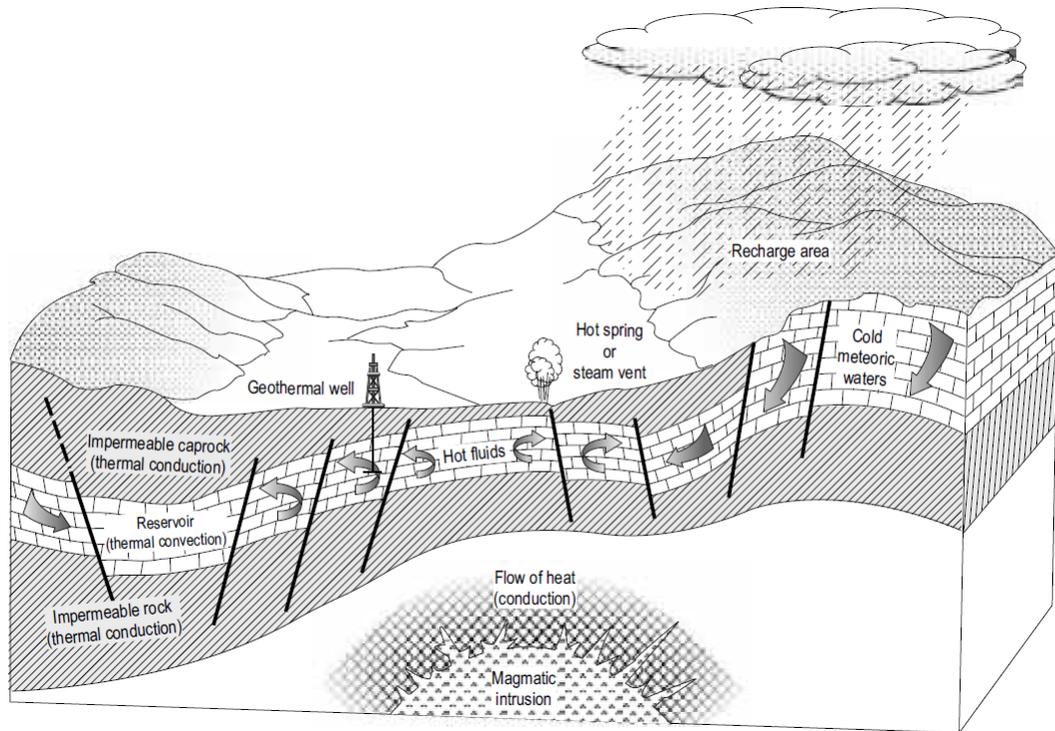


Figura 2.3: Muestra un esquema de un sistema geotérmico ideal. Tomado de Dickson and Fanelli, 2007.

Los fluidos subterráneos estarán controlados por estratos en los contextos que predomine la permeabilidad primaria, y estarán ligados a estructuras como planos de estratificación, fracturas y fallas, en contextos mayor permeabilidad secundaria.

Los Sistema Geotérmicos son un proceso activo y dinámico, en evolución. Un sistema fósil es aquel en que ha cesado la actividad, quedando un paleo-sistema, un ejemplo notable son los yacimientos epitermales que son paleo-sistemas geotermiales, con ellos es posible estudiar las estructuras y alteraciones que se encuentran desarrollándose en sistemas geotermiales en la actualidad.

2.2.1. Clasificación y tipos de sistemas geotermiales

La clasificación de sistemas geotermal toma en cuenta la conducción de calor y el flujo de calor regional, e influyen anomalías geotermiales y el contexto tectónico. Conocidos son los sistemas de Rocas Secas Calientes donde se tienen rocas impermeables a alta temperatura, debe mejorarse para tenerse un sistema geotermal (Sanchez y García, 2008).

Se encuentran dentro las clasificaciones, también, los sistemas de alta y baja temperatura (White *et al.*, 1971) y sistemas volcánicos y no volcánicos (Goff y Janik, 2000). Sistemas de alta temperatura son aquellos en que la temperatura del reservorio a 1 km de profundidad es mayor a 150°C, son de media y baja temperatura si la temperatura del reservorio a 1 km de profundidad es menor a 150°C. Se tiene que los sistemas volcánicos son de alta temperatura (ver figura 2.4 y los sistemas no volcánicos son de baja temperatura (Arnosson *et al.*, 2007). También, se resalta la clasificación de entalpía de los sistemas (la entalpía es, aproximadamente, proporcional a la temperatura), se diferencian los sistemas de baja (< 100°C), moderada (100-200 °C) y alta entalpía (> 200°C) (Benderitter y Cormy, 1990) aunque los rangos de temperatura que los separan dependen del autor que los defina (Moeck, 2014; Lee, 2001), ver tabla 2.1 para más referencias.

Tabla 2.1: Tabla que resume las distintas temperaturas para la clasificación en base a la entalpía de sistemas geotermiales, según cada autor/es: (a) Muffler and Cataldi (1978). (b) Hochstein (1990) (c) Benderitter and Cormy (1990) (d) Nicholson (1993). (e) Axelsson and Gunnlaugsson (2000).

	(a)	(b)	(c)	(d)	(e)
Baja Entalpía	<90	<125	<100	<=150	<=190
Entalpía Intermedia	90-150	125-225	100-200	-	-
Alta Entalpía	>150	>225	>200	>150	>190

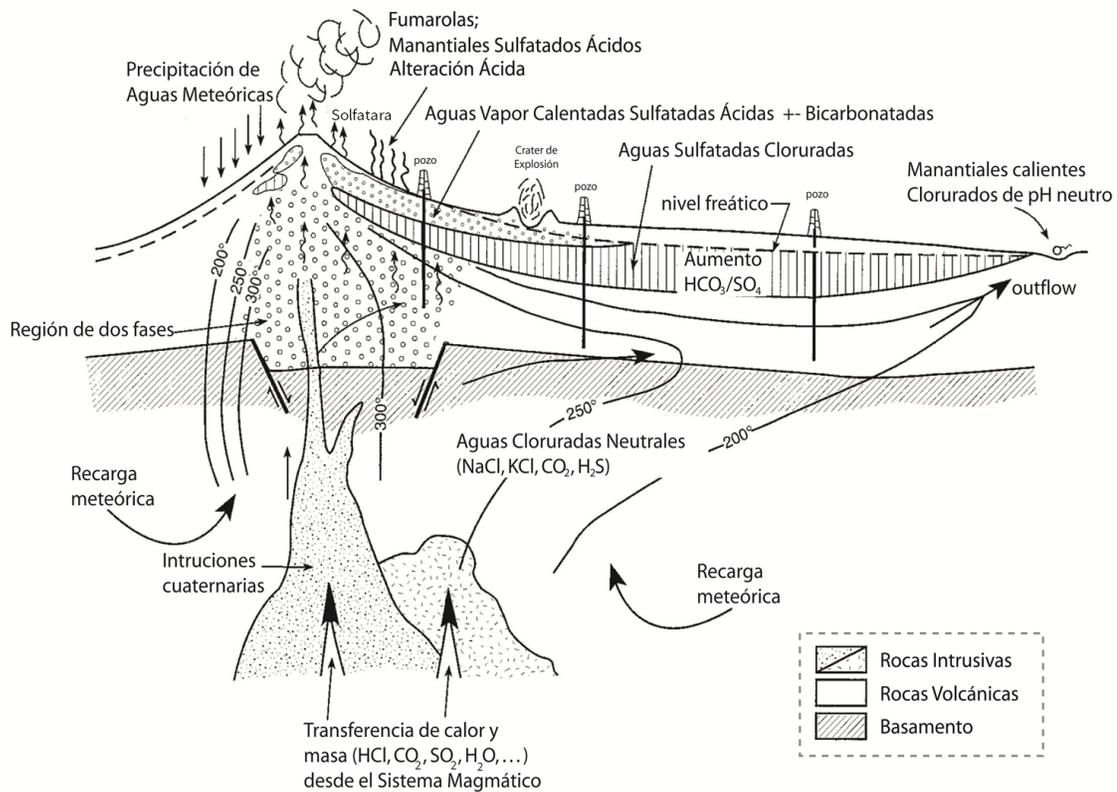


Figura 2.4: Modelo conceptual de un sistema geotermal hospedado en un estratovolcán andesítico. La fuente de calor esta representada por un cuerpo magmático emplazado a baja profundidad. Se muestra el flujo fluidos hidrotermales compuestos por agua caliente, vapor y gases en diferentes proporciones, que pueden ser extraídos. La recarga del reservorio se puede llevar a cabo mediante la percolación de aguas meteóricas. Los fluidos dentro del reservorio se mueven por influencia de fuerzas de flotación hacia el área de descarga (outflow). El reservorio se encuentra, típicamente, en profundidades menores a 1.5 km, mientras que la intrusión se emplaza entre 2 y 10 km. La extensión lateral del reservorio y del del escape de los fluidos puede exceder los 20 km (Tomado de Goff Janik (2000)).

En relación a las expresiones superficiales de un sistema geotermal, es importante conocer que las manifestaciones termales se agrupan en tres grupos. El primer grupo de manantiales, pozas de agua y barro calientes, que corresponden a expresión líquida del sistema en superficie, los geysers son la manifestación termal más espectacular, y corresponden a manantiales hirvientes, ya que es un flujo de vapor y agua a presión que se manifiesta periódicamente. El segundo grupo es el de las fumarolas, que son descargas de reservorios geotermales en formas de vapor y gases. Las fumarolas volcánicas siempre están sobrecalentadas, llegan a alcanzar temperaturas superiores a 500 °C, y contienen cantidades apreciables de SO_2 , HCl y HF , por lo que son corrosivas, se localizan en las partes más altas del campo geotérmico o en los cráteres volcánicos; cuando en la descarga de una fumarola se deposita azufre elemental, se le denomina Solfatara. Y, por último se tienen los

Suelos alterados y evaporantes que, a diferencia de las fumarolas, en los suelos evaporantes ocurren emanación de vapor y gases de manera difusa y sin presión, en una superficie amplia y alterada hidrotermalmente.

2.2.2. Mineralización, alteración y fluidos

El término alteración hace referencia a la interacción calor-agua-roca, por lo que en un sistema hidrotermal, la alteración hidrotermal, que puede ser abordada, también, como un metamorfismo de muy bajo grado (VLGM, *Very Low Grade Metamorphism*) y presenta una mineralogía típica de silicatos de calcio y aluminio hidratados (como zeolitas), filosilicatos (arcillas y micas), carbonatos, sulfatos, y sílice. En el trabajo de Browne (1978) se compara la presencia de distintos minerales en sistemas geotermales de todo el mundo, obteniendo que la existencia de una base común de minerales en todos ellos.

Estructuralmente, dos sistemas geotermales no son idénticos, sin embargo, muchos tienen características en común. En el caso de un contexto tectónico convergente, los sistemas geotermales están, frecuentemente, asociados con volcanes andesíticos, y las fuentes de calor pueden ser ramificaciones magmáticas de la cámara magmática, principal o un cuerpo de magma profundo en las raíces del volcán (Arnosson *et al.*, 2007; figura 2.4).

El modelo de transferencia de calor para un sistema geotermal en ambiente volcánico, está dado por la circulación del fluido sobre y a los lados de la fuente de calor magmática (Lister, 1983; Fournier and Pitt, 1985; Fournier, 1989), con una pequeña capa entre el magma y la base de la circulación del fluido donde la transferencia es conductiva (Bodvarsson, 1951; Bjornsson *et al.*, 1982). Por otro lado, parte del calor puede, también ser transferido al sistema geotermal por convección de fluidos salinos en un ciclo cerrado entre el sistema y la fuente de calor magmática (Trusdell and Fournier, 1976; Fournier, 1985).

Las reacciones químicas dependen de variables termodinámicas, como la presión y temperatura, sin embargo, la influencia de la presión es despreciable dentro del rango de presiones de los reservorios geotérmicos. En general, la composición de la roca y del fluido originales generarán una estructura similar de alteración, excepto en casos particulares, por ejemplo, cuando la porosidad y permeabilidad son reducidas o cuando el fluido es agua de mar.

Los minerales de alteración presentan una secuencia similar en función de la temperatura y, por ende, la profundidad. La secuencia más somera es del tipo argílico (arcillas como caolinita y alunita) con presencia de zeolitas y la secuencia más profunda, de tipo propilítico (como micas, clorita, epidota, cuarzo y calcita). La figura 2.5 muestra el rango de temperatura de estabilidad de minerales.

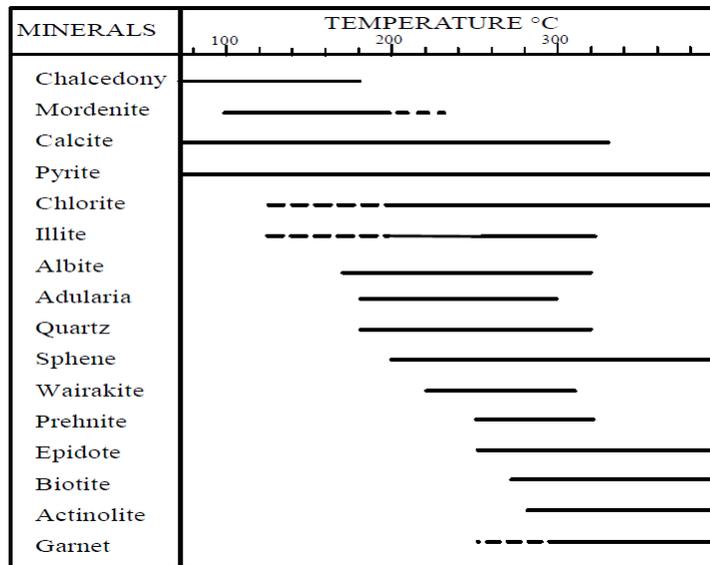


Figura 2.5: Muestra el rango de estabilidad de minerales usados como geotermómetros, secciones punteadas indican fuera de su rango de estabilidad. Referencia a Reyes, 1990. Tomado de Lagat, 2009.

La importancia de los minerales de alteración en sistemas geotermales es que pueden ser usados como geotermómetros y como indicadores de: profundidad, de pH y composición del fluido, de permeabilidad y de la hidrología del sistema. De esta forma, la presencia de minerales de alteración pueden indicar las propiedades físicas y químicas del subsuelo, en particular, de la resistividad eléctrica del sistema.

El agua, en estado líquido o en forma de vapor, es el fluido más abundante. Una cierta cantidad de moléculas de agua puede estar incorporada a la estructura cristalina de los minerales hidratados. Las aguas termales pueden ser de origen meteórico, magmático o bien agua de mar o connata, la figura 2.6 muestra la curva de temperaturas del agua, en el ciclo de calentamiento e enfriamiento geotermal, con el modelo de la curva asociado.

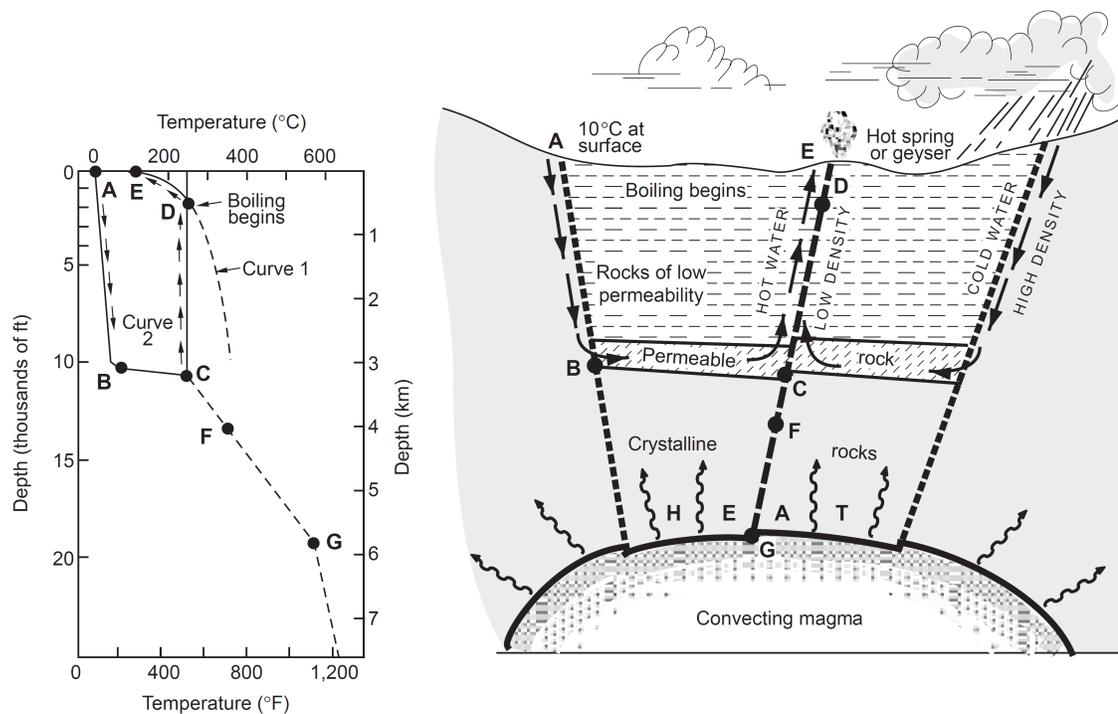


Figura 2.6: Modelo de un sistema geotérmico incorporando temperatura de fluidos. La curva 1 es la curva de referencia para el punto de ebullición del agua pura. La curva 2 muestra el perfil de temperatura a lo largo de típica circulación desde la recarga en el punta A hasta la descarga en el punto E. El mecanismo bajo un sistema geotermal es, en general, gobernado por convección, el esquema muestra el caso de un sistema hidrotermal de temperatura media, la convección es debido al calentamiento termal que general la expansión de los fluidos, el calor en la base del sistema entrega la energía que impulsa el sistema (White, 1973). Tomada de Browne, 1978.

Los constituyentes disueltos pueden provenir de la disolución de minerales, del magma, de la disolución de rocas evaporíticas e incluso del agua de mar. De esta forma, en sistemas geotermales encontramos los fluidos primarios que están presentes en las partes profundas del sistema y corresponde a mezcla de aguas meteóricas (o de mar) y volátiles magmáticos. Estos son, principalmente, fluidos de naturaleza sodio-clorurada, sulfato-ácidos y salmueras. Se encuentran, también, los fluidos secundarios que están presentes en las partes someras del sistema, generados por separación de fases del fluido primario y mezcla con otros fluidos (Arnosson *et al.*, 2007).

2.2.3. Estructura de resistividad eléctrica de sistemas geotermales

La resistividad eléctrica es una propiedad que posee cada material, cuantifica la capacidad con la que se opone el material al flujo de corriente eléctrica, su unidad en el sistema internacional es el Ωm . La conductividad eléctrica es el inverso de la resistencia es decir, cuantifica la capacidad de

un material para conducir la corriente su unidad en el sistema internacional es el $\Omega n^{-1}m^{-1}$, como se verá en el siguiente capítulo 3, en los métodos electromagnéticos es posible obtener el valor de dichas propiedades para el subsuelo.

La resistividad de las rocas, aparte de su valor característico dado por su litología, dependerá de la concentración e interconexión de sus componentes, principalmente de los minerales y fluidos que presentan. En particular, influyen en la disminución de resistividad eléctrica de las rocas los metales y semiconductores (óxido de hierro, grafito y sulfuros no metálicos). Sin embargo, debido a multiplicidad de factores que influyen en la resistividad eléctrica de las rocas no se puede asociar valores fijos de las mismas, se establecen rangos resistivos que se muestran en la figura 2.7.

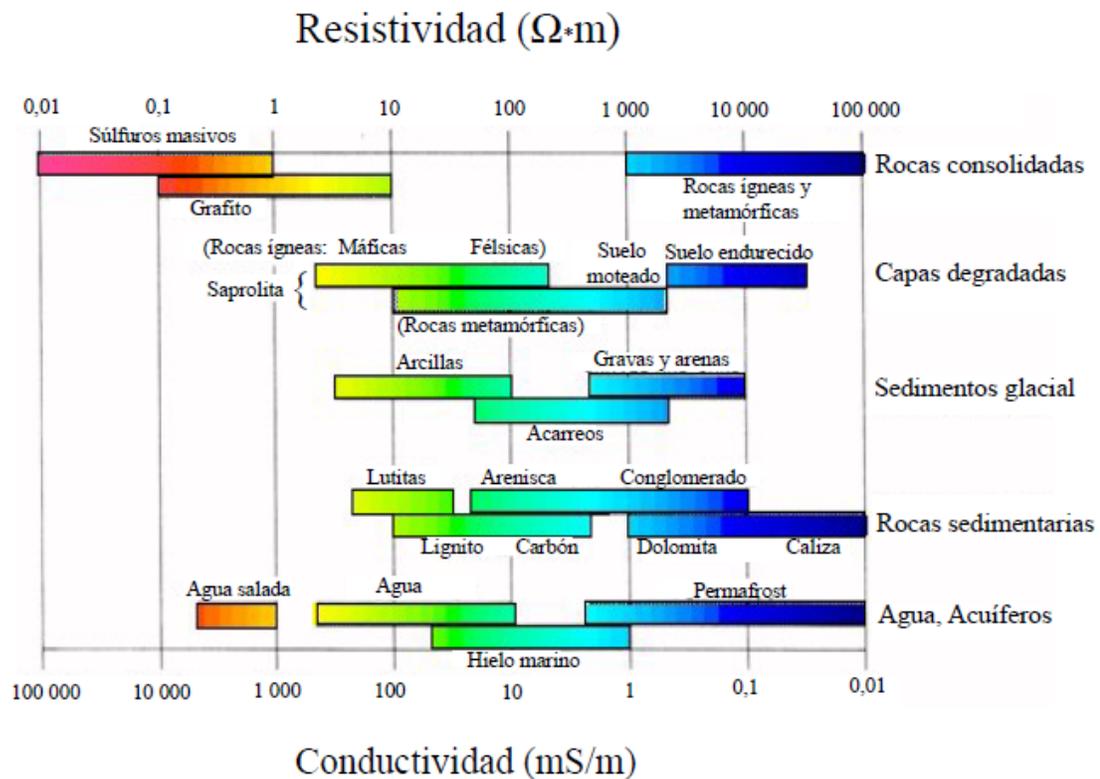


Figura 2.7: Variaciones más comunes del valor de resistividad para algunas rocas. Los límites pueden variar debido a fisuración, cantidad de agua, sales, etc. Gráfico modificado de Palacky (1987). Tomado de Pavez (2015).

La resistividad de las rocas en un entorno geotermal es un parámetro que refleja las propiedades del sistema geotermal, o su historia. Por lo que obtener, dicha propiedad es muy valorado para entender el sistema geotermal. Esto está relacionado al hecho de que la resistividad de las rocas está, principalmente, controlada por parámetros que se correlacionan con la actividad geotermal.

Dentro de estos parámetros se encuentra la porosidad o la estructura de poros (que se hace la distinción entre porosidad intergranular o permeabilidad primaria en rocas sedimentarias, porosidad de fracturas o permeabilidad secundaria relacionada con la tensión, fractura y enfriamiento en rocas ígneas y la porosidad vugular relaciona con la disolución de rocas, como caliza, o contenido de gas en magma volcánico), la alteración de rocas en las paredes de los poros, relaciona con agua-roca, salinidad de los fluidos en los poros, temperatura y saturación y contenido de los fluidos (Georgsson, 2013).

La porosidad secundaria (fracturas), alteración, salinidad de fluidos y temperatura son propiedades de primer orden con resto a las propiedades eléctricas del subsuelo. Esto explica porque la resistividad en las rocas es importante en la exploración de sistemas geotermales. La conducción eléctrica en general, ocurre, en poros saturados interconectados. Si la roca es fresca, la conducción es principalmente por el agua, mientras que al ocurrir alteración en las paredes de los poros toma dominancia eléctrica, ya que cuando se altera en temperaturas entre 50 y 200 °C, ocurre formación de arcillas y zeolitas poco resistivas. Luego, a mayores temperaturas la alteración resistiva de clorita y epidota toma lugar, cambiando la conducción al agua de los poros, nuevamente. La figura 2.8 muestra el cambio de resistividad descrito, y se resume en que en un sistema geotermal de alta temperatura hay un núcleo de alta resistividad bajo una capa de baja resistividad (Árnason *et al.*, 2000).

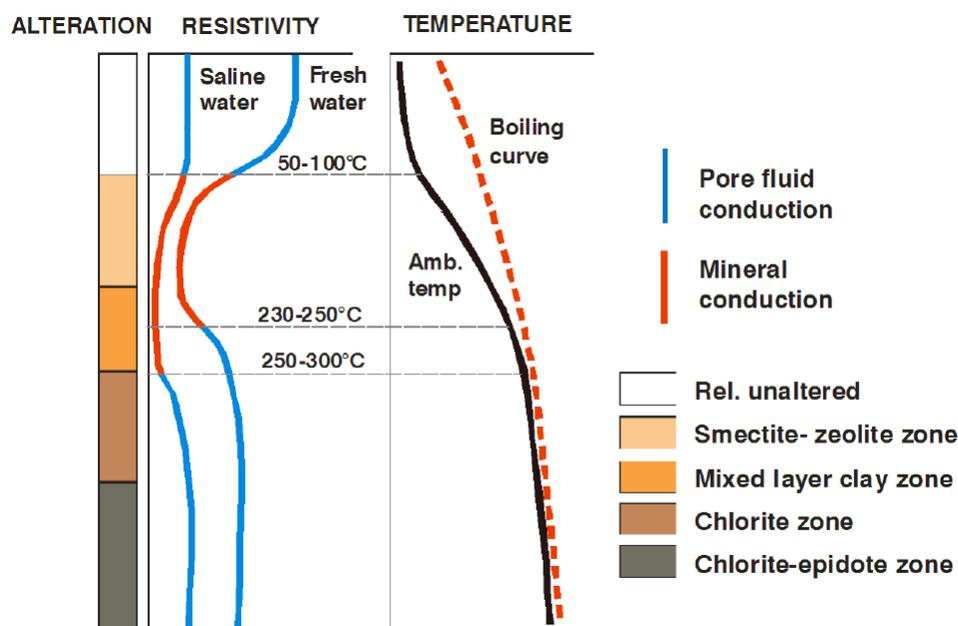


Figura 2.8: Modelo conceptual de variaciones en resistividad eléctrica dentro de un sistema geotermal en relación a zonas de alteración (Arnason *et al.*, 2000). Tomado de Georgsson, 2013.

2.3. Geología local

Están presentes en la zona y son relevantes para el estudio las Formaciones Lo Valdés, Río Damas y Río Colina, además, de la formación Nieves Negras que se encuentra en el norte y sur de la zona (Thiele, 1980; Godoy, 1993; Fock, 2005). Las formaciones geológicas que se emplazan tienen orientación aproximada N-S su geometría en superficies son franjas alargadas (figura 2.9).

Por orden de antigüedad se describe cada uno:

La Formación Nieves Negras (Batoniano-Caloviano temprano) corresponde a sucesión de lutitas, fangolitas negras y areniscas pardas ubicadas al oeste de las Termas del Plomo en una franja que se concentra en el Cerro Panimávida, se extiende por la quebrada del estero del Plomo hacia las faldas noroeste del Marmolejo, también, es visible al sureste de la zona en la falda este del volcán San José.

La Formación Río Colina (Caloviano-Oxfordiano) corresponde a un conjunto de rocas sedimentarias, como calizas, lutitas calcáreas, areniscas y conglomerados finos que se intertecalan con rocas volcánicas andesíticas, posee intercalaciones de potentes lentes de yeso ubicadas en toda la zona de estudio en una franja discontinua N-S.

La Formación Río Damas (Kimmeridgiano) corresponde rocas sedimentarias clásticas, finas y gruesas, y con esporádicos sedimentos químicos, no posee fósiles y se ubica a lo largo de toda la zona en una franja aproximadamente N-S.

La Formación Lo Valdés (Titoniano inferior-Hauteriviano superior) corresponde a rocas sedimentarias clásticas fosilíferas (calcilutitas, lutitas, areniscas calcáreas, calizas, conglomerados y brechas), se intercalan niveles volcánicos andesíticos (Klohn, 1960; Silva y Ortiz, 2010) y se ubican en franjas de orientación aproximada N-S en toda la zona.

La zona estudiada está dentro de la faja plegada y corrida del Aconcagua asociada a la unidad morfoestructural de la Cordillera Principal Oriental. Las estructuras regionales siguen una orientación aproximada norte-sur (figura 2.9); las principales fallas regionales están al oeste de la zona de estudio son la falla Chacayes-Yesillo, el sistema de fallas el Diablo – el Fierro que tienen son fallas inversas de vergencia opuesta, el sistema de falla del Diablo está orientado de tal forma que el bloque subsidente corresponde al de todas las formaciones presentes en la zona, estas fallas originalmente normales que se originaron entre el Eoceno Tardío con el desarrollo de la cuenta de intra-arco en Chile central en la Tercera etapa del Ciclo Andino. Además, se encuentra la Falla Baños Colina que pasa por las termas, y más al este está la Falla Estero las Minas, ambas inversas. La Falla de Baños Colina, de manteo subvertical levanta el bloque oeste de la formación Río Colina. La

Falla inversa conocida como Falla Estero Las Minas de vergencia este se encuentra al este del volcán.

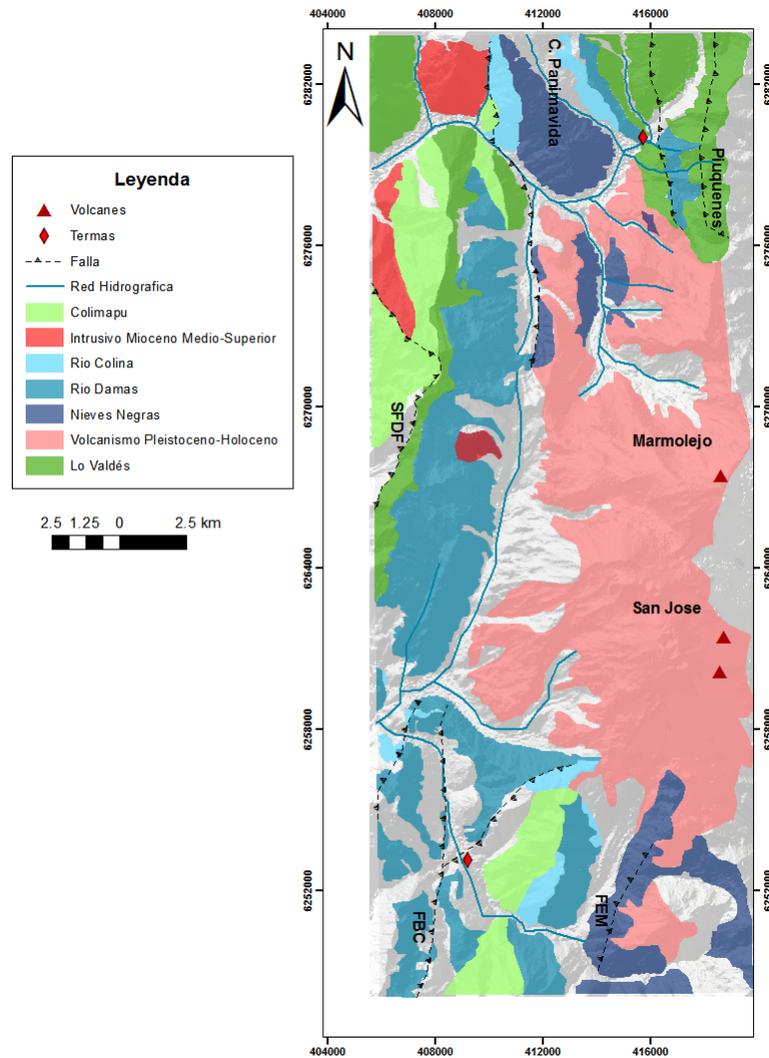


Figura 2.9: Mapa geológico de la zona de estudio. Basado en Mardones (2016), Fock (2005), Thiele (1980) y Calderón (2008).

2.3.1. Estructuras y perfiles

En el Anexo A .1 la ubicación de los perfiles, el perfil 2.10, que es el perfil A-A' que pasa por el valle de La Engoda y el volcán San José, de orientación W-E y el perfil 2.11, que es el perfil B-B', de orientación W-E que pasa por el sector de Baños Colina . La ubicación de los perfiles de las figuras 2.13 y 2.12, son al suroeste del volcán San José y al sur del río el volcán, respectivamente, ambos de orientación aproximada oeste-este, lo descrito se encuentran plasmado en un mapa en el Anexo A .2.

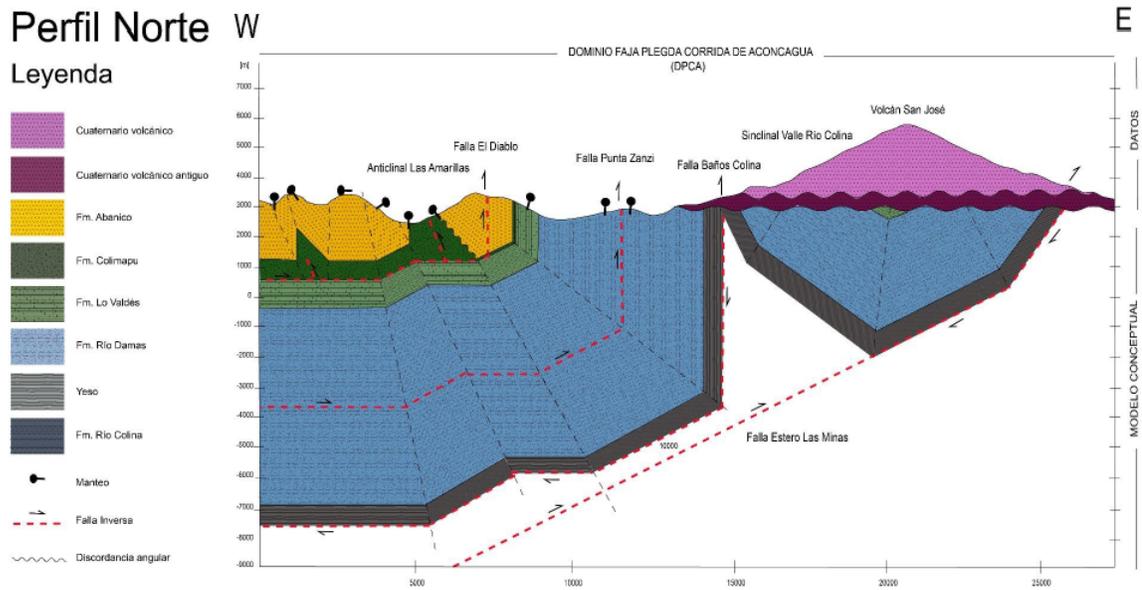


Figura 2.10: Muestra un perfil que pasa por el centro de la zona de estudio, pasando por el volcán San José. Tomado de Mardones, 2016.

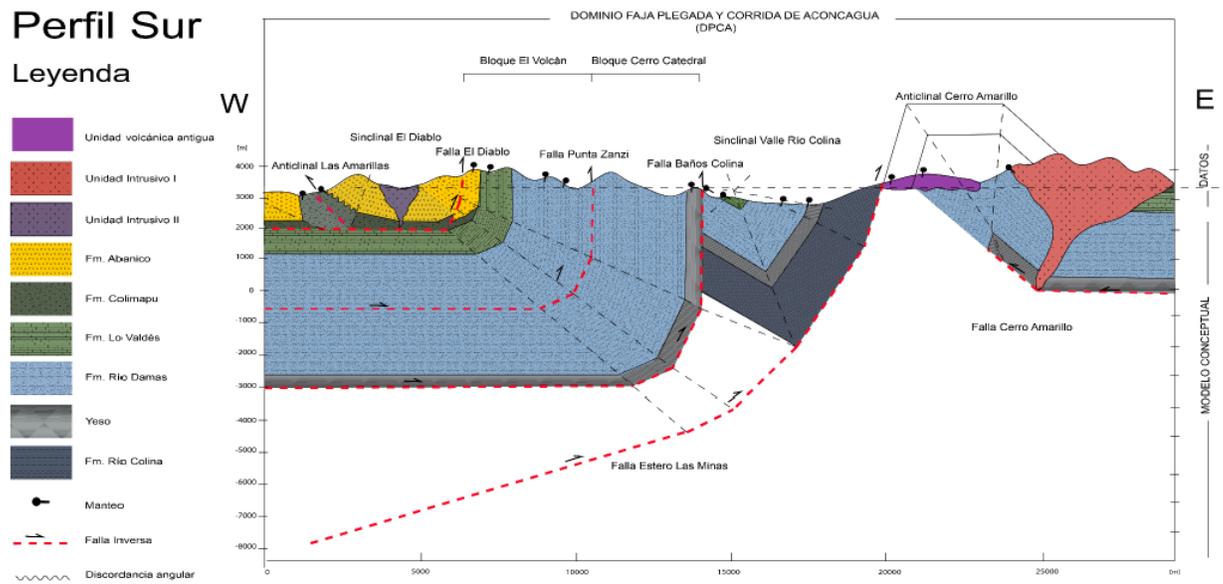


Figura 2.11: Muestra un perfil que pasa por el sur de la zona de estudio, pasando por el valle de Colina, donde se encuentran las termas Baños Colina. Tomado de Mardones, 2016.

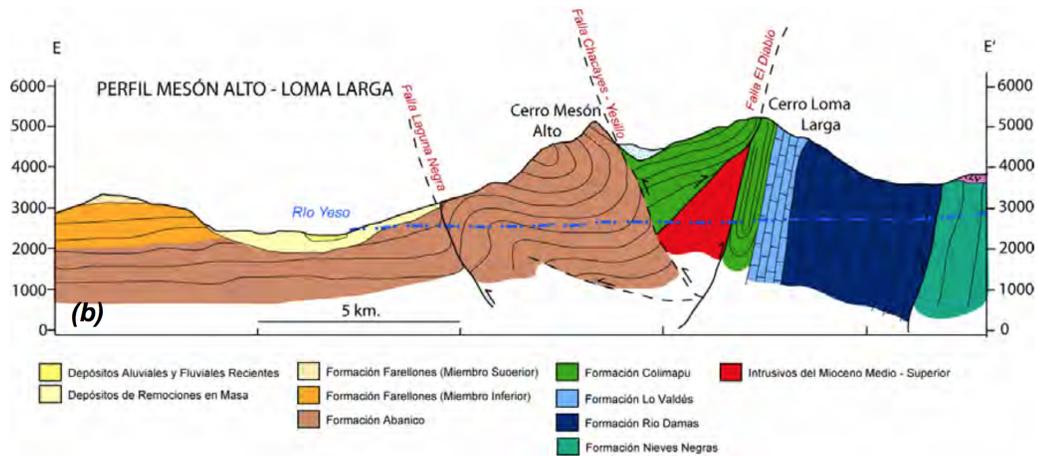


Figura 2.12: Perfil E-E' del mesón alto - loma larga. Tomado de Fock 2005.

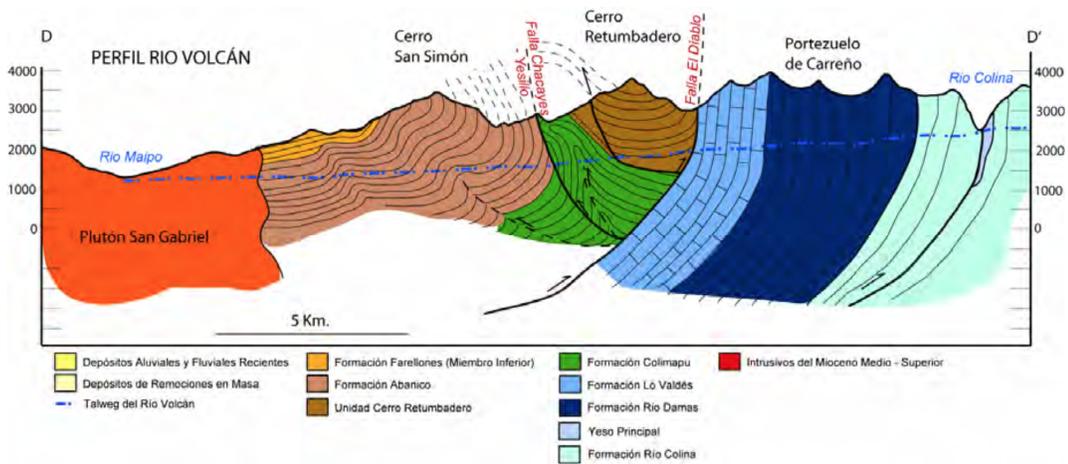


Figura 2.13: Perfil D-D' del rio Volcán. Tomado de Fock 2005.

2.3.2. Relieve, Cumbres y Recursos Hídricos

Entre los cerros de mayor altura, destacan el Marmolejo (6,100 m.s.n.m) y Mesón Alto (6,100 m.s.n.m), en el sector El Yeso, y El Morado (5,060 m.s.n.m) y Cortaderas (5,330 m.s.n.m), en el sector El Volcán (figura 2.14). La importancia de éstos radica en que, en general, sobre sus laderas se ve favorecida la acumulación de nieve y la consecuente formación de glaciares. El lento derretimiento de glaciares, en altura y la nieve formada en la laderas sería la principal fuente de caudal de los esteros y ríos que se encuentran en la zona, donde hacia el norte se tiene al río Yeso alimentado por los esteros del Plomo, Yeguas Muertas, Aparejo Morado y Casas de Piedra y al sur se tiene el río el Volcán, alimentado por el estero la Engorda, el río Colina y el estero Blanco (figura 2.14).

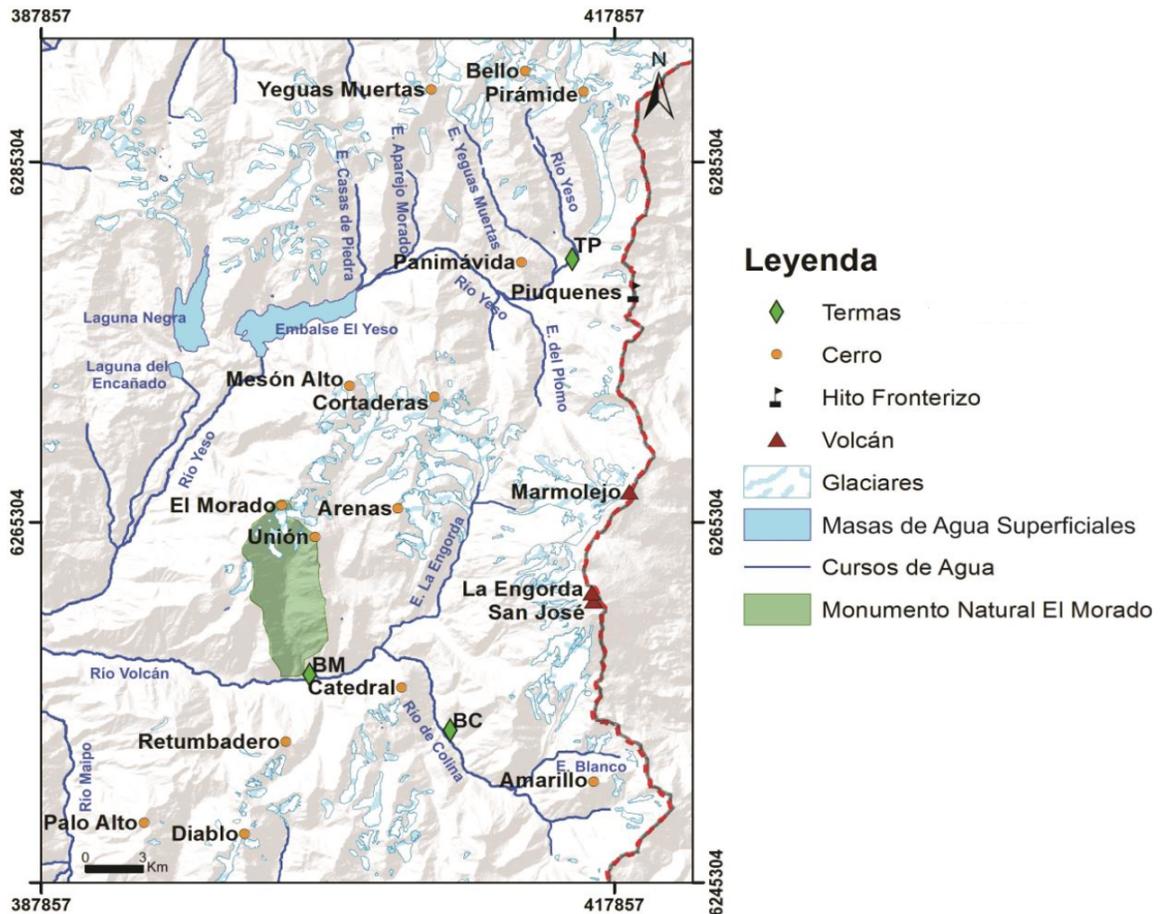


Figura 2.14: Principales cumbres (sobre 3,000 m.s.n.m), glaciares y cursos de agua de la zona de estudio. Se incluyen los edificios volcánicos. Tomado de Pincetti, 2016.

2.3.3. Manifestaciones Termales y Volcanismo

En la zona de estudio y sus alrededores se encuentran una serie de manifestaciones termales de acuerdo a los catastros de aguas termales de Hauser (1997) y Risacher y Hauser (2008), en la subcuenca del Maipo Alto se reconocen siete sectores con manifestaciones termales (ver Tabla 2.2 y figura 2.15). Las fuentes se relacionarían al Sistema de Fallas el Diablo el Fierro (SFDF) (Martini, 2008) y se conectarían en profundidad a través de estructuras y fracturas (Bustamante et al., 2010).

Tabla 2.2: Listado de manifestaciones termales de la cuenca de Maipo Alto. Las coordenadas se encuentran en datum WGS 1984, huso 19S. Temperatura tomada de Hauser, 1997 y de Risacher y Hauser, 2008

Nombre	Código	UTM E (m)	UTM S (m)	Elevación (m.s.n.m)	T (°C)
Tupungato	TUPU	415,984	6,308,513	2,983	28.3
Salinillas	SAL	396,897	6,293,234	1,611	33.0
Termas del Plomo	TP	414,726	6,278,468	2,929	44.0
Baños Morales	BM	407,534	6,247,777	2,374	28.0
Baños Colina	BC	409,164	6,253,549	2,525	52.0
Puente de Tierra	PT	404,732	6,226,552	2,185	41.2
Banos Azules	BA	404,946	6,219,347	2,500	35.0

En los alrededores de la zona de estudio es posible encontrar manifestaciones de aguas termales acompañadas de una alteración hidrotermal acotada, tal es el caso de Baños Colina y las Termas del Plomo.

Las Termas del Plomo están ubicadas en la subcuenca del río Yeso, en el valle del mismo nombre, en el sector del Plomo. En dicho lugar se reconocen tres pozas artificiales (piscinas burbujeantes) y un chorro de agua termal que aflora a través de planos de estratificación de calizas y lutitas calcáreas de la Fm. Lo Valdés, aproximadamente a tres metros por sobre el nivel de las pozas. El borde de las piscinas presenta cristales de halita color blanco, además de una capa delgada de hidróxidos de hierro de coloración anaranjada, los que también recubren las rocas a través de las cuales aflora el chorro termal (Pincetti, 2016).

Las termas de Baños Colina se encuentran en un terreno privado localizado al SE de Baños Morales, aproximadamente a 12 km del sector de Lo Valdés. Consisten en 7 a 8 pozas ovaladas distribuidas en la ladera del cerro formando terrazas. El agua termal aflora a través de depósitos de yeso, a partir de este punto las aguas son canalizadas para facilitar su escorrentía hacia cotas inferiores, abasteciendo las piscinas burbujeantes. El principal rasgo que caracteriza esta manifestación termal es la existencia de depósitos de travertino que delimitan y contienen el agua de las terrazas. Éstos se formarían actualmente a partir de las aguas termales surgentes, dando lugar al desarrollo de diversas texturas y morfologías (Pincetti, 2016).

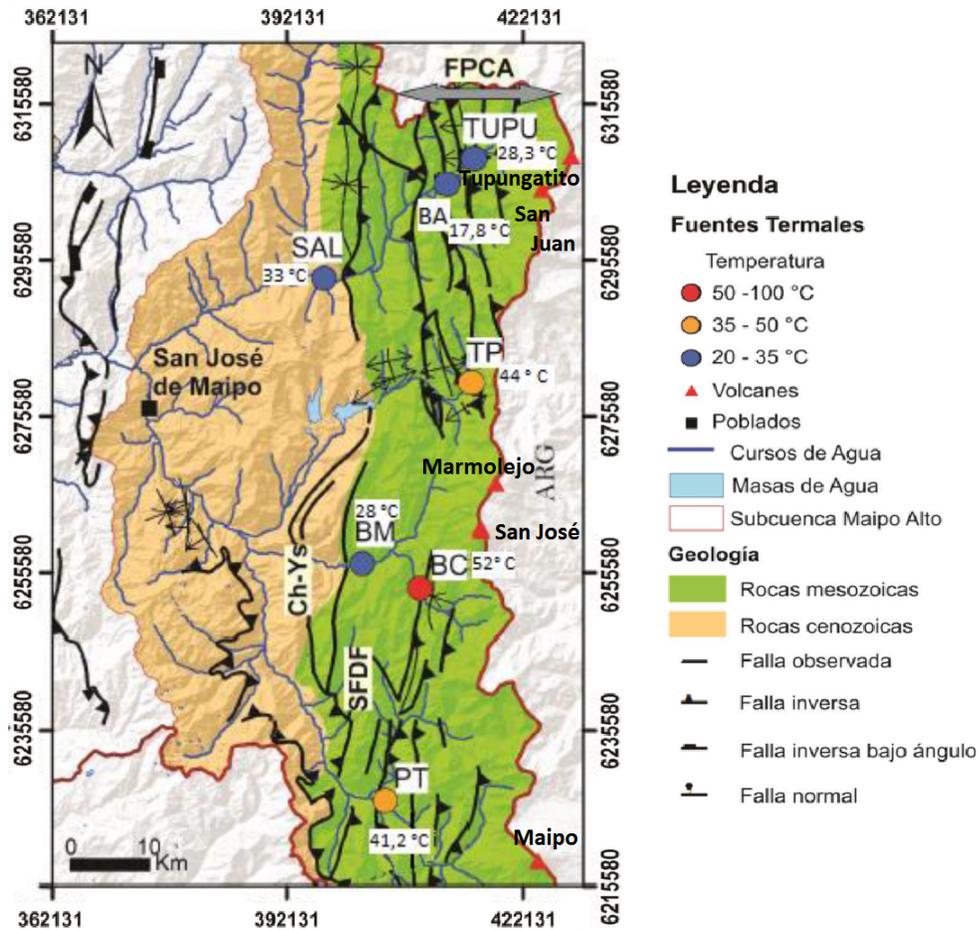


Figura 2.15: Mapa de ubicación de las fuentes termales y volcanes catastrados en Maipo Alto, Región Metropolitana. Adicionalmente, se muestran las estructuras disponibles en la Infraestructura de Datos Geospaciales (IDE) Chile. Modificado de Pincetti, 2016. Tomado y modificado de Anselmo, 2017

Los volcanes presentes en Chile central de norte a sur son el Tupungatito, el volcán San Juan, el volcán Marmolejo presente en el área de estudio, el complejo volcánico San José (5,856 msnm) presente en el área de estudio y el volcán Maipo (figura 2.15, Anexo B). Estos edificios volcánicos se encuentran prácticamente alineados en dirección NS y por su gran altura actúan como divisoria de aguas). El volcán San José es el principal presente en la zona de estudio y sus principales características se resumen en la tabla 2.3.

Tabla 2.3: Se resumen las principales características del volcán San José, basado en Simkin and Siebert, 2000.

Nombre del volcán	Latitud (°)	Longitud (°)	Elevación (m)	Tipo	Años que erupcionó (Moreno, 1974)
San José	33.78 S	69.89 S	5856	Estratovolcán	1960, 1959, 1941, 1931, 1895-97, 1889-90, 1881, 1822-38, 1822

El complejo volcánico San José posee varios centros de emisión alineados en dirección nor-

noroeste (Lopez-Escobar *et al.*, 1985; Moreno *et al.*, 1991). Los productos de este volcán, de composición, principalmente, andesítica, son efusivos (lavas y en menor medida domos), además de piroclastos de caída en el entorno de los cráteres. En Moreno *et al.* (1991) se menciona, además, la presencia local de posibles flujos escoriáceos. El cono principal consiste en varios cráteres superpuestos bien preservados alineados en dirección N-S. El cráter más joven tiene un pequeño domo en el fondo con actividad de fumarólica (Lopez-Escobar *et al.*, 1985; Moreno *et al.*, 1991; González-Ferrán, 1995).

Además del cono principal, se dispone otro cono al noroeste del complejo con un cráter erosionado y abierto al suroeste (volcán la Engorda de González-Ferrán, 1995) y un cono construido sobre el cono La Engorda con un cráter de 1 km de diámetro y un pequeño cono con cráter en su interior denominado volcán Plantat II por González-Ferrán (1995).

Las rocas del complejo volcánico San José son calcoalcalinas con un rango de composición de SiO_2 del 56-63 %. En estas rocas, la abundancia de elementos traza y la sistemática del diagrama SB (tendencia del Sr/Ca contra Ba/Ca) son consistentes con la derivación de las rocas andesitas más básicas del volcán San José de magmas primarios, generados por porcentajes relativos bajos de fusión parcial del magma de una fuente de peridotita-granate. La composición de elementos traza de las rocas del volcán San José también es consistente con la derivación de una fuente modificada por fluidos asociados a subducción, además, la alta razón de isótopos de Sr sugiere que los magmas derivados del manto fueron contaminados durante su paso por corteza continental (Lopez-Escobar *et al.*, 1985).

El basamento del volcán San José está compuesto de rocas sedimentarias y volcánicas del Jurásico al Mioceno, rocas graníticas de edad Terciaria y rocas del Pleistoceno del Marmolejo (Thiele, 1981). El Complejo volcánico San José está cubierto por un extenso glaciar en su flanco oriental y varios de menor volumen hacia el lado occidental, existiendo el peligro de generación de lahares, además de flujos piroclásticos de escasa extensión y lavas de volumen reducido hacia la hoya del río Maipo, caída de bombas y bloques en el área proximal, y lluvia de ceniza y lapilli en el sector argentino (Moreno *et al.*, 1991; González-Ferrán, 1995).

La actividad volcánica reciente (10 ka) está representada por los voluminosos depósitos del cerro Marmolejo, de edad pleistocena inferior a media, los cuales se encuentran fuertemente erosionados por el efecto de colapsos laterales, avalanchas de detritos (Stern *et al.*, 2007) y erosión glaciar. Adicionalmente, los volcanes Tupungatito, San José y Maipo han presentado actividad histórica

(1987, 1960 y 1912, respectivamente), mientras que los dos primeros manifiestan actividad solfatárica permanente (Stern et al., 2007). Dentro de los volcanes de esta zona, sólo el volcán San José registra una concentración de actividad sísmica en el periodo 1986-2001 (Barrientos et al., 2004). En número de erupciones históricas reportadas varía entre 7 y 21 entre 1822 y 1960 (Bruggen, 1950; Casertano, 1963; González-Ferrán, 1995; Petit-Breuilh, 2004), las cuales habrían sido de baja explosividad (índice de explosividad volcánica 1 o 2) caracterizadas, principalmente, por explosiones y columnas de gases y cenizas. Es difícil precisar cuántos de estos registros pueden ser considerados erupciones propiamente tales, siendo posible que parte de estos registros correspondan a reactivaciones menores o incrementos de actividad fumarólica.

2.3.4. Sistema geotermal en la zona de estudio: Estudios previos

Pincetti (2016) realizó un estudio hidrogeoquímico en las Termas del Plomo, Baños Colina y Baños Morales, en el definió la hidrodinámica de la zona, en el sector del Yeso, al norte de la zona de estudio, y en el sector del río el Volcán, al sur de la zona de estudio, donde el agua de la zona tendría origen meteórico. En ese estudio se estableció, según geotermometría, que las aguas en el subsuelo podrían alcanzar temperaturas de más de 160 °C, dicho fluido podría alcanzar esta temperatura a una profundidad de 5 km, tomando un gradiente de de 33 °C/km, aunque debe considerarse que la presencia de volcanes activos y la influencia de secuencias evaporíticas en la zona, podría afectar al gradiente geotermal y la aplicabilidad de los geotermómetros catiónicos, respectivamente.

Las rocas a través de las cuales afloran las aguas termales en superficie poseen una baja permeabilidad primaria de 10⁻⁵ a 10⁻⁹ m/s (Hudson y Harrison, 2000), por lo cual la permeabilidad secundaria dada por planos de estratificación, fracturas y fallas es fundamental para el transporte de fluidos en el sector; conformando un potencial acuífero en roca fracturada. La presencia de fallas, fracturas y diaclasas que generan porosidad y permeabilidad secundaria son fundamentales para el flujo e infiltración de aguas meteóricas, al mismo tiempo que permiten el ascenso de los fluidos calentados en profundidad (Cinti *et al.*, 2009). De esta forma, en Pincetti (2016), se deduce que esa es condición permite el desarrollo tanto de las vertientes frías como termales observadas existentes en la zona. Por otra parte, se demostró la gran disponibilidad de agua en ambas sub-subcuencas, es decir, existe suficiente agua de recarga para abastecer los sistemas termales, por lo que se cumple una de las condiciones para la existencia de un sistema geotermal. En Pincetti (2016), se establece el reservorio que las aguas termales responden a un modelo de sistema geotermal del tipo tectónico (Goff y Janik, 2000), donde el reservorio se presentaría como un medio rocoso fracturado. Las figuras [2.16](#) y [2.17](#) resumen la hidrodinámica de la zona.

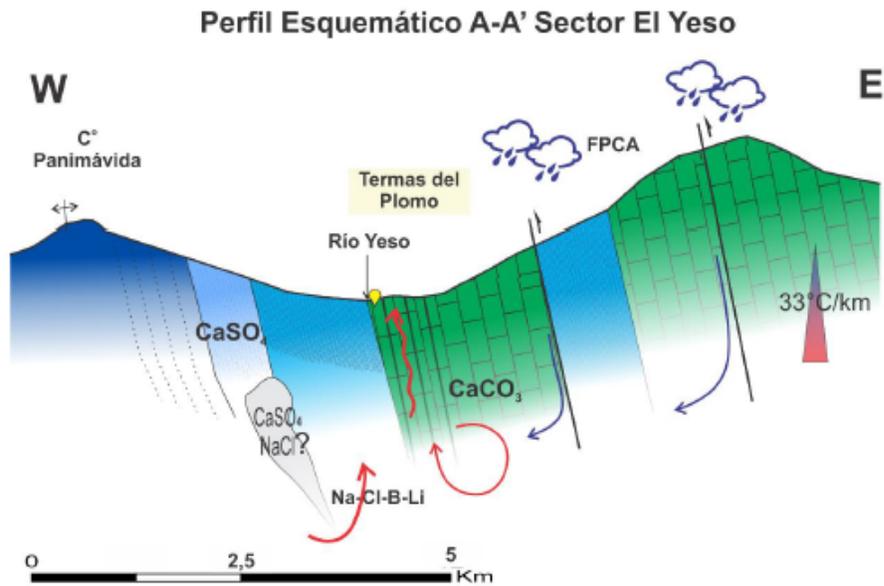


Figura 2.16: Perfil esquemático de la hidrodinámica en el sector de Termas del Plomo. Tomado de Pincetti, 2016.

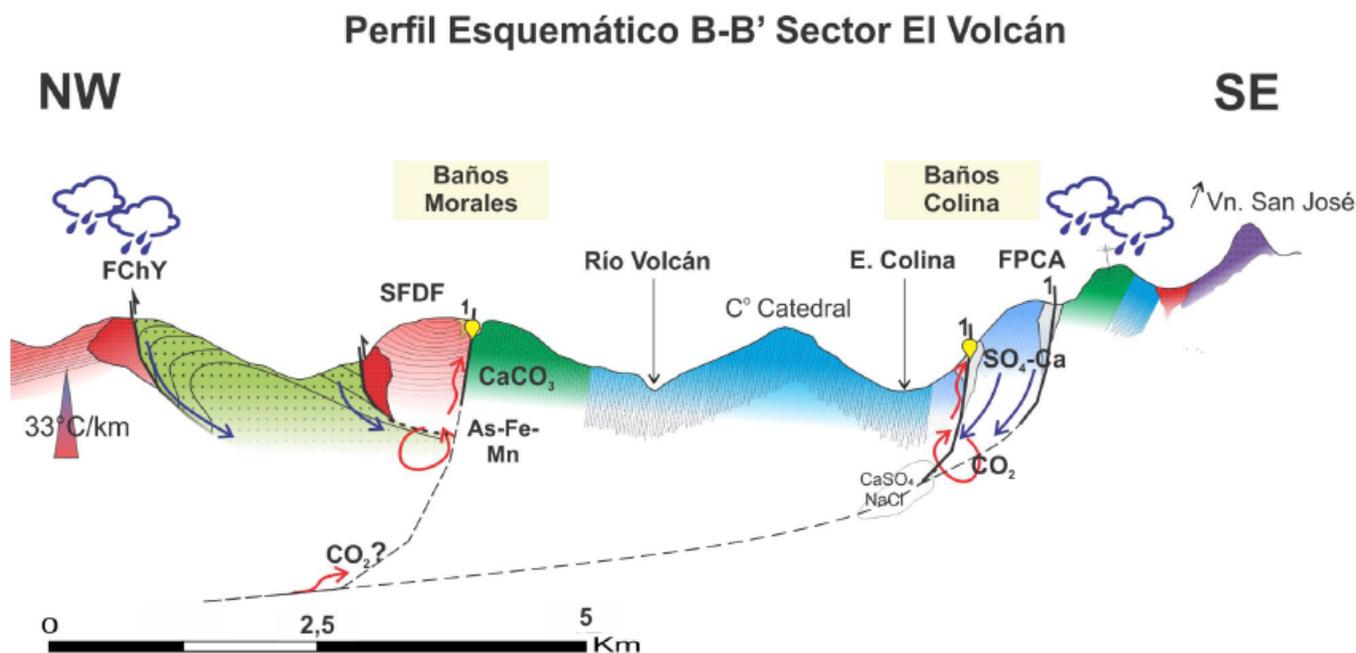
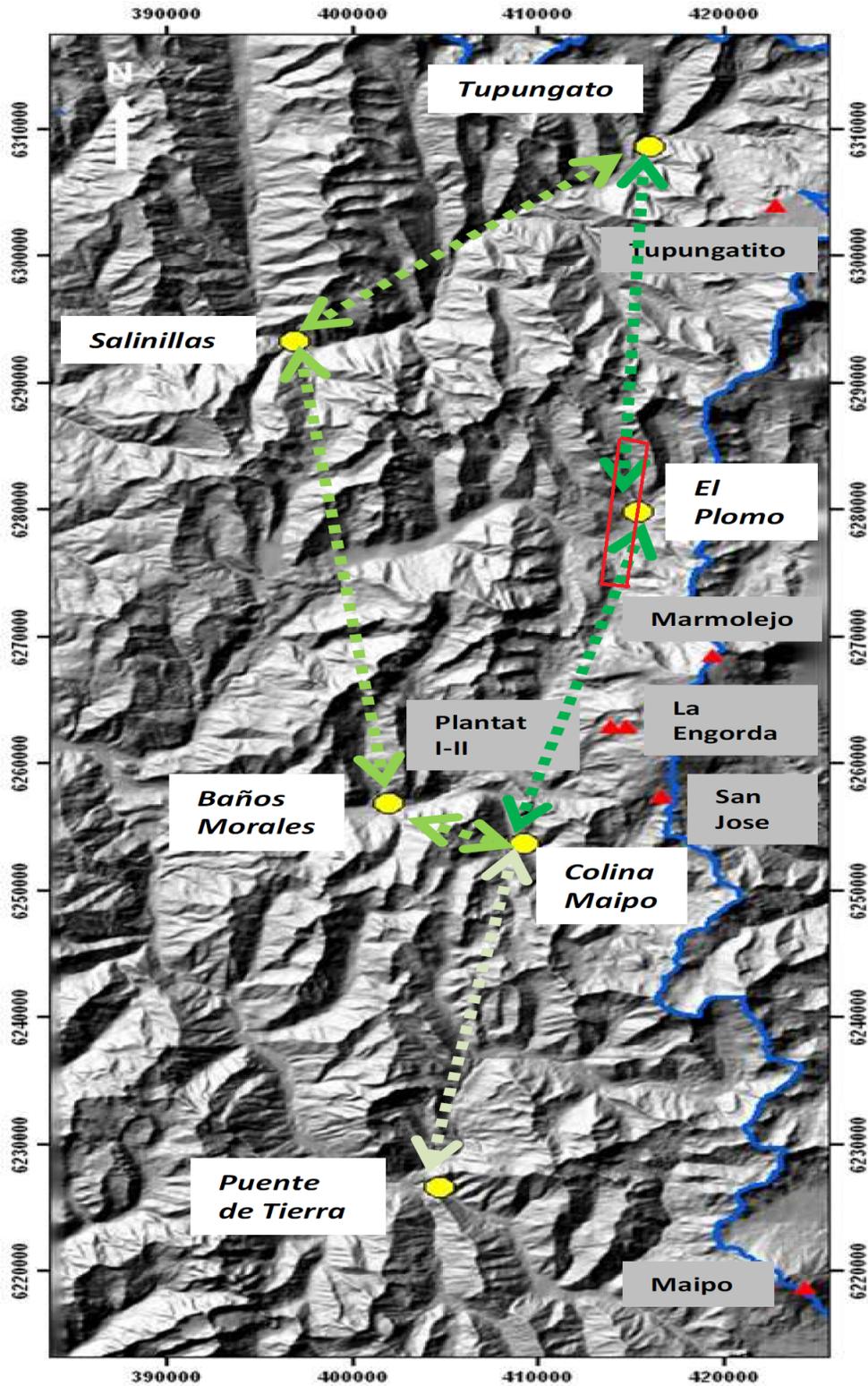


Figura 2.17: Perfil esquemático de la hidrodinámica en el sector de termas de Baños Colina. Tomado de Pincetti, 2016.

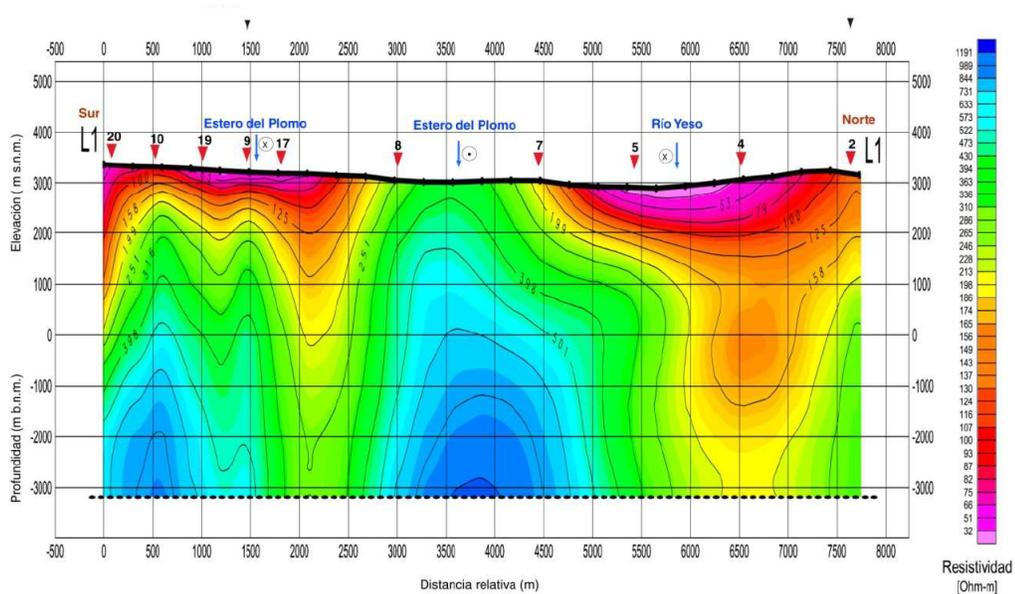
Se tiene que, además, un estudio hecho por Bustamante *et al.* (2010) en que se propone que las manifestaciones termales de la subcuenca del Alto Maipo tendrían su origen en el sector de Baños Colina y circularían a través de estructuras hacia los distintos puntos de menor temperatura y concentración de iones, basándose en los altos resistivos que se encontraron en quebrada de Salinillas (por el estero del Plomo) mediante la exploración Magnetotelúrica y por análisis de hidroquímica (ver figura 2.18, para más detalles ver Anexo C). En Pincetti (2016), se discute esto, destacándose que las manifestaciones de ambos valles están separadas por al menos 25 km de distancia en línea recta, por lo que se considera poco probable que los fluidos circulen horizontalmente tal distancia, ya que hidráulicamente estos deberían transportarse preferentemente de forma vertical, frente a las estructuras de alto ángulo existentes en el área. Se explica que tanto las Termas del Plomo como Baños Colina, no se encuentran directamente ubicadas sobre el Sistema de Fallas el Diablo, a diferencia de Baños Morales que se encuentra exactamente ella. Las dos primeras manifestaciones mencionadas se producen sobre fallas asociadas a la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua, por lo que no se puede asumir una conexión profunda de escala regional entre los fluidos termales.



● Afloramiento termal
 — Límite internacional
 - - - Líneas de flujos
 ▲ Volcán

Figura 2.18: Mapa de elevación que muestra las termas en la zona central andina y su interacción desde las termas de Baños Colina, el doble sentido de las flechas viene a que estacionalmente, el flujo puede ser inverso pero la fuente de calor estaría más cercana a las termas de Colina. Se ha modificado la figura original marcando en rojo la ubicación de las estaciones usadas para inversión de MT. Modificado de Bustamante *et al.*, 2010.

Por otro lado, en Bustamante *et al.* (2010) mediante el método geofísico Magnetotelúrico (figura 2.19) y de Transiente Electromagnético se interpretó que en el sector de El Yeso no habría reservorio, ya que no se detectaron anomalías de resistividad atribuibles a zonas de baja resistividad o de almacenamiento.



▼ Estación MT más próxima al trazado de la sección.

Figura 2.19: Perfil norte sur en la quebrada del Estero del Plomo que muestra la resistividad modelada por MT en el trabajo de Bustamante *et al.*, 2010.. Tomado de Bustamante *et al.*, 2010.

En Pincetti (2016), se establece a partir de la hidroquímica de las fuentes termales, que las aguas de Termas del Plomo se diferencian de Baños Colina, mientras que las aguas de Baños Morales presentan transición entre ambas, y por lo tanto, se determina que las aguas de Termas del Plomo por sus diferencias geoquímicas y por su distancia a las manifestaciones termales de El Volcán, presentan procesos fisicoquímicos diferentes y/o que se dan con diferente intensidad.

Capítulo 3

Marco Teórico

3.1. Principios fundamentales de los métodos electromagnéticos

Para un material su resistividad ρ es el inverso de la conductividad σ . $\rho = \frac{1}{\sigma}$

Para los rangos de frecuencia considerados (10^{-3} a 10^3 hz) la conductividad eléctrica σ es real e independiente de la frecuencia.

De la teoría de la electrodinámica (Ward y Hohmann, 1988), se tienen las ecuaciones materiales:

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad (3.1)$$

$$\vec{D} = \epsilon_r \epsilon_0 \vec{E} \quad (3.2)$$

$$\vec{B} = \mu_r \mu_0 \vec{H} \quad (3.3)$$

\vec{J} es la densidad de corriente, \vec{E} es el campo eléctrico y \vec{B} es el campo magnético. \vec{D} es el vector de desplazamiento dieléctrico, \vec{H} es la fuerza del campo magnético, $\epsilon_0 = 8.89 \times 10^{-12}$ As/Vm es la constante de permitividad y $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ Vs/Am es la constante de inducción. ϵ_r es la dielectricidad relativa que para roca seca es, aproximadamente, 20 y para el agua es, aproximadamente, 81. μ_r es la permeabilidad relativa que es, generalmente, 1.

Para poder cuantificar y estudiar los fenómenos electromagnéticos se usa la relación existente entre el campo magnético y el campo eléctrico. Dichas relaciones se resumen en las ecuaciones de Maxwell.

3.1.1. Ecuaciones de Maxwell

Las siguientes son las ecuaciones que rigen los fenómenos electromagnéticos:

$$\text{Ley de Faraday : } \nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad (3.4)$$

$$\text{Ley de Ampere : } \nabla \times \vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad (3.5)$$

$$\text{Ley de Gauss para campos eléctricos : } \nabla \cdot \vec{D} = q \quad (3.6)$$

$$\text{Ley de Gauss para campos magnéticos : } \nabla \cdot \vec{B} = 0 \quad (3.7)$$

Donde q es la densidad de carga eléctrica debido a cargas libres.

En métodos de corriente continua las derivadas temporales son 0. En métodos de baja frecuencia (menor a 10^7) se asume $\frac{\partial \vec{D}}{\partial t}$ tiende a 0.

3.1.2. Ecuación de Onda

Para la solución de los problemas electromagnéticos en el dominio del tiempo se considera un medio homogéneo, lineal e isótropo, el cual posee características eléctricas que son independientes de la temperatura, presión y tiempo. (Ward y Hohmann, 1988).

Para entender los conceptos fundamentales de la teoría electromagnética se supone un medio terrestre que posee condiciones homogéneas, lineales e isotrópicas. Este medio terrestre es alcanzado por una onda electromagnética desde la que se genera el campo eléctrico y campo magnético, en el interior de la tierra. Se aplica el operador rotacional a las ecuaciones (3.4) y (3.5) (Ward y Hohmann, 1988), se tiene:

$$\nabla \times (\nabla \times \vec{E}) + \nabla \times \frac{\partial \vec{B}}{\partial t} = 0 \quad (3.8)$$

$$\nabla \times (\nabla \times \vec{H}) - \nabla \times \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} = \nabla \times \vec{J} \quad (3.9)$$

Considerando las ecuaciones materiales y un medio no dispersivo, donde sus propiedades electromagnéticas consideradas, para simplicidad de los desarrollos físico-matemático, son ϵ , μ y σ independientes del tiempo. Aplicándolas a las ecuaciones (3.8) y (3.9) y considerando las ecuaciones de Maxwell, se simplifica a:

$$\nabla \times \nabla \times \vec{E} + \mu\epsilon \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2} + \mu\sigma \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} = 0 \quad (3.10)$$

$$\nabla \times \nabla \times \vec{B} + \mu\epsilon \frac{\partial^2 \vec{B}}{\partial t^2} + \mu\sigma \frac{\partial \vec{B}}{\partial t} = 0 \quad (3.11)$$

Se aplica la siguiente identidad $\nabla \times \nabla \vec{\psi} = \nabla(\nabla \cdot \vec{\psi}) - \nabla^2 \vec{\psi}$ a las ecuaciones (3.10) y (3.11), se asume que $\nabla \cdot \vec{E} = 0$ y $\nabla \cdot \vec{B} = 0$, es decir, continuidad del campo eléctrico y campo magnético en medios homogéneos sin cargas libres. Así, se simplifica a:

$$\nabla^2 \vec{E} = \mu\epsilon \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2} + \mu\sigma \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \quad (3.12)$$

$$\nabla^2 \vec{B} = \mu\epsilon \frac{\partial^2 \vec{B}}{\partial t^2} + \mu\sigma \frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad (3.13)$$

Entonces, para ambos campos se pueden escribir ecuaciones de la siguiente forma:

$$\nabla^2 \vec{F} = \mu\sigma \frac{\partial \vec{F}}{\partial t} + \mu\epsilon \frac{\partial^2 \vec{F}}{\partial t^2} \quad (3.14)$$

donde \vec{F} pertenece a (\vec{E}, \vec{B}) . La ecuación (3.14) es llamada ecuación del telegrafista. El primer término, contiene la conductividad, y describe un proceso difusivo. El segundo término, contiene la permitividad, y se refiere a la propagación del campo.

Para simplificar la ecuación de onda, es necesario transformarla al espacio de Fourier, para esto se aplica la transformada de Fourier con respecto al tiempo en la ecuación (3.14). Así, se simplifica a:

$$\nabla^2 \vec{F} = (i\omega\mu\sigma - \mu\epsilon\omega^2)\vec{F} \quad (3.15)$$

con $\omega = 2\pi f$ la frecuencia angular. Donde el número de onda se define $\gamma^2 = i\omega\mu\sigma - \mu\epsilon\omega^2$, considerando que las corrientes de desplazamiento son mucho más pequeñas que las corrientes de conducción para materiales que existen en el subsuelo. además, de que para frecuencias bajas del orden de los 10^5 Hz se tiene que cuando $\mu\epsilon\omega^2 \ll i\omega\mu\sigma$ implica que $\gamma^2 \approx i\omega\mu\sigma$, esto significa que nos encontramos en el modelo cuasi-estacionario y tomando las ecuaciones 3.12 y 3.13 para el campo eléctrico y campo magnético se tiene:

$$\nabla^2 \vec{E} - \mu\sigma \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} = 0 \quad (3.16)$$

$$\nabla^2 \vec{B} - \mu\sigma \frac{\partial \vec{B}}{\partial t} = 0 \quad (3.17)$$

Finalmente, en el dominio de la frecuencias se tiene:

$$\nabla^2 \vec{E} - i\omega\mu\sigma \vec{E} = 0 \quad (3.18)$$

$$\nabla^2 \vec{B} - i\omega\mu\sigma \vec{B} = 0 \quad (3.19)$$

3.1.3. Ecuaciones de Maxwell en el dominio de la frecuencias

Para obtener unas ecuaciones equivalentes en el dominio de la frecuencia, 3.4 y 3.5 pueden ser reescritas aplicándoles la transformada de Fourier como (Ward y Hohmann, 1988):

$$\nabla \times \vec{E} + i\mu\omega \vec{H} = 0 \quad (3.20)$$

$$\nabla \times \vec{H} - (\sigma + i\epsilon\omega)\vec{E} = 0 \quad (3.21)$$

3.1.4. *Skin depth*

La penetración para la cual el modulo de $F(z)$ es atenuado en $1/e$ del valor de superficie es llamada *skin depth* (δ), es decir, $F(\delta) = \frac{1}{e}F(z=0)$, así:

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\mu\omega\sigma}} \quad (3.22)$$

Sustituyendo $\mu = \mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ Vs/Am, $\omega = 2\pi/T$ y $\rho = 1/\sigma$:

$$\delta(m) = 500\sqrt{T(s)\rho_a(\Omega m)} \quad (3.23)$$

3.1.5. Incidencia vertical

Con respecto a la suposición de incidencia vertical, pese a que las ondas electromagnéticas pueden llegar a la superficie terrestre con un ángulo de incidencia, el enorme contraste de conductividad hace que las ondas se propaguen verticalmente.

Para comprobar esto, se considera una onda electromagnética plana que viaja por el aire con una conductividad $\sigma_{aire} = 0$. Dicha onda, incide con un ángulo de incidencia θ_i a un semiespacio homogéneo con una conductividad $\sigma = 1/\rho$. La onda refractada se propaga con un ángulo de refracción θ_r .

Por la ley de Snell:

$$\frac{1}{v_0} \sin(\theta_i) = \frac{1}{v} \sin(\theta_r) \quad (3.24)$$

donde, $v_0 = 1/\sqrt{\mu_0\epsilon_0} = c$ y $v = \sqrt{2w/(\mu_0\sigma)}$ son las velocidades de la onda electromagnética plana en el aire y en el semiespacio homogéneo, respectivamente, y c es la velocidad de la luz; v se obtiene de la parte imaginaria de la ecuación 3.30 considerando $k = \omega/v$.

De esta forma, se sustituye v_0 , v y $\sigma = 1/\rho$ en la ecuación 3.25 de Snell y se reduce a:

$$\sin(\theta_r) = \sqrt{2\epsilon_0\omega\rho} \sin(\theta_i) \quad (3.25)$$

Considerando que las mayores resistividades encontradas en el interior de la Tierra son menores a $10^4 \Omega m$, las mayores frecuencias de medición son menores a 10^4 Hz y que $\epsilon_0 = 8.8542 \times 10^{-12} C^2 N^{-1} m^{-2}$. Se tiene que $\epsilon_0\omega\rho < 10^{-3}$.

De esta forma, se asume que θ_r es cero y la onda refractada viaja verticalmente hacia abajo para cualquier ángulo de incidencia θ_i .

3.2. Método Magnetotelúrico

La Magnetotelúrica es una técnica de exploración pasiva que utiliza un amplio espectro de variaciones geomagnéticas como fuente de poder para estudiar la estructura interna de la Tierra. De

esta forma, la razón compleja entre los campos eléctrico y magnético (impedancias) puede describir la penetración de onda electromagnéticas en el subsuelo de lo cual es posible desprender parámetros de este como la resistividad.

Del *skin depth* se deduce que en el método del MT se obtienen respuestas a mayor profundidad aumentando el periodo de medición.

El rango de frecuencias usado varía entre 10^{-4} y 10^4 Hz. Las variaciones de alta frecuencia son provocadas por radiación electromagnética de rayos y su propagación entre la Tierra y la ionósfera. Las variaciones geomagnéticas para frecuencias menores a 1 Hz son causadas por sistemas de corriente en la ionósfera y magnetósfera relacionadas a la interacción entre el sol y la Tierra. Las observaciones van a depender de la posición del observador (latitud geomagnética) y, también, del tiempo de medición.

3.2.1. Función de transferencia

Para determinar la resistividad del subsuelo se introduce la función de transferencia, F_t , la cual relaciona los parámetros medibles en terreno (campo eléctrico y campo magnético) con la resistividad.

Función de transferencia en un semiespacio

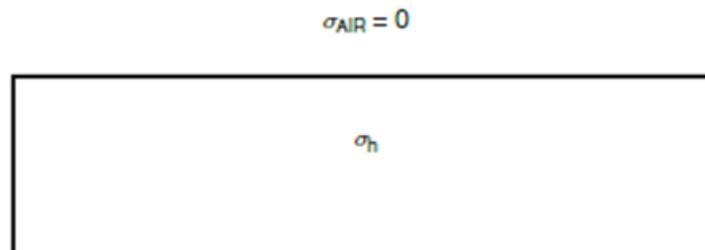


Figura 3.1: Muestra un semiespacio. Tomado de Simpson y Bahr, 2005.

El caso más simple corresponde a un semiespacio homogéneo (figura 3.1) de conductividad σ , cuya superficie plana se encuentra debajo de una capa de aire de conductividad nula. Considerando que z es el eje vertical, la solución de la ecuación (3.12), en el eje z , viene dado por:

$$E = E_1 e^{i\omega t - kz} + E_2 e^{i\omega t + kz} \quad (3.26)$$

Como la tierra no genera ondas electromagnéticas, entonces no es posible que la magnitud aumente con la profundidad, por lo que, $E_2 = 0$. Por lo que la ecuación (3.26) se reduce a:

$$E = E_1 e^{i\omega t - kz} \quad (3.27)$$

Y la segunda derivada es:

$$\frac{\partial^2 E}{\partial z^2} = k^2 E_1 e^{i\omega t - kz} \quad (3.28)$$

En este caso, $\frac{\partial E}{\partial x} = \frac{\partial E}{\partial y} = 0$, entonces, utilizando las ecuaciones (3.18) y (3.28) se obtiene

$$\begin{aligned} k^2 E_1 e^{i\omega t - kz} &= i\omega\mu\sigma E \\ k &= \sqrt{i\omega\mu\sigma} \end{aligned} \quad (3.29)$$

Como $i = \frac{(i+1)^2}{2}$:

$$k = (i+1) \sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}} \quad (3.30)$$

Y, la función de transferencia se define como:

$$F_t = \frac{1}{k} = \frac{\sqrt{2}}{(1+i)\sqrt{\omega\mu\sigma}} \quad (3.31)$$

La función de transferencia es un modelo que describe un sistema lineal, en que dada una entrada, predice una salida. También, establece una relación lineal entre propiedades físicas que pueden ser medidas en el campo. Considerando la ecuación (3.4) se tiene que:

$$\left(-\frac{\partial E_y}{\partial z}, \frac{\partial E_x}{\partial z}, 0 \right) = \left(-\frac{\partial B_x}{\partial t}, -\frac{\partial B_y}{\partial t}, 0 \right) \quad (3.32)$$

Y, la función de transferencia será (Simpson y Bahr, 2005):

$$F_t = \frac{1}{k} = \frac{E_{x0}}{i\omega B_{y0}} = -\frac{E_{y0}}{i\omega B_{x0}} \quad (3.33)$$

De esta forma, si la función de Transferencia es conocida, se puede obtener la resistividad de un semiespacio homogéneo:

$$\rho = \frac{1}{\sigma} = \frac{1}{|k|^2} \mu\omega = |F_t|^2 \mu\omega \quad (3.34)$$

Tensor de Impedancia

El tensor de impedancia \underline{Z} es una función de transferencia que relaciona las componentes ortogonales del campo magnético horizontal y campo eléctrico horizontal, es función de la frecuencia y contiene información de la dimensionalidad y resistividad del medio. Se define:

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} B_x/\mu \\ B_y/\mu \end{pmatrix} \quad (3.35)$$

De esta forma:

$$E = \underline{Z}B/\mu \quad (3.36)$$

donde el tensor de impedancia es:

$$\underline{Z} = \underline{Z}(\omega) = \begin{pmatrix} Z_{xx}(\omega) & Z_{xy}(\omega) \\ Z_{yx}(\omega) & Z_{yy}(\omega) \end{pmatrix} \quad (3.37)$$

El tensor de impedancia se relaciona con los resultados de la sección anterior de la siguiente forma:

$$|\underline{Z}(\omega)| = \mu\omega |F_t(\omega, z = 0)| \quad (3.38)$$

El tensor de impedancia es un número complejo, del cual se puede obtener una fase. Del módulo del tensor de impedancia se puede obtener una resistividad aparente de la siguiente forma:

$$\rho_{a,ij}(\omega) = \frac{1}{\mu\omega} |Z_{ij}(\omega)|^2 \quad (3.39)$$

$$\phi_{ij}(\omega) = \arctan \left(\frac{\text{Im} \{Z_{ij}(\omega)\}}{\text{Re} \{Z_{ij}(\omega)\}} \right) = \arg \{Z_{ij}(\omega)\} \quad (3.40)$$

Caso unidimensional

Para el caso de un medio unidimensional, en que la resistividad varía solo en profundidad, se demuestra que los elementos del tensor de impedancia cumplen (Simpson y Bahr, 2005) con:

$$Z_{xx} = Z_{yy} = 0 \quad (3.41)$$

$$Z_{xy} = -Z_{yx} \quad (3.42)$$

En este caso, el tensor de impedancia queda reducido a:

$$\underline{Z} = \begin{pmatrix} 0 & Z \\ -Z & 0 \end{pmatrix} \quad (3.43)$$

Y,

$$Z(\omega) = \mu \frac{E_x(\omega, z = 0)}{B_y(\omega, z = 0)} = -\mu \frac{E_y(\omega, z = 0)}{B_x(\omega, z = 0)} = \frac{i\omega}{k} = \sqrt{\frac{\omega i}{\mu\sigma}} \quad (3.44)$$

La resistividad y la fase serán:

$$\rho_a = \frac{1}{\mu\omega} |Z|^2 \quad (3.45)$$

$$\phi = \arctan\left(\frac{E_x}{B_y}\right) = \pi/4 \quad (3.46)$$

Caso 2D

En el caso de dos dimensiones la conductividad varía a lo largo de un eje horizontal, además de variar en profundidad. El tensor de impedancia cumple con:

$$Z_{xx} = -Z_{yy} \quad (3.47)$$

$$Z_{xy} \neq Z_{yx} \quad (3.48)$$

La variación de resistividad por un eje horizontal es descrita por un alineamiento llamado rumbo geoelectrico. El tensor de impedancia puede ser rotado de tal forma que los elementos de la diagonal sean 0, lo que ocurre cuando el eje x o el eje y queda alineado con el rumbo geoelectrico. Esto genera:

$$Z_{xx} = Z_{yy} = 0 \quad (3.49)$$

De esta forma, el tensor de impedancia queda:

$$\underline{Z} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{TE} \\ Z_{TM} & 0 \end{pmatrix} \quad (3.50)$$

$$Z_{TE}(w) = \mu \frac{E_x(\omega, z=0)}{B_y(\omega, z=0)} \quad (3.51)$$

$$Z_{TM}(w) = \mu \frac{E_y(\omega, z=0)}{B_x(\omega, z=0)} \quad (3.52)$$

Flechas de inducción

Las flechas de inducción se extraen de la función de Transferencia geomagnética. El principio de estas es que variaciones temporales en la componente vertical del campo magnético se generan sólo si hay gradientes de conductividad laterales (en el eje x y en el eje y), por lo que este parámetro sirve para inferir la presencia de variaciones laterales de conductividad.

$$B_z = \begin{pmatrix} T_x & T_y \end{pmatrix} \begin{pmatrix} B_x \\ B_y \end{pmatrix} \quad (3.53)$$

donde $\underline{T} = \begin{pmatrix} T_x & T_y \end{pmatrix}$ se llama comúnmente *tipper*, debido a que el campo secundario de una variación de conductividad lateral inclina (*tip*) fuera de la horizontal. Ambos, T_x y T_y son números complejos.

Considerando sus partes reales e imaginarias, lo anterior se puede descomponer de la siguiente forma:

$$\vec{P} = \text{Re}(T_x)\vec{e}_x + \text{Re}(T_y)\vec{e}_y$$

$$\vec{Q} = \text{Im}(T_x)\vec{e}_x + \text{Im}(T_y)\vec{e}_y$$

donde \vec{e}_x y \vec{e}_y son vectores unitarios. \vec{P} y \vec{Q} son los vectores de inducción, y con ellos es posible identificar zonas con contrastes de resistividad para diferentes frecuencias, dependiendo de su comportamiento. Existen dos convenciones para graficarlos: la de Wiese (Wiese, 1965) (flechas apuntan alejándose de conductores) y la de Parkinson (flechas apuntan hacia los conductores). En este trabajo se usa la convención de Wiese.

3.2.2. *Static Shift* y Banda muerta

Existen dos serios problemas en las medidas de MT que deben ser tomados en consideración en el procesamiento y análisis de los datos.

Static Shift

El *static shift* es una distorsión debido a que un campo eléctrico generado de cargas situadas en los bordes de heterogeneidades y persisten durante toda la toma de medidas de MT, esto causa una distorsión en las curvas de resistividad aparente, por lo que estas curvas quedan trasladadas paralelas a su verdadero valor (Pellerin and Hohmann, 1990) y, además, están escaladas por un factor real, sin embargo, no afecta la fase del tensor de impedancia del MT. El factor de escala no puede ser determinado directamente de los datos de MT de un solo sitio.

Una distorsión de translación entre dos polarizaciones de las curvas resistividad aparente es un indicador de que el *static shift* está presente. Sin embargo, si no hay una desviación paralela entre dos curvas de resistividad aparente, no necesariamente garantiza polarización ausente de desviación. Si los datos de MT son interpretados vía modelamiento 2-D o 3-D pueden contener estructuras extrañas si el *static shift* es ignorado (Vozoff, 1972). El concepto del *static shift* es causado por contrastes de conductividad multi-dimensionales teniendo menor penetración de los campos electromagnéticos (Simpson and Bahr, 2005). Como resultado de la conservación de cargas eléctricas, discontinuidades en la conductividad causan distorsiones locales de las amplitudes de los campos magnéticos y, así, causan que las magnitudes de la impedancia se multipliquen o dividan por un

factor de escala real (Vozoff, 1972).

La causa del *static shift* es debido a que el flujo de corriente en el subsuelo se encuentra con anomalías de conductividad, que afecta el trayecto del flujo. Las corrientes son atraídas por discontinuidades eléctricas donde se aumenta la conductividad y son deflectadas por anomalías donde disminuye la conductividad. La distorsión galvánica es producida por distribuciones de carga acumuladas en la superficie de cuerpos superficiales, que producen un campo electromagnético anómalo.

Banda muerta

La banda muerta es aquella banda en que las medidas del método MT, usualmente, tienen baja calidad en los datos resultado en datos imprecisos para cierto intervalo de profundidad (ver figura 3.2) se da entre los 0.5 y 5 Hz (2 - 0.2 s). Esto viene a generarse como vacío de frecuencias de ondas electromagnéticas relacionado a los rangos de frecuencias de las diferentes fuentes de onda electromagnética usadas por el método.

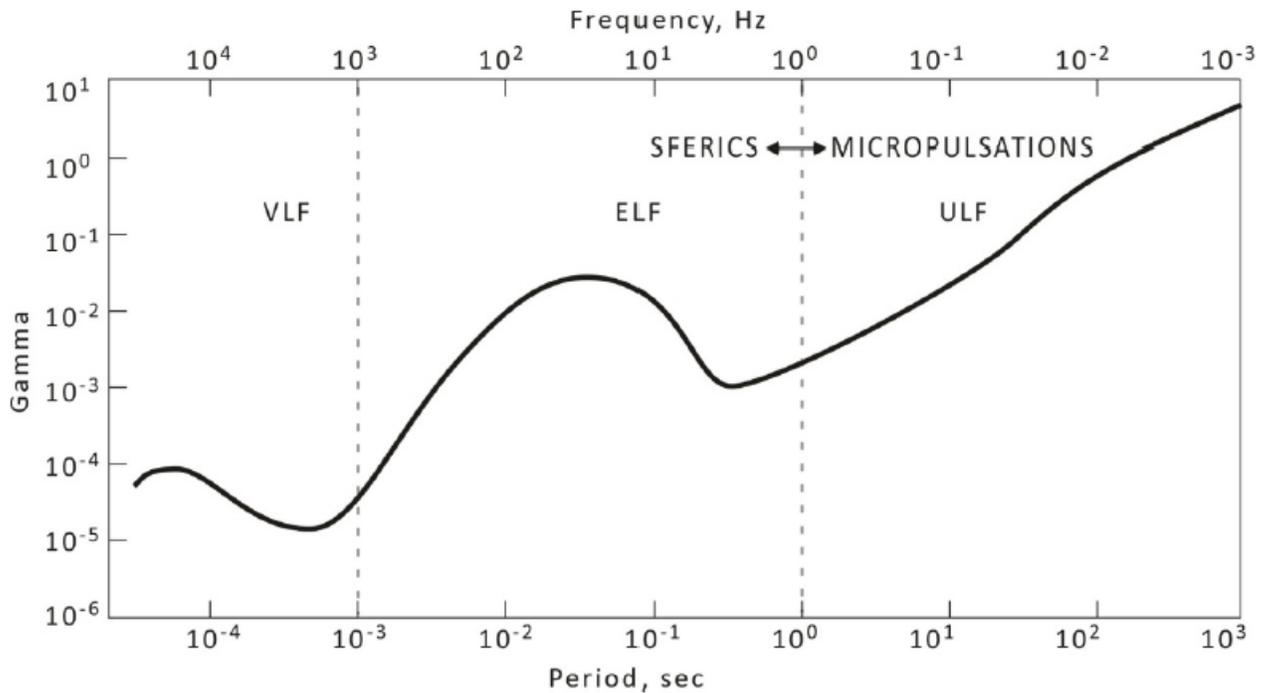


Figura 3.2: Se muestra la amplitud del espectro del campo magnético natural (en $\Gamma = \eta T$) como función del periodo. Tomado de Flóvenz *et al.*, 2012

3.2.3. *Strike*: Dirección de rumbo geoelectrico

Como se vio, la distorsión galvánica, se manifiesta en una onda plana incidente en un semi-espacio que no es homogéneo donde ocurren reflexiones verticales y horizontales, lo que forma un campo magnético secundario que inducen corrientes y sobrecargas en la superficie, por lo que la resistividad calculada se ve afectada y distorsionada, es decir el campo electromagnético anómalo, afecta al tensor de impedancia, causado por la división del campo electromagnético en dos partes. En una parte se tiene la distorsión telúrica local, produciendo el efecto galvánico que se debe al exceso de cargas y en segundo lugar una inducción regional que es debido a excesos de corriente. Para reducir la distorsión sobre los datos MT, se estudian estos dos efectos. De esta forma, Bahr (1988) y Smith (1995) estudian la descomposición del impedancia para pedir reducir la distorsión.

En Smith (1995) define el campo eléctrico galvánico (E^g) que corresponde a una función del campo eléctrico regional (E^r), esto se muestra en las ecuaciones 3.54 y 3.55:

$$E^g(E_x^r) = \begin{pmatrix} a \\ b \end{pmatrix} E_x^r \quad (3.54)$$

$$E^g(E_y^r) = \begin{pmatrix} c \\ d \end{pmatrix} E_y^r \quad (3.55)$$

Entonces, el campo eléctrico medido puede ser expresado como una suma de el campo eléctrico galvánico y campo eléctrico regional (ecuación 3.56).

$$\begin{pmatrix} E_x^m \\ E_y^m \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 1+a & c \\ b & 1+d \end{pmatrix} \begin{pmatrix} E_x^r \\ E_y^r \end{pmatrix} = DE^r \quad (3.56)$$

donde D corresponde a la matriz de distorsión. La ecuación 3.57 muestra la ecuación 3.56 parametrizándola diferente:

$$D = g_x \begin{pmatrix} \cos \beta_x \\ \sen \beta_x \end{pmatrix} g_y \begin{pmatrix} -\sen \beta_y \\ \cos \beta_y \end{pmatrix} \quad (3.57)$$

con g_x la magnitud que amplifica el campo eléctrico regional en la coordenada X , β_x es el campo regional rotado en sentido horario. Además, g_y y β_y corresponden a la amplificación del campo regional en la coordenada Y , y a la rotación de este último campo en sentido horario, respectivamente.

Considerando la ecuación 3.57 y usando la la nueva parametrización de la matriz de distorsión se puede relacionar el tensor de impedancia medido (Z_m) con el tensor de impedancia regional (Z_r):

$$Z^m = DZ^r = \begin{pmatrix} \cos \beta_x & -\text{sen } \beta_y \\ \text{sen } \beta_x & \cos \beta_y \end{pmatrix} \begin{pmatrix} g_x Z_{11}^r & g_x Z_{12}^r \\ g_y Z_{21}^r & g_y Z_{22}^r \end{pmatrix} \quad (3.58)$$

Hay que conocer cuatro componentes complejas en la matriz de Z^m y doce incógnitas (g_x , g_y , β_x , β_y y las cuatro componentes complejas Z_{ij}^r), el sistema de ecuación indeterminado al poseer ocho ecuaciones para doce incógnitas. Para resolverlo, se puede suponer una geología regional 2D. De esta manera, considerando un sistema de eje coordenados alineado con el *strike* regional, los elementos diagonales de la impedancia regional se pueden reducir a 0:

$$\begin{pmatrix} \cos \beta_x & -\text{sen } \beta_y \\ \text{sen } \beta_x & \cos \beta_y \end{pmatrix} \begin{pmatrix} 0 & g_x Z_{12}^r \\ g_y Z_{21}^r & 0 \end{pmatrix} \quad (3.59)$$

Con esta simplificación del problema es posible resolver el sistema que posee, ahora, 8 ecuaciones y seis incógnitas; siendo un sistema sobredeterminado. β_x y β_y son independientes de la frecuencia, por lo que las estimaciones de sus valores, puede ser mejorada en conjunto con los de $g_x Z_{12}^r$ y $g_y Z_{21}^r$ simultáneamente en n frecuencias, esto genera que la diferencia entre el Z_m medido y el Z_{2D}^m estimado sobre las n frecuencias. Así, la ecuación 3.59 puede ser escrita como:

$$\begin{pmatrix} 1 & \tilde{c} \\ \tilde{b} & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} 0 & Z_{12}^i \\ Z_{21}^i & 0 \end{pmatrix} \quad (3.60)$$

con $Z_{12}^i = g_x Z_{12}^r \cos \beta_x$, $Z_{21}^i = g_y Z_{21}^r \cos \beta_y$ y Z_i^m corresponde a los valores de i -ésima frecuencia. Además, $\tilde{b} = \tan \beta_y$ y $\tilde{c} = -\tan \beta_x$ son independientes de la frecuencia. De forma es posible calcular numéricamente es posible calcular el *strike* para diferentes rangos de frecuencias (Smith 1995).

La dirección donde la resistividad de un semiespacio 2D no varía se denomina dirección del *strike*. Así, el ángulo entre el eje coordenado X y la dirección del *strike* se denomina ángulo de *strike*. El eje paralelo y el eje perpendicular del *strike* son los ejes principales (direcciones preferidas). De esta forma, existe una inderteminación de 90° para el valor del ángulo del *strike*, la cual puede ser determinada en base a las flechas de inducción y a la geología de la zona.

3.2.4. Estudio de dimensionalidad

Tensor de Fase

El tensor de fase es una función de transferencia a partir del cual se puede estimar el strike geoelectrico y la dimensionalidad del área de estudio. Se obtiene de la razón entre la parte real e imaginaria del Tensor de Impedancia \underline{Z} que pertenece a los complejos ($Z = X + iY$) (Caldwell *et al.*, 2004). De esta forma:

$$\underline{\Phi} = \underline{X}^{-1}\underline{Y} \quad (3.61)$$

En forma matricial:

$$\underline{\Phi} = \begin{pmatrix} \Phi_{11} & \Phi_{12} \\ \Phi_{21} & \Phi_{22} \end{pmatrix} = \frac{1}{\det(\underline{X})} \begin{pmatrix} X_{yy}Y_{xx} - X_{xy}Y_{yx} & X_{yy}Y_{xy} - X_{xy}Y_{yy} \\ X_{xx}Y_{yx} - X_{yx}Y_{xx} & X_{xx}Y_{yy} - X_{yx}Y_{xy} \end{pmatrix} \quad (3.62)$$

donde $\det(\underline{X}) = X_{xx}X_{yy} - X_{yx}X_{xy}$.

Es un parámetro del MT que nos da una idea del strike geoelectrico y aporta en el análisis dimensional (Caldwell *et al.*, 2004). Es importante notar que el tensor de fase no se afecta por distorsión galvánica (Jiracek, 1990).

- Representación Gráfica

Cualquier tensor no simétrico 2D puede ser representado por una elipse (Bibby, 1986) (figura 3.3), de esta forma Cadwell et al. (2004) describe cómo representar el tensor, usando los siguiente parametros:

$$\alpha = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{\Phi_{12} + \Phi_{21}}{\Phi_{11} - \Phi_{22}} \right) \quad (3.63)$$

El ángulo α expresa la dependencia del tensor con el sistema de coordenadas y con las tres coordenadas invariantes que definen completamente el tensor.

$$\beta = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{\Phi_{12} - \Phi_{21}}{\Phi_{11} + \Phi_{22}} \right) \quad (3.64)$$

El ángulo β hace referencia a una rotación y es una medida de la asimetría del tensor. β depende de $(\Phi_{12} - \Phi_{21})$, que es invariante bajo rotación, pero cambia de signo si el sistema de coordenadas es reflejado. Luego, con la siguientes invariantes:

$$tr(\Phi) = \Phi_{11} + \Phi_{22} \quad (3.65)$$

$$sk(\Phi) = \Phi_{11} - \Phi_{22} \quad (3.66)$$

$$\det(\Phi) = \Phi_{11}\Phi_{22} - \Phi_{12}\Phi_{21} \quad (3.67)$$

Se definen los parámetros intermedios:

$$\Phi_2 = tr(\Phi)/2 \quad (3.68)$$

$$\Phi_2 = [det(\Phi)]^{\frac{1}{2}} \quad (3.69)$$

$$\Phi_3 = sk(\Phi)/2 \quad (3.70)$$

Finalmente,

$$\Phi_{min} = (\Phi_1^2 + \Phi_3^3)^{\frac{1}{2}} - (\Phi_1^2 + \Phi_3^2 - \Phi_2^2)^{\frac{1}{2}} \quad (3.71)$$

$$\Phi_{max} = (\Phi_1^2 + \Phi_3^3)^{\frac{1}{2}} + (\Phi_1^2 + \Phi_3^2 - \Phi_2^2)^{\frac{1}{2}} \quad (3.72)$$

Donde Φ_{max} y Φ_{min} determinan el semi-eje mayor y menor de la elipse, respectivamente. Notar que,

$$\beta = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{\Phi_3}{\Phi_1} \right) \quad (3.73)$$

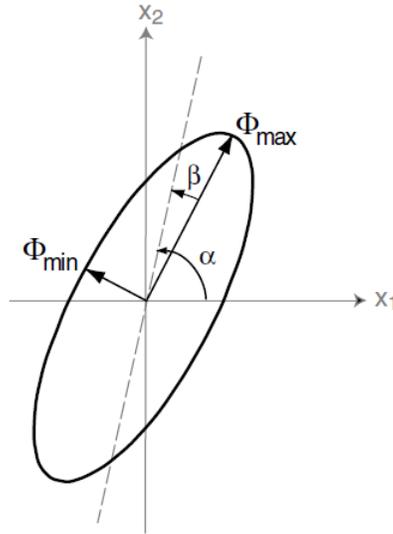


Figura 3.3: Representación gráfica del tensor de fase. El largo de los eje del elipse, que representan los ejes principales del tensor, son proporcionales a los principales (o singulares) valores del tensor. Si el tensor de fase no es simétrico, a una tercera coordenada invariante es necesitada para caracterizar el tensor, representada por el ángulo β . La dirección del eje mayor del elipse, es dada por el ángulo $\alpha - \beta$, que define la relación del tensor con el sistema de referencia usado por el observador. Tomado de Cadwell *et al.* (2004)

El tensor de fase permite estudiar la dimensionalidad de un medio para cierto período. En un semi-espacio homogéneo el tensor de fase será una elipse con geometría circular. Para el caso 2D o cuasi 2D, β será 0 o muy cercano a 0 y la elipse del tensor de fase tendrá el semi-eje mayor o menos alineado con la dirección del *strike* geoelectrico. Además, con el parámetro Φ_{min} es posible determinar gradientes de resistividades, aplicándole la función \tan^{-1} . Ángulos sobre los 45° indica carácter conductor y cuando este valor está debajo de los 45° señala un carácter resistivo.

- Determinante del tensor negativo

Hay que tener en cuenta el comentario de Moorkamp (2007) donde expone que la forma que Cadwell *et al.* (2004) explica de tratar el caso problemático de un determinante negativo es engañoso y lleva a expresiones incorrectas cuando se usan para calcular las dos invariantes Φ_{max} y Φ_{min} . Para aclarar esto se usa la siguiente definición equivalente para Φ_{min} y Φ_{max} (Bibby, 1986; Bibby *et al.*, 2005):

$$\Pi_1 = \frac{1}{2}[(\Phi_{11} - \Phi_{22})^2 + (\Phi_{12} + \Phi_{21})^2]^{\frac{1}{2}} \quad (3.74)$$

$$\Pi_2 = \frac{1}{2}[(\Phi_{11} + \Phi_{22})^2 + (\Phi_{12} - \Phi_{21})^2]^{\frac{1}{2}} \quad (3.75)$$

$$\Phi_{max} = \Pi_2 + \Pi_1 \quad (3.76)$$

$$\Phi_{min} = \Pi_2 - \Pi_1 \quad (3.77)$$

En ciertos casos en donde hay una configuración 3D el determinante del tensor de fase $det(\Phi)$ puede ser negativo. La recomendación de Cadwell *et al.* (2004) es usar el valor absoluto $|det(\Phi)|$ para evitar problemas mientras se calcula la magnitud intermedia Φ_2 que debe ser real. Pero dicha manipulación es incorrecta, puede mostrarse con una manipulación simple: De la ecuación 3.78,

$$\begin{aligned} \Phi_{max} &= \underbrace{(\Phi_1^2 + \Phi_3^2)^{1/2}}_{\Pi_2} \\ &+ \left[\frac{1}{4}(\Phi_{11} + \Phi_{22})^2 + \frac{1}{4}(\Phi_{12} - \Phi_{21})^2 + \underbrace{\Phi_{11}\Phi_{22} - \Phi_{12}\Phi_{21}}_{|det(\Phi)|} \right]^{1/2} \\ &= \Pi_2 + \left[\frac{1}{4}(\Phi_{11}^2 + \Phi_{12}^2 + \Phi_{21}^2 + \Phi_{22}^2) + \frac{3}{2}det(\Phi) \right]^{1/2} \\ &\neq \Pi_2 + \Pi_1 \end{aligned}$$

Y similar para Φ_{min} . Hay dos simple maneras de evitar problemas con determinantes negativos: usar las fórmulas de Bibbys ya expuestas para evitar el cálculo del determinante o evitar el cálculo de Φ_2 insertando 3.69 dentro de las ecuaciones 3.78 y 3.79 quedando la expresión correcta:

$$\Phi_{max} = (\Phi_1^2 + \Phi_3^2)^{\frac{1}{2}} + (\Phi_1^2 + \Phi_3^2 - det(\Phi))^{\frac{1}{2}} \quad (3.78)$$

$$\Phi_{min} = (\Phi_1^2 + \Phi_3^2)^{\frac{1}{2}} - (\Phi_1^2 + \Phi_3^2 - det(\Phi))^{\frac{1}{2}} \quad (3.79)$$

Para esta investigación se usan las fórmulas de Bibbys para no tener errores con determinantes negativos.

3.3. Transiente Electromagnético

El método Transiente Electromagnético (TEM) también se vale del principio de inducción EM pero que, a diferencia del MT, los campos inductores son generados artificialmente. Su funcionamiento corresponde a corriente fluyendo por un bucle (o *loop*) transmisor que genera un campo magnético que induce corrientes torbellino (o *eddy currents*) que fluyen en cualquier conductor eléctrico, en el suelo. Las corrientes torbellinos generan un campo magnético secundario que puede ser detectado por un bucle receptor como una caída de voltaje tiempo dependiente. De esta forma, la medida de los transientes permite detectar conductores en el interior de la Tierra (ver figura 3.4). Es posible abordar el estudio TEM de dos formas: desde el dominio del tiempo (TDEM, *Time Domain Electromagnetics*) transmitiendo una cierta corriente y deteniéndola súbitamente obteniendo el decaimiento del voltaje en el tiempo. Y, desde el dominio de la frecuencia (FDEM, *Frequency Domain Electromagnetics*) asociado a la transmisión de una corriente alterna con una cierta frecuencia. El presente estudio está enfocado en el dominio del tiempo.

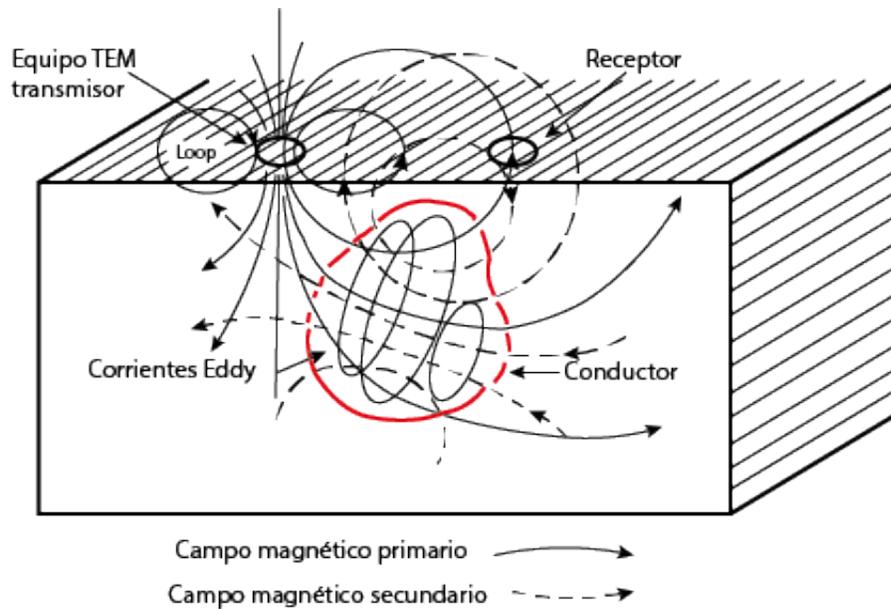


Figura 3.4: Esquema de funcionamiento del método TEM.

La metodología que se realiza para la adquisición de los datos de campo, es la de medir la amplitud de la señal con respecto al tiempo. De esta forma, dicho proceso consiste en hacer circular una corriente constante durante un tiempo determinado, sobre la superficie del terreno, generada por una bobina, la cual se considera como la unidad transmisora. Esta a su vez genera un campo magnético primario el cual es interrumpido con un corte abrupto de corriente. De este modo, se satisface la Ley de Faraday y ocurre inducción electromagnética de corrientes eléctricas en el subsuelo. Las corrientes del subsuelo fluyen en trayectorias cerradas, como corrientes de torbellino (*eddy currents*), las cuales migran en profundidad y lateralmente, disminuyendo su intensidad con el pasar del tiempo, esto produce un campo magnético secundario transitorio. Este campo secundario produce un voltaje variable en el receptor, donde la forma del decaimiento contiene información de la resistividad en el subsuelo. La forma de la corrientes de torbellino de migrar a profundidad se utiliza como control de profundidad lo que se traduce en que cuando se tienen voltajes de tiempos cortos, estos dan información de resistividades someras. Mientras que los tiempos largos dan información de resistividades en zonas más profundas.

La señal que se emite sobre el terreno es de tipo escalón, se considera una circulación de corriente constante durante un tiempo determinado la cual se corta abruptamente, donde se aplica posteriormente un tiempo de espera equivalente al utilizado al envío de corriente, lo que genera una señal de decaimiento luego de cortar la corriente (figura 3.5), para luego introducir la misma corriente sólo que con la polaridad invertida.

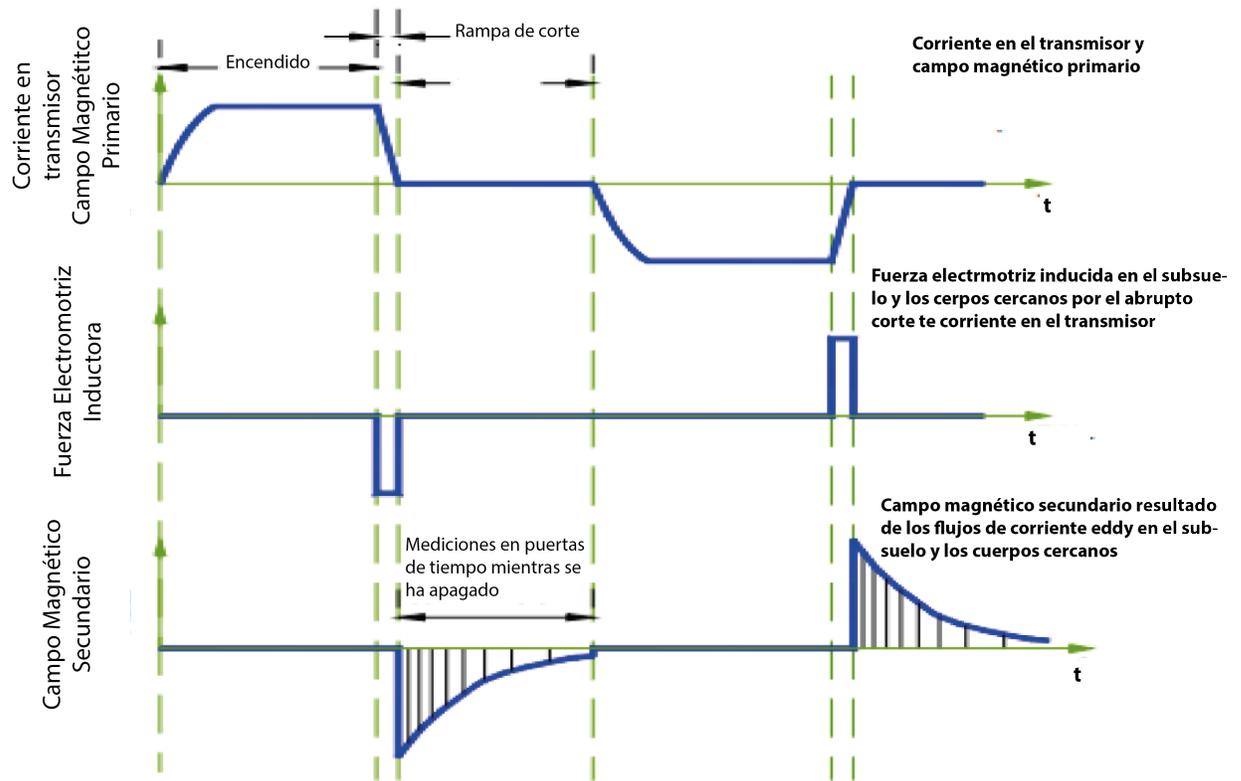


Figura 3.5: Diagrama esquemático del funcionamiento del TEM. Se muestra la corriente en el transmisor (arriba), la fuerza electromotriz inductora (medio) y el campo magnético secundario en la bobina receptora (abajo). Modificado de Christensen, 2006.

El transiente de decaimiento puede ser descrito por un número de canales de medida de voltaje a varios tiempos de retardo. El carácter del decaimiento (duración, amplitud) depende de la conductividad, geometría y tamaño, profundidad y posición con respecto al receptor del conductor. Así, el decaimiento puede usarse para dar información sobre todos estos factores.

3.3.1. Arreglos geométricos

La toma de datos se logra a través de un dipolo magnético vertical, asociado a una bobina que puede tener forma elíptica, circular o rectangular. A esta bobina se le aplica corriente con la que se genera el campo electromagnético. Distintos arreglos son usados para medir datos (figura 3.6), estos dependen de la configuración de la bobina transmisora y receptora, su geometría es típicamente cuadrada de lado de 5 a 100 m y son los siguientes:

One loop: en este arreglo se utiliza una bobina que sirve como transmisor y receptor por donde la corriente fluye. El tendido actúa como receptor una que vez que la corriente se corta y los extremos de la bobina son conectados al receptor.

Loop coincidente: en esta configuración el transmisor y el receptor son bobinas distintas que coinciden en el tendido, estas se conectan al receptor y al transmisor, respectivamente.

In loop: es una variante del *loop* coincidente. Se utiliza un dipolo receptor localizado en el centro de la bobina transmisora.

Bobinas separadas: en este arreglo la bobina transmisora y la bobina receptora están separadas a una distancia fija.

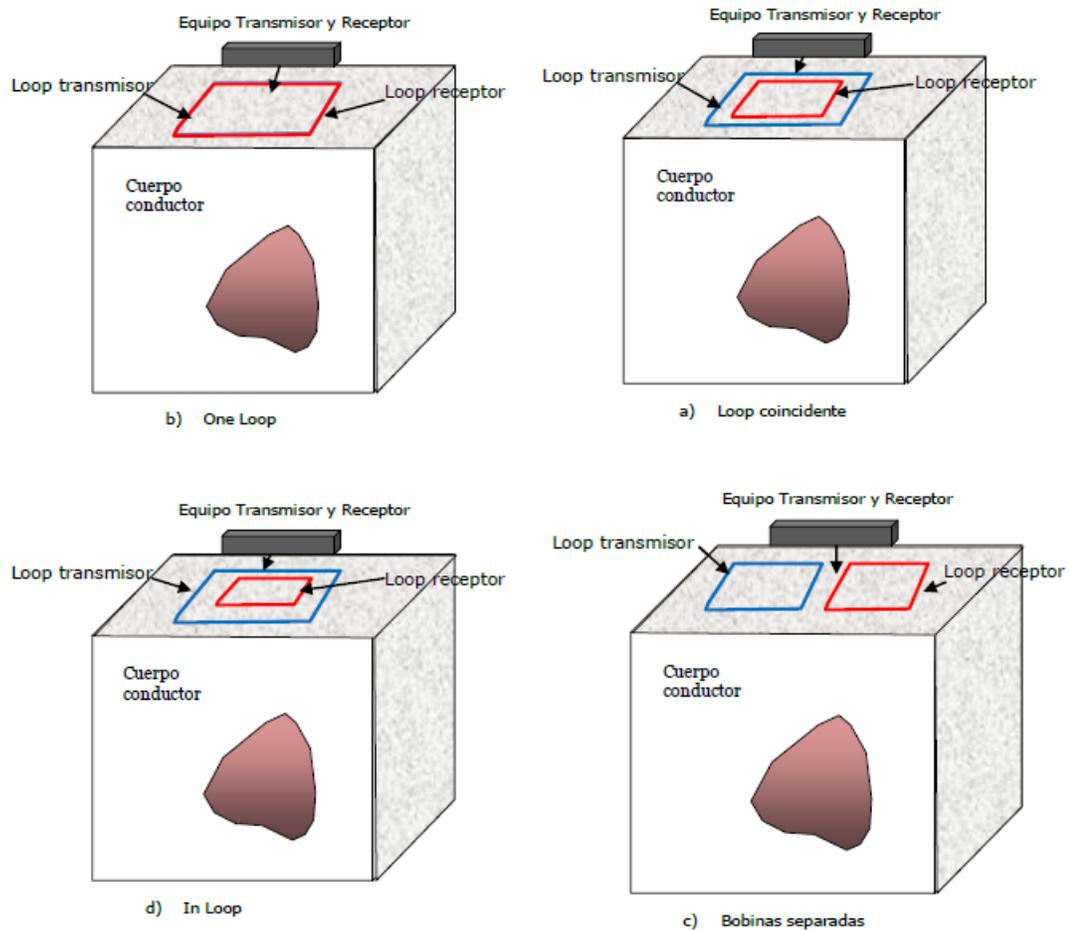


Figura 3.6: Configuraciones del método TEM. (Nabighian and Macnae, 1991)

3.3.2. Fundamento del método

Los desarrollos del fundamento del método fueron tomados de Morrison *et al.* (1969), Ward y Hohmann (1988) y Zhdanov (2009).

Respuesta en un espacio estratificado

Es fundamental entender la respuesta de un bucle circular en un semi-espacio estratificado, considerando cada capa isotrópica, lineal y homogénea. Se considera un modelo en que el radio del bucle es a por el cual circula una corriente eléctrica I asociado a un flujo de corriente \vec{J} , además, se tienen $n - 1$ capas sobre un semi-espacio y se tiene un semi-espacio al inicio donde reposa el transmisor, que corresponde a una capa de aire que está en contacto con la superficie, y para efectos del desarrollo, dicho semi-espacio se considera vacío. Cada capa y los semi-espacios están caracterizados por su conductividad eléctrica, permeabilidad magnética, permeabilidad eléctrica y su espesor, todo esto mostrado en el esquema de la figura 3.7. El *loop* receptor es colocado concéntricamente con el *loop* transmisor.

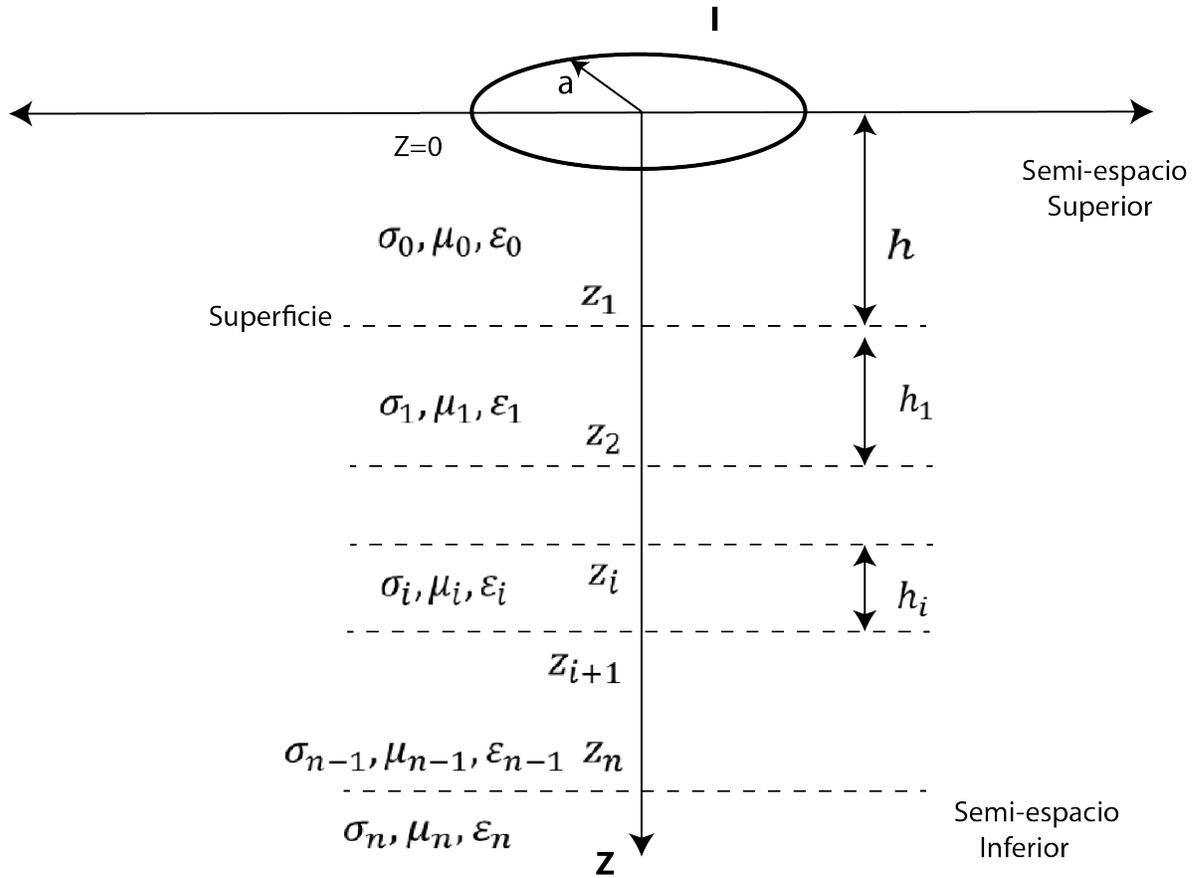


Figura 3.7: Esquema que muestra $n-1$ capas sobre un semi-espacio y un semi-espacio inicial de aire con las respectivas propiedades relevantes para el desarrollo.

Un paso fundamental en el desarrollo es notar la simetría cilíndrica del problema, entonces, surge el uso natural de estas coordenadas para describirlo. Considerando el comportamiento del campo eléctrico y del campo magnético, se tiene que el campo eléctrico tiene componente tangencial y el campo magnético tiene componentes radial y vertical. Además, no habrían dependencias de estos

campos, se tiene:

$$\vec{E} = (0, E_\theta(r, z, \omega), 0) = E \hat{\theta} \quad (3.80)$$

$$\vec{H} = (H_r(r, z, \omega), 0, H_z(r, z, \omega)) \quad (3.81)$$

Ahora, tomando las ecuaciones de Maxwell en frecuencia (3.20 y 3.21) es posible obtener:

$$\frac{\partial E}{\partial z} = i\omega\mu H_r \quad (3.82)$$

$$\frac{\partial H_r}{\partial z} - \frac{\partial H_z}{\partial z} = (\sigma + i\epsilon\omega)E \quad (3.83)$$

$$\frac{1}{r} - \frac{\partial}{\partial r}(rE) = -i\omega\mu H_z \quad (3.84)$$

estas ecuaciones son válidas para el semi-espacio inferior y, en las capas, son válidas para todas excepto el semi-espacio superior en donde reposa el transmisor. El flujo de corriente $J\hat{\theta}$ del transmisor, que tiene sólo componente tangencial, debe sumarse en el lado derecho de la igualdad en la ecuación 3.83. De esta forma para dicha capa se tiene:

$$\frac{\partial H_r}{\partial z} - \frac{\partial H_z}{\partial z} = (\sigma + i\epsilon\omega)E + J \quad (3.85)$$

Reemplazando, la ecuaciones 3.82 y 3.84 en la ecuación 3.85, y aplicando álgebra se obtiene:

$$\left[\frac{\partial^2}{\partial z^2} - \frac{1}{r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} + \frac{\partial^2}{\partial r^2} + k^2 \right] E = i\omega\mu J \quad (3.86)$$

con $k^2 = \omega^2\mu\epsilon + i\omega\mu\sigma$. Una vez obtenido E es posible obtener H_r y H_z a través de las ecuaciones 3.82 y 3.84, respectivamente. En Morrison *et al.* (1969), para resolver la ecuación 3.86 es usada la transformada de Hankel de primer orden, en la variable r , de esta forma en el espacio de Hankel se tiene la variable λ , dicha transformada realiza una integral impropia de la función a transformar multiplicada por la función de Bessel de orden 1 J_1 : en este caso para $E(r, z, \omega)$, se tiene:

$$E(\lambda, z, \omega) = \int_0^\infty E(r, z, \omega) J_1(\lambda r) r dr \quad (3.87)$$

cuya transformada inversa es:

$$E(r, z, \omega) = \int_0^\infty E(\lambda, z, \omega) J_1(\lambda r) \lambda d\lambda \quad (3.88)$$

Para realizar la transformada hay que saber la relación entre la flujo eléctrico y la intensidad, que está dado por:

$$J = \frac{I(\omega)a\delta(r-a)\delta(z)}{r} \quad (3.89)$$

con δ la función Delta de Dirac. De esta forma, es inmediato que la transformada del flujo es:

$$J(\lambda, z, \omega) = I(\omega)a\delta(z)J_1(\lambda a) \quad (3.90)$$

Además, considerando la recurrencia de las función de Bessel de orden 0 y 1, se puede calcular la transformada del lado izquierdo de la igualdad 3.86, además, considerando 3.90 se reduce a:

$$\frac{\partial^2 E}{\partial z^2} - (\lambda^2 - k^2)E = i\omega\mu I(\omega)a\delta(z)J_1(\lambda a) \quad (3.91)$$

donde esta ecuación es válida para la primera capa del modelo, para las otras considerar la corriente nula. De forma explícita se tiene:

$$\frac{\partial^2 E_i}{\partial z^2} - u_i^2 E_i = \begin{cases} i\omega\mu I(\omega)a\delta(z)J_1(\lambda a), & i = 0 \\ 0, & i = 1, 2, \dots, n \end{cases} \quad (3.92)$$

donde E_i es el campo eléctrico en la capa i y $u_i^2 = \lambda^2 - \omega\mu_i\epsilon_i + i\omega\mu_i\sigma_i$.

Las soluciones para las homogéneas de la ecuación 3.91 son inmediatas:

$$E_i = E_i^+ e^{-u_i z} + E_i^- e^{u_i z} \quad (3.93)$$

donde $E_i^+ = E_i^+(\lambda, \omega)$, $E_i^- = E_i^-(\lambda, \omega)$ son las amplitudes que se propagan en la dirección z en ambos sentidos. La solución dada es para las capas de 1 a n , pero para la primera, el semi-espacio, se debe encontrar una solución particular, el problema que se tiene es el siguiente:

$$\frac{\partial^2 E_0}{\partial z^2} - u_0^2 E_0 = i\omega\mu_0 I(\omega)a\delta(z)J_1(\lambda a) \quad (3.94)$$

se aplica la transformada de Fourier a la ecuación anterior en la variable independiente z , pasando al número de onda k_z , se obtiene:

$$E(\lambda, k_z, \omega) = \frac{-i\omega\mu_0 a I(\omega) J_1(\lambda a)}{k_z^2 + u_0^2} \quad (3.95)$$

además, conociendo que la transformada de Fourier de $e^{-u_0|z|}$ es $2u_0/(k_z^2 + u_0^2)$, se obtiene la solución particular buscada:

$$E(\lambda, k_z, \omega) = -i\omega\mu_0 a I(\omega) J_1(\lambda a) \frac{e^{u_0|z|}}{2u_0} \quad (3.96)$$

Para $z > 0$ la ecuación anterior representa una solución propagándose hacia bajo, de la forma:

$$E_0 = E^+ e^{-u_0 z} \quad (3.97)$$

donde

$$E_0^+ = \frac{-i\omega\mu_0 a I(\omega)}{2u_0} J_1(\lambda a) \quad (3.98)$$

La solución general, puede ser escrita como:

$$E_0 = E_0^+ e^{-u_0 z} + E_0^- e^{u_0 z} \quad (3.99)$$

con E_0^+ dado por la ecuación 3.97. E_0^- representa la respuesta del medio estratificado. De esta forma, con la solución generalizada 3.100 asociado a 3.93, es válido para $i = 0, \dots, n$. Para obtener la componente radial del campo magnético H , se combina la ecuación 3.93 con la ecuación 3.82 :

$$H_{ri} = H_{ri}^+ e^{-u_i z} + H_{ri}^- e^{u_i z} \quad (3.100)$$

donde

$$H_{ri}^+ = -\frac{u_i}{i\omega\mu_i} E_i^+ \quad , \quad H_{ri}^- = \frac{u_i}{i\omega\mu_i} E_i^- \quad (3.101)$$

Al ser medidos los campos eléctricos y magnéticos que contienen la respuesta del medio estratificado en el semi-espacio superior donde reposa el transmisor y receptor, es necesario conocer el campo eléctrico E_0 en el semi-espacio superior, por lo que se debe conocer E_0^- en función de E_0^+ que es la señal transmitida la cual se conoce. Es necesario propagar la solución a través de las capas del medio, respetando las condiciones de borde en la interfaz entre las capas, además de las condiciones de radiación de los semi-espacios superior e inferior.

Se considera la continuidad de las componentes E_θ y H_r , además, de que no hay propagación hacia arriba en el semi espacio superior ($E_n^- = H_n^- = 0$), tampoco hay propagación hacia abajo en el espacio superior, excepto lo asociado al transmisor. Esto se traduce, en el semi-espacio inferior:

$$E_n = -E_n^+ e^{-u_n z} \quad , \quad H_{rn} = H_{rn}^+ e^{-u_n z} \quad (3.102)$$

Además, para la propagación de la solución a través de las capas del modelo es de utilidad definir dos impedancias: la impedancia intrínseca de la capa i como:

$$Z_i = -\frac{i\omega\mu_i}{u_i} \quad (3.103)$$

y la impedancia de entrada de la capa i , como:

$$Z^i = \left. \frac{E_i}{H_{ri}} \right|_{\text{tope capa } i} = \frac{E_i(z)}{H_{ri}(z)} \quad (3.104)$$

Usando la ecuación 3.101 se puede reescribir la impedancia intrínseca como:

$$Z_i = -\frac{i\omega\mu_i}{u_i} = \frac{E_i^+}{H_{ri}^+} = -\frac{E_i^-}{H_{ri}^-} \quad (3.105)$$

Por otro lado, la impedancia de entrada, asumiendo la continuidad explicada, en el fondo de la capa i ($z = z_{i+1}$), se tiene:

$$Z^{i+1} = \frac{E_{i+1}(z_{i+1})}{H_{r,i+1}(z_{i+1})} = \frac{E_i(z_{i+1})}{H_{ri}(z_{i+1})} \quad (3.106)$$

Usando las ecuaciones 3.102 y 3.105:

$$Z^n = \frac{E_n(z_n)}{H_{rn}(z_n)} = \frac{E_n^+}{H_{rn}^+} = -\frac{i\omega\mu_n}{u_n} = Z_n \quad (3.107)$$

Considerando las impedancias definidas y considerando las ecuaciones 3.100 y 3.105

$$H_{r0} = \frac{1}{Z_0} (E_0^+ e^{-u_0 z} - E_0^- e^{u_0 z}) \quad (3.108)$$

Usando la ecuación 3.106 con $i = 0$, y combinando con las ecuaciones 3.99 y 3.108, se obtiene:

$$Z^1 = \frac{E_0(z_1 = h)}{H_{r0}(z_1 = h)} = \frac{E_0^+ e^{-u_0 z} + E_0^- e^{u_0 z}}{\frac{1}{Z_0} (E_0^+ e^{-u_0 z} - E_0^- e^{u_0 z})} \quad (3.109)$$

Despejando E_0^+ , como se buscaba se obtiene:

$$E_0^- = \frac{Z^1 - Z_0}{Z^1 + Z_0} e^{-2u_0 h} E_0^+ \quad (3.110)$$

De donde se puede calcular la solución completa para el campo eléctrico e el semi-espacio superior. Además, combinando las ecuaciones 3.93, 3.100 y 3.106:

$$Z^i = Z_i \frac{Z^{i+1} + Z_i \tanh(u_i h_i)}{Z^i + Z^{i+1} \tanh(u_i h_i)} \quad (3.111)$$

que es conocida como la recursión de Wait (1954), que se inicia en el semi-espacio inferior que se tiene $Z^n = Z_n$, es conocida, y con la recursión es posible ir subiendo en capas y calcular Z_1 que se necesita en la ecuación 3.110

Solución en el semi-espacio superior

En el desarrollo en que se busca encontrar la derivada temporal del campo magnético se notará E_0 como E , H_{r0} como H_r y H_{z0} como H_z .

Combinando las ecuaciones 3.98, 3.99 y 3.110, se lleva a cabo la transformada inversa de la transformada de Hankel (3.88), se tiene:

$$E(r, z, \omega) = -\frac{i\omega I(\omega)\mu_0 a}{2} \int_0^\infty \frac{e^{-u_0 z}}{u_0} \left[1 + \frac{Z^1 - Z_0}{Z^1 + Z_0} e^{2u_0(z-h)} \right] J_1(\lambda a) J_1(\lambda r) \lambda d\lambda \quad (3.112)$$

Utilizando las ecuaciones 3.82 y 3.84 se obtiene:

$$H_r(r, z, \omega) = -\frac{I(\omega)a}{2} \int_0^\infty \frac{e^{-u_0 z}}{u_0} \left[1 - \frac{Z^1 - Z_0}{Z^1 + Z_0} e^{2u_0(z-h)} \right] J_1(\lambda a) J_1(\lambda r) \lambda d\lambda \quad (3.113)$$

$$H_z(r, z, \omega) = \frac{I(\omega)a}{2} \int_0^\infty \frac{e^{-u_0 z}}{u_0} \left[1 + \frac{Z^1 - Z_0}{Z^1 + Z_0} e^{2u_0(z-h)} \right] J_1(\lambda a) J_0(\lambda r) \lambda^2 d\lambda \quad (3.114)$$

donde se usó la equivalencia:

$$\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} (r J_1(\lambda r)) = \lambda J_0(\lambda r)$$

De estos resultados, es de utilidad evaluar en $z = h$, que corresponde a los campos en la superficie que corresponde en el fondo del semi-espacio superior.

$$E(r, h, \omega) = -i\omega I(\omega)\mu_0 a \int_0^\infty \frac{e^{-u_0 h}}{u_0} \frac{1}{Z^1 + Z_0} J_1(\lambda a) J_1(\lambda r) \lambda d\lambda \quad (3.115)$$

$$H_r(r, h, \omega) = I(\omega)a \int_0^\infty \frac{e^{-u_0 h}}{u_0} \frac{1}{Z^1 + Z_0} J_1(\lambda a) J_1(\lambda r) \lambda d\lambda \quad (3.116)$$

$$H_z(r, h, \omega) = -\frac{I(\omega)a}{2} \int_0^\infty \frac{e^{-u_0 z}}{u_0} \frac{1}{Z^1 + Z_0} J_1(\lambda a) J_0(\lambda r) \lambda^2 d\lambda \quad (3.117)$$

Ahora, es útil considerar que el transmisor también se ubica e la superficie ($h = 0$). Y, con esto es posible calcular el campo magnético producido por el *loop* transmisor en la superficie ($B_z = \mu_0 H_z$) y en el origen ($r=0$). De la ley de inducción de Faraday 3.4, la derivada temporal de este campo es proporcional al voltaje (Fuerza Electromotriz, F.E.M) inducido en el receptor concéntrico al transmisor. Se tiene:

$$B_z(0, 0, \omega) = I(\omega)\mu_0 a \int_0^\infty \frac{1}{u_0} \frac{Z^1}{Z^1 + Z_0} J_1(\lambda a) \lambda^2 d\lambda \quad (3.118)$$

La evolución en el tiempo de la señal depende de la estructura de resistividad del medio estratificado. Y, la derivada temporal de la ecuación 3.118 se logra multiplicando la señal $I(\omega)$ por $i\omega$. El corte abrupto es modelado como un escalón en que el valor de la intensidad cambia desde I_0 a 0 en $t = 0$. En este caso $I(\omega) = \frac{-I_0}{i\omega}$, de esta forma en la ecuación 3.118:

$$\frac{\partial B_z}{\partial t} = \dot{B}_z(0, 0, \omega) = -I_0\mu_0a \int_0^\infty \frac{1}{u_0} \frac{Z^1}{Z^1 + Z_0} J_1(\lambda a) \lambda^2 d\lambda \quad (3.119)$$

Finalmente, para el cálculo de $\dot{b}_z(t)$ para un medio estratificado, se requiere el cálculo numérico.

Solución analítica: caso simplificado

Para un semi-espacio homogéneo ($n=1$), aproximando, es posible obtener expresiones analíticas. De acuerdo con las ecuaciones 3.103 y 3.108 se tiene:

$$Z_0 = -\frac{i\omega\mu_0}{u_0}$$

$$Z^1 = Z_1 = -\frac{i\omega\mu_1}{u_1}$$

Asumiendo que se tiene la aproximación cuasi-estática donde se desprecia lo asociado a corrientes de desplazamiento que es proporcional a ω^2 en u_i . Además, se asume que en el semi-espacio superior $\sigma_0 = 0$, $\sigma_1 = \sigma$ y que $\mu_1 = \mu_0$, se obtiene:

$$\dot{B}_z(0, 0, \omega) = -I_0\mu_0a \int_0^\infty \frac{\lambda^2}{\lambda + u} J_1(\lambda a) d\lambda \quad (3.120)$$

con $u = u_1 = \sqrt{\lambda^2 + i\omega\mu_0\sigma}$. Finalmente, usando técnica de la transformada de Laplace y su inversa, es posible obtener la variación temporal del campo magnético, de forma analítica:

$$\dot{b}_z(0, 0, t) = \frac{I_0\rho}{a^3} \left[3 \operatorname{erf}(x) - \frac{2}{\sqrt{\pi}} x(3 + 2x^2)e^{-x^2} \right] \quad (3.121)$$

donde $\rho = \frac{1}{\sigma}$ es la resistividad eléctrica del semi-espacio inferior, $x^2 = \frac{1}{4\tau}$, con $\tau = t/t_c$ es el tiempo adimensional y $t_c = \mu_0\sigma a^3$ es el tiempo característico de sistema.

Para tiempos grandes ($t > t_c$, $x < 1$) la señal decae linealmente (en escala logarítmica). En este rango, mediante una expansión en serie de la función error en (3.121), se llega fácilmente a la expresión:

$$\dot{b}_z(0, 0, t) \supset \frac{I_0\rho^{3/2}\mu_0^{5/2}a^2t^{-5/2}}{20\sqrt{\pi}}$$

Despejando ρ se obtiene:

$$\rho \supset \frac{Ia^2}{20\sqrt{\pi i}} \left(\dot{b}_z(t) \right)^{-2/3} \left(\frac{\mu_0}{t} \right) \quad (3.122)$$

de donde conocido un punto $\dot{b}_z(t)$ para un cierto tiempo de decaimiento t es posible calcular una resistividad ρ . Para un medio homogéneo, este cálculo dará la resistividad real, pero para un medio estratificado, será sólo un valor aparente ρ_a . Esto es utilizado para el procesamiento de datos en TEM.

Capítulo 4

Metodología

4.1. Adquisición de datos

Tabla 4.1: Se resume las campañas a terreno, su fecha de realización, número de estaciones MT y puntos TEM medidos. A estos datos tomados se le adiciona una estación MT en el sector Termas del Plomo que ya había sido medida.

Sector	Fecha	Estaciones MT	Sitios TEM
Baños Colina	16 al 23 de noviembre del 2015	5	9
Termas del Plomo	22 al 26 de septiembre del 2016	3	0
Valle de la Engorda	24 al 28 de octubre del 2016	3	0

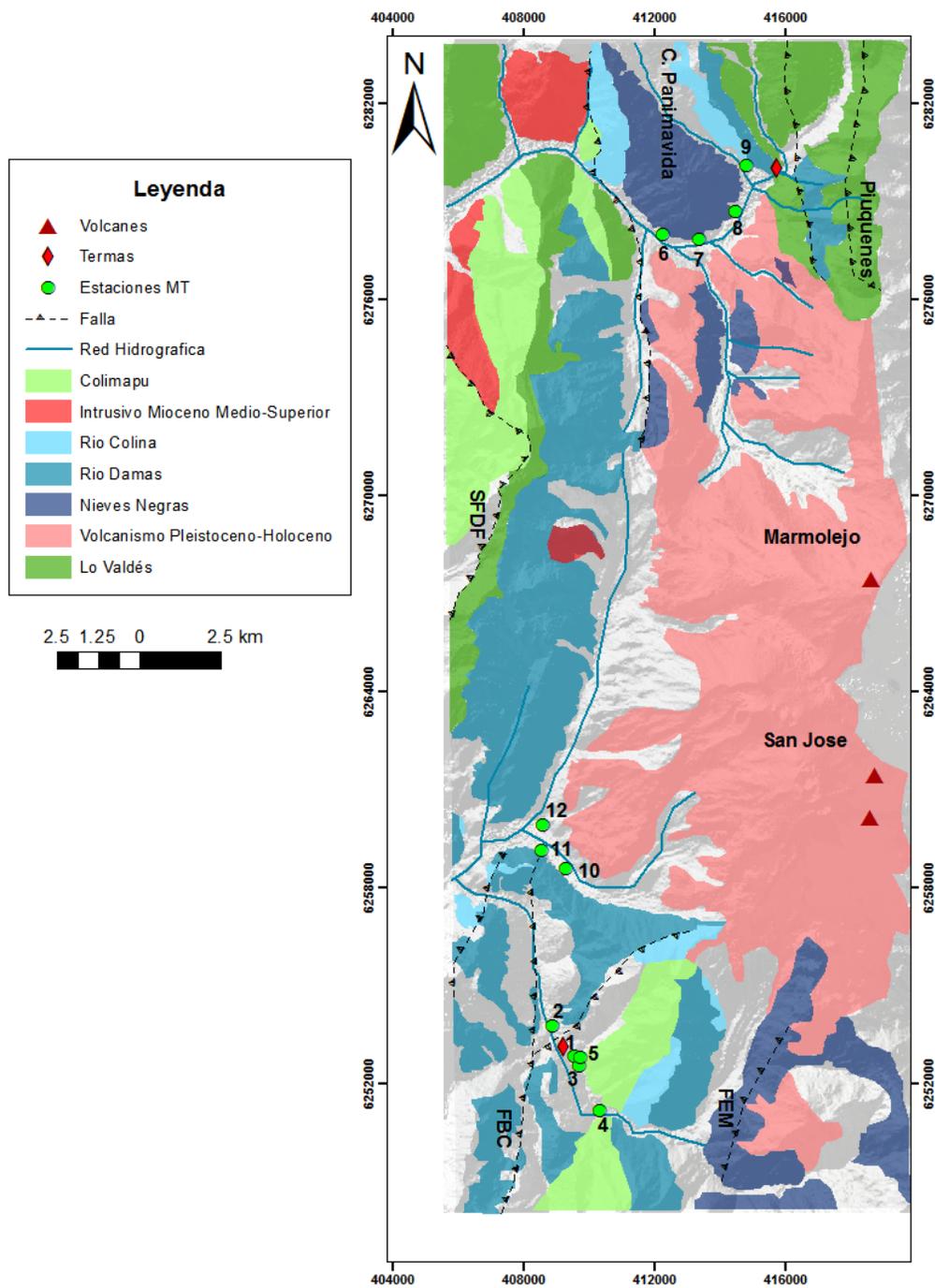


Figura 4.1: Muestra la distribución de estaciones de MT en los distintos sectores pertenecientes a la zona de estudio. Las estaciones 1 a 5 corresponden a la primera campaña de terreno, las estaciones 6 a 8 corresponden a la segunda campaña de terreno y las estaciones 10 a 12 corresponden a la tercera campaña de terreno. La estación 9 fue proporcionada para ser analizada en este trabajo.

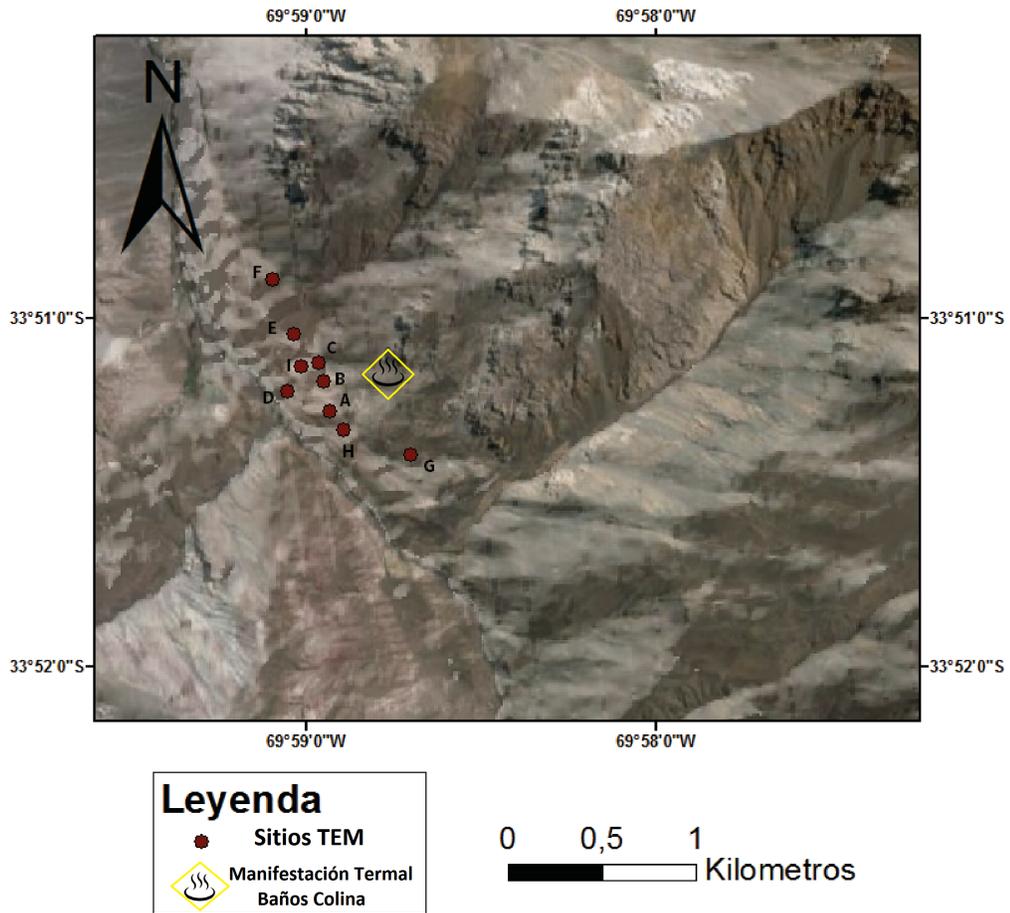


Figura 4.2: Muestra la distribución de de los sitios TEM concentrados en el sector de Baños Colina.

En la primera campaña de terreno (reftbl:camp, figura 4.1 y 4.2) fue hecha hacia la falda suroeste del volcán San José, en el valle de Colina, en el sector de Baños Colina se realizaron medidas para MT con 3 km de separación entre las estaciones más lejanas entre sí y se tomaron medidas para TEM con una separación de 1.1 km entre los puntos más lejanos. La distribución trata de abarcar lo más posible teniendo en cuenta de las limitaciones que ofrece la topografía y el traslado a pie. En la segunda campaña se visito al sector de las termas del Plomo, en el valle del Yeso. Estas mediciones se hicieron con una separación promedio de 1.3 km entre cada estación. Además de estas tres estaciones, en este sector, se tiene una estación medida por Daniel Díaz con el curso de Prospección Geofísica II del semestre de primavera 2014 que también se analizó en este trabajo, dicha estación está a 1.4 km al noreste de la tercera estación medida en el terreno, siendo la más cercana a las Termas del Plomo.

Finalmente, se realizó una campaña de terreno al valle de la Engorda en la falda oeste del volcán San José, en este sector se tomaron medidas para MT con una separación promedio 0.9 km entre cada estación.

La cercanía de los sitios TEM de la manifestación termal de Baños Colina (figura 4.2) permitirá asociar la resistividades que se obtengan, directamente al subsuelo de las termas.

4.1.1. Toma de Datos

En cada estación MT, se instalaron electrodos para medir variaciones del campo eléctrico en las direcciones N-S y E-O, orientación dada por el norte magnético. Cada electrodo se instaló en un pequeño agujero a unos 40-50 m del centro de la estación (esta distancia puede variar de estación a estación dependiendo de la longitud de los cables) donde es introducido el electrodo donde se puede rellenar con agua y la arcilla bentonita para mantener durante el tiempo de medición las condiciones de humedad (y baja resistencia de contacto) en el contacto entre el electrodo y el suelo. De esta forma, se miden las componentes del campo eléctrico (E_x, E_y), ver figura 4.4. Con tres bobinas en las direcciones N-S, E-O y vertical, se cavan agujeros donde se introducen las bobinas que deben estar niveladas antes de taparse, la polaridad negativa de cada bobina debe apuntar al sur, oeste y hacia arriba en cada dirección (figura 4.5), así, se mide la intensidad del campo magnético (H_x, H_y, H_z). Todo esto conectado al equipo ADU-07e de la empresa *Metronix Geophysics* (ver 4.3) para realizar las mediciones, el cual mediante el software interno graba las señales a una frecuencia de muestreo previamente entregada por el operador, por un tiempo definido. La figura 4.6 es un esquema de una estación de medición.



Figura 4.3: Muestra la unidad de adquisición ADU-07e de Metronix Geophysics.

Se realizaron dos mediciones en cada estación: la primera de 20 a 30 minutos a una frecuencia de muestro a 4096 Hz, con el filtro de paso bajo de circuito tipo *chopper* para medir frecuencias bajas de las bobinas desactivado y sin filtros; luego, se realizó una medición de 12 horas, aproximadamente, a 128 Hz, con el filtro *chopper* activado y con un filtro digital que toma 32 puntos para obtener la serie de tiempo a un muestreo de 4 Hz.



Figura 4.4: Muestra el electrodo enterrado bajo tierra con una capa de nieve encima, aparece en la foto el cable que lo conecta al equipo digitalizador ADU.



Figura 4.5: Muestra la bobina vertical instalada y la izquierda los cables saliendo del *case* donde va el digitalizador ADU que graba los datos

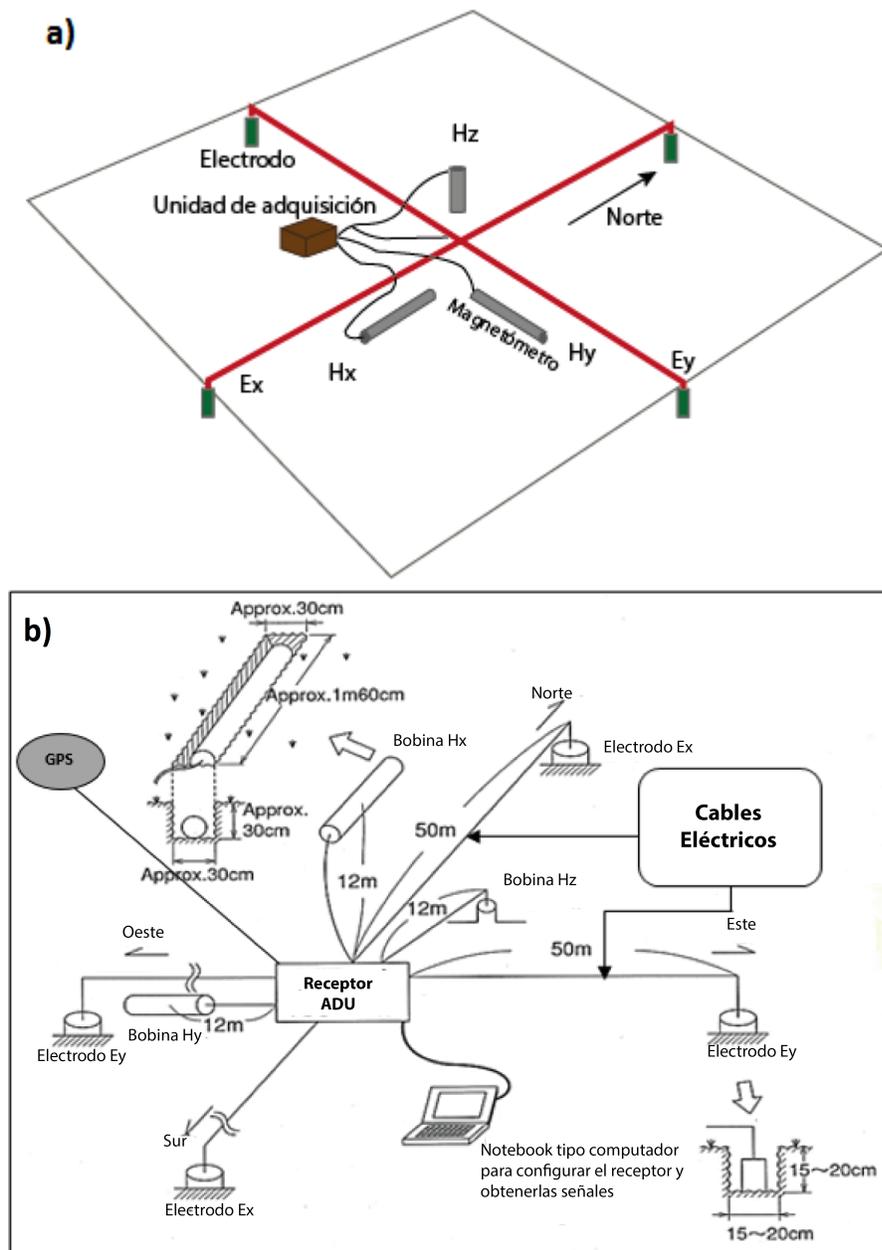


Figura 4.6: a) Esquema que muestra como se configura una estación de medición de Magnetotelúrica. b) Se muestran como se deben colocar las bobinas y electrodos. Bobinas miden el campo magnético, los electrodos miden al campo eléctrico y se tiene unidad de adquisición digital para registro de los datos. Modificado de West, 2012

Las mediciones de TEM se realizaron con el instrumento *WalkTem* de la empresa ABEM, ver figura 4.7. El transmisor consiste en un cable de cobre, cuyo largo es modificable, para formar el *loop* necesario; en este elemento son conectadas resistencias que según los resultados obtenidos, disminuyen la cantidad de ruido a altas frecuencias, asociado a las disminución del acoplamiento capacitivo, en relación a la alta cantidad de corriente eléctrica requerida para llegar generar la diferencia de potencial requerida. El receptor antena RC-5 que posee $0.5 \times 0.5 \text{ m}^2$ dicha bobina es ideal para

medir altas frecuencias, posee 20 vueltas internas y un factor de ganancia de 7. El receptor Antena RC-200 es una bobina que cubre un área de $10 \times 10 \text{ m}^2$, es ideal para adquirir datos de frecuencias bajas, posee dos vueltas internas y su factor de ganancia es de 7. Por último, la consola corresponde al computador donde se programan las mediciones y se adquieren los datos.

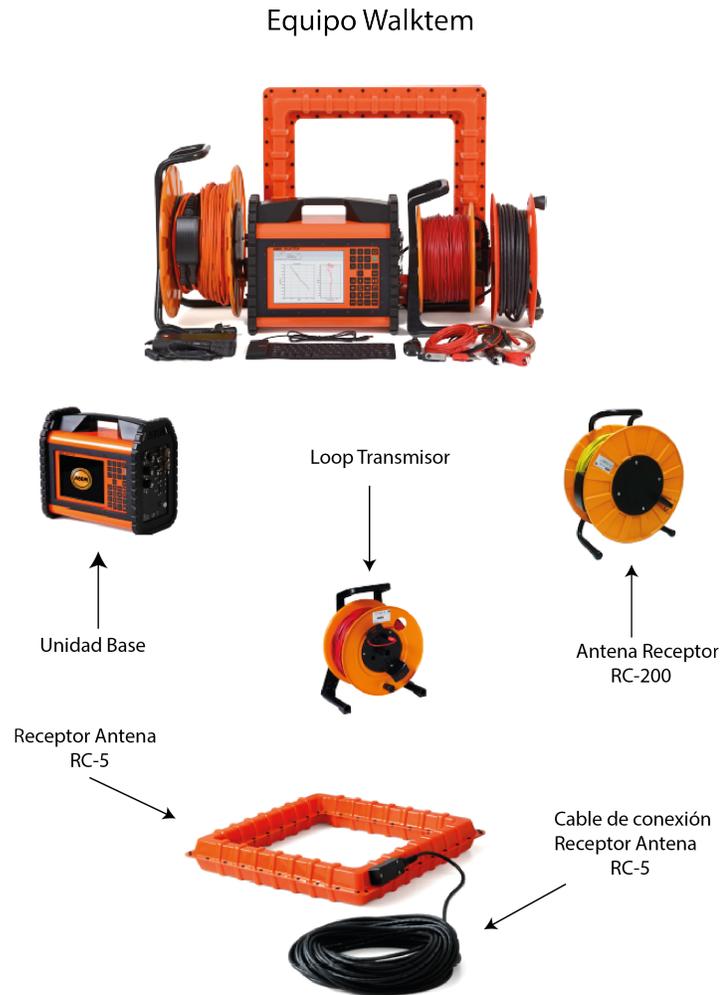


Figura 4.7: Muestra los distintos elementos que componen el equipo *Walktem* de la empresa ABEM. Imágenes tomadas de la guía de usuario *Walktem* de la empresa ABEM.

Para el TEM medido en el sector de Baños Colina se usó una resistencia acoplada de $R = 200 \Omega$ para el acoplamiento capacitivo. La geometría de cada punto fue formada por un *loop* de $40 \times 40 \text{ m}^2$ para la inyección de corriente y con dos antenas receptoras, concéntricas en su interior, la Rc-200 y la Rc-5 para realizar las mediciones de las diferencias de potencial, el uso de ambas según lo comprobado no genera acoplamiento entre ellas. El *loop* de corriente y las antenas se conectan al computador *WalkTEM*, es importante tener en consideración que las polaridades del transmisor y

los receptores tienen que ser consistentes. El tiempo de medición de cada estación fue de 30 minutos, usando la configuración del equipo *Dual moment 30 ms 40 gates/5 cycles*, el tiempo representa la duración de la ventana de tiempo (cuya otra opción es que sean *10 ms*), el número de veces que adquiere la señal son los *gates* (cuya otra opción son *32 gates*) que corresponderán al número de ventanas de la medida y los *cycles* hacen referencia a los ciclos de medición. La figura 4.8 muestra un esquema de la distribución espacial de la toma de datos que corresponde a la configuración de loop coincidente.

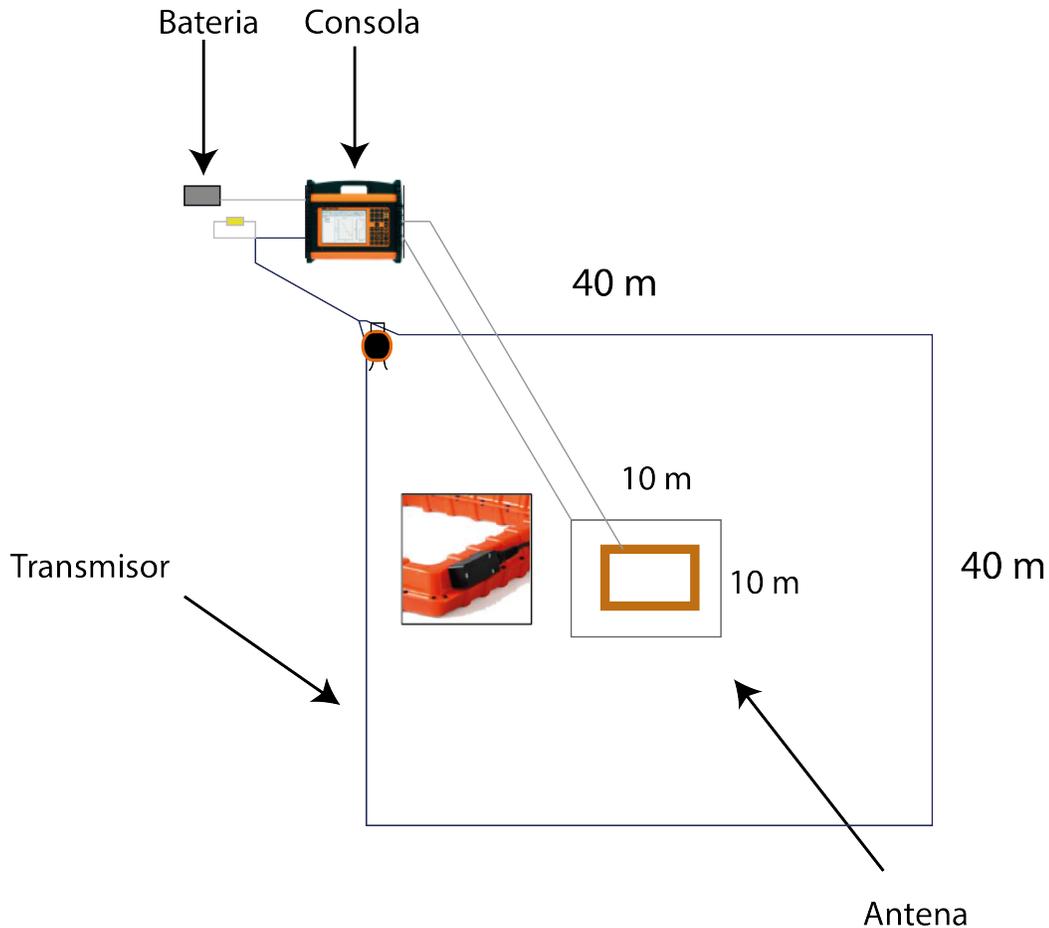


Figura 4.8: Esquema que muestra la configuración espacial en planta del instrumento para la tomas de medidas TEM. Imágenes tomadas de la guía de usuario *Walktem* de la empresa ABEM.

El equipo TEM obtiene, a través de las dos antenas receptoras, dos curvas que muestran el decaimiento del voltaje en el tiempo, con su respectiva desviación estándar, además, se obtiene ruido para cada receptor.

4.2. Procesamiento de datos

Para el procesamiento de datos se usó un flujo de trabajo típico para obtener el tensor de impedancia, las bases del procesamiento se encuentran en la metodología robusta de Egbert and Booker (1986), junto con la extensión para multi-estaciones de Egbert (1997), aunque es importante destacar que no fue usada la metodología de referencia remota (ejemplo de esta puede ser encontrada en Spratt *et al.* 2009).

Para el caso del MT, debido a que la medición de cada una de las componentes del campo electromagnético se hace en series de tiempo (figura 4.9), el registro obtenido es transformado al espacio vectorial del dominio de las frecuencias con una función de matemáticas discreta optimizada conocida como *Fast Fourier Transform* (FFT), en el espacio frecuencia dominado se puede extraer información relevante para el problema de modelamiento de onda electromagnético atravesando un semi-espacio heterogéneo. Se debe aplicar Transformada de Fourier pero no a toda la serie completa sino que por ventanas de tiempo, que permitan una correcta extracción de datos debido a que la información presente en dichas series viene de distintas fuentes que actúan en distintos rangos de frecuencias, además, se hace decimación en cascada con filtros en cada paso y resolución espectral escogiendo largo de segmentos de datos. Luego, se obtienen las funciones de transferencia y la impedancia.

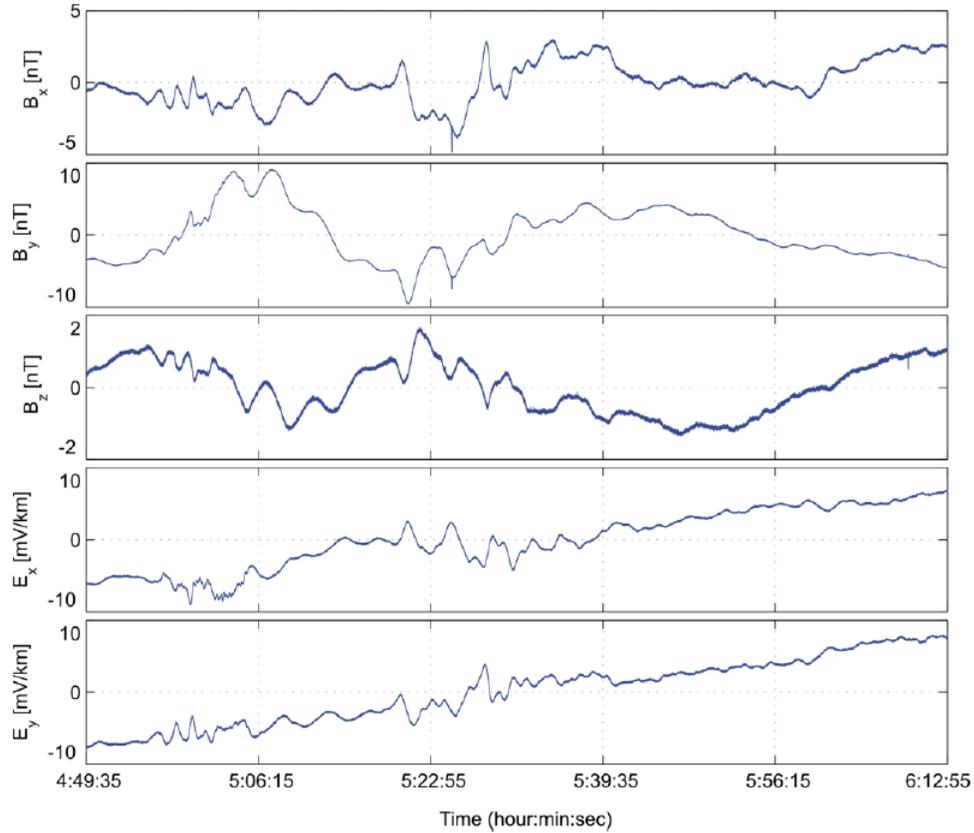


Figura 4.9: Muestra un ejemplo de las series de tiempo medidas en terreno para cada componente del campo electromagnético.

Con esta metodología, es posible obtener los archivos Z con extensión ZSS, que tiene información de impedancia, errores asociados y función de transferencia (con dos vectores correspondientes al *tipper*), para cada periodo estimado, estos se componen de 39 periodos desde 0.00098 s a 512 s.

Para el TEM, la transformación de las curvas de disminución en el tiempo del campo magnético inducido b_z (decaimiento de voltaje) a resistividad aparente (ρ_a) es realizada por el software de modelamiento/inversión de manera automática. De esta forma, el principal procesamiento de datos realizado, fue seleccionar los datos de tal forma de obtener curvas de resistividad suaves y sin datos estocásticos. Dicho software es *IX1D* de *Interpex* y será explicado más a fondo en la siguiente sección de inversión de datos.

4.3. Inversión de datos

Los datos Geofísicos son modelados dos formas: de forma directa, llamado modelamiento *forward* y de forma indirecta, llamada modelamiento inverso. Estos modelos son luego interpretados con respecto a la geología superficial y/o pozos que a su vez son usados como guía para ciertas

condiciones iniciales y finales del modelo.

En el modelamiento *forward* es simulada la respuesta física de un modelo, que debe calzar con los datos observados. Por otro lado, en el método inverso es un procedimiento iterativo que busca un modelo final que genere una respuesta lo más cercana posible a los datos observados. En esta modelación, un modelo de la subsuperficie es asumido y una respuesta Geofísica teórica es calculada para el modelo asumido y comparado con los datos observados. Este proceso es repetido por varios modelos a través de un proceso iterativo hasta que se llega a un criterio de finalización, por ejemplo una diferencia mínima entre lo calculado y lo observado o un número máximo de iteraciones, en esos casos la respuesta es guardada.

Para estimar la estructura de resistividad de los sectores estudiados, en esta tesis se utilizó modelación inversa.

4.3.1. Magnetotelúrica: Inversión 3D

Para la Magnetotelúrica, se usó el método inverso a través del programa ModEM que usa un algoritmo de inversión paralelizado (Meqbel, 2009; Kelbert and Meqbel. 2011; Kelbert and Egbert, 2012; Kelbert *et al.*,2014). La estructura modular característica del ModEM, permite invertir diferentes tipos de datos electromagnéticos, teniendo la versatilidad de invertir usando distintos métodos. La inversión de ModEM usada en esta investigación aplica el método de diferencias finitas usando las ecuaciones de Maxwell y el algoritmo de los gradientes conjugados no lineales (NLCG, *Non-Linear Conjugate Gradients*) para resolver el problema de minimización (optimización) involucrado en la inversión. Este algoritmo ha sido ampliamente utilizado, por ejemplo, Araya Vargas (2016), Meqbel *et al.* (2016) y Meqbel and Riter (2015). La ejecución programa de inversión de MT es optimizada al usar 80 núcleos, la mayoría de este trabajo se hizo invirtiendo en un computador de tan sólo 8 núcleos. Hacia fines de este trabajo ejecutó en el *cluster* del Centro de Modelamiento Matemático de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile donde fue posible usar los 80 núcleos óptimos.

La siguiente descripción del funcionamiento del código ModEM se basa fundamentalmente en el trabajo de Araya Vargas (2016) en él se explican los trabajos en que se delinea el funcionamiento del algoritmo del ModEM citados en el párrafo anterior, junto con el manual de usuario (Kelbert and Meqbel, 2011), así, el funcionamiento, para obtener el modelo de distribución de resistividad (m) que pueda explicar los datos observados (d que representa las funciones de transferencia), el algoritmo de inversión ModEM minimiza una función objetivo con respecto a los parámetros del

modelo. La función objetivo (Ψ) está definida por la suma de dos términos (ecuación 4.1), primera una medida del ajuste de los datos que es la diferencia entre los datos observados y la respuesta calculada a partir del modelo, y, segundo, el término de la regularización. Considerando que el problema de inversión puede no tener una solución única, el término regularización es sumado para poder reducir el número de posibles modelos que puedan explicar los datos, además, de estabilizar el proceso de inversión.

$$\Psi(m, d) = \underbrace{(d - f(m))^T C_d^{-1} (d - f(m))}_{\text{desajuste de datos}} + \underbrace{\lambda (m - m_0)^T C_m^{-1} (m - m_0)}_{\text{termino de regularización}} \quad (4.1)$$

donde, $f(m)$ es la respuesta *forward* del modelo (funciones de transferencia), C_d es la matriz de covarianza de los datos (errores), λ es el parámetro de compensación, m_0 es el modelo a priori y C_m es la covarianza del modelo. El cálculo del desajuste y el progreso del proceso de inversión depende de la magnitud de los errores de los datos considerados debido a que la matriz de covarianza C_d tiene el inverso del cuadrado de los errores de los datos. El error es calculado depende de los errores que entregue el usuario, en la literatura son tomados como valores arbitrarios los cuales están ponderados por las componentes de la función de transferencia objetivo del desajuste y no por los errores de estadísticos de las funciones de transferencia.

El término de regularización a parte de hacer que la inversión de los datos a resistividad sea suave, hacen que sea lo más cercano posible al modelo a priori m_0 . El parámetro de compensación λ controla la contribución del término de regularización a la función objetivo, el valor de λ decrece durante la inversión dependiendo de un criterio ligado a la evolución de la convergencia de la inversión. El modelo de la covarianza C_m depende parcialmente en el parámetro α , que no está directamente ligado a la función objetivo, este se encarga de controlar la suavidad en cada dirección coordenada, a medida que su valor aumenta mayor será el resultado de la inversión.

El método de inversión en cada inversión esta dominado por el algoritmo de NLCG que permite encontrar la mínima función objetivo Ψ . Como primer paso, el algoritmo obtiene el gradiente de Ψ con respecto a la variación en m , esto permite obtener la dirección en que Ψ decrece más rápidamente lo que es posible asociarlo a una dirección de búsqueda. De este modo se puede avanzar al segundo paso, el algoritmo encuentra un mínimo local de la función objetivo Ψ a lo largo de la dirección de búsqueda, esto lo logra, determinando el largo del paso que reduce Ψ a lo largo de la dirección de búsqueda por un valor esperado. Este procedimiento es iterado hasta que la inversión es detenida por algún criterio que puede ser: mínimo ajuste de datos, un mínimo λ o un máximo número de iteraciones.

De todo lo mencionado, para el uso del programa computacional ModEM, debemos dar el dato d y los errores de los datos, el modelo a priori (m_0), el λ inicial, un valor para actualizar λ durante la inversión, el criterio de detención del algoritmo (valor mínimo de desajuste, el máximo número de iteraciones y el mínimo valor de λ). Adicionalmente, el usuario puede definir un valor de α y las regiones del modelo en los cuales la suavidad es aplicada. En el algoritmo de ModEM el desajuste de los datos con respecto al modelo es calculado usando la media cuadrática de los datos (RMS, *Root Mean Square*):

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{k=1}^N \left(\frac{d_{obs,k} - d_{mod,k}}{e_k} \right)^2} \quad (4.2)$$

donde N es el número de puntos de todos los datos (puntos de funciones de transferencia), $d_{obs,k}$ es el dato observado, $d_{mod,k}$ es el dato calculado (respuesta de modelo) y e_k es el error del dato.

Para visualizar el tensor de impedancia y *tipper* que se serán las variables a invertir y crear un modelo de la zona de estudio se usa el programa desarrollado 3D Grid Naser Meqbel, con dicho programa, es posible visualizar los resultados que arroja el programa ModEM. Es posible editar bases de datos de funciones de transferencias con el 3D Grid. Para poder usarlo el primer paso es transformar los archivos Z a formato EDI (*Electrical Data Interchange*). Luego, los datos obtenidos pueden ser visualizados y eliminados de la estimaciones y se puede crear el modelo que será usado como modelo inicial en la inversión, todo en el formato ModEM.

En cada estación fueron eliminado ciertos puntos para los cálculos de inversión, teniendo en cuenta que la Tierra al minimizar la energía tiende a tener cambios suaves, por lo que cambios de resistividades y *tipper* muy abruptos fueron descartados (ver figura 4.10), se deben obtener curvas suaves a partir de los datos originales que pueden estar lejos de tener resistividades factibles por razones físicas (Weidelt, 1972). Para el modelo, a través de una modelación *forward*, se obtuvo que para no tener efectos de borde en los en los datos (para períodos largos), la profundidad mínima del modelo debía ser de 120 km. Como se tienen diferencias de elevación entre las estaciones no despreciables se realizó un modelo que incluye la topografía de la zona. Las grilla horizontal se hizo con 100 celdas en la dirección N-S y 20 celdas E-W, ambos grupos con una dimensión de 300 m, para luego, tener 20 celdas en la dirección N-S con un factor de crecimiento, con respecto a la anterior, de 1.2 y 19 celdas en la dirección E-W con un factores de crecimiento de 1.1 con respecto a la celda anterior. En la componente vertical, se consideró la topografía, descargada del sitio: noaa.gov del

organismo *National Oceanic and Atmospheric Administration*; la grilla en la vertical consistió en una capa inicial de celdas de profundidad 50 m hasta la aparición de la estación con la elevación más baja, para luego hacer un crecimiento de las celdas con un factor de 1.215 con respecto a la celda anterior, de esta forma, alcanzando una profundidad de 121.5 km (ver figura 4.11). Finalmente, se guardó el tensor de impedancia completo a invertir y el error fue asignado tal que se enfocó en ajustar mejor la *off-diagonal* que la diagonal del tensor de impedancia, configurado con un error de 5% y 20%, respectivamente, con respecto al valor de los datos. Para el *tipper* se consideró un error del 5% con respecto al valor de los datos. La resistividad de *background* usada para el modelo inicial fue de $100 \Omega m$.

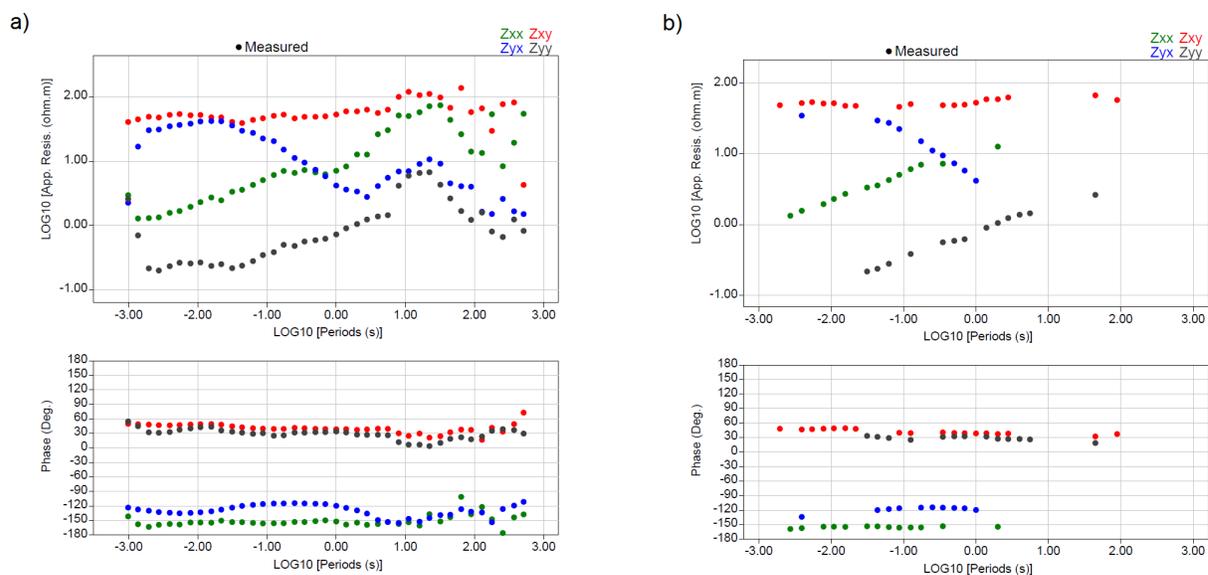


Figura 4.10: (a) Datos originales (b) Datos luego de procesar datos.

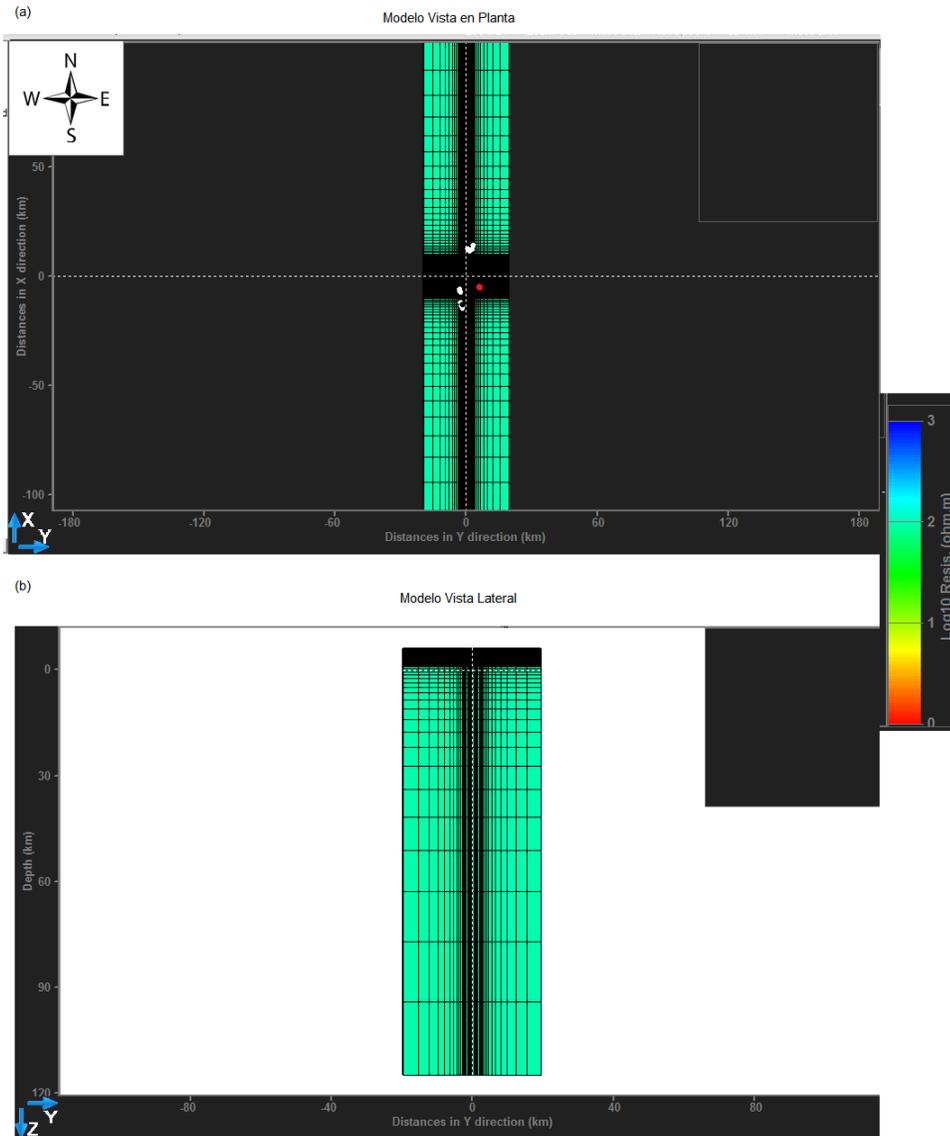


Figura 4.11: (a) Muestra una vista en planta de la discretización en bloques del espacio. Puntos blanco corresponden a las estaciones MT y el punto rojo corresponde al volcán San José (b) Muestra una vista lateral del modelo

Análisis de sensibilidad

El análisis de sensibilidad permite validar el modelo final obtenido. Dicho análisis, se hace con las estructuras más importantes de resistividad encontradas.

Se estudia la sensibilidad, analizando la respuesta *forward* del modelo final pero modificándolo: se elimina del modelo final la estructura que se quiere someter al análisis de sensibilidad y se estudia la respuesta en las estaciones para comprobar el requerimiento en respuesta de resistividad y fase de la presencia de dicho modelo.

Una prueba de sensibilidad que se usó es del modelo final obtenido, generar un nuevo modelo que se usará como modelo inicial para realizar una inversión de datos. Dicho nuevo modelo inicial será el modelo final, menos la estructura resistividad a analizar que es reemplazada por la resistividad usada de base (en este caso $100 \Omega m$). Se aprueba este *test* si el resultado de la inversión genera nuevamente la estructura resistiva.

4.3.2. TEM: Inversión de modelo de capas 1D e Inversión suave para perfil 2D

Para el caso de TEM, el software que permite procesar, modelar e invertir datos que se usó es *IX1D* de *Interpex*, si bien el algoritmo específico de inversión no es público dan la referencia en la que se basa. La inversión utiliza *Regression Ridge*, de similar forma a lo descrito por Inman (1975), en donde se usan mínimos cuadrados utilizando parámetros lineales. Se asume un problema que es localmente lineal, por lo que es posible representarlo por la siguiente ecuación matricial:

$$obs = F_c + A d_p \quad (4.3)$$

donde f_c es la respuesta calculada para el modelo asumido, obs es el conjunto de datos observados, A es la matriz Jacobiana de derivadas parciales que se obtiene para cada capa y d_p es el modelo deseado donde los datos se ajustarían a las observaciones en el caso lineal. En cada iteración el modelo es corregido utilizando un factor de amortiguación optimizado para dicha iteración.

El método *forward* del software utilizada la transformada de Fourier-Hankel (Anderson, 1979) para obtener la respuesta del campo secundaria en la capa deseada del modelo.

Para el caso del perfil 2D, donde hay una interpolación a lo largo de una sección de referencia se usa un modelamiento *smooth* donde el espesor de las capas es fijo, sólo las resistividades varían para ajustar los datos, en este caso se usa *Occam's inversion*, que minimiza la aspereza del modelo en vez de la *Ridge Regression*. La inversión *Occam's* reduce la aspereza del resultado final, según Constable *et al.* (1987), el algoritmo toma el problema *forward* no lineal y lo hace lineal con respecto a un modelo inicial, de manera usual, pero luego, es resuelto explícitamente para el modelo deseado en vez de para la corrección del modelo. Parametrizando el modelo en términos de su primera y segunda derivada con respecto a la profundidad, la solución con mínima norma lleva el modelo más suave posible.

Para los sitios TEM, se realizó en cada sitio inversiones 1D tipo *Ridge Regression* usando el mínimo de datos que permita un ajuste de las curvas de resistividad, esto ocurrió con tres capas (a excepción del sitio H, que se hizo con dos capas), el espesor de cada capa no es fijo en la inversión, y se usó una resistividad inicial tal que el resultado de la inversión ajustara de la mejor forma posible los datos. El resultado final del modelo de capas de la inversión es mostrado con otros modelos que poseen equivalencia en respuesta, ajustando también los datos de resistividad aparente.

El análisis de equivalencia está relacionado a que el modelo que ajusta los datos no es el único modelo posible que lo hace. En un caso ideal, donde la curva de resistividad es medida continuamente en espaciamentos en profundidad de 0 a infinito sin errores de medida, el modelo de capas que ajusta perfectamente estos datos sería único. Sin embargo, no existen medidas continuas y, también, son limitadas en rango, y están sujetas a errores de medida y a ruido geológico. En el análisis de equivalencia se trata de mostrar el grado el cual el modelo puede variar desde el que mejor ajusta y el que muestra todavía el mismo ajuste de los datos.

Es importante destacar que en la metodología de procesamiento de datos se analizó la profundidad en que se considerará válido los resultados del TEM, para ello se tiene que, experimentalmente, la profundidad a la que es capaz de dar resultados válidos para interpretación están correlacionados con el tamaño del *loop* que se usa en el transmisor. El tamaño del bucle es una aproximación de la profundidad que puede llegar (Spies, 1985), empresas aplicadas como Zonge explican que un tamaño de loop de 50 m puede alcanzar 250 m de profundidad. Para este estudio se esperan tener altas conductividades que son una fuente de canalización de ondas electromagnéticas que actúa como una barrera que impide en algún grado la penetración en profundidad de los campos. Se considera una profundidad en torno a los 100 m como aquella en que analizaran los datos obtenidos aunque se mostrarán resultados a una profundidad levemente mayor para observar la tendencia.

No obstante, en los resultados de la inversión muchas veces, la última capa es situada a una profundidad mayor a los 100 m para ajustar los datos, dicho resultado es correcto numéricamente pero conociendo lo descrito en el párrafo anterior el análisis será acotado. Otro punto importante es que el software muestra la profundidad en escala logarítmica, por lo que si la capa es colocada bajo los 100 m en los resultados aparecerá hasta los 1000 m. Además es necesario destacar que las décadas iniciales y finales de los modelos de profundidad que no son mostradas hay una continuación del modelo sin nuevas capas, sólo que no es mostrada en el modelo.

El software permite realizar perfiles 2D suavizados (*smooth*) donde los sitios son proyectados a la línea de perfil (figura 4.12). Para esto, el programa estima el modelo *smooth* inicial, creando el mismo número de capas como datos haya, con espesor relacionado al espaciamiento de estos. Inicialmente, las capas poseen la misma resistividad y es el valor promedio de todos los puntos. Para la inversión los espesores de las capas están fijos. Varios valores de resistividad son probados como modelo inicial y el que mejor se ajuste, como modelo de un semi-espacio homogéneo, es usado como modelo inicial.

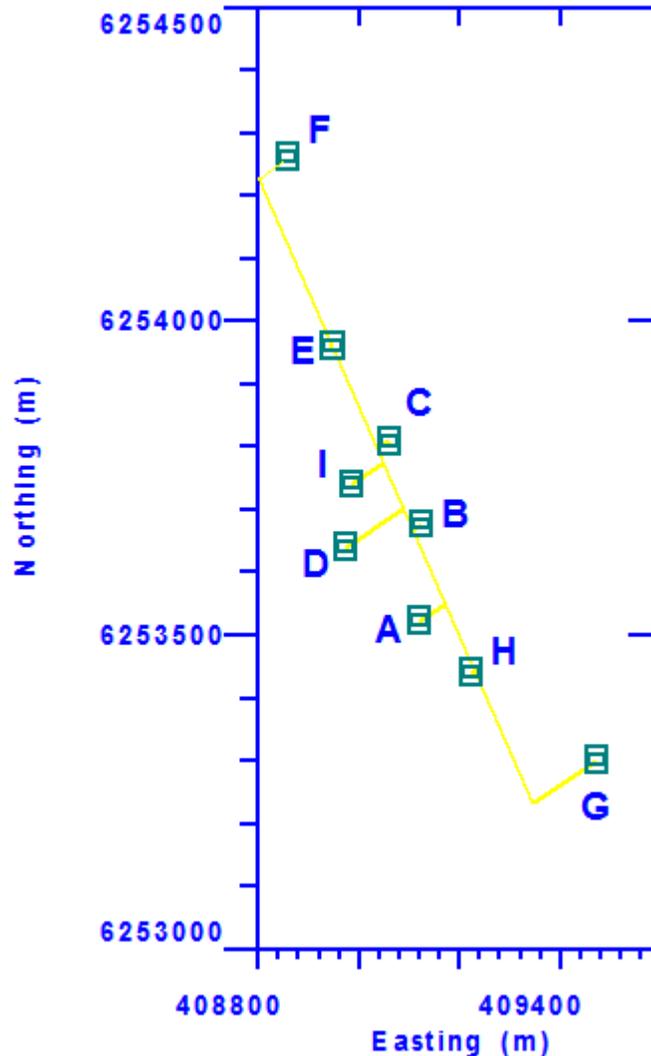


Figura 4.12: Muestra la línea del perfil en que se realizará el modelo en dos dimensiones.

Está la opción de usar la inversión tipo *Ridge Regression* o tipo *Occam's Inversion* (Constable *et. al*, 1987; deGroot-Hedlin and Constable, 1990), se comprobó empíricamente que la inversión tipo *Occam's Inversion*, en la modelación *smooth* ajustaba los datos de tal forma que el resultado final era similar a lo obtenido con el modelo de capas 1D. Esta inversión trata de ajustar los datos de

mejor forma mientras se minimiza el cambio en la aspereza del modelo. A diferencia de la *Ridge Regression* que ajusta los datos de la mejor forma mientras se minimiza el cambio que debe hacerse en el modelo. *Occam's Inversion* compensa la mejora en la aspereza del modelo y el error de mínimos cuadrados predichos por el problema *forward* linealizado. Mientras que *Ridge Regression* compensa el tamaño de la mejora del modelo y el error de mínimos cuadrado predichos por el problema *forward* linealizado.

Para analizar el ajuste del modelo invertido con los datos medidos se usa la fórmula de RMS, igual a la dada en la ecuación 4.2. Es común usar la nRMS (*Normalized Root Mean Square*) para poder comparar de mejor forma cuando se tienen bases de datos o modelos con diferente escala, la normalización adimensional se hace, comúnmente, dividiendo la RMS por la media de los datos o el rango de estos (dado por la diferencia entre el dato de mayor y menor valor):

$$nRMS = \frac{RMS}{\bar{d}} \text{ o } nRMS = \frac{RMS}{d_{max} - d_{min}} \quad (4.4)$$

4.4. Limitaciones

Para esta investigación la principal limitación fue no poder conseguir una gran cantidad de datos. Debido a las adversidades estacionales y al difícil acceso por terrenos de Alta Cordillera y recintos privados. A los sectores en que se podía acceder en camioneta, en algunos casos, estaban a varios kilómetros de distancia de las zonas estratégicas en que se debían hacer mediciones por lo que se tuvieron que cubrir caminando.

Capítulo 5

Resultados

5.1. Magnetotelúrica

5.1.1. Resistividad aparente y Fase

La figura 5.1 muestra resistividad aparente y fase, se muestra las estación 11 que es la más central ubicada en el sector del valle de La Engorda. Se muestran los valores para 39 periodos con su barra de error asociada (para el resto de las estaciones ver Anexo D .1). Con respecto a la calidad de los datos, la peor calidad la poseen las estaciones de MT del sector de Termas del Plomo, para las estaciones MT del sector de Baños Colina tiende a ser peor para periodos mayores a 10 s, mejores calidades de datos se observan en el sector del Valle de la Engorda. No es posible visualizar un patrón en el comportamiento de las curvas de resistividad y fase para las estaciones en general o para un grupo de estas, por lo que un comportamiento 3D es sugerido.

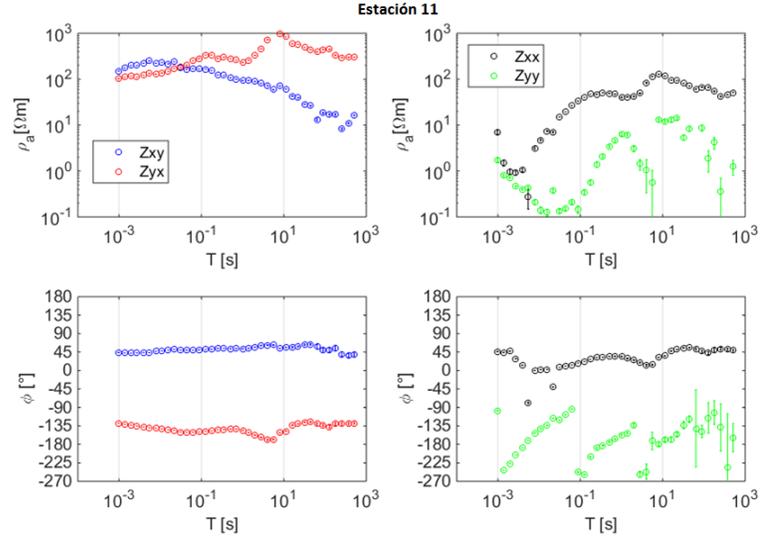


Figura 5.1: Gráfico correspondiente a las curvas de resistividad aparente (ρ_a) y fase (ϕ) con sus errores para la estación 11 de el sector del valle de La Engorda. La curva en rojo corresponde a Z_{yx} y en azul a Z_{xy} . Además, la curva negra y verde cobran relevancia en zonas 3D y están asociadas a Z_{xx} y Z_{yy} , respectivamente.

Hay que tener en cuenta en los valores de resistividad pueden encontrarse distorsionados por acumulaciones de carga superficiales debido al efecto del *static shift*. En esta estación, el hecho de que ambas curvas comiencen en valores altos de resistividad casi iguales implicaría que la distorsión no sería tan elevada (este comportamiento se observa en la mayoría de las estaciones).

Para la fase se tiene que las curvas asociadas a Z_{xy} y Z_{xx} varían en torno a los 45° y las curvas asociadas a Z_{yx} y Z_{yy} varían en torno a los -135° . Su interpretación se resume en que si las curvas se encuentran por debajo de estos valores indica un medio más resistivo, en cambio si están sobre estos valores, las zonas se adentran a un medio más conductivo. Cada vez que las curvas traspasan estos valores están indicando el lugar donde limitan dos estructuras con distintas características eléctricas.

Se hizo un análisis de los errores de resistividad y fase, agrupando los datos de las 12 estaciones, los 39 periodos y las 4 componentes de cada magnitud (1872 datos de resistividad y 1872 datos de fase). Para el caso de la resistividad se trabajó con la razón *Error/Resistividad*, si dicha razón era menor al 10% se consideran datos de alta calidad, si estaba entre 10% y 30% (incluyendo los bordes) se consideraban datos de mediana calidad y si dicha razón era mayor al 30% se consideraban datos de baja calidad. Para el caso de la fase se trabajó directamente con los errores, para valores menores a 5° se consideraban datos de alta calidad, para valores entre 5° y 15° (incluyendo los

bordes) se consideraban datos de mediana calidad y sobre 15° datos de baja calidad. La tabla 5.1 resume los resultados.

Tabla 5.1: Tabla que resume la calidad de los datos de resistividad y fase, con respecto al total de datos obtenidos

	Porcentaje del Total de datos de Resistividad (%)	Porcentaje del total de datos de Fase (%)
Alta calidad	79.22	81.94
Mediana calidad	11.97	8.54
Baja calidad	8.81	9.5

De esta forma se puede extraer que los datos obtenidos son de buena calidad. Es importante destacar que los mayores errores se concentran mayoritariamente en los periodos mayores a 10 s y que la estación 6 posee gran cantidad de error en sus componentes XY y XX .

5.1.2. *Strike*: Dirección de rumbo geoelectrico

La figura 5.2 muestra los diagramas de rosas que muestran el *strike* o rumbo geoelectrico para cada década entre 0.001 y 512 s, dejando la última década parcialmente completa (100 - 512 s), además, se muestra el *strike* regional calculado usando todos los periodos.

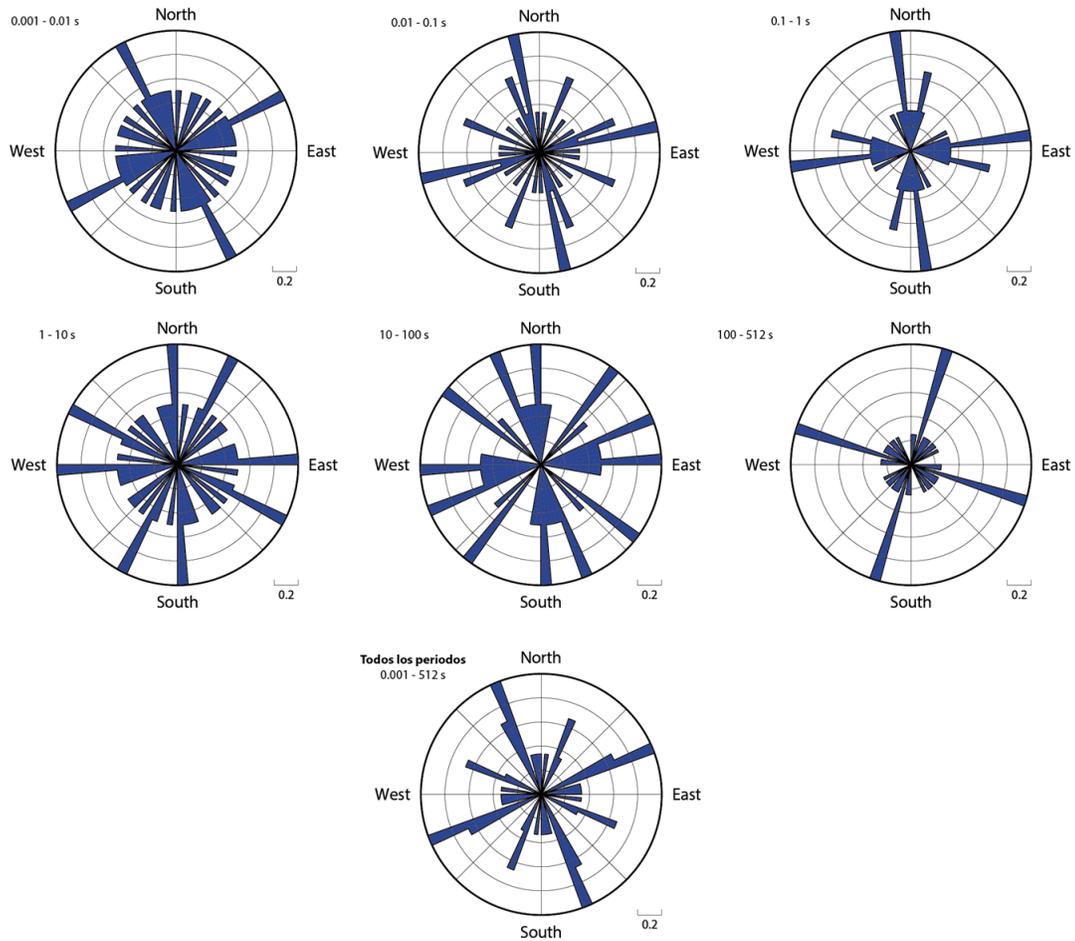


Figura 5.2: Figura que muestra el *strike* geoelectrico en diagramas de rosas, según lo planteado por Smith (1995). La dirección de rumbo es mostrada para las distintas décadas y calculándolo para todos los periodos juntos.

Para analizar la figura 5.2 hay tener en cuenta que el diagrama de rosa muestra 90° de ambigüedad (Simpson and Bahr, 2005) en cada dirección de rumbo, dicha ambigüedad se dará por entendida y no será explicitada al momento de dar rumbos geoelectricos.

En general, dado un rango de periodos, varias direcciones van a ser preferentes para que las corrientes perpendiculares a la profundidad (eje z) fluyan (la década en que la influencia de variadas direcciones preferentes son muy bajas es la 100-512 s, en la que sólo una dirección tiende a dominar). El diagrama de rosa de todos los periodos, muestra cómo sería vista la zona por un observador lo suficientemente alejado el cual pudiera englobar toda la zona como una sola unidad, dicha medida sería una aproximación al rumbo regional.

La rotación del *strike* geoelectrico en la primera, segunda, tercera y sexta década y la indefinición de un rumbo geoelectrico para la cuarta y quinta década indican un comportamiento 3D de datos, que requieren un análisis 3D (Beka *et al.*, 2016).

5.1.3. Flechas de inducción

La figura 5.3 muestra el largo y la dirección de las flechas de inducción para cuatro periodos (para ver el resto ver el Anexo D .2), las flechas apuntan en sentido opuesto a las zonas más conductoras (convención de Wiese) y, además, están estrechamente relacionadas con la dirección preferente de flujo eléctrico de corrientes, ya que permite resolver la ambigüedad de 90° que se tiene.

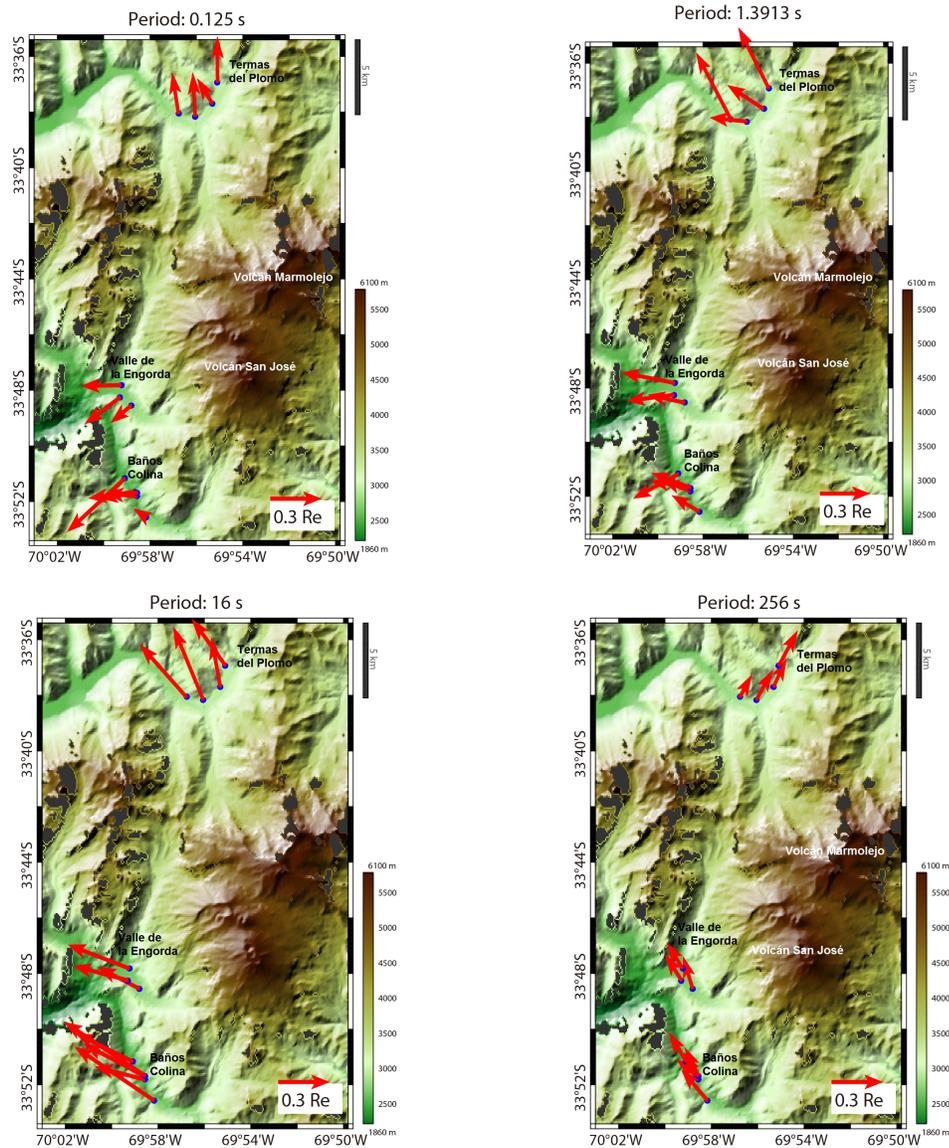


Figura 5.3: Se muestra las flechas de inducción (convención de Wiese) que salen de cada estación para cuatro periodos distintos, el valor del largo de la flecha está en la esquina inferior derecha. De fondo está la elevación del terreno sobre el nivel del mar en m (barra de colores en la esquina inferior derecha muestra sus valores).

Hay considerar en el análisis de la flechas de inducción que para una dirección dada de estas, un aumento en el su tamaño indica un aumento de tamaño del del contraste de conductividad y en

el caso de disminuya su tamaño se tiene que disminuyó el contraste de conductividad.

Para periodos menores a 0.02 s, se observan flechas con un comportamiento sin tendencia clara, con altas variaciones en dirección y largo estación a estación y, también, entre periodos.

Se tiene que, dimensionalmente, flechas uniformes y pequeñas pueden avalar que sea una zona unidimensional. Sin embargo, lo mostrado por los resultados donde, sin contar la inconsistencia inicial, hay rotación estación a estación y, también, entre periodos; permiten atribuir un comportamiento tridimensional a la zona de estudio.

Si bien, por lo expuesto los resultados estarían descartando una geometría 2D, localmente se puede extraer un comportamiento bidimensional. Con esto, la dirección de las flechas de inducción en conjunto con la geología de la zona permite clarificar la ambigüedad de la dirección del strike del flujo eléctrico, puesto que a menores profundidades su dirección tiende a ser perpendicular al flujo eléctrico, a mayores profundidades no se pueden tomar como referencia las flechas debido a que es esperable una rotación de estas aunque no se cambie el *strike* (evidenciado en Booker (2014)). Por consiguiente, las orientación del *strike* geoelectrico que correspondería sería la descrita en forma explícita en la subsección anterior (la preferencia tiende a ser más N-S que E-O).

5.1.4. Tensor de Fase

En condiciones 2D, es considerado que necesariamente $\beta < 3^\circ$ (Booker, 2014). Las elipses se muestran para cada estación, en cuatro periodos rellenas con β (figura 5.4, para ver todos los periodos ver Anexo D .3) y con $\tan^{-1} \Phi_{min}$ (figura 5.5, para ver todos los periodos ver Anexo D .4).

Es importante destacar que la transición suave de la orientación de los ejes de las elipses del tensor de fase y de el *skew angle* en periodos similares reflejan buena calidad en los datos (Booker, 2014), lo que refuerza lo expuesto anteriormente que, en general, hay la calidad no es mala. Para analizar estas figuras hay que considerar que el *strike* geoelectrico puede ser calculado como $\alpha - \beta$ (que corresponde a la orientación de las elipses, reforzando el *strike* geoelectrico ya discutido), pero con una indeterminación de 90° debido a que ya sea el mayor o menor eje de la elipse estará alineado con la dirección del rumbo geoelectrico (Diaz *et al.*, 2011). Además, un mayor achatamiento de las elipses nos da cuenta de variaciones laterales de resistividad.

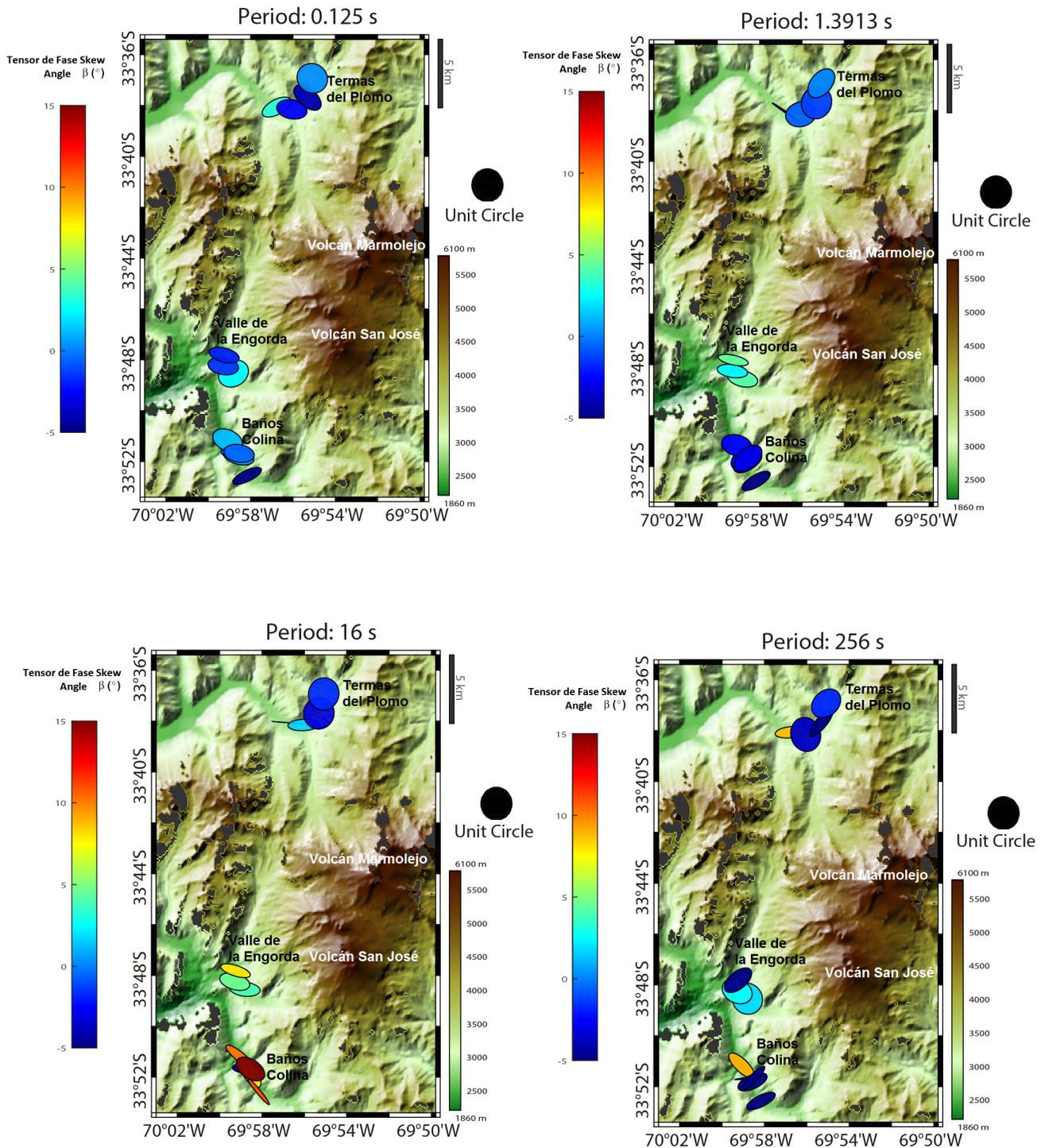


Figura 5.4: Figura que muestra las elipses que representan el tensor de fase para cada estación en cuatro periodos distintos, el color de relleno de las elipses está asociado al *skew angle* (β , su valor está en la barra de colores que está a la izquierda de cada mapa), además, muestra la elevación del terreno sobre el nivel del mar en m (barra de colores en la esquina inferior derecha de cada mapa muestra sus valores). Las elipses se encuentran escaladas por el eje mayor.

La figura 5.4 muestra que se tienen bajos β , especialmente, periodos menores a 2 s lo que indica

un contexto 2D, incluso geometría circular de elipses en algunos casos. Sin embargo, a pesar de los bajos valores de β , la orientación del eje mayor de las elipses cambia sitio a sitio y entre periodos, reforzado con los valores mayores de 3° de β en varios periodos indicaría un comportamiento 3D general en los datos. Esto se correlaciona bien con lo visto en los diagramas de rosas del rumbo geoelectrico en la subsección 5.1.2 debido a que, también, se encuentra tendencia de dimensionalidad 2D en los primeros periodos pero luego el comportamiento 3D se hace mas notorio. En el pasado, existen trabajos que han tenido que reformularse debido a una consideración inicial 2D errónea, ejemplificado en Beka *et al.* (2015) y Beka *et al.* (2016).

Reforzando las ideas expuestas, la orientación de las elipses del tensor de fase indican la dirección preferente del flujo eléctrico y refleja variaciones en la conductividad lateral de las estructuras del subsuelo, mientras elipses circulares muestran variaciones laterales pequeñas (estructura dimensional 1D) (Cadwell et al., 2004, Hill et al., 2009). Los colores que rellenan los elipses del tensor de fase muestran el skew angle β del tensor de fase y indican la asimetría en la respuesta del MT, que podría reflejar estructuras 3D (Dong et al., 2016). De esto, se desprende también, una buena correlación con las flechas de inducción indicando también estructura 3D; además, la indeterminación de 90° del flujo preferente mostrado por las elipses que al igual que se concluye en la sección anterior tiende a ser más bien N-S que E-W, respaldado por la geología local.

En la figura 5.5, se puede observar que el relleno muestra valores en las estaciones sobre los 45° desde el periodo de 16 s, asociado a zonas más conductoras. Esto se correlaciona con flechas de inducción cuando estas comienzan a mostrar sus mayores largos.

Sin duda un rasgo que caracteriza la figura descrita es que posee ángulos de Φ_{min} negativos (encontrados en el procesamiento de datos), dichos ángulos se derivan de que el determinante del tensor de fase es < 0 para la estación y periodo en que el ángulo es negativo. Y, es que tratando la representación del tensor de forma correcta (ver el Marco Teórico, en la subsección del Tensor de Fase de MT donde se muestra como Moorkamp (2007) desarrolla que lo expuesto por Caldwell et al. (2004) para tratar un determinante negativo lleva a resultados erróneos, en su lugar se deben usar las fórmulas de Bibby *et al.* (2005)) un determinante del tensor de fase negativo implica un ángulo asociado a Φ_{min} negativo.

Se tiene que en situaciones en que la zona estudiada es muy compleja y 3D se pueden obtener determinantes del tensor de fase negativos. Sin embargo, aunque la calidad de los datos, como se

ha expuesto, es buena, en particular en los periodos y estaciones en que se obtiene determinante negativo la calidad de los datos es baja y, por lo tanto, esta sería la razón a la que se atribuiría tan peculiar resultado.

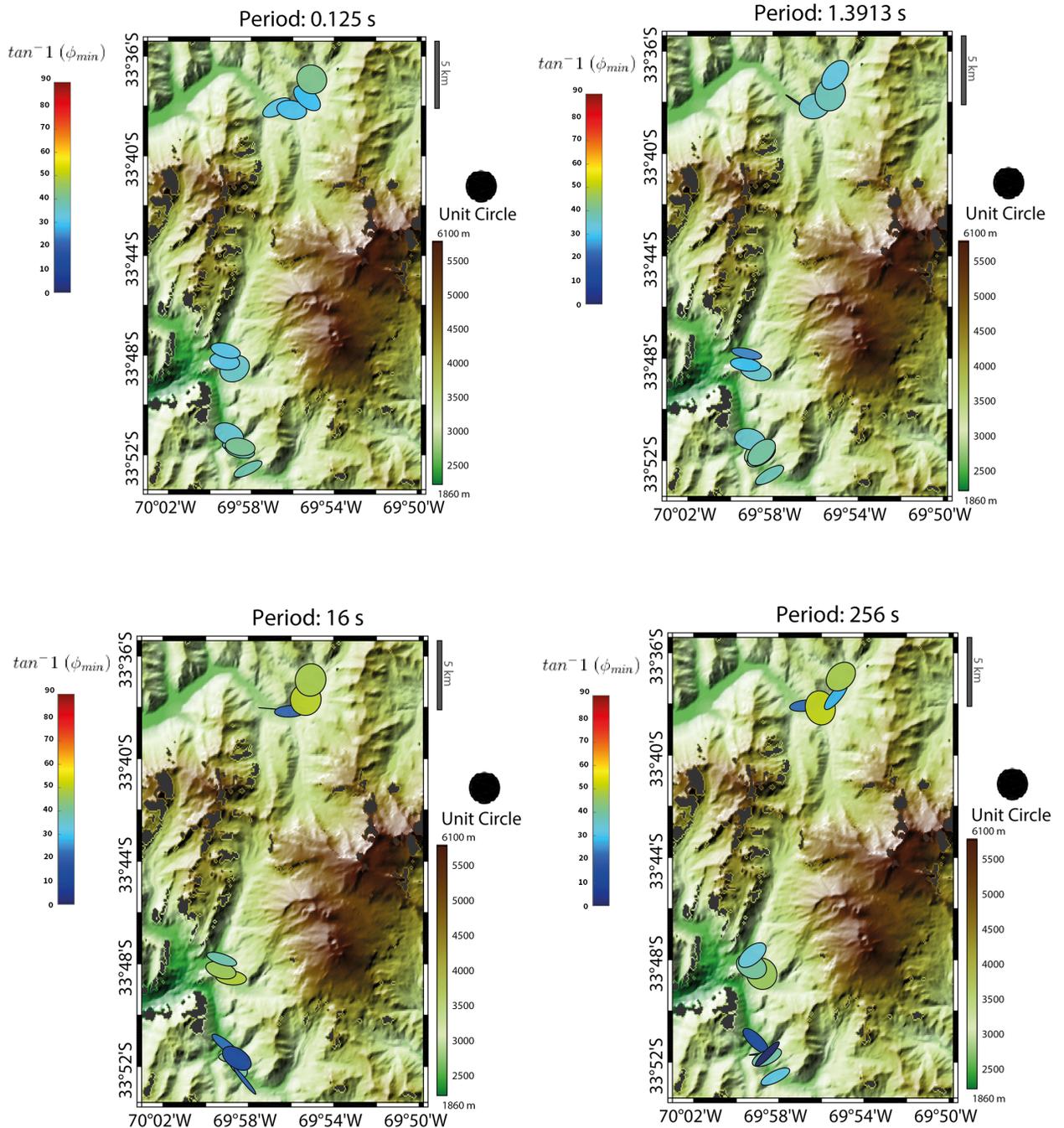


Figura 5.5: Muestra las elipses que representan el tensor de fase para cada estación en cuatro periodos distintos, el color de relleno de las elipses está asociado al eje menor de las elipses ($\tan^{-1}(\Phi_{min})$) (barra de colores a la izquierda de cada mapa muestra su valor), además, muestra la elevación del terreno sobre el nivel del mar en m (barra de colores en la esquina inferior derecha de cada mapa muestra sus valores). Las elipses se encuentran escaladas por el eje mayor.

5.1.5. Resistividad y fase, Análisis dimensional y Geología Local

De los resultados de resistividad y fase, y de los análisis de dimensionalidad del *Strike*, flechas de inducción, tensor de fase con relleno de β y Φ_{min} , se puede encontrar una coherencia en los resultados. Además, estos arrojan información que es capaz de ser completamente aprovechada y validada, solamente, cuando se hacen análisis binarios y terciarios entre estos resultados. Por ejemplo, de todos se puede extraer a simple vista, por lo menos un comportamiento bidimensional de los datos, pero sólo es confirmado 3D gracias al *strike* y al tensor de fase, resultados en que, a su vez, es resuelta la ambigüedad de la dirección de rumbo geoelectrico, gracias a las flechas de inducción (resultando ser las dominantes las más cercanas al rumbo N-S, en contraposición con las de E-W). De esto, es necesario reforzar que como aproximación, no es válido, que en una zona 3D, se apliquen métodos 2D ya que puede llevar a mal interpretar la estructura del subsuelo (Garcia et al., 1999; Ledo, 2005).

Con respecto a la geología de la zona, si observamos las unidades y estructuras (ver mapas geológicos en Anexo A) se observa que, efectivamente, existe una orientación que tiende a ser N-S (en contraposición a una E-W), coherente con el *strike* geoelectrico resuelto por las flechas de inducción. Ahora bien, si consideramos el contexto volcánico de la zona en los últimos millones de años con cuerpos subvolcánicos heterogéneos y baja permeabilidad primaria de las rocas en profundidad que generan que la alteración sea preferente por fracturas, planos de estratificación y fallas (Pincetti, 2016), tiene sentido encontrar el comportamiento 3D de la zona, al ser analizada más de cerca.

5.1.6. Inversión 3D: Modelo final

Debido a que la separación entre algunas estaciones era muy baja se requirió una grilla muy fina para evitar que el proceso de centrado de estaciones en las celdas del modelo las derive mucho de su posición real, no hacer esto traía consigo la aparición de artefactos y ajuste de lo modelado muy lejos de los datos medidos. Las figuras 5.6, 5.7, 5.8 y 5.9 muestran vistas en planta del modelo y las figuras 5.10, 5.11, 5.12 y 5.13 corresponden a los perfiles del modelo. Dichos perfiles fueron sacados de tal forma que se muestre todo lo relevante en lo modelado. El ajuste de lo modelado con respecto a lo medido en resistividad, fase y *tipper* de un sitio de cada sector es mostrado en la figura 5.14 para ver el resto ver el Anexo D .5.

En general, no se observan cuerpos que destaquen en profundidad, según lo modelado la resistividad tiende a estar en torno a los $100 \Omega m$ para profundidades mayores a 3 km desde la superficie

(figura 5.9). A profundidades más superficiales se observan un amplio rango de resistividades en cada sector. Estructuras conductivas entre 1 y 10 Ωm son encontradas tanto en el sector de Termas del Plomo (figura 5.6) como en el sector de Baños Colina (figura 5.7), resistividades de hasta 600 Ωm son modeladas en el sector de Termas del Plomo, resistividades sobre los 1000 Ωm son encontradas tanto en el sector de valle de La Engorda como en el sector de Baños Colina. En el sector del valle de La Engorda se encuentran resistividades en torno a los 10 Ωm (figura 5.8).

En relación al ajuste obtenido de lo modelado con respecto a los datos reales en un inicio se modeló el tensor de impedancia en las cuatro componentes, luego, se agregó el *tipper* y, si bien el ajuste fue menor comparado a cuando se modeló sólo usando el tensor de impedancia, la adición aporta valiosa información que no puede ser dejada fuera, por eso es incluido en el modelo final, finalmente, es una compensación entre información adicional y mejor ajuste. La nRMS total de lo modelado con respecto a los datos reales es de 2.49. Los peores ajustes se dan en las componentes Z_{xx} y Z_{yy} del tensor de impedancia, debido a que dichos datos eran más discontinuos y con mayor error.

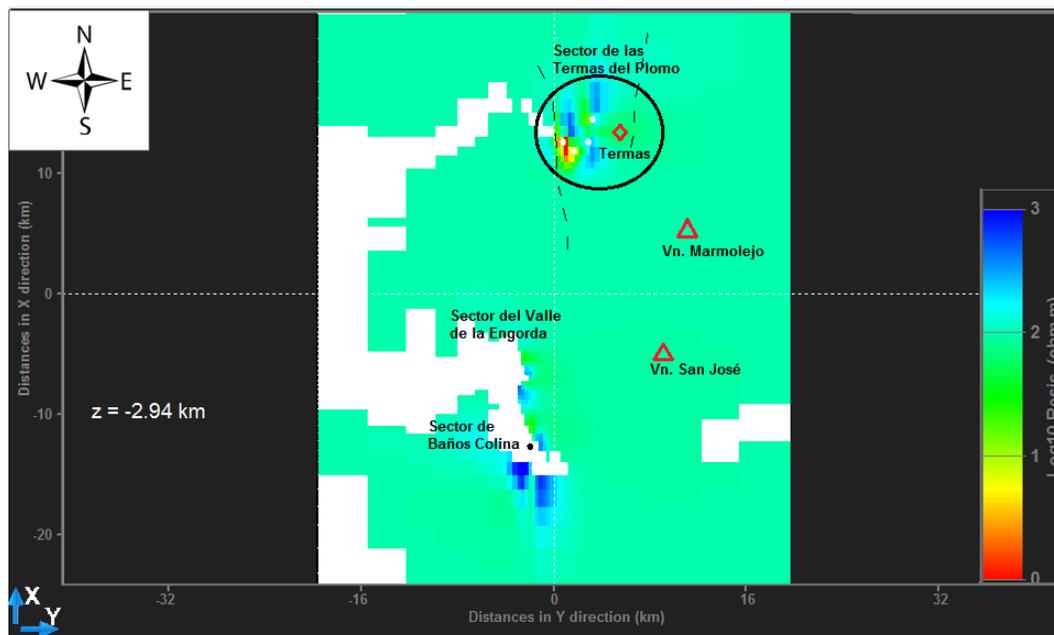


Figura 5.6: Se muestra la vista en planta de resistividad extraída modelo preferido.

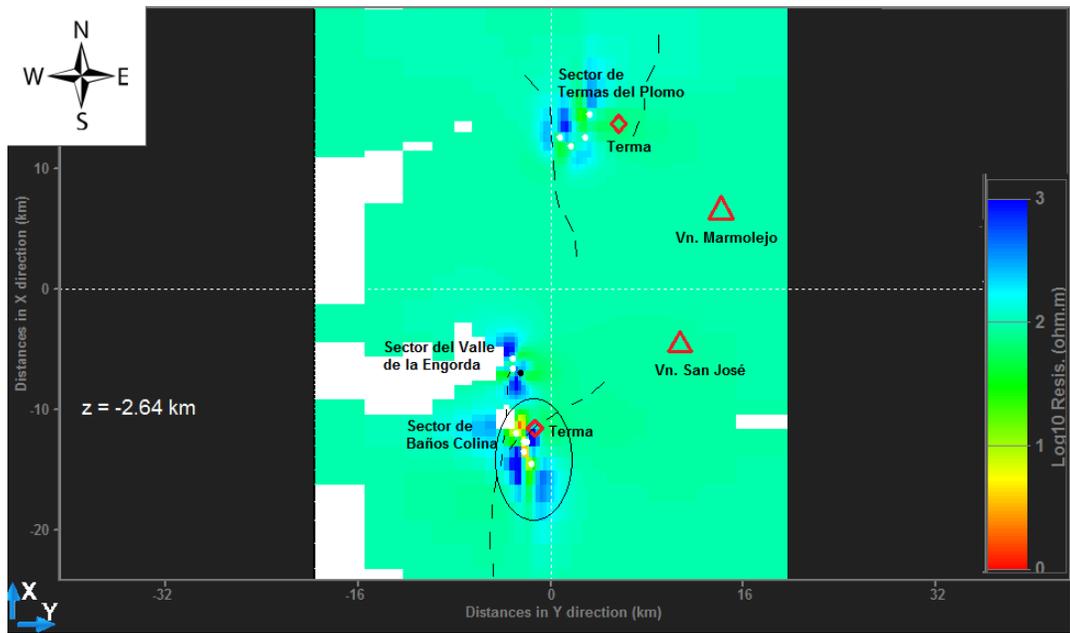


Figura 5.7: Se muestra la vista en planta de resistividad extraída modelo proferido.

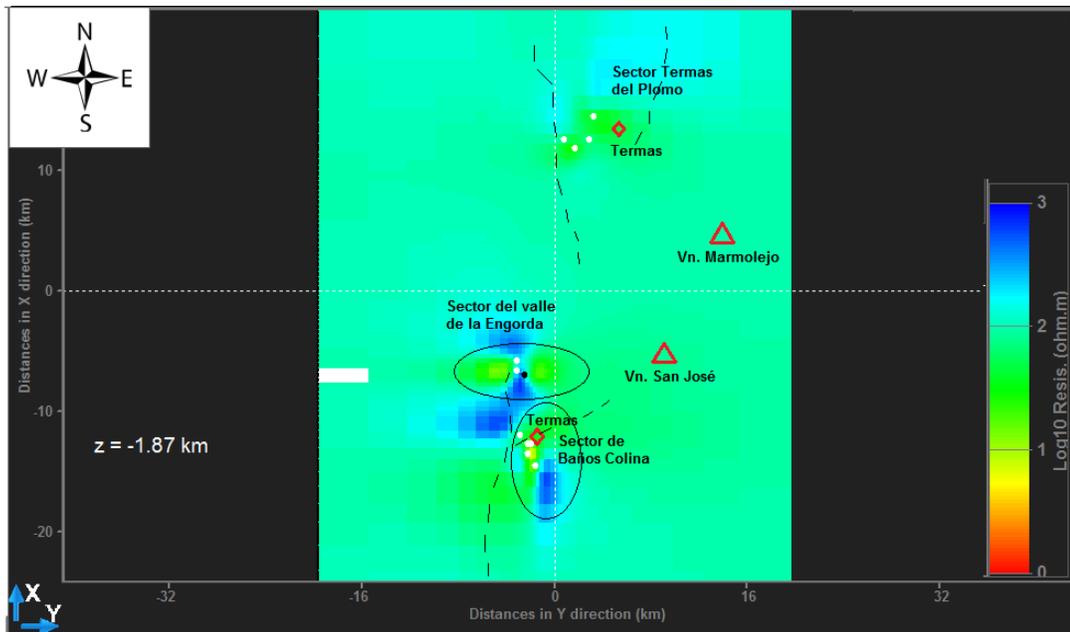


Figura 5.8: Se muestra la vista en planta de resistividad extraída modelo proferido.

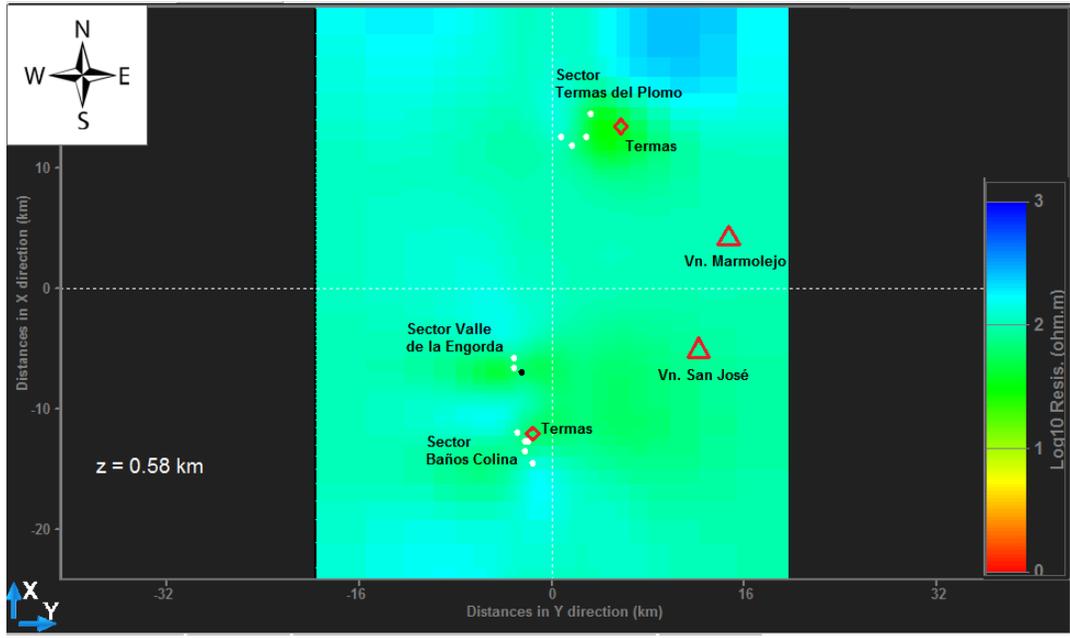


Figura 5.9: Se muestra la vista en planta de resistividad extraída modelo proferido.

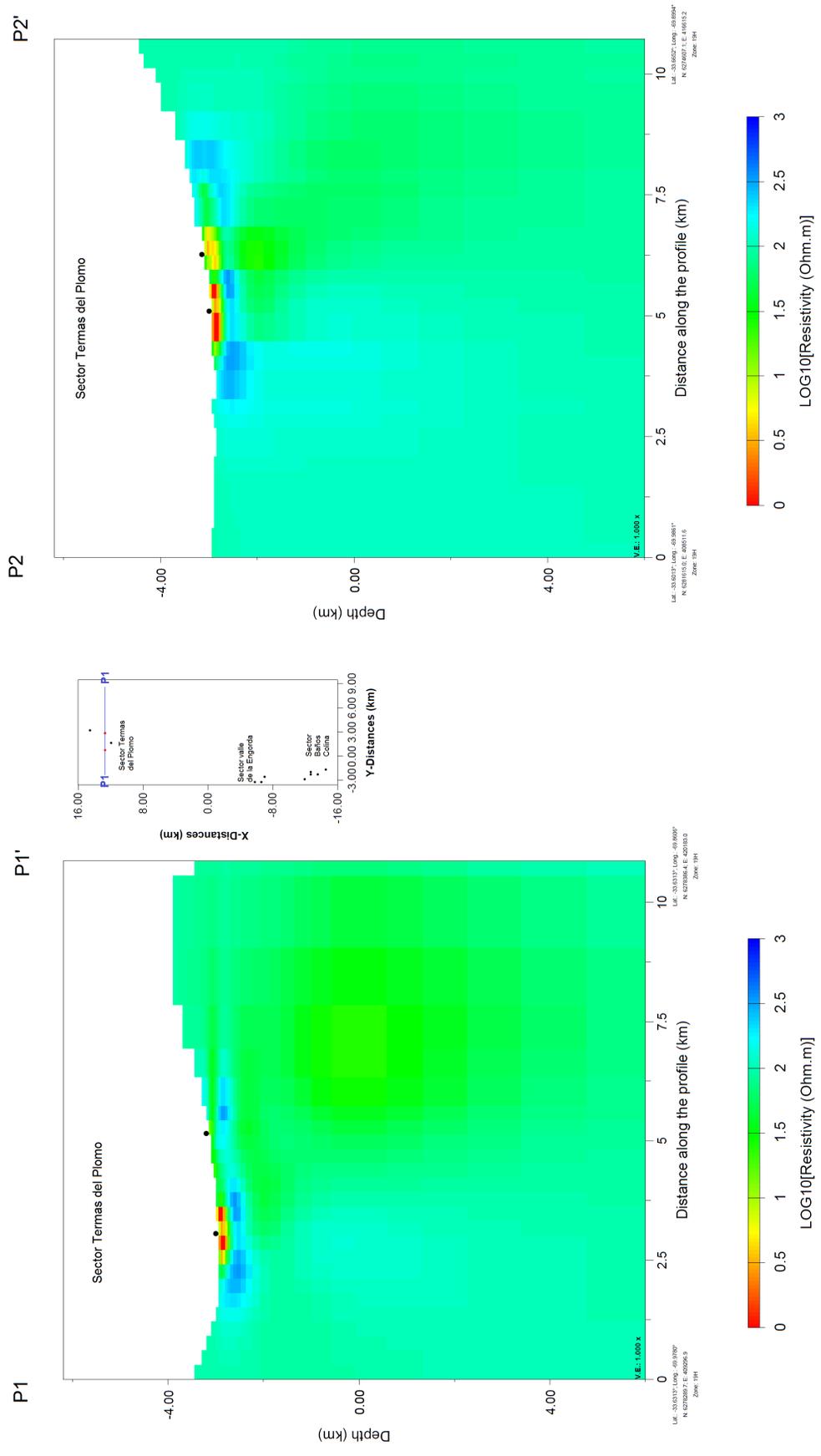


Figura 5.10: Se muestra perfil de resistividad extraído del modelo la derecha de cada perfil se muestra la ubicación y orientación de cada perfil.

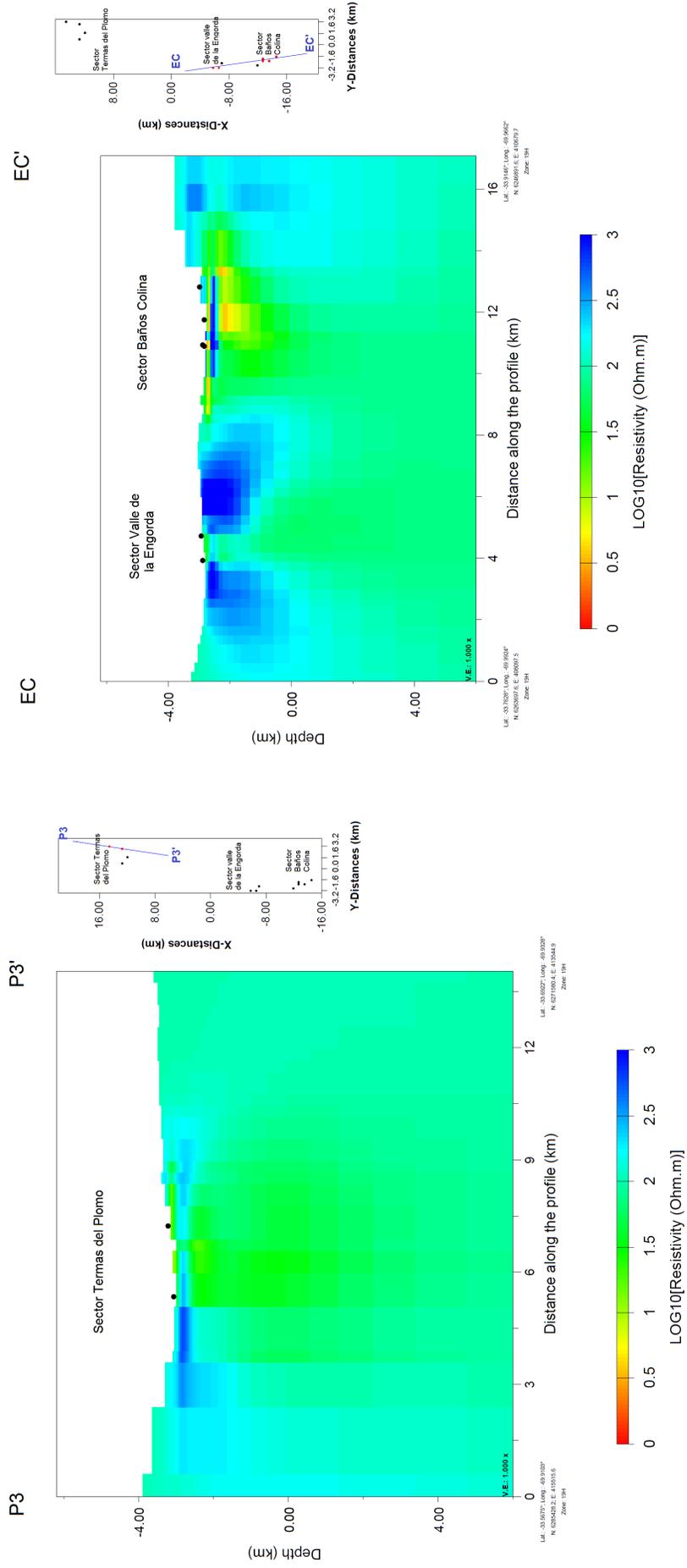


Figura 5.11: Se muestra perfil de resistividad extraído del modelo la derecha de cada perfil se muestra la ubicación y orientación de cada perfil.

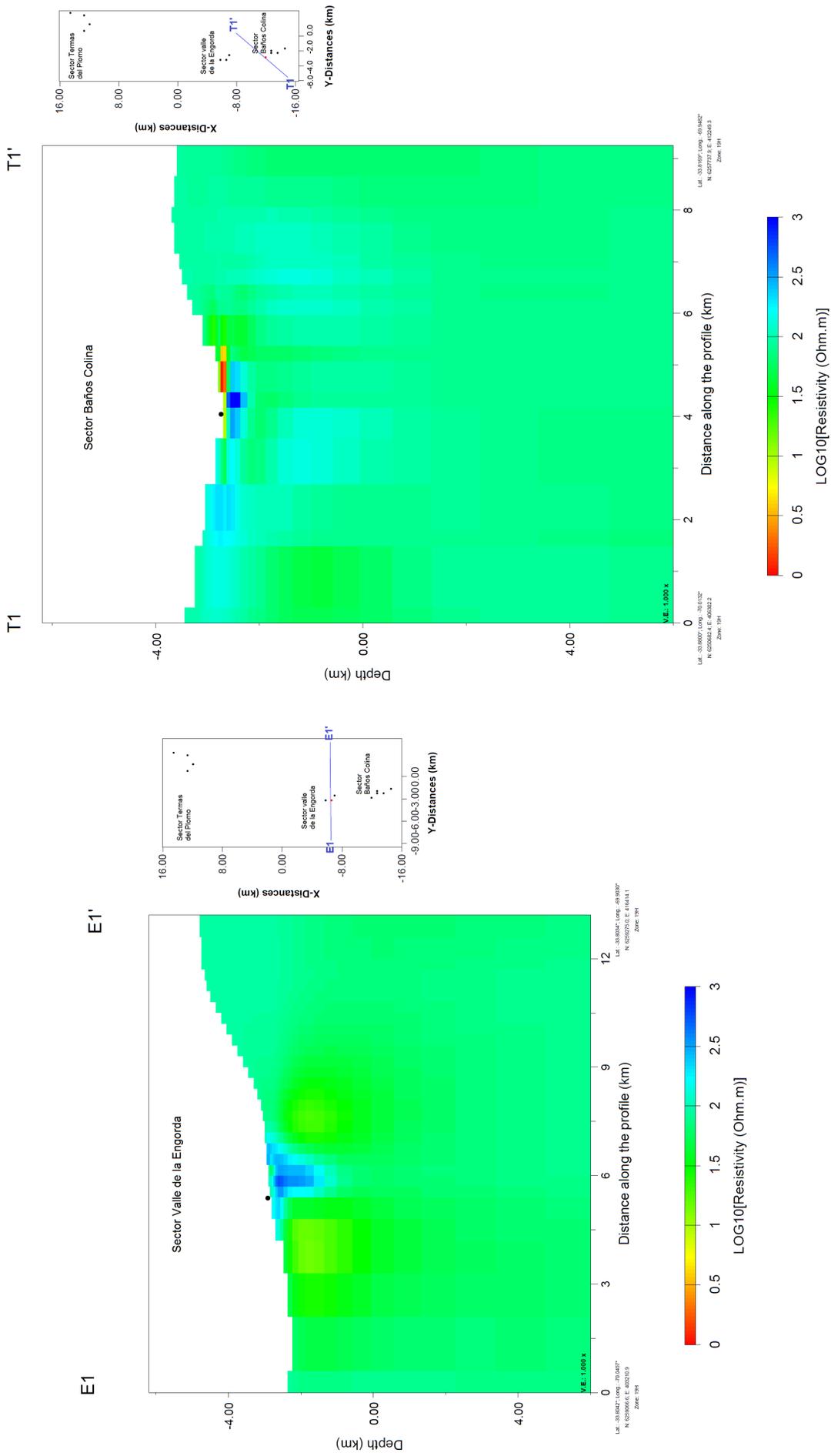


Figura 5.12: Se muestra perfil de resistividad extraído del modelo la derecha de cada perfil se muestra la ubicación y orientación de cada perfil.

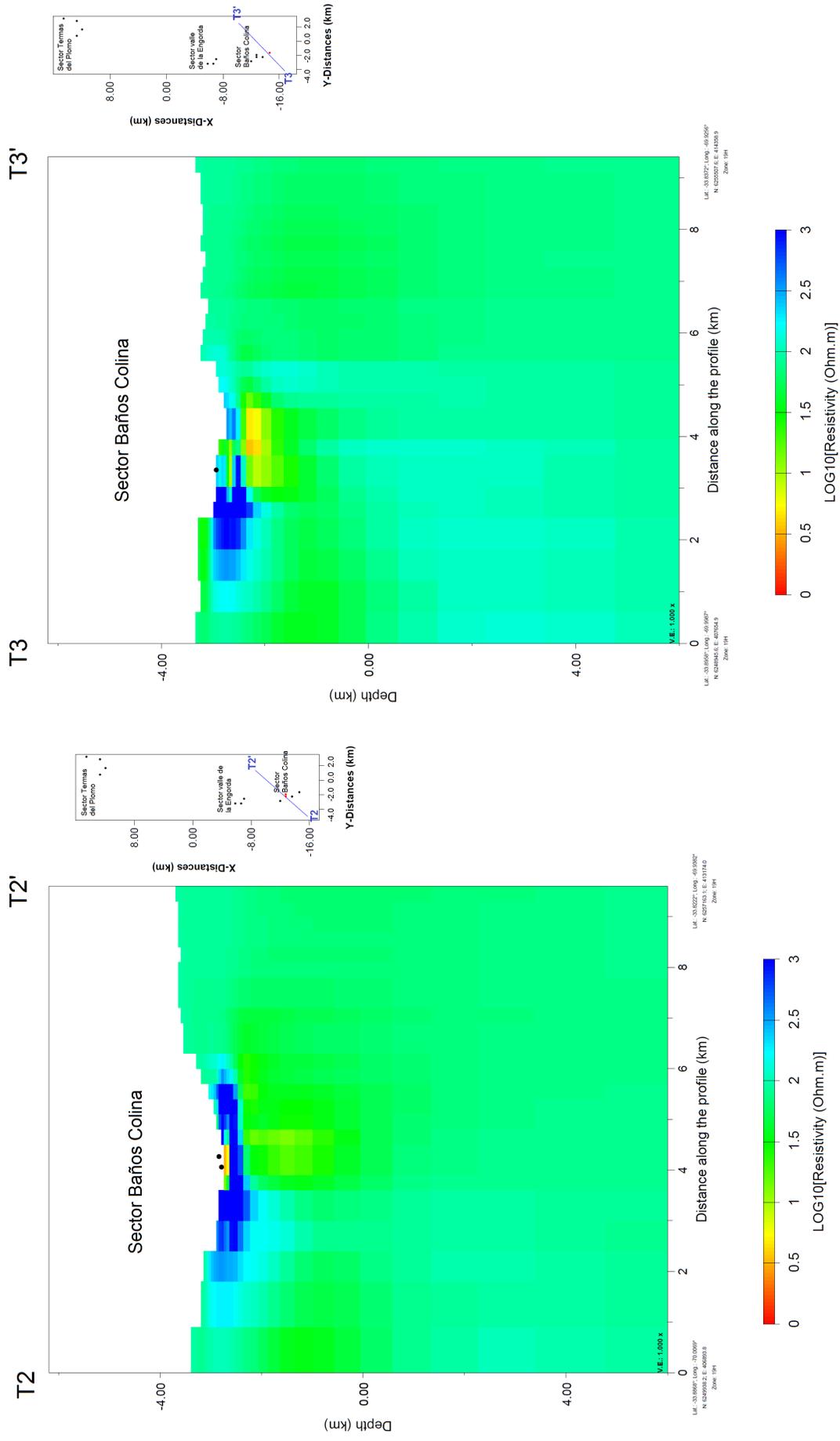


Figura 5.13: Se muestra perfil de resistividad extraído del modelo la derecha de cada perfil se muestra la ubicación y orientación de cada perfil.

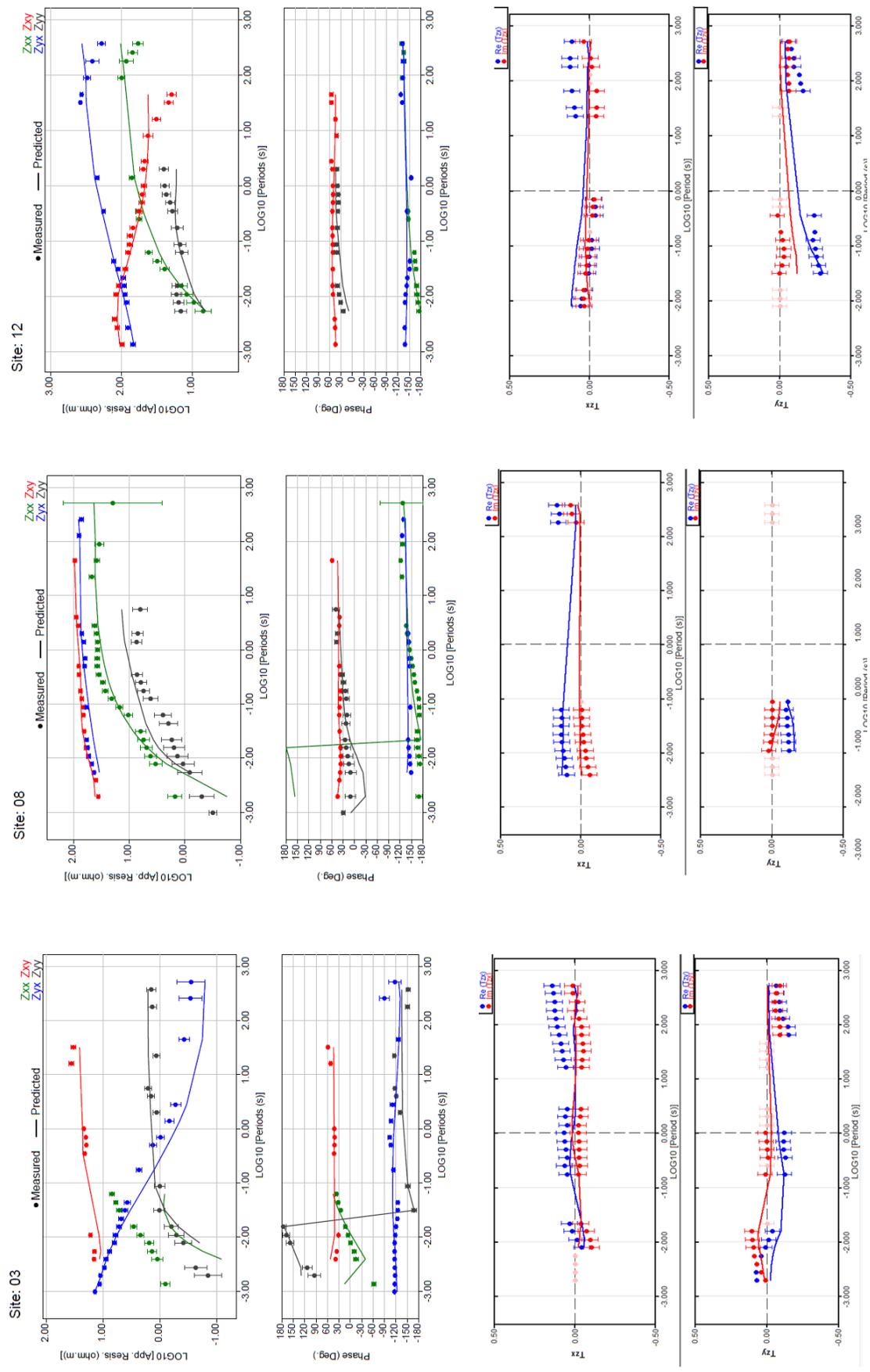


Figura 5.14: Se muestra los datos (puntos discontinuos) y el ajuste del modelo 3D (línea continua) de: resistividad aparente y fase para las componentes asociadas de (Z_{xx} , Z_{xy} , Z_{yx} y Z_{yy}) y el *tipper* (componentes T_{zx} y T_{zy}).

Con respecto al modelo inicial entregado en la inversión que fue un semi-espacio de $100 \Omega m$, se observa en el modelo final que en profundidad y lateralmente, la inversión asigna una resistividad cercanas a ese valor. Esto es porque la forma de la inversión es tal que tiende prevalecer el modelo inicial, controlado por el factor de regularización de la inversión. Sin embargo, debido a que en los resultados obtenidos no se observan cuerpos resistivos para estudiar en profundidad se elije el modelo inicial de $100 \Omega m$ y no uno de mayor resistividad para que lo obtenido en profundidades más someras sea correctamente modelado.

Error nRMS por estación

Para ver las diferencias entre lo modelado a través la inversión y los datos reales, se grafica en la figura 5.15 la nRMS de las estaciones para todo el modelo, el tensor de impedancia y sólo para el *tipper*. En general, la nRMS para cada estación son bajas, el peor ajuste lo tiene la estación 6 del sector de Termas del Plomo y el mejor ajuste lo tiene la estación 8 del sector de Termas del Plomo. De acuerdo al análisis de calidad de los datos hecho al comienzo de este capítulo se encontró que la estación 6 poseía mala calidad especialmente en las componentes XY y XX, esto puede haberse propagado en la inversión la cual no pudo ajustar esos datos.

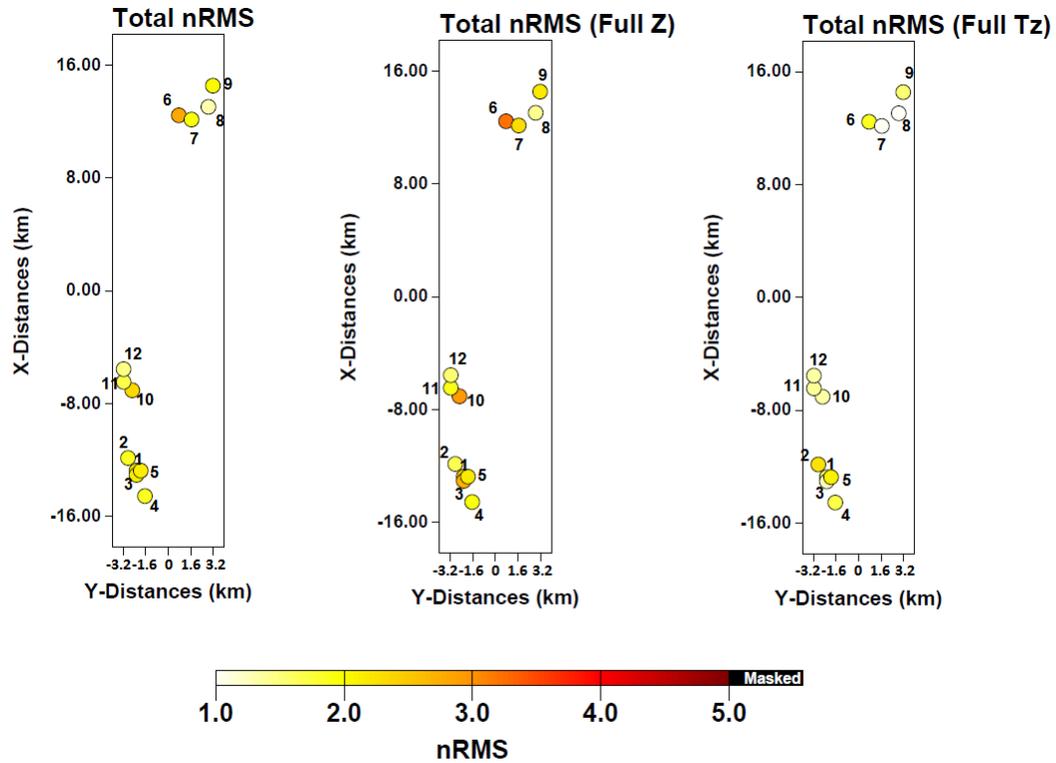


Figura 5.15: Se muestra el error del ajuste con respecto a los datos medidos, de acuerdo al cómputo de nRMS, para cada estación, para resistividad, fase y *tipper*, sólo resistividad y fase y sólo *tipper*.

5.1.7. Análisis de sensibilidad

Para cada sector, uno a la vez, se eliminó el cuerpo más conductivo, luego se invirtió nuevamente para evaluar si la inversión es capaz de volver a generarlo. Si lo vuelve a generar, significa que la inversión requiere de ese cuerpo para ajustar los datos, confirmando en cierta medida que es un rasgo robusto y que vuelve a aparecer a pesar de alterar las condiciones iniciales de la inversión. Además, se evaluaron los resultados de la respuesta *forward* del modelo inicial (sin el cuerpo conductivo) para ver que cómo influye en las estaciones la ausencia de dicho cuerpo.

Sector de Termas del Plomo

Se usó un modelo para hacer la inversión de prueba y analizar la respuesta *forward* que tendría. Dicho modelo es igual al obtenido como modelo final mostrado en la subsección 5.1.6, a excepción de que se eliminó el principal cuerpo conductor en el sector de Termas del Plomo, dicho cuerpo es mostrado en una vista en planta en la figura 5.16. El cuerpo tiene resistividades entre 1 y 15 Ωm y se encuentra rodeado por resistividades de valores entorno a los 20 Ωm , se encuentra bajo

la estación 6 y 7, su orientación es NW, con un largo de 2.5 km, un ancho de 1.8 km y contando el halo de resistividad de valor en torno a $20 \Omega m$ alcanza hasta 400 m de espesor. El conductor se encuentra subyacente por una estructura conductiva con valores en torno a $30 \Omega m$ dicho conductor no es sometido a análisis. La figura 5.17 muestra el perfil P1-P1' en el sector de las Termas Plomo, que muestra el reemplazo del conductor por resistividad de $100 \Omega m$ que es el cambio con respecto al modelo final a usar para analizar la respuesta *forward* y comprobar si la inversión, efectivamente, puede recrear dicho cuerpo.

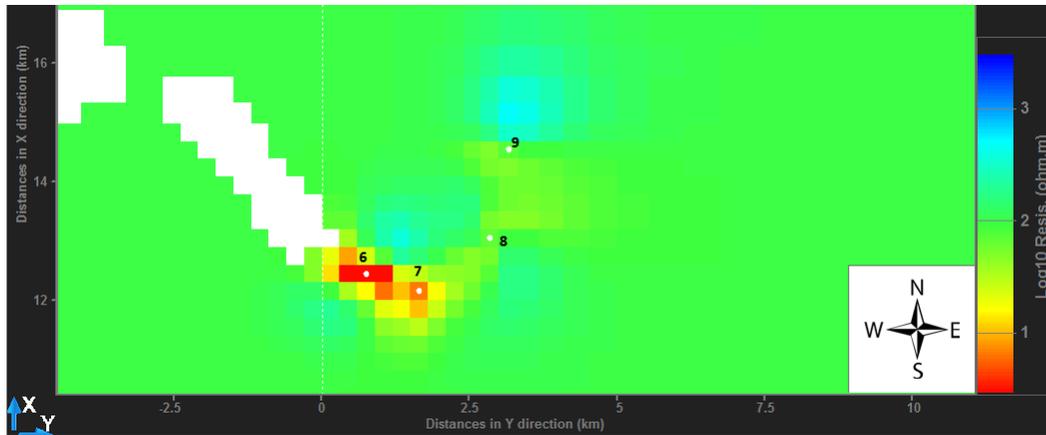


Figura 5.16: Vista en planta del modelo final, a una altura de 2940 m.s.n.m., que muestra el conductor analizado en el sector de Termas del Plomo. Las celdas rellenas con blanco corresponden al aire, asociado a la topografía del sector.

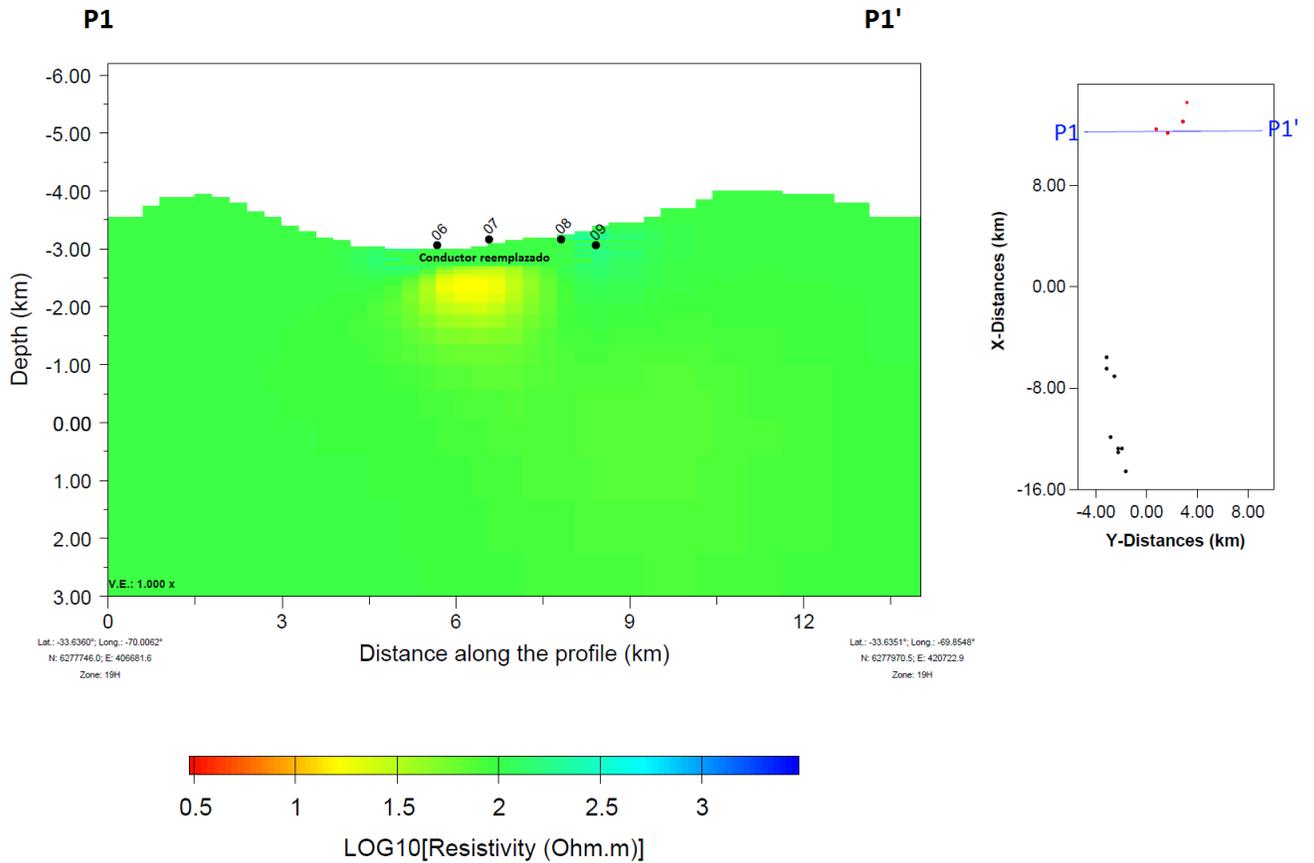


Figura 5.17: Se muestra el perfil P1-P1' en el sector de Termas del Plomo del modelo que se usará para hacer el análisis del sensibilidad.

Los resultados en las curvas de resistividad, fase y *tipper* del cálculo de la respuesta *forward* del modelo con el conductor en el sector de Termas del Plomo reemplazado por una resistividad de $100 \Omega m$ son mostradas en la figura 5.18. Se observa que el modelo alternativo no ajusta los datos observados en las estaciones 6,7 y 8 (la estación 9 no se ve afectaba por la ausencia del cuerpo conductor, debido a su distancia). La fase y el *tipper* casi no se ven afectadas por dicho cuerpo, un leve cambio se observa en la estación 7 en el *tipper*.

El resultado de la inversión con el modelo descrito, es satisfactorio porque vuelve a generar el cuerpo de igual manera, es por esto y el cambio mostrado en el cómputo *forward* que se validan los valores conductivos y la ubicación del cuerpo en este sector.

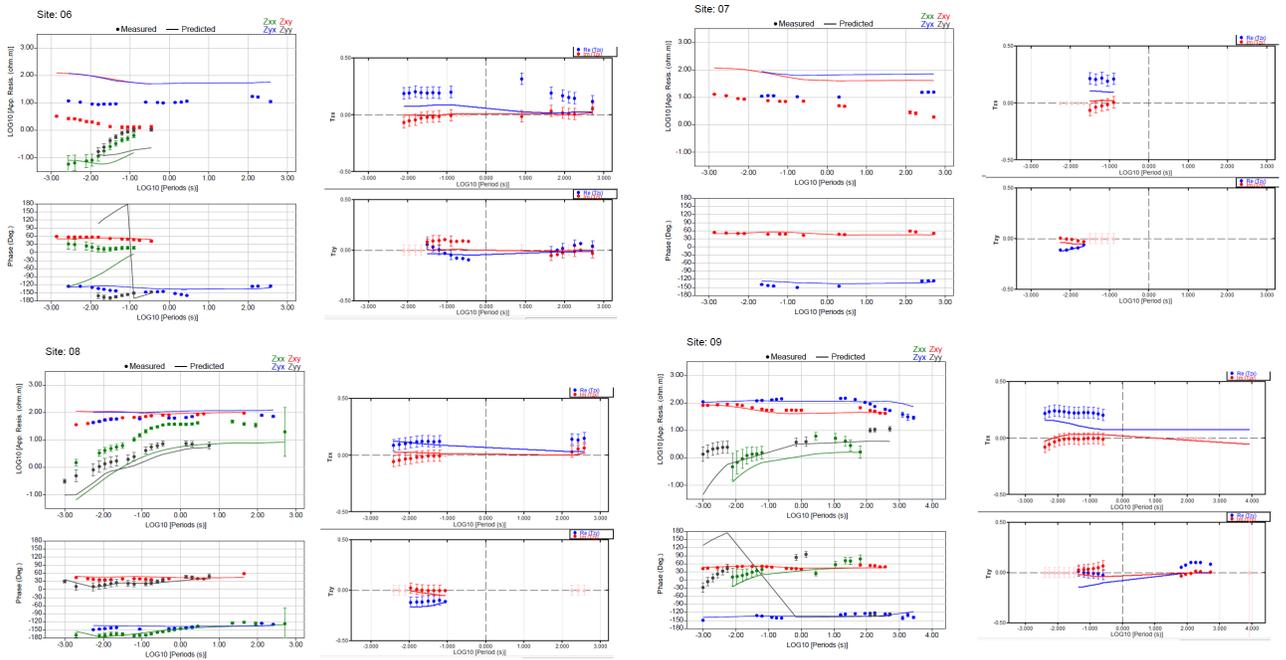


Figura 5.18: Se muestra la respuesta *forward* en resistividad, fase y *tipper* del modelo usado para análisis de sensibilidad en el sector de Termas del Plomo, se muestran sólo las estaciones en dicho sector.

Sector del valle de La Engorda

En el sector del valle de La Engorda, el cuerpo analizado posee, aproximadamente, 2 km de ancho, 2 km de alto y unos 2 km de espesor, su resistividad disminuye a niveles en torno a los $10 \Omega m$ (ver figura 5.19). Para evaluar si este rasgo es robusto, en el modelo final se reemplazó este cuerpo con una zona de $100 \Omega m$ (figura 5.20).

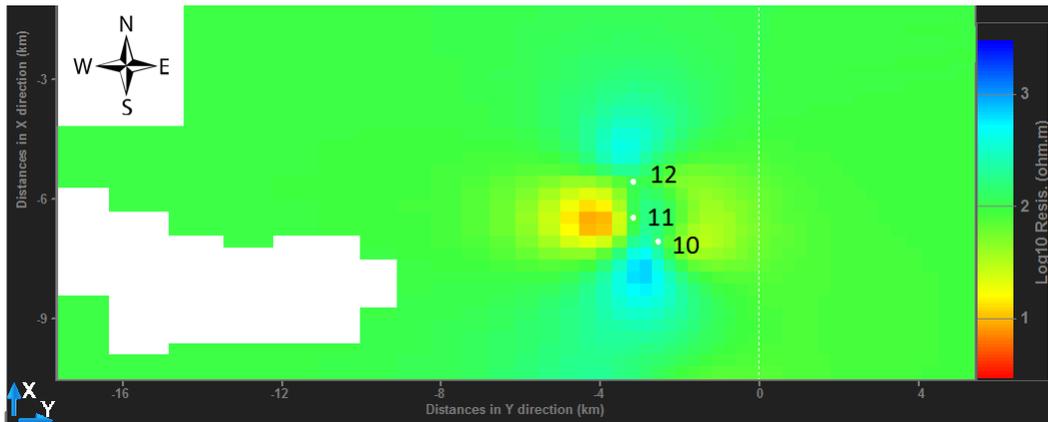


Figura 5.19: Vista en planta del modelo final, a una altura de 2230 m.s.n.m., que muestra el conductor analizado en el sector del valle de La Engorda. Las celdas rellenas con blanco corresponden al aire, asociado a la topografía del sector.

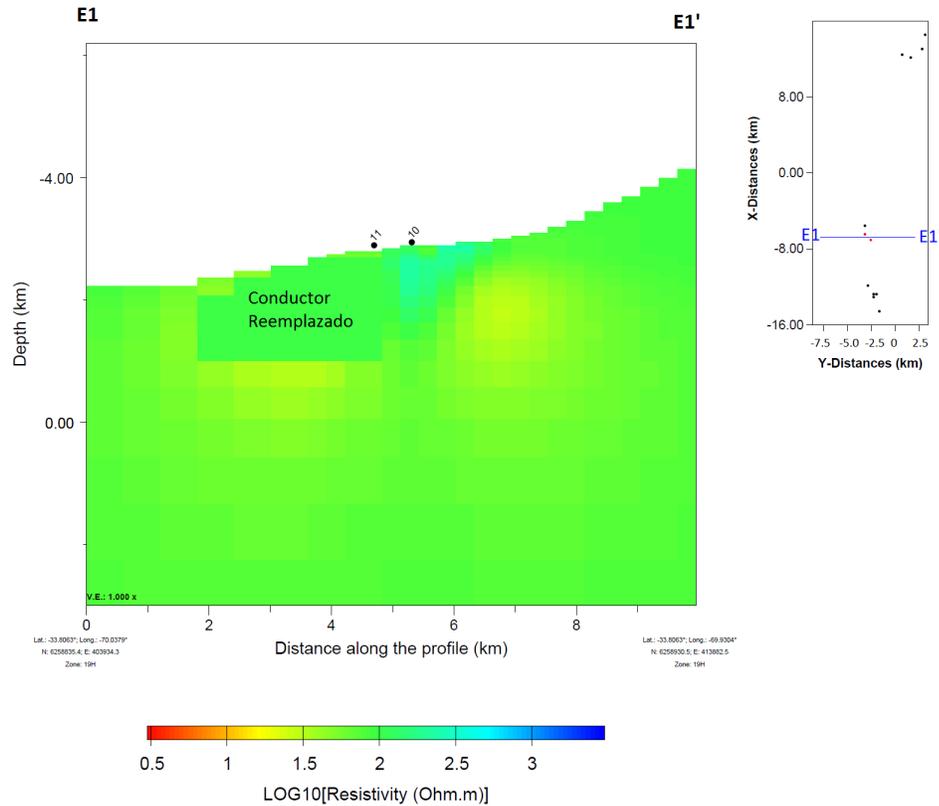


Figura 5.20: Se muestra el perfil E1-E1' en el sector del valle de La Engorda del modelo que se usará para hacer el análisis del sensibilidad.

La respuesta *forward* en resistividad aparente, fase y *tipper* para las estaciones del sector es mostrada en la figura 5.21. El modelo alternativo no es capaz de ajustar los datos, evidenciado en las componentes Z_{xy} y Z_{xx} de la estación 11 y en las componentes Z_{xx} y Z_{xy} de la estación 10. El resultado de la inversión es que se logra generar similares resistividades en el entorno de la estación 11, pero no en la posición descrita, generándose dos cuerpos de menor tamaño al noreste y sureste de dicha estación. Esperable, teniendo en cuenta la poca densidad de estaciones que se tienen en el sector.

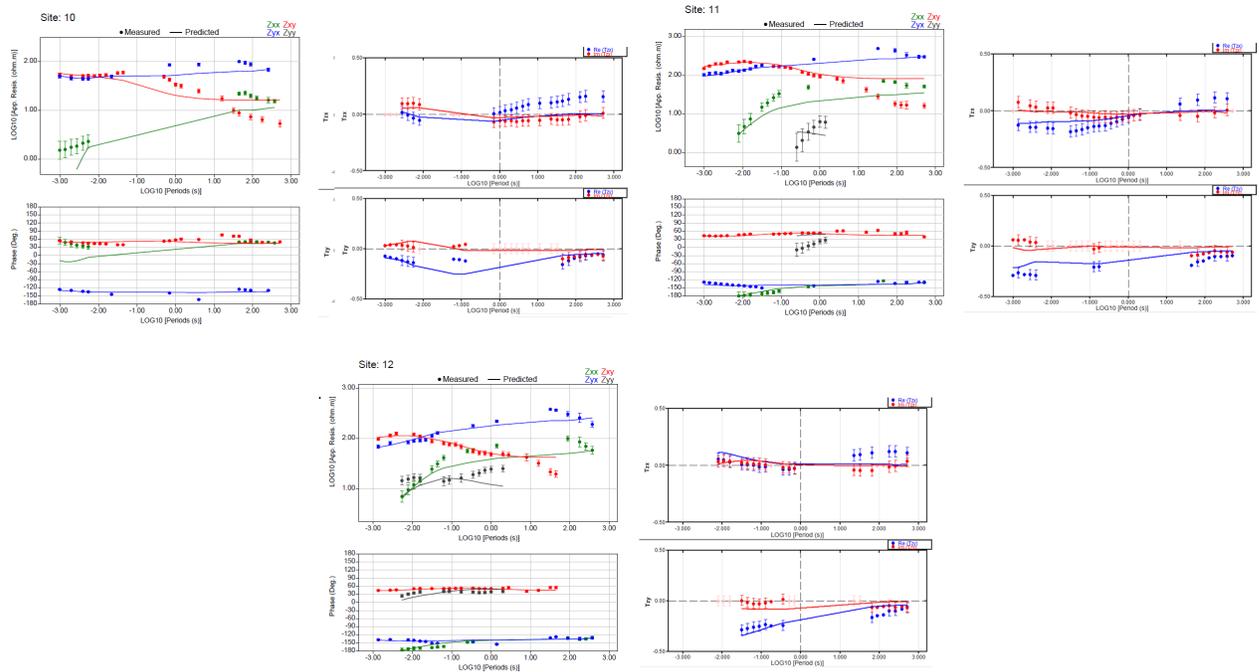


Figura 5.21: Se muestra la respuesta *forward* en resistividad, fase y *tipper* del modelo usado para análisis de sensibilidad en el sector del valle de La Engorda, se muestran sólo las estaciones en dicho sector.

Sector de Baños Colina

En el sector de Baños Colina, el cuerpo conductor analizado es una franja de orientación aproximadamente NS, de unos 2.5 km de largo, posee un mayor espesor al norte bajo la estación 2, donde alcanza casi 1.8 km de ancho, al sur bajo la estación 1 y 3 tiene unos 200 m de ancho; el espesor es de unos 100 m (ver figura 5.22). Su resistividad disminuye al este de la estación 2 y bajo la estación 1 y 3 llegando a valores de $3 \Omega m$, en los alrededores se observa una conductividad un poco menor en torno a los $20 \Omega m$. El modelo a usar para hacer el cómputo de respuesta *forward* y la prueba de la inversión es el mismo que el modelo final, a excepción que el cuerpo sometido a análisis ha sido reemplazado por uno de resistividad de $100 \Omega m$ (figura 5.23).

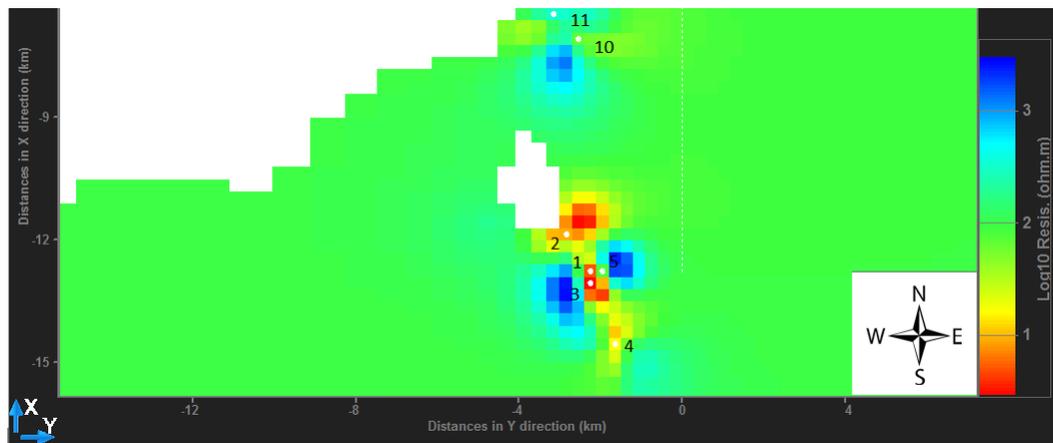


Figura 5.22: Vista en planta del modelo final, a una altura de 2690 m.s.n.m., que muestra el conductor analizado en el sector de Baños Colina. Las celdas rellenas con blanco corresponden al aire, asociado a la topografía del sector.

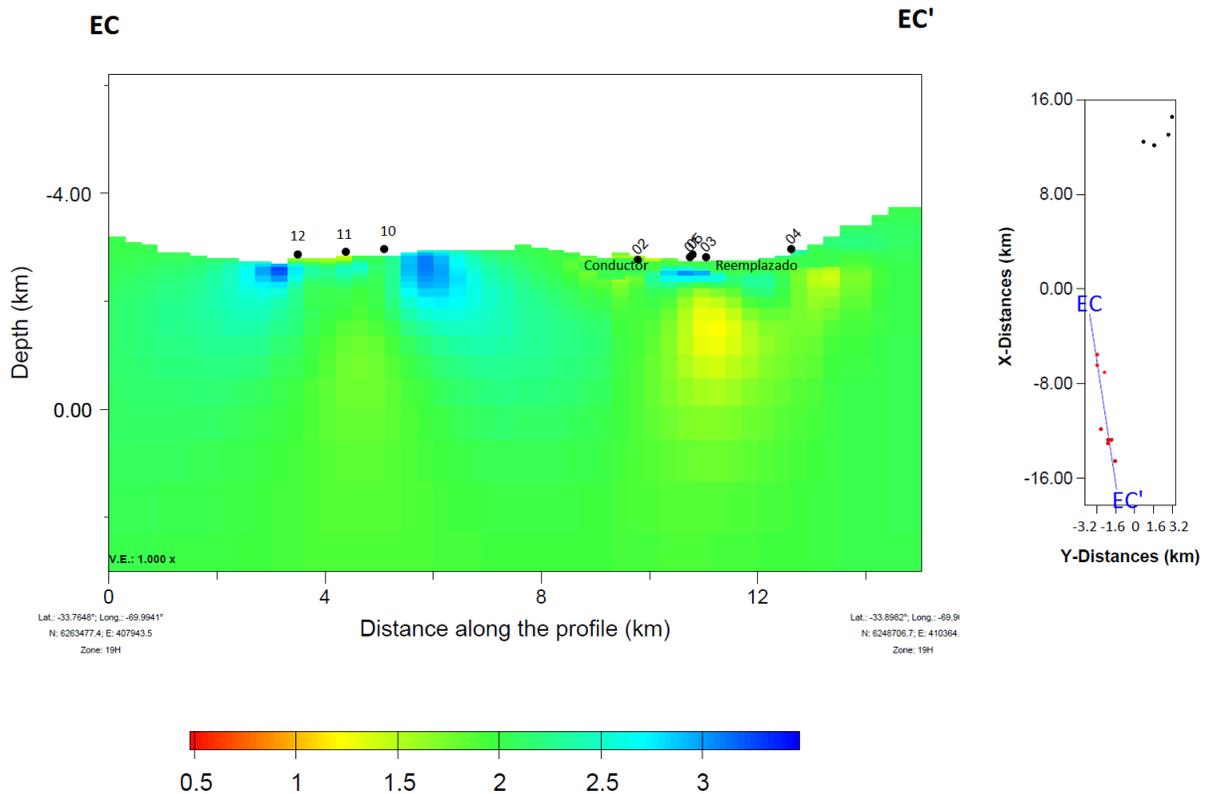


Figura 5.23: Se muestra el perfil EC-EC' en el sector de Baños Colina del modelo que se usará para hacer el análisis del sensibilidad.

La respuesta *forward* en resistividad aparente, fase y *tipper* para las estaciones del sector es mostrada en la figura 5.21. Se observa un ajuste pobre en las estaciones más cercanas (1, 2, 3 y 5) donde la curva de la respuesta *forward* tiene valores mucho mayores. En la estación 4 no tiene un

cambio considerable debido a la distancia.

El modelo resultando de la inversión logra modelar las resistividades esperadas entre 1 y 10 Ωm , pero hay leves cambios en las disposición del cuerpo asociado a que se tienen estaciones con poca disposición 3D, ya que están restringidas al valle de Colina.

El desajuste en los resultados de la respuesta *forward* validan dicho cuerpo. No obstante, se espera poder tener correlación con los resultados del TEM tomado en el entorno de las estación 2 de MT, donde se esperaría obtener resistividades conductoras de este cuerpo.

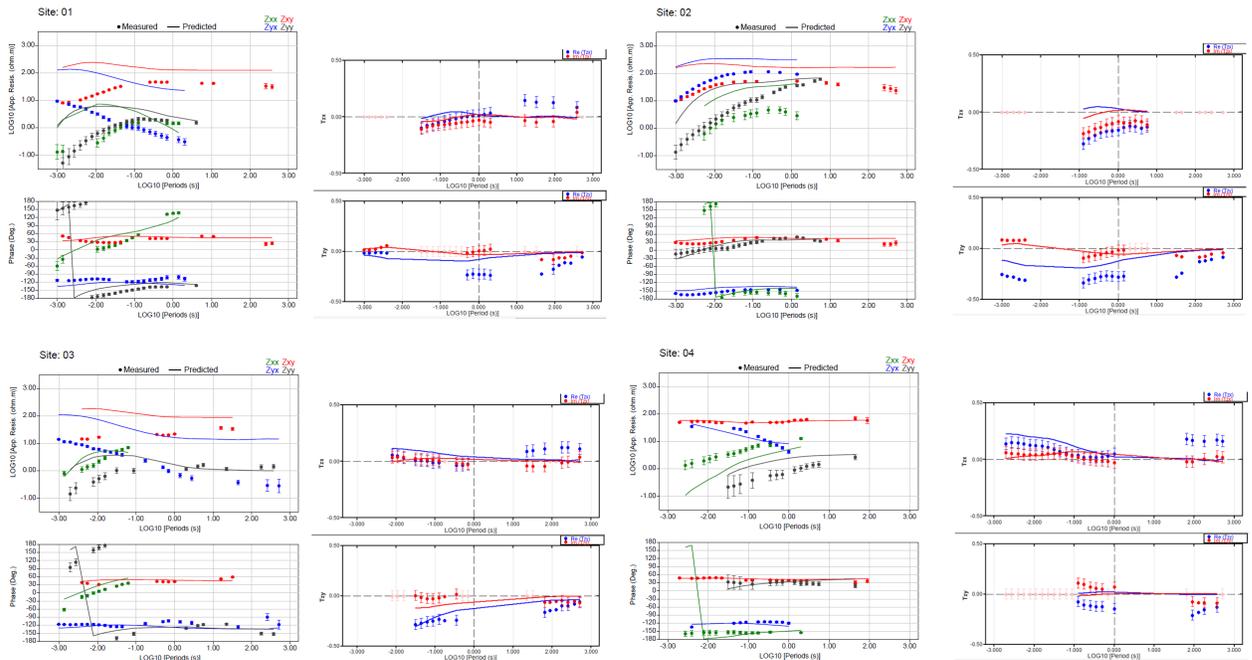


Figura 5.24: Se muestra la respuesta *forward* en resistividad, fase y *tipper* del modelo usado para análisis de sensibilidad en el sector de Baños Colina, se muestran cuatro las estaciones en dicho sector.

5.2. Transiente Electromagnético

5.2.1. Resistividad aparente y modelo de capas 1D

La figura 5.25 muestra un ejemplo de los resultados obtenidos de los datos medidos, y procesados a resistividad aparente y, además, muestra el modelo de capas obtenido junto con su respuesta, el resto de los sitios se encuentran en el Anexo D .6. Para datos con tiempos menor a 0.02 s se tiene una baja calidad, lo mismo para periodos sobre los 2 s que viene a reflejarse por la discontinuidad que hay en los datos, los demás son de buena calidad reflejado en la suavidad de las curvas de resistividad aparente. De lo modelado se puede extraer, en general, que los modelos muestran

una estructura de capas cuya resistividad tiende a aumentar con profundidad (excepto en el sitio A, F y H, en que se tiene lo contrario), la primera pose resistividad entre el rango 10 y 100 Ωm y espesor entre 10 y 100 m. La última capa posee resistividad sobre 1000 Ωm . Además, se tiene una capa intermedia con menores valores de resistividad que la primera capa con valores entre 1 y 10 Ωm y espesor de entre 5 y 40 m. Se destaca, el sitio con mejor ajuste es el D y el sitio peor ajustado es el I. Para estaciones adyacentes se observan cambios suaves entre sitios adyacentes.

En particular, para el sitio C en la figura 5.25 se muestra una primera capa de valor de resistividad de 10 Ωm que puede llegar hasta los 50 Ωm (modelos equivalentes) de un espesor entre 5 y 15 m, luego, una capa intermedia con valor de resistividad entre 3 y 6 Ωm , con su inicio en el rango de profundidad entre 5 y 15 m y su término en el rango de profundidad entre 27 y 50 m que corresponde al rango de profundidad de la tercera capa que posee un rango de resistividad entre 70 y 10⁶ Ωm .

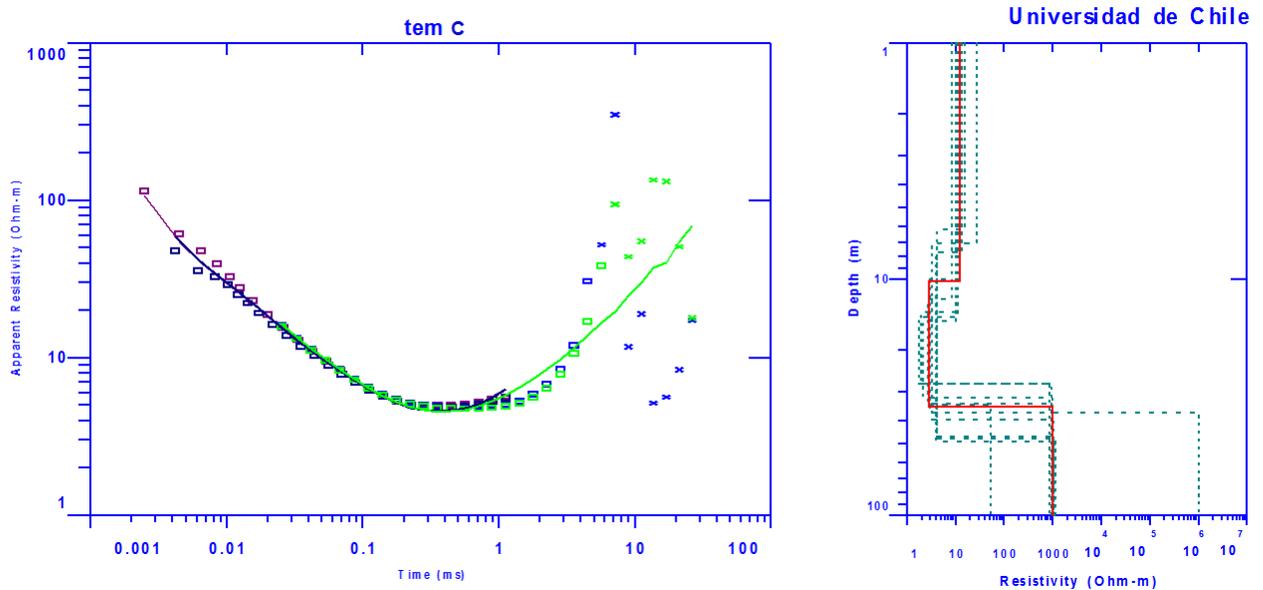


Figura 5.25: Muestra los datos medidos y los resultados de la inversión 1D de modelo de capas, para el TEM. En el lado izquierdo se muestran curvas de resistividad aparente en función del tiempo, los puntos discontinuos (cuadrados y cruces) corresponden a los datos medidos, las cruces son los datos enmascarados. La curva de línea continua azul, morada y verde corresponde a la respuesta del modelo de capas generado. En el lado derecho se muestra el modelo de capas generado, la profundidad es el eje vertical y la resistividad corresponde al eje horizontal, la línea continua roja representa al modelo que mejor ajusta los datos y en las líneas discontinuas son los modelos equivalentes.

5.2.2. Perfil 2D suavizado

El perfil *smooth* 2D es mostrado en la figura 5.27, ejemplificando el ajuste en el sitio C (ver figura 5.28) que muestra el ajuste de resistividad aparente medida en función del tiempo para esta

inversión, los datos medidos y la respuesta del modelo de capas de la subsección anterior. Además, muestra el modelo en profundidad de resistividad, que es similar al obtenido en el modelo de capas de la subsección anterior, sólo que este es más suave. Para ver el ajuste en todos los sitios ver al Anexo D .7, la tendencia en el ajuste es similar a lo ejemplificado en el sitio C. La estimación del modelo inicial genera 112 capas. El sitio con mejor ajuste es el G y el sitio peor ajustado es el B. La ubicación del perfil es mostrado en la siguiente figura 5.26.

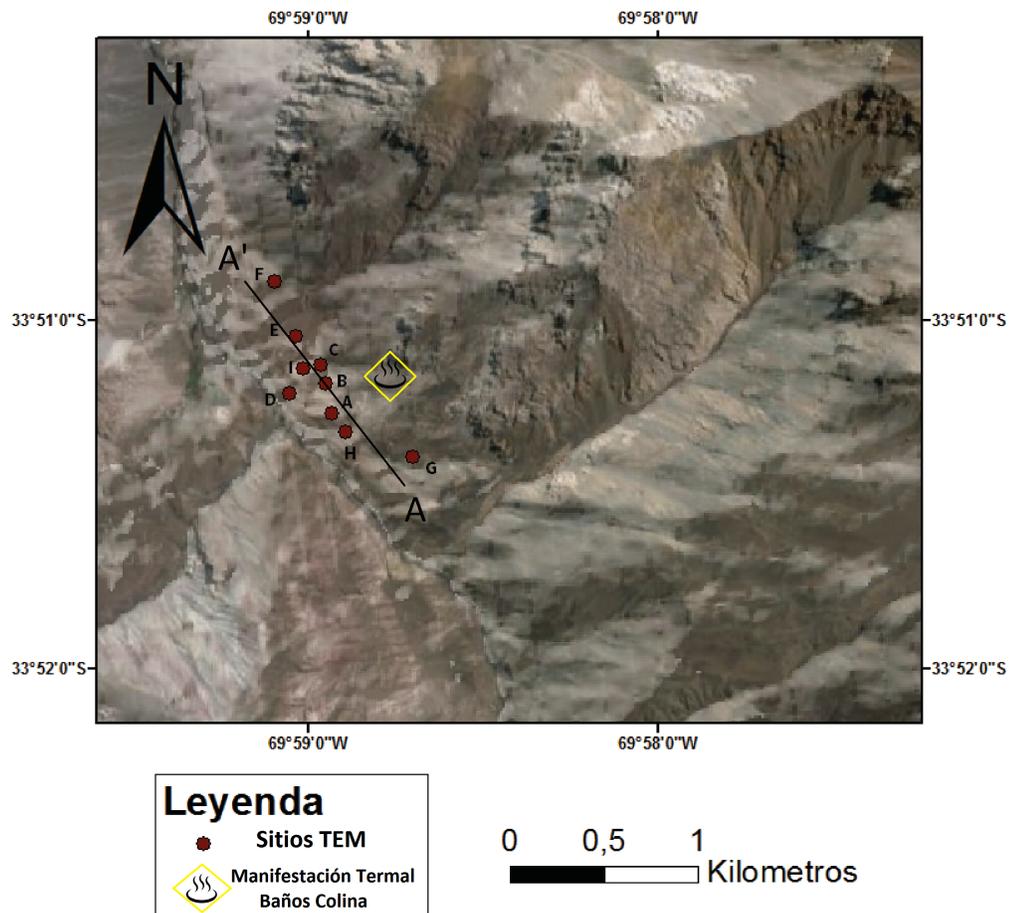


Figura 5.26: Muestra la distribución de de los sitios TEM concentrados en el sector de Baños Colina junto con la ubicación del perfil.

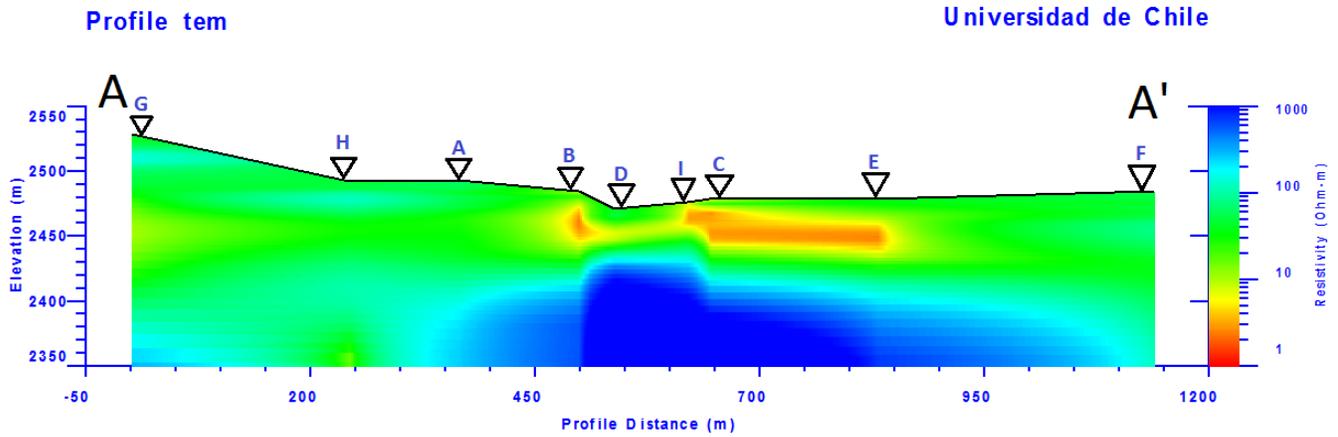


Figura 5.27: Perfil 2D que muestra la resistividad obtenida de la inversión *smooth* con los datos TEM procesados e invertidos con el software IX1D.

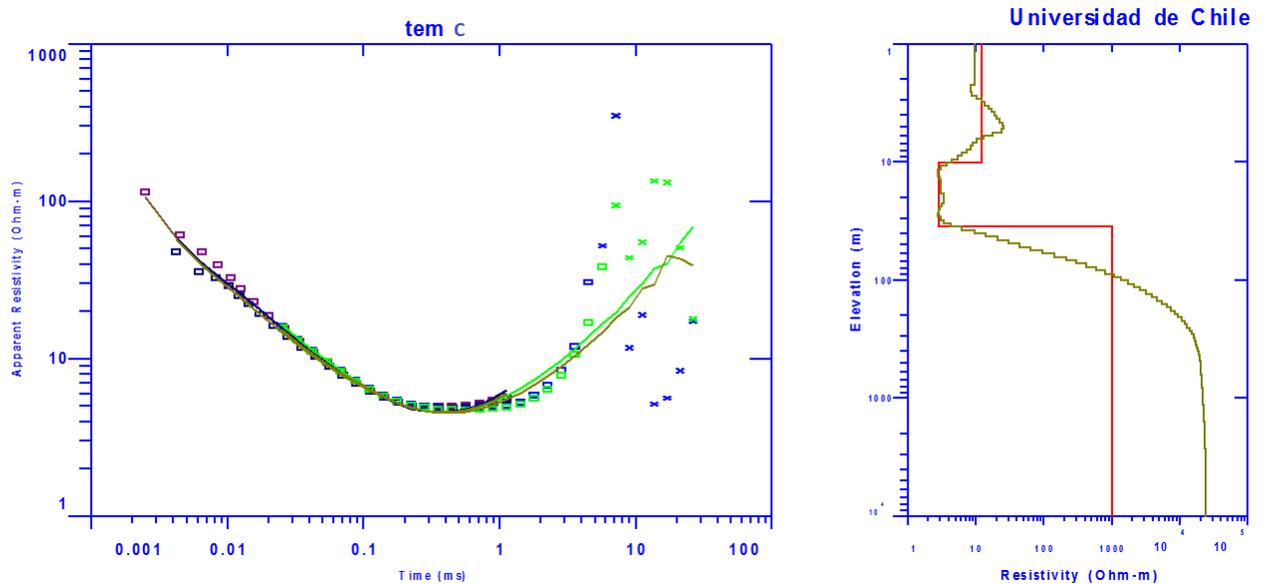


Figura 5.28: Muestra los datos medidos y los resultados de la inversión 1D de modelo de capas, además de resultados de la inversión suavizada, para el TEM. En el lado izquierdo se muestran curvas de resistividad aparente en función del tiempo, los puntos discontinuos (cuadrados y cruces) corresponden a los datos medidos, las cruces son los datos enmascarados. La curva de línea continua azul, morada y verde corresponde a la respuesta del modelo de capas generado. La curva de línea café marrón corresponde a la respuesta de la inversión *smooth*. En el lado derecho se muestra el modelo de capas generado, la profundidad es el eje vertical y la resistividad corresponde al eje horizontal, la línea continua roja representa al modelo que mejor ajusta los datos en la inversión 1D con capas y la curva marrón representa el modelo de resistividad en profundidad del modelo suavizado.

Los resultados obtenidos son esperados en relación a lo analizado en la subsección anterior de modelo 1D de capas, pero gracias a su visualización 2D es posible hacer análisis espaciales

interesantes.

Para ello se debe tener presente que el sitio B se encuentra 150 m el oeste de la manifestación superficial de las termas de Baños Colina. Los resultados muestran en la zona central del perfil (estaciones B, D, I, C y E) un lente conductor que tiende a aparecer, también, al principio del perfil (bajo la estación G), dicho conductor tiene un espesor de 10 a 50 m con resistividad entre 1 y 10 Ωm , sobre el conductor y en las zonas que no está presente hay una capa de 10 a 60 m de espesor con una resistividad entre 20 y 60 Ωm , llegando a superar por lentes los 100 Ωm bajo las estaciones iniciales (estaciones G, H y A) y la final (estación F). Lo que subyace lo descrito anteriormente, es una capa de mayor resistividad sobre los 100 Ωm , incluso superando los 1000 Ωm , todo esto correlacionado muy bien con el modelo de capas de la subsección anterior. Es importante destacar que bajo la estación H hacia el fondo se observa un aumento en la conductividad, pero la aparición de ese cuerpo ocurre a una profundidad mayor a la que es posible controlar con la metodología utilizada.

5.2.3. Errores en las inversiones

La tabla 5.2 muestra la nRMS (*Normalized root mean square*) de las inversiones realizadas (modelo de capas y perfil suavizado), para cada sitio. El promedio de nRMS es de 0.5075, mas la mediana corresponde al valor 0.2995, la mayoría son ajustes de buena calidad (hasta 0.5 en nRMS).

Tabla 5.2: Tabla que muestra la nRMS de la inversiones para cada sitio.

Sitios	Capas Modelo 1D	nRMS	Capas Perfil Suavizado	nRMS
A	3	0.1889	112	0.1703
B	3	0.4537	112	1.2318
C	3	0.2506	112	0.2663
D	3	0.1117	112	0.169
E	3	0.5054	112	0.5146
F	3	0.1778	112	0.1653
G	3	0.1495	112	0.1594
H	2	0.3238	112	0.2995
I	3	0.561	112	0.5909

Capítulo 6

Discusiones

6.0.1. Interpretación Geológica de los resultados

Con respecto a los resultados obtenidos en MT (ver 5.1.6), en el entorno de las estaciones los valores resistivos van reflejar la estructura eléctrica presente en el subsuelo. Los minerales formadores de rocas como los silicatos más comunes tienen resistividades mayores a $100 \Omega m$ (Palacky, 1987), por lo que los cambios de resistividad pueden ligarse a cambios en el contenido de agua de las rocas, ese contenido va a estar determinado por la permeabilidad primaria y la permeabilidad secundaria, además de el contenido de arcilla de las rocas que es determinante para la estructura de resistividad del subsuelo en ambientes geotermales. En la zona, las formaciones geológicas presentes van a tener similares resistividades dado que son rocas sedimentarias consolidadas intercaladas con rocas volcánicas (formaciones Río Colina, Río Damas, Lo Valdés y Nieves Negras), los lentes de yeso en la Formación Río Colina, también, poseen una alta resistividad entre 300 y $500 \Omega m$ (Bobachev *et al.*, 1998), eventualmente, podrían encontrarse rocas intrusivas en profundidad que también poseen resistividades altas. Todas las rocas descritas anteriormente van a tener una permeabilidad primaria baja de 10^{-5} a 10^{-9} m/s (Hudson y Harrison, 2000) por lo que la presencia de agua subterránea y, por lo tanto, la resistividad va a estar dominada, en primer orden, por la permeabilidad secundaria en las rocas dado por planos de estratificación, fracturas, diaclasas y fallas. En la zona existen depósitos cuaternarios de tipo fluvio-glaciares superficiales producto de los procesos geológicos de los últimos millones de años que son de tipo sedimentario, y debido a su naturaleza su contenido en agua es alto, pero su potencia es muy baja en la zona por lo que no es posible asociarlos a cuerpos con los resultados obtenido a partir del MT.

Otro factor de primer orden, es la posible presencia de fluidos hidrotermales en la zona (que es evidenciada por las manifestaciones termales presentes), que generan alteraciones propias de un sistema geotermal, en particular, según ha sido estudiado una alteración argílica (caracterizada por minerales arcillas) en un entorno de metamorfismo de muy bajo grado (caracterizado por zeolitas), es

esperable sobreyaciendo una alteración propilítica (de minerales de clorita y epidota). La alteración de esmectita y zeolitas tiene un comportamiento eléctrico tal que tiende a ser dominante incluso por sobre los fluidos subterráneos, por lo que muy bajas resistividades son esperadas (1-10 Ωm) en esta alteración. En la alteración propilítica los fluidos subterráneos vuelven a ser dominantes, generando un aumento en la resistividad (Árnason *et al.*, 2000). No es esperable que se generen resistividades de 1-20 Ωm con los tipos de rocas en la zona, en profundidad, a menos que haya alteración.

Teniendo todo esto en cuenta, las altas resistividades del modelo sobre los 600 Ωm , pueden deberse a que las rocas de las formaciones presentes no poseen estructuras importantes que permiten el flujo subterráneo de fluidos, se observa que los altos resistivos se encuentran adyacentes a zonas más conductivas (bajo los 50 Ωm). Estas zonas más conductivas, según fue explicado, podría tener este carácter eléctrico por la presencia de acuíferos restringidos a las estructuras presentes y confinados en algún orden por las estructuras resistivas (rocas más bien impermeables) que los rodean parcialmente.

Además, si agregamos al análisis el importante resultado de resistividades entre 1 y 10 Ωm , presentes en el sector de las Termas del Plomo (figura 5.6) y en el sector de Baños Colina (figura 5.7), que podrían vincularse a la alteración de arcillas y zeolitas debido al paso de fluidos hidrotermales propios de un sistema geotermal, pueden relacionarse los acuíferos ligados a estructuras, presentes en la zona, a reservorios de un sistema geotermal con fluidos hidrotermales cuyo origen es meteórico (Pincetti, 2016). De esta forma, la convección propia del sistema genera que el fluido se canalice por las estructuras que lo permitan, causando que en el ascenso se alcancen las condiciones termodinámicas necesarias (temperatura entre 50 y 250 °C) para generar la alteración de arcillas y zeolitas. En profundidad, en el entorno del acuífero, se espera la presencia de la zona de alteración de clorita-epidota.

Un posible escenario geológico en la zona, por ejemplo, es un acuífero asociado a las facies clásticas gruesas basales e intermedias de la Formación Nieves Negras y el posible sello sería las rocas lutíticas superiores de la misma, otra posible configuración es la Formación Río Damas que puede hospedar fluidos en areniscas y conglomerados y generar un sello con las lutitas de la Formación Lo Valdés (Bustamante *et al.*, 2010).

En la sección de Análisis de sensibilidad (ver 5.1.7) fueron descrito las zonas de alteración de arcillas y zeolitas en el sector de Termas del Plomo y en el sector de Baños Colina (asociado a las estructuras eléctricas más conductivas de los sectores), además, de describir el acuífero ligado a estructuras (posible reservorio, debido a las resistividades encontradas) presente en el sector del valle

de La Engorda, asociado a mayor conductividad bajo una capa conductiva. Dicho patrón, también es observable en el sector de Termas del Plomo y de Baños Colina.

Se interpreta que el conductor presente en el modelo 2D de datos TEM (ver figura 5.27), correspondería rocas con presencia de minerales de zeolitas y arcillas, esto fundamentado en la relación espacial a las termas y su resistividad en el rango de 1-10 Ωm que se interpreta como minerales de alteración depositados con el paso de fluidos hidrotermales. La manifestación superficial termal de Baños Colina está 150 m al este de los sitios centrales y topográficamente sobre estos (Árnason *et al.*, 2000). La capa conductiva en sistemas geotermales es depositada en un rango de temperaturas entre 50 y 250°C. Los fluidos circundantes en sistemas hidrotermales por si solos no generan resistividades en el rango 1-10 Ωm son los minerales de deposición de arcillas y zeolitas con fluidos de temperaturas entre 50 y 250° C los que tienen estos valores. La capa conductora no es continua, esto muestra que el paso de los fluidos hidrotermales asociados a la manifestación termal no es uniforme o no lo fue en el pasado, la preferencia del paso de los fluidos está dada por la presencia de estructuras que permitan el flujo, esto indicaría un reservorio asociado a estructuras en el sector. En general, sistema geotermal es un sistema activo donde algunas características pueden estar aún desarrollándose, pero también existe características que ya lo fueron y su observación corresponderá a eventos pasados.

El conductor se sitúa en un medio caracterizado por resistividades en un rango de 10-100 Ωm , dándole un carácter conductivo que se interpreta que está asociado a la presencia de poros en la capa geológica, esto se relaciona a los depósitos sedimentarios fluvio-glaciares presentes en el sector, con altos porcentajes de agua en sus poros, especialmente con los deshielos.

Luego, la capa inferior que tiene mayor resistividad, se relaciona a la formaciones volcano-sedimentarias presentes en la zona con alta resistividad (Formaciones Río Colina, Río Damas y Lo Valdés). Notar que la Formación Río Colina posee intercalaciones con lentes de yeso, dichos lentes poseen una alta resistividad, el mineral de yeso y anhidrita poseen resistividad sobre 100 Ωm (Bobachev *et al.*, 1998), por lo que no es posible diferenciarla eléctricamente del resto (ver figura 6.1).

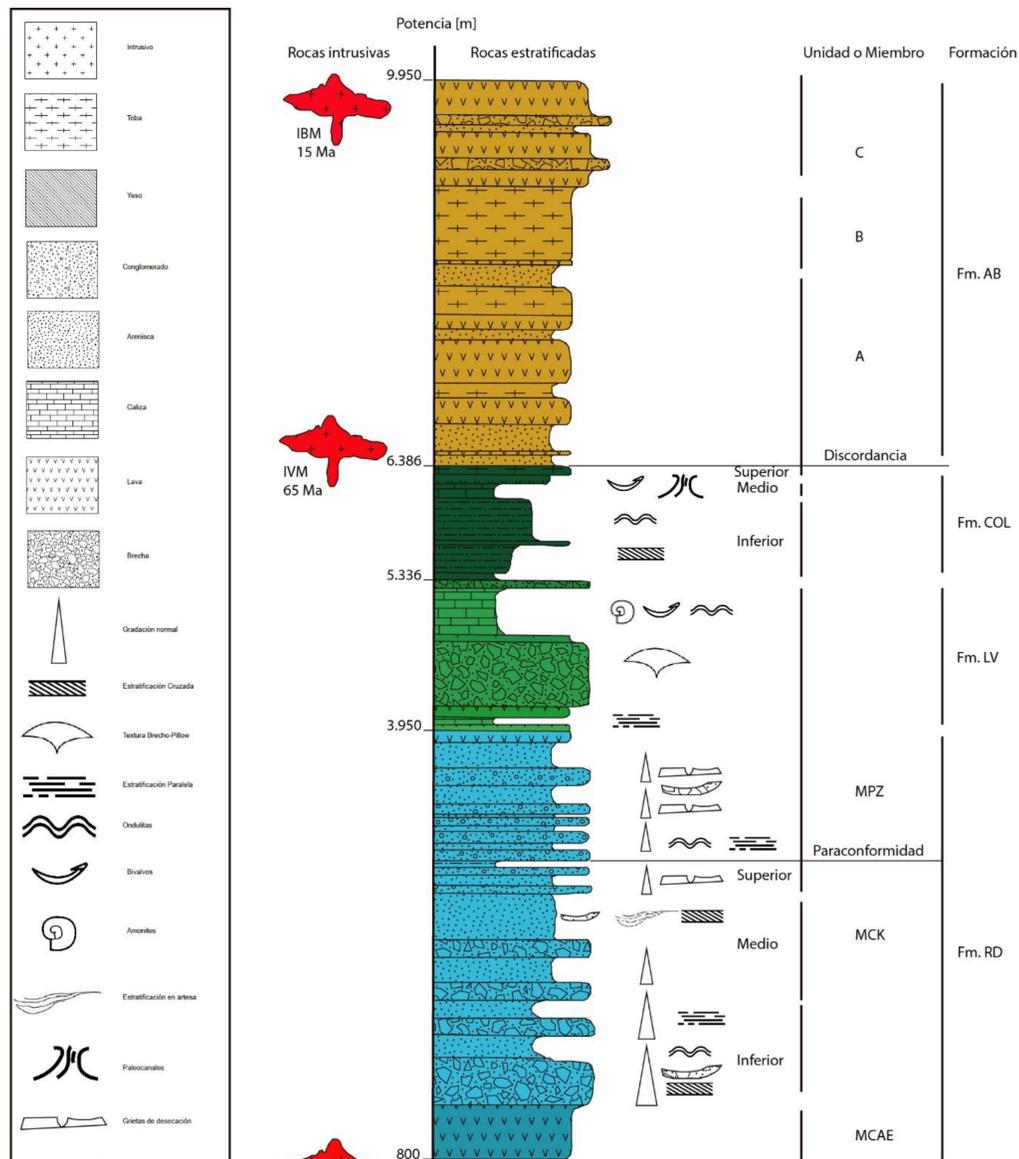


Figura 6.1: Columna estratigráfica del sector. Modificado de Thiele (1980), Bustamante (2001), Calderón (2003), Fock (2005) y Quiroga (2013). Tomado de Mardones (2016)

Comparando con respecto a lo modelado con magnetotelúrica, se tiene que los resultados se correlacionan bien en el sector (ver figura 6.2). En TEM se tiene a grandes rasgos una capa conductora inicial seguido de un aumento de resistividad, lo que es posible encontrar en varias secciones verticales en el modelo final del MT, en el entorno a la estación 2 de MT donde se tomaron los sitios TEM. Es importante este resultado, porque viene a validar el cuerpo conductor del sector, particularmente, descartando una influencia grande del *static shift* en la resistividad aparente. Lo medido en el TEM está acotado al sitio en que se midió, en cambio, el alcance lateral y en profundidad del MT es mayor para una estación, a eso se atribuye la diferencia de tamaño de las

estructuras eléctricas encontradas en ambos métodos.

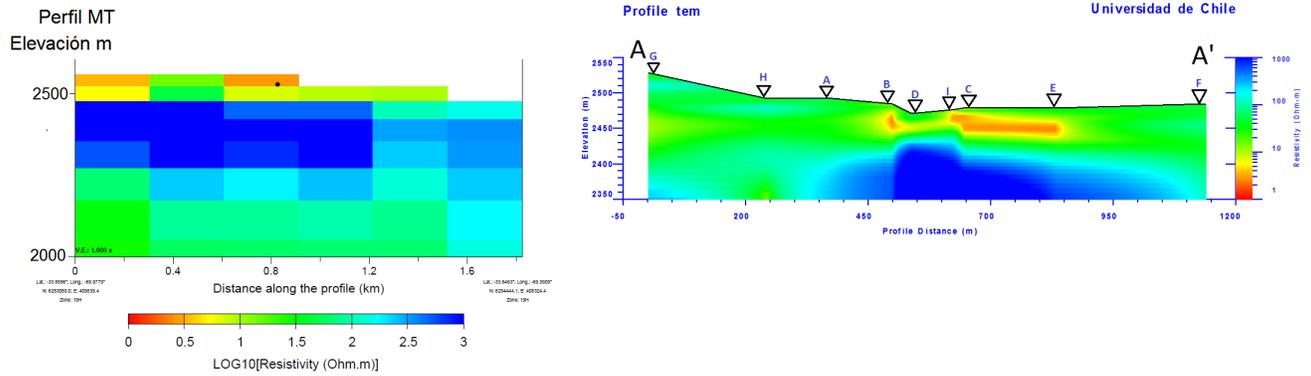


Figura 6.2: Figura comparativa del modelo preferido MT y el modelo de TEM en el mismo lugar.

6.0.2. Sistema Geotermal en la zona

Con respecto a estudio anteriores en la zona de estudio, en Bustamante *et al.* (2010) se realizó un estudio de MT en la quebrada de Salinillas y estudio de TEM cerca de la manifestación de Termas del Plomo, en dichos estudios no se encontraron resistividades propias de un sistema geotermal (entre 1 y 10 Ωm , asociado a la alteración de arcillas y zeolitas), por lo que en dicho trabajo se descarto la presencia de reservorios en la zona (ver figura 6.3 (a)). En los resultados obtenidos en esta investigación se puede correlacionar lo obtenido por Bustamante *et al.* (2010) a lo extraído en el perfil (b) de la figura 6.3 en el sector de Termas de Plomo, la proyección de ese perfil pasa por donde se hizo el estudio de Bustamante *et al.* (2010), el perfil del modelo preferido tampoco muestra resistividades entre 1-10 Ωm y los valores obtenidos son similares a los obtenidos la inversión 2D de MT hecha en Bustamante *et al.* (2010). Entonces, existe una coherencia con lo obtenido en los resultados de este trabajo.

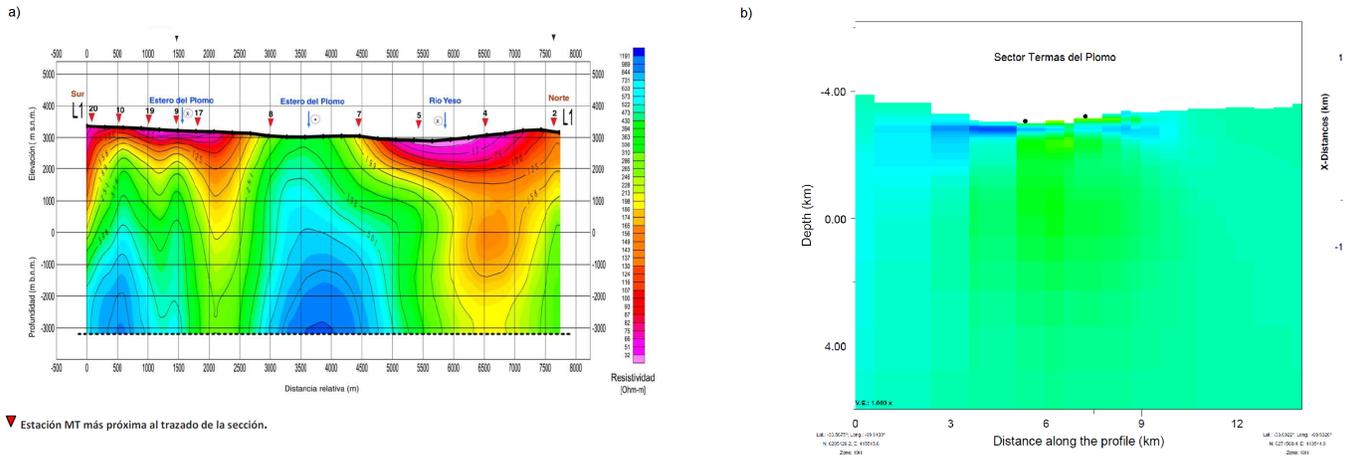


Figura 6.3: (a) Muestra perfil de resistividad obtenido en Bustamante *et al.* (2010) (b) Muestra el perfil de resistividad extraído en el mismo sector que (a) .

Sin embargo, los argumentos que llevaron en Bustamante *et al.* (2010) a realizar la inversión 2D en MT son desconocidos. El trabajo de ese método fue realizado por una empresa externa al SERNAGEOMIN (organismo realizador de la investigación) conocida como Geodatos. En Bustamante *et al.* (2010) se limitaron a mostrar sólo la ubicación de las estaciones y las inversiones 2D. Según lo expuesto en la sección de Resultados, considerar una región 3D como 2D puede llevar a resultados incorrecto, por lo que el tratamiento hecho en Bustamante *et al.* (2010) puede haber llevado a resultados incorrecto, lo que explicaría la diferencia con resultados de esta investigación.

La novedad de la presente investigación, realizada en la segunda campaña de terreno, fue lograr tomar estaciones MT al oeste del perfil de Bustamante *et al.* (2010) encontrando conductividades interpretables a un sistema geotermal (figura 6.4). De esta manera, a diferencia de Bustamante *et al.* (2010) que descarta la presencia de un reservorio en el sector, planteando que habría un reservorio en algún lugar debajo del volcán José, en esta investigación se encuentra un reservorio en el sector de Termas del Plomo restringido, probablemente, por estructuras. Además, tampoco se descarta la presencia de más acuíferos que no se detectaron por alcance del método, que serían parte del reservorio que en su conjunto alimentarían las Termas del Plomo.

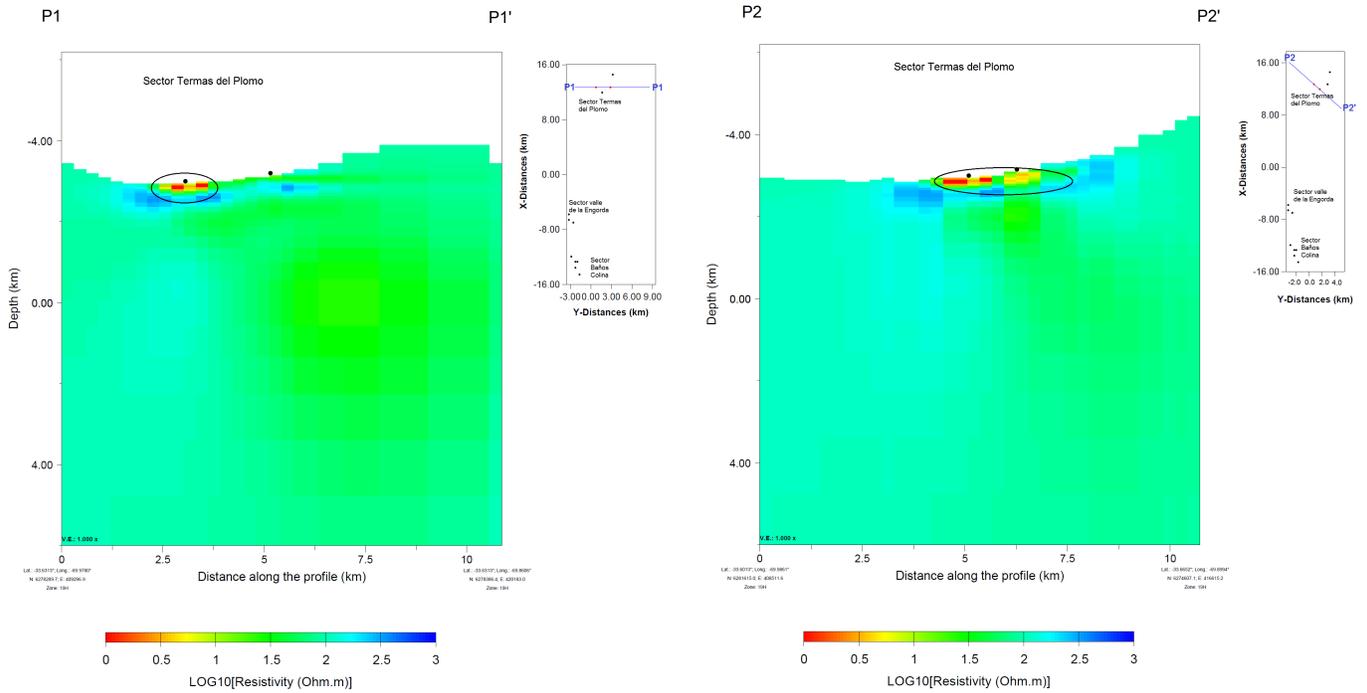


Figura 6.4: Perfiles en el sector de Termas del Plomo mostrando resistividad entre 1 y 10 ohm-m.

Un argumento que se usa en Bustamante *et al.* (2010) para decir que la recarga del sistema no podría estar en el mismo sector de Termas del Plomo (concluyendo la existencia de un reservorio alejado del sector), es que el caudal disponible para infiltrarse y, por lo tanto, recargar el sistema es de 200 l/s (*input*), mientras que el caudal de salida de las termas (*outflow*) es de 8 l/s, esto, según el trabajo, sería un desbalance incongruente, desligando zonalmente carga y descarga del sistema geotermal.

Se discute dicho argumento, ya que del gran caudal disponible, solamente, un pequeño porcentaje logra infiltrarse por las estructuras al o los reservorios del sector que como se ha dicho están restringidos. El resto del caudal fluye aguas abajo, siguiendo el río el Volcán, sin percolar en profundidad al sistema geotermal.

La equivocación de usar el argumento descrito por Bustamante *et al.* (2010) es considerar el máximo caudal disponible para recargar el sistema geotermal y la descarga del sistema geotermal como un sistema cerrado.

Similar a lo encontrado en el sector de Termas del Plomo es lo encontrado en el sector de Baños Colina con MT, donde se encuentran resistividades relacionables a un sistema geotermal, junto con reservorios asociados. No existen interrogantes del efecto del *static shift* en el sector debido a la buena correlación entre los resultados de MT y TEM.

En el valle de la Engorda si bien no se encuentra un cuerpo conductor de alteración de arcillas y zeolitas, se encuentra un cuerpo que podría relacionarse, en primera instancia, a un acuífero (aunque llama la atención que llegue a resistividades en torno a $10 \Omega m$ y el ajuste de la estación 11 sugiera, resistividades menores), que debido a la ubicación y las bajas resistividades presentes, se plantea una conexión con el sector de Baños Colina donde el reservorio del valle de La Engorda sería una componentes más del sistema geotermal en ambos sectores que tendría varios reservorios restringidos por estructuras.

Ahora bien, en esta discusión se ha planteado una conexión entre el valle de La Engorda y el sector de Baños Colina que parece natural debido a la cercanía de ambos valles y a la falla Baños Colina que los conecta. En Bustamante *et al.* (2010) se plantea que Baños Colina sería la manifestación termal más cercana al origen de las aguas termales, planteando que desde ahí seguiría el flujo hasta las Termas del Plomo al norte, las termas de Puente de Tierra al sur, las termas de Baños Morales al oeste que luego conectaría con las termas de Salinillas, todas estas conexiones a través de sistemas de alto ángulo asociados a sistemas de fallas, fracturas y corrimientos tectónicos, se plantea, además, que las termas de Tupungato también podrían estar asociadas a este gran megasistema propuesto basado en la hidroquímica. En los que respecta a este estudio no hay indicios de alguna conexión entre el sector de Termas del Plomo con el sector del valle de La Engorda y el sector de Baños Colina. Si el origen estuviera en las termas de Baños Colina se tendrían que recorrer (descomponiendo la recta entre Baños Colina y Termas del Plomo) 7 km hacia el este y 26 km hacia el sur, esto implicaría una gran distancia incluso en contra a la dirección de flujo subterráneo promedio en Chile que es hacia de este a oeste. Por lo tanto, se plantea que si bien la fuente de calor del sistema podría ser la misma (aunque no es necesario), el sistema de Termas del Plomo no estaría relacionado con el de Baños Colina ni con el valle de La Engorda. Esto es reforzado teniendo en cuenta que los fluidos hidrotermales son de origen meteórico provenientes de acuíferos restringidos a estructuras en cada sector.

Se plantea que el yeso presente en la zona puede tener un rol importante en el almacenamiento de calor, esto basado en el hecho que se use este material para almacenar energía termal en construcciones artificiales.

Otro punto importante a discutir es con respecto a la fuente de calor, como se ha expuesto en el Marco Geológico, es común, que en ambientes volcánicos la fuente de calor de sistemas geotermales sea algún cuerpo magmático en profundidad. Los resultados obtenidos del modelo preferido

de MT no muestran ningún cuerpo en altas profundidades. Se tiene que en profundidad, no se necesitó ningún cuerpo conductor para ajustar el tensor de impedancia y el *tipper*, dado el error entre los datos medidos y modelados. Las flechas de inducción, que son una representación del *tipper* apunta a uno o más conductores en profundidad que se encontrarían al sureste de las estaciones del sector de Termas del Plomo y hacia el este de las estaciones del sector del valle de La Engorda y de Baños Colina. Se plantea que esas direcciones deben ser consideradas para futuras exploraciones geotermales en la zona, que correspondería a rodear al volcán San José y volcán Marmolejo con estaciones MT y sitios TEM. Existe la posibilidad de que el modelo preferido MT no haya sido capaz de modelar el conductor en la zona fundamentado, especialmente, en el pobre ajuste del *tipper* sobre los 1 s con respecto a los datos obtenidos. Se espera que la mayor cantidad de mediciones subsane esta interrogante con respecto al conductor en profundidad el cual podría interpretarse como la o las fuentes de calor del sistema.

En el caso que no se lograran encontrar fuentes de calor con mayor cantidad de estaciones y sitios los alrededores de los volcanes se plantea que existiría una cámara magmática, fuente de calor, a profundidades mayores del alcance del método (considerando un periodo de 10 s asociado a buena calidad de datos, una ρ_a de $50 \Omega m$, el alcance es, aproximadamente 10 km). La dinámica magmática del volcanismo sería atribuido a cámaras magmáticas transientes que se han observado en otros volcanes (Koulakov *et al.* 2013; Cashman *et al.*, 2017; Spark and Cashman, 2017), donde cercano a un evento eruptivo las cámaras profundas alimentarían y crearían cámaras magmáticas más someras temporales que se relacionarían directamente a las erupciones. Incluso, los cuerpos conductores más profundos y extensos encontrados en torno a los $10 \Omega m$ especialmente el del valle de La Engorda puede que sean fuentes de calor asociadas a algún intrusivo que se está enfriando, pero de igual forma quedaría en duda la fuente de dicho intrusivo. Todo esto, difiere con lo planteado por Bustamante *et al.* (2010) que, en línea con el mega-sistema conectado de termas (ver figura 2.18), plantea la ubicación de la fuente de calor en algún lugar entre el volcán San José y el volcán Maipo, esto además, según Bustamante *et al.* (2010) conectaría ambos volcanes.

Encontrar la fuente de calor del sistema es un problema de gran importancia porque permite entender mejor cómo funciona este sistema en particular, y tiene implicancias en el entendimiento de un volcán de actividad reciente que está al lado de Santiago. Se recomienda para futuros trabajos aumentar la densidad de estaciones en el sector, tomando como guía lo encontrado en este trabajo (ver esquema 6.5, con los principales rasgos interpretados). Esto permitirá corroborar los resultados y dilucidar las interrogantes que aún posee esta zona.

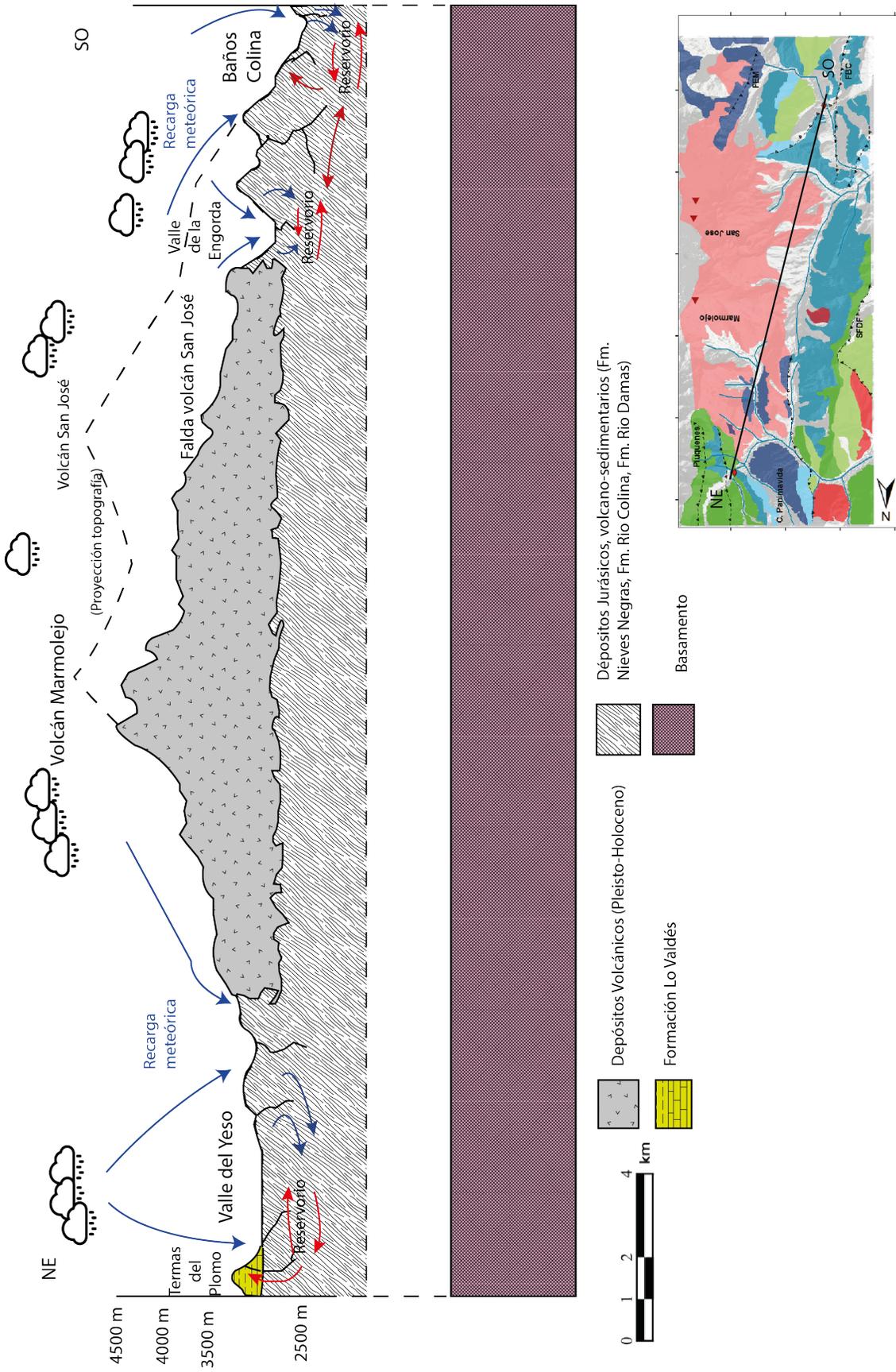


Figura 6.5: Esquema que muestra los principales rasgos interpretados en la zona.

Capítulo 7

Conclusiones

En este trabajo se concluyó que:

1. La zona de estudio posee características eléctricas propias de una dimensión 3D determinadas por los análisis dimensionales de flechas de inducción y tensor de fase. Por lo que corresponde estudiar con modelos de inversión de datos tridimensionales.
2. Hay presencia de sistemas geotermales en todos los sectores de estudio, aunque queda la interrogante de la interrelación que tiene, es decir, si se encuentran conectados o relacionados de alguna por alguna fuente de calor (que no fue encontrada en este estudio).
3. El modelo preferido eléctrico de MT no muestra evidencia de alguna cámara magmática que podría relacionar el sistema geotermal con la estructura en profundidad del volcán San José. Sin embargo, datos de conductores en la zona sugieren lo contrario, esto genera una interrogante en la zona que se espera subsanar en futuros trabajos (véase las Recomendaciones).
4. Los fluidos del sistema geotermal se encontrarían ligado a estructuras de la zona, por lo que puede que hayan más reservorios en el entorno del volcán.

Todas estas conclusiones permiten caracterizar el sistema presente en el entorno del volcán San José.

7.0.1. Recomendaciones

Se deja planteado corroborar la conductividad encontrada bajo las estaciones MT 6 y 7 en el sector de Termas del Plomo con medidas de TEM que deberían poder alcanzar el conductor encontrado.

Se recomienda para futuros trabajos aumentar la densidad de estaciones en el sector, tomando como guía lo encontrado en este trabajo (figura 7.1). Esto permitirá corroborar los resultados y dilucidar las interrogantes que aún posee esta zona.

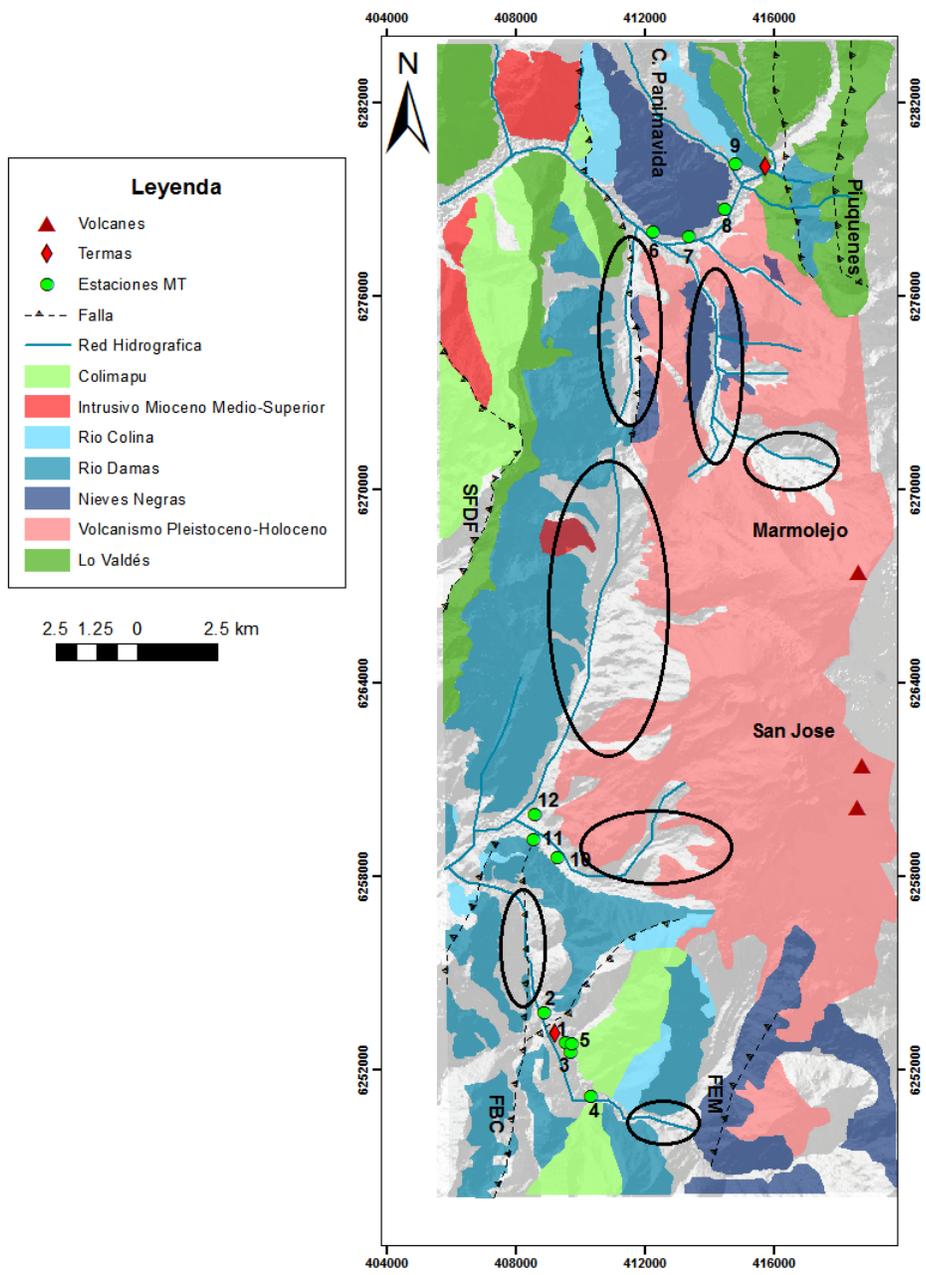


Figura 7.1: Mapa de la zona, donde las elipses son sectores en que se recomendaría medir estaciones MT para un futuro

Bibliografía

- [1] ABEM, Manual. *ABEM WalkTEM Transient ElectroMagnetic Users Guide*. 33 8000 97 v. 1.01 ABEM Part of the Guideline Geo Group.
- [2] ALLAH, S. A. and MOGI, T., 2016. *Three-dimensional resistivity modeling of GREATEM survey data from Ontake Volcano, northwest Japan*. *Earth, Planets and Space*, 68(1), 1-16.
- [3] ANDERSON, W. L., 1979. *Numerical integration of related Hankel transforms of orders 0 and 1 by adaptive digital filtering*. *Geophysics*, 44(7), 1287-1305.
- [4] ANGERMANN, D.; KLOTZ, J.; REIGBER, C. 1999. *Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector*. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 171, p. 329-334.
- [5] ANSELMO, A. N., 2017. *Génesis de travertinos en Baños Colina y Baños Morales, Cajón del Maipo, Región Metropolitana*. Memoria para optar al título de Geólogo, Universidad de Chile, Santiago de Chile.
- [6] ARAYA, J., 2016. *Large-scale distribution of fluids in the subduction zone of Northern Chile - constraints from magnetotelluric monitoring*. Doctoral Thesis, Freie Universitat Berlin, Berlin, Germany.
- [7] ARNASON, K., KARLSDOTTIR, R., EYSTEINSSON, H., FLOVENZ, O. and THOR, S., 2000. *The resistivity structure of high-temperature geothermal systems in Iceland*. *Proceedings World Geothermal Congress*, pp. 923-928.
- [8] AXELSSON and GUNNLAUGSSON, 2000. *Background: Geothermal utilization, management and monitoring*. In: *Long-term monitoring of high-and low enthalpy fields under exploitation*, WGC 2000 Short Courses, Japan, 3-10.
- [9] BAHR, K., 1988. *Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion*. *J. Geophys*, 62(2), 119-127.

- [10] BARRIENTOS, S.; VERA, E.; ALVARADO, P.; MONFRET, T., 2004. *Crustal seismicity in central Chile*. J. S. Amer. Earth Sc., 16(8), p. 756-768
- [11] BENAVENTE ZOLEZZI, O. M., 2015. *Origen y naturaleza de los fluidos de los sistemas volcanicos e hidrotermales activos de los Andes de Chile Central (32.5-36 S)*.
- [12] BEKA, T. I., SMIRNOV, M., BERGH, S. G., and BIRKELUND, Y., 2015. *The first magnetotelluric image of the lithospheric-scale geological architecture in central Svalbard, Arctic Norway*. Polar Research, 34.
- [13] BEKA, T. I., SMIRNOV, M., BIRKELUND, Y., SENGER, K., and BERGH, S. G., 2016. *Analysis and 3D inversion of magnetotelluric crooked profile data from central Svalbard for geothermal application*. Tectonophysics, 686, 98-115.
- [14] BENDERITTER and CORMY, 1990. *Possible approach to geothermal research and relative cost*. In: Dicson, M.H. And FanelliM. Eds., Small Geothermal Resources: A guide to Development and Utilization, UNITAR, New York. Pp.59-69.
- [15] BIBBY, H. M., 1986. *Analysis of multiple-source bipole-quadrupole resistivity surveys using the apparent resistivity tensor*. Geophysics, 51(4), 972-983.
- [16] BIBBY, H. M., CALDWELL, T. G., and BROWN, C., 2005. *Determinable and non-determinable parameters of galvanic distortion in magnetotellurics*. Geophysical Journal International, 163(3), 915-930.
- [17] BJORNSSON, H., BJORNSSON, S., and SIGURGEIRSSON, T., 1982. *Penetration of water into hot rock boundaries of magma at Grimsvotn*. Nature, 295(5850), 580-581.
- [18] BOBACHEV, A. A., BOLSHAKOV, D. K., IVANOVA, S. V., MODIN, I. N., PERVAGE, E. V., SAFRONOV, V. S., and SHEVNIN, V. A., 1998. *Pipelines' studies—new problem for geophysics*. In 4th EEGS Meeting.
- [19] BODVARSSON, G., 1951. *Report on the Hengill thermal area*. J. Engineer's Assoc. Iceland, 36, 1-48.
- [20] BOOKER, J. R., 2014. *The magnetotelluric phase tensor: a critical review*. Surveys in Geophysics, 35(1), 7-40.
- [21] BROWNE, P. R. L., 1978. *Hydrothermal alteration in active geothermal fields*. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 6(1), 229-248.

- [22] BRUGGEN, M. J., 1950. *Fundamentos de la Geología de Chile*. Instituto Geografico Militar.
- [23] BUSTAMANTE, M. A., 2001. *Análisis del contacto Meso-Cenozoico en el valle del río Volcán, Cordillera de los Andes de la Región Metropolitana*. Memoria de Tesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.
- [24] BUSTAMANTE, M., SILVA, C., VIVALLOS, J., CORTES, R., PINCHEIRA, W., ORTIZ, M., CACERES, D., WALL, R., 2010. *Exploración geológica para el fomento de la energía geotérmica: Área termas del Plomo, Región Metropolitana de Santiago*. Informe inédito. Subdirección nacional de Geología
- [25] CAGNIARD, L., 1953. *Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting*. Geophysics, 18(3), 605-635.
- [26] CALDWELL, T. G., BIBBY, H. M., and BROWN, C., 2004. *The magnetotelluric phase tensor*. Geophysical Journal International, 158(2), 457-469.
- [27] CASERTANO, L., 1963. *General characteristics of active Andean volcanoes and a summary of their activities during recent centuries*. Bulletin of the Seismological Society of America, 53(6), 1415-1433.
- [28] CASHMAN, K. V., SPARKS, R. S. J., and BLUNDY, J. D., 2017. *Vertically extensive and unstable magmatic systems: a unified view of igneous processes*. Science, 355(6331), eaag3055.
- [29] CEMBRANO, J. y LARA, L., 2009. *The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: a review*. Tectonophysics, 471(1), 96-113.
- [30] CHRISTENSEN, A., AUKEN, E., SORENSEN, K., 2006. *The transient electromagnetic method*. Groundwater Geophysics, 71, 179-225.
- [31] CINTI, D., PIZZINO, L., VOLTATTORNI, N., QUATTROCCHI, F., and WALIA, V., 2009. *Geochemistry of thermal waters along fault segments in the Beas and Parvati valleys (north-west Himalaya, Himachal Pradesh) and in the Sohna town (Haryana), India*. Geochemical journal, 43(2), 65-76.
- [32] CONSTABLE, S. C., PARKER, R. L., and CONSTABLE, C. G., 1987. *Occams inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data*. Geophysics, 52(3), 289-300.

- [33] DEGROOT-HEDLIN, C., and CONSTABLE, S., 1990. *Occams inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data*. *Geophysics*, 55(12), 1613-1624.
- [34] DESCLOITRES, M., GUERIN, R., ALBOUY, Y., TABBAGH, A., and RITZ, M., 2000. *Improvement in TDEM sounding interpretation in presence of induced polarization. A case study in resistive rocks of the Fogo volcano, Cape Verde Islands*. *Journal of Applied Geophysics*, 45(1), 1-18.
- [35] DÍAZ, D., BRASSE, H., and TICONA, F., 2011. *Conductivity distribution beneath Lascar volcano (Northern Chile) and the Puna, inferred from magnetotelluric data*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 217, 21-29.
- [36] DICKSON, M. H., and FANELLI, M., 2001. *What is geothermal energy*. International Institute for Geothermal Research, Pisa, Italy.
- [37] DICKSON, M. H., and FANELLI, M., 2017. *Geothermal energy: utilization and technology*. Routledge.
- [38] DONG, H., WEI, W., JIN, S., YE, G., ZHANG, L., YIN, Y. and JONES, A. G., 2016. *Extensional extrusion: Insights into south-eastward expansion of Tibetan Plateau from magnetotelluric array data*. *Earth and Planetary Science Letters*, 454, 78-85.
- [39] ENGDAHL, E.R.; VAN DER HILST, R.D.; BERROCAL, J., 1995. *Imaging of subducted lithosphere beneath South America*. *Geophysical Research Letters*, Vol. 22, p. 2317-2320
- [40] ENGDAHL, E.R.; VAN DER HILST, R.D.; BULAND, R., 1998. *Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth relocation*. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 88, p. 722-743.
- [41] EGBERT, G. and Booker, J., 1986. *Robust estimation of geomagnetic transfer functions*. *Geophys. J. R. astr. Soc.* (1986)87, 173-194.
- [42] EGBERT, G., 1997. *Robust multiple-station magnetotelluric data proces*. *Geophys. J. Int.* (1997) 130, 475-496.
- [43] EGBERT, G. D., and KELBERT, A., 2012. *Computational recipes for electromagnetic inverse problems*. *Geophysical Journal International*, 189(1), 251-267.
- [44] EHLERS, T. A., 2005. *Crustal thermal processes and the interpretation of thermochronometer data*. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, vol. 58, no 1, p. 315-350.

- [45] FOCK, A., 2005. *Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile Central entre los 33 y los 34S*. Memoria de Magíster en Ciencias, Mención Geología. Departamento de Geología, Universidad de Chile. Santiago. 179 p
- [46] FLÓVENZ, O.G., HERSIR, G.P., SAEMUNDSSON, K., ÁRMANNSSON, H and FRIDRIKSSON, TH., 2012. *Geothermal energy exploration techniques*. In: Sayigh, A., (ed.) Comprehensive renewable energy, Vol. 7. Elsevier, Oxford, 51-95.
- [47] FOURNIER, R. O., and PITT, A. M., 1985. *The Yellowstone magmatic-hydrothermal system, USA*. In 1985 International Symposium on Geothermal Energy: International Volume (pp. 319-327). Cal Central Press, Sacramento.
- [48] FOURNIER, R. O., 1985. *Continental scientific drilling to investigate brine evolution and fluid circulation in active hydrothermal systems*. In Observation of the continental crust through drilling I (pp. 98-122). Springer, Berlin, Heidelberg.
- [49] FOURNIER, R. O., 1989. *Geochemistry and dynamics of the Yellowstone National Park hydrothermal system*. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 17(1), 13-53.
- [50] GARCIA, X., LEDO, J., and QUERALT, P., 1999. *2D inversion of 3D magnetotelluric data*. Earth, Planets and Space, 51(10), 1135-1143.
- [51] GEORGSSON, L. S., 2013. *Geophysical methods used in geothermal exploration*. Presented at Short Course IV on Exploration for Geothermal Resources, organized by UNU-GTP, KenGen and GDC, at Lake Naivasha, Kenya, November 1-22, 2009.
- [52] GODOY, E., Y VELA, I., 1985. *Santiago y el control paleogeográfico de la estructura*.
- [53] GODOY, E., 1993. *El Caloviano del Estero Yeguas Muertas, Río Yeso del Maipo, Chile: implicancias tectónicas y paleogeográficas*. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1, pp. 104-107.
- [54] GOFF, F. y JANIK, K. J., 2000. *Geothermal Systems*. En: Encyclopedia of Volcanoes, Ed. Academic Press, 817-834.
- [55] GONZÁLEZ-FERRÁN, O., 1972. *Distribución del volcanismo activo de Chile y la reciente erupción del Volcán Villarrica*. In Primer Simposio Cartográfico Nacional (Santiago: Instituto Geografico Militar, 1972) (pp. 191-207).
- [56] GONZÁLEZ-FERRÁN, O., 1995. *Volcanes de Chile*. Instituto Geográfico Militar.

- [57] GUTSCHER, M.A.; SPAKMAN, W.; BIJWAARD, H; ENGDAHL, R. 2000. *Geodynamics of flat subduction: seismicity and tomographic constraints from the Andean margin*. Tectonics, Vol. 19, No. 5, p. 814-833.
- [58] HAMZA, V. M. y MUÑOZ, M., 1996. *Heat flow map of South America*. Geothermics, 25(6), 599-646.
- [59] HAUSER, A., 1997. *Catastro y caracterización de las fuentes de aguas minerales y termales de Chile (No. 50)*. Servicio Nacional de Geología y Minería.
- [60] HEISE, W., CALDWELL, T. G., BIBBY, H. M. and BANNISTER, S. C., 2008. *Three-dimensional modelling of magnetotelluric data from the Rotokawa geothermal field, Taupo Volcanic Zone, New Zealand*. Geophysical Journal International, 173(2), 740-750.
- [61] HILDRETH, W. y MOORBATH, S., 1988. *Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile*. Contributions to mineralogy and petrology, 98(4), 455-489.
- [62] HILL, G. J., CALDWELL, T. G., HEISE, W., CHERTKOFF, D. G., BIBBY, H. M., BURGESS, M. K., and CAS, R. A., 2009. *Distribution of melt beneath Mount St Helens and Mount Adams inferred from magnetotelluric data*. Nature Geoscience, 2(11), 785-789.
- [63] HILTON, D. R., HAMMERSCHMIDT, K., TEUFEL, S. y FRIEDRICHSEN, H., 1993. *Helium isotope characteristics of Andean geothermal fluids and lavas*. Earth and Planetary Science Letters, 120(3), 265-282.
- [64] HOCHSTEIN, (1990). *Classification and assesment of geothermal resources*. In: Dicson, M.H. And Fanelli, M. Eds., Small Geothermal Resources: A guide to Development and Utilization, UNITAR, New York. Pp.31-57.
- [65] HUDSON, J. A., and HARRISON, J. P., 2000. *Engineering rock mechanics: an introduction to the principles*. Elsevier.
- [66] INMAN, J. R., 1975. *Resistivity inversion with ridge regression*. Geophysics, 40(5), 798-817.
- [67] ISACKS, B. L., 1988. *Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline*. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 93(B4), 3211-3231.
- [68] JACKSON, D. B. and KELLER, G. V. 1972. *An electromagnetic sounding survey of the summit of Kilauea Volcano, Hawaii*. Journal of Geophysical Research, 77(26), 4957-4965.

- [69] JIRACEK, G. R., 1990. *Near-surface and topographic distortions in electromagnetic induction*. Surveys in Geophysics, 11(2-3), 163-203.
- [70] KELBERT, A., and MEQBEL, N., 2011. *Modular System for Electromagnetic Inversion*. ModEM user Manual.
- [71] KELBERT, A., MEQBEL, N., EGBERT, G. D., and TANDON, K., 2014. *ModEM: A modular system for inversion of electromagnetic geophysical data*. Computers Geosciences, 66, 40-53.
- [72] KLOHN, C., 1960. *Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central*. IIG, Boletín (n.8): 95 p., il., 1 mapa, Santiago
- [73] KOULAKOV, I., GORDEEV, E. I., DOBRETISOV, N. L., VERNIKOVSKY, V. A., SENYUKOV, S., JAKOVLEV, A., and JAXYBULATOV, K., 2013. *Rapid changes in magma storage beneath the Klyuchevskoy group of volcanoes inferred from time-dependent seismic tomography*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 263, 75-91.
- [74] LAGAT, J. K. E., 2009. *Hydrothermal alteration mineralogy in geothermal fields with case examples from Olkaria domes geothermal field, Kenya*. 001045504.
- [75] LARA, L. E., WALL, R., and STOCKLI, D., 2008. *La ignimbrita Pudahuel (Asociación Piroclástica Pumicea) y la caldera El Diamante (33S): Nuevas edades U-TH-HE*. In XVII Congreso Geológico Argentino, Jujuy, Actas (Vol. 3, p. 1365).
- [76] LEDO, J., 2005. *2-D versus 3-D magnetotelluric data interpretation*. Surveys in Geophysics, 26(5), 511-543.
- [77] LIN, CHENG-HORNG, 2000. *Thermal modeling of continental subduction and exhumation constrained by heat flow and seismicity in Taiwan*. Tectonophysics 324, 189-201.
- [78] LISTER, C. R. B., 1983. *The basic physics of water penetration into hot rock*. In Hydrothermal Processes at Seafloor Spreading Centers (pp. 141-168). Springer US.
- [79] LLAMAS, R., BACK, W. and MARGAT, J., 1992. *Groundwater use: equilibrium between social benefits and potential environmental costs*. Applied Hydrogeology, vol. 1, no 2, p. 3-14.
- [80] LOPEZ-ESCOBAR, L., MORENO, H., TAGIRI, M., NOTSU, K., y ONUMA, N., 1985. *Geochemistry and petrology of lavas from San Jose volcano, Southern Andes (33. DEG. 45'S)*. Geochemical Journal, vol. 19, no 4, p. 209-222.

- [81] MARDONES, V., 2016. *Análisis estructural de los depósitos Mesozoicos y Cenozoicos en la Cordillera Principal Oriental, en el valle del río Volcán, Región Metropolitana, Chile (3344' - 3356' S)*. Universidad de Chile, Santiago, Chile.
- [82] MARTINI, S., 2008. *Sistemas estructurales y recursos geotermales en la Cordillera Principal de Chile Central: 32 30 - 34 00 de Latitud Sur*. Memoria para optar al título de Geólogo. Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- [83] MATSUSHIMA, N., OSHIMA, H., OGAWA, Y., TAKAKURA, S., SATOH, H., UTSUGI, M. and NISHIDA, Y., 2001. *Magma prospecting in Usu volcano, Hokkaido, Japan, using magnetotelluric soundings*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 109(4), 263-277.
- [84] MEQBEL, N., and RITTER, O., 2015. *Joint 3D inversion of multiple electromagnetic datasets*. Geophysical Prospecting, 63(6), 1450-1467.
- [85] MEQBEL, N., WECKMANN, U., MUNOZ, G., and RITTER, O., 2016. *Crustal metamorphic fluid flux beneath the Dead Sea Basin: constraints from 2-D and 3-D magnetotelluric modelling*. Geophysical Supplements to the Monthly Notices of the Royal Astronomical Society, 207(3), 1609-1629. ISO 690
- [86] MEQBEL, N., 2009. *The electrical conductivity structure of the Dead Sea Basin derived from 2D and 3D inversion of magnetotelluric data*. Doctoral dissertation, Freie Universität Berlin.
- [87] MOECK, I. S., 2014. *Catalog of geothermal play types based on geologic controls*. Renewable and Sustainable Energy Reviews, vol. 37, p. 867-882.
- [88] MOORE, C., 1962. *A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly*. Massachusetts Institute of Technology, United States.
- [89] MOORKAMP, M. (2007). *Comment on The magnetotelluric phase tensor by T. Grant Caldwell, Hugh M. Bibby and Colin Brown*. Geophysical Journal International, 171(2), 565-566.
- [90] MORENO, H., 1974. *Airplane flight over active volcanoes of central-south Chile*. IAVCEI International Symp. on Andean and Antarctic volcanology problems. Guide Book D-3. Dept. Geol. Univ. Chile. 56 p.
- [91] MORENO, H., THIELE, R., VARELA, J., 1991. *Estudio geológico y de riesgo volcánico y de remoción en masa del proyecto hidroeléctrico Alfalfal II Las Lajas*. CHILGENER, ejecutado por Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Chile, 85 p.

- [92] MORRISON, H. F., PHILLIPS, R. J., and O'BRIEN, D. P., 1969. *Quantitative interpretation of transient electromagnetic fields over a layered half space*. Geophysical prospecting, 17(1), 82-101.
- [93] NABIGHIAN, M.N. and MACNAE, J.C., 1991. *Time domain electromagnetic prospecting methods*: in EMAG, v.2, Applications, Part A, Nabighian (ed.), 427-479.
- [94] NESBITT, B. E. , 1993. *Electrical resistivities of crustal fluids*. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 98(B3), 4301-4310.
- [95] NORAMBUENA, E.; LEFFER-GRIFFIN, L.; MAO, A.; DIXON, T.; STEIN, S.; SACKS, S.; OCOLA, L.; ELLIS, M., 1998. *Space geodetic observations of Nazca-South America convergence across the Central Andes*. Science, Vol. 279, p. 358-362
- [96] ORELLANA, S. E., 1982. *Prospección geoelectrica en corriente continua*. PARANINFO, 2DA E.
- [97] PALACKY, G. J., 1987. *Clay mapping using electromagnetic methods*. First Break, 5(8), 295-306.
- [98] PAVEZ, M., 2015. *Estudio de resitividad eléctrica mediante magnetotelúrica, en la Zona de Falla Liquine-Ofqui entorno al volcán Villarrica*. Tesis de Magister en Ciencias, Mención Geofísica, Universidad de Chile, Santiago de Chile.
- [99] PELLERIN, L., and HOHMANN, G. W., 1990. *Transient electromagnetic inversion: A remedy for magnetotelluric static shifts*. Geophysics, 55(9), 1242-1250.
- [100] PETIT-BREUILH, M. E., 2004. *La historia eruptiva de los volcanes hispanoamericanos (siglos XVI al XX)*. Servicio de Publicaciones del Exmo. Cabildo Insular de Lanzarote-Casa de los volcanes.
- [101] PINCETTI, G., 2016. *Hidrogeoquímica e hidrodinámica de las fuentes termales del río Yeso y río Volcán, Cordillera de los Andes, Región Metropolitana*. Universidad de Chile, Santiago de Chile.
- [102] POLLACK, H. N., HURTER, S. J., and JOHNSON, J. R., 1993. *Heat flow from the Earth's interior: analysis of the global data set*. Reviews of Geophysics, 31(3), 267-280.
- [103] QUIROGA, R., 2013. *Análisis estructural de los depósitos cenozoicos de las Cordillera Principal entre el cerro Provincia y el cordón El Quempo, Region Metropolitana, Chile (33 18 y 33 25 S)*. Universidad de Chile, Santiago.

- [104] RAMOS, V. A., CEGARRA, M. y CRISTALLINI, E., 1996. *Cenozoic tectonics of the High Andes of west-central Argentina (30 a 36 S latitude)*. Tectonophysics, 259(1), 185-200.
- [105] RAMOS, V. A., 1999. *Las provincias geológicas del territorio argentino*. Geología Argentina, 29(3), 41-96.
- [106] RAMOS, V. A., 2002. *Evolución tectónica*. Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz, 165-174.
- [107] REYES AG, 1990. *Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment*. J Volcan Geothermal Res 43:279-309
- [108] RISACHER F., y HAUSER, A., 2008. *Catastro de las principales fuentes de aguas termales de Chile*. Informe Inédito. SERNAGEOMIN, Santiago, Chile.
- [109] SPICHAK, V., and MANZELLA, A., 2009. Electromagnetic sounding of geothermal zones. Journal of Applied Geophysics, 68(4), 459-478.
- [110] SANCHEZ GUZMÁN, J. y GARCÍA DE LA NOCEDA MARQUEZ, C., 2008. *El potencial de la geotermia profunda, de la roca seca caliente (HDR) a los sistemas geotérmicos estimulados (EGS)*. En: Investigación y gestión de los recursos del subsuelo, Edit: Planeta Tierra, pp. 143 - 159.
- [111] SIMKIN, T. y SIEBERT, L., 2000. *Catalog of Historically Active Volcanoes of Earth*. En: Encyclopedia of Volcanoes, Ed. Academic Press, 1390-1408.
- [112] SIMPSON, F. and BAHR, K., 2005. *Practical Magnetotellurics*.
- [113] SMITH, J. T. ,1995. *Understanding telluric distortion matrices*. Geophysical Journal International, 122(1), 219-226.
- [114] SPRATT, J. E., JONES, A. G., JACKSON, V. A., COLLINS, L. and AVDEEVA, A., 2009. *Lithospheric geometry of the Wopmay orogen from a Slave craton to Bear Province magnetotelluric transect*. Journal of Geophysical Research, 114.
- [115] SPIES, B.R, 1985. *Interpretation of Transient Electromagnetic Measurements using the apparent conductivity concept*. Departament of National Development, Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics.

- [116] SRUOGA, P., FAUQUE, L., and LLAMBIAS, E. J., 1998. *Es el Volcan Maipo (348 100S, 698 5200) un centro activo?* In X Congreso Latinoamericano de Geología y VI Congreso Nacional de Geología Económica, Buenos Aires, Actas (Vol. 1, pp. 131-136).
- [117] SRUOGA, P., and FEINEMAN, M., 2009. *Actividad explosiva postglacial del volcán Maipo (34 10 S), Zona Volcánica Sur*. Santiago, 22, S7 031.
- [118] SRUOGA, P., LLAMBIAS, E., and FAUQUE, L., 2000. GEOCRONOLOGIA Y EVOLUCION GEOQUIMICA DEL VOLCAN MAIPO (348 100S). In IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, Actas (Vol. 2, pp. 72-76).
- [119] SRUOGA, P., LLAMBIAS, E. J., FAUQUE, L., SCHONWANDT, D., and REPOL, D. G., 2005. *Volcanological and geochemical evolution of the Diamante CalderaMaipo volcano complex in the southern Andes of Argentina (34 10 S)*. Journal of South American Earth Sciences, 19(4), 399-414.
- [120] STACEY, F.D. and LOPER, D.E., 1988. *Thermal history of the Earth: a corollary concerning non-linear mantle rheology*. Phys. Earth. Planet. Inter, 53, pp. 167-174.
- [121] STERN, C. R., 1989. *Pliocene to present migration of the volcanic front, Andean Southern Volcanic Zone*. Andean Geology, 16(2), 145-162.
- [122] STERN, C. R., 1991. *Role of subduction erosion in the generation of Andean magmas*. Geology, 19(1), 78-81.
- [123] STERN, C. R., 2004. *Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting*. Revista geológica de Chile, 31, 161-206.
- [124] STERN, C. R., MORENO, H., LÓPEZ-ESCOBAR, L., CLAVERO, J. E., LARA, L. E., NARANJO, J. A., ... y SKEWES, M. A., 2007. *Chilean volcanoes*. The geology of Chile, 149-180.
- [125] TASSARA, A. y MORALES, D., 2013. *3D temperature model of south-western South America*. In EGU General Assembly Conference Abstracts (Vol. 15, p. 945).
- [126] TEBBENS, S. F., CANDE, S. C., KOVACS, L., PARRA, J. C., LABRECQUE, J. L. y VERGARA, H., 1997. *The Chile ridge: A tectonic framework*. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 102(B6), 12035-12059.
- [127] THIELE, R., 1980. *Hoja Santiago, Región Metropolitana*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile N39, 21 p

- [128] TIKHONOV, A. N., 1950. *On determining electrical characteristics of the deep layers of the Earths crust*. In Doklady (Vol. 73, No. 2, pp. 295-297).
- [129] WAIT, JAMES R., 1954. *On the relation between telluric currents and the earths magnetic field*. Geophysics, 19(2), 281-289.
- [130] WARD, S. H. and HOHMANN, G. W., 1988 *Electromagnetic Theory for Geophysical Applications*. *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*: pp. 130-311.
- [131] WEIDELT, P., 1972. *The inverse problem of geomagnetic induction*. J. Geophys., 38, 257-289.
- [132] WESTJEC, 2012. *Japan International Cooperation Agency (JICA) - West Japan Engineering Consultants, Inc. (West JEC): Enhancement of Planning Capacity for Geothermal Energy Development in African Countries* Fukuoka, Japan, July 2012, Course 233 pp.
- [133] WHITE. D. E., MUFFLER. L. J. P. y TRUESDELL, A. H., 1971 . *Vapor-dominated hydrothermal systems compared with hot water systems*. Econ. Geol., 66, 75-97.
- [134] WHITE, D. E., 1973. *Characteristics of geothermal resources*. In: Kruger, P. and Otte, C., eds., *Geothermal Energy*, Stanford University Press, Stanford, pp. 69-94
- [135] WIESE, H., 1965. *Geomagnetische Induktionspfeile in der CSRR hervorgerufen durch grossraumige elektrische Leitfähigkeitsstrukturen*. Studia geophys. geod., 9, 415-419.
- [136] ZHDANOV, M., 2009. *Geophysical Electromagnetic Theory and Methods*. *Methods in Geochemistry and Geophysics* 43, 1st edition, pp. 1-868.

Apéndices

A . Mapas geológicos y ubicación de perfiles

A .1. Ubicación de perfiles de estructurales Mardones 2016

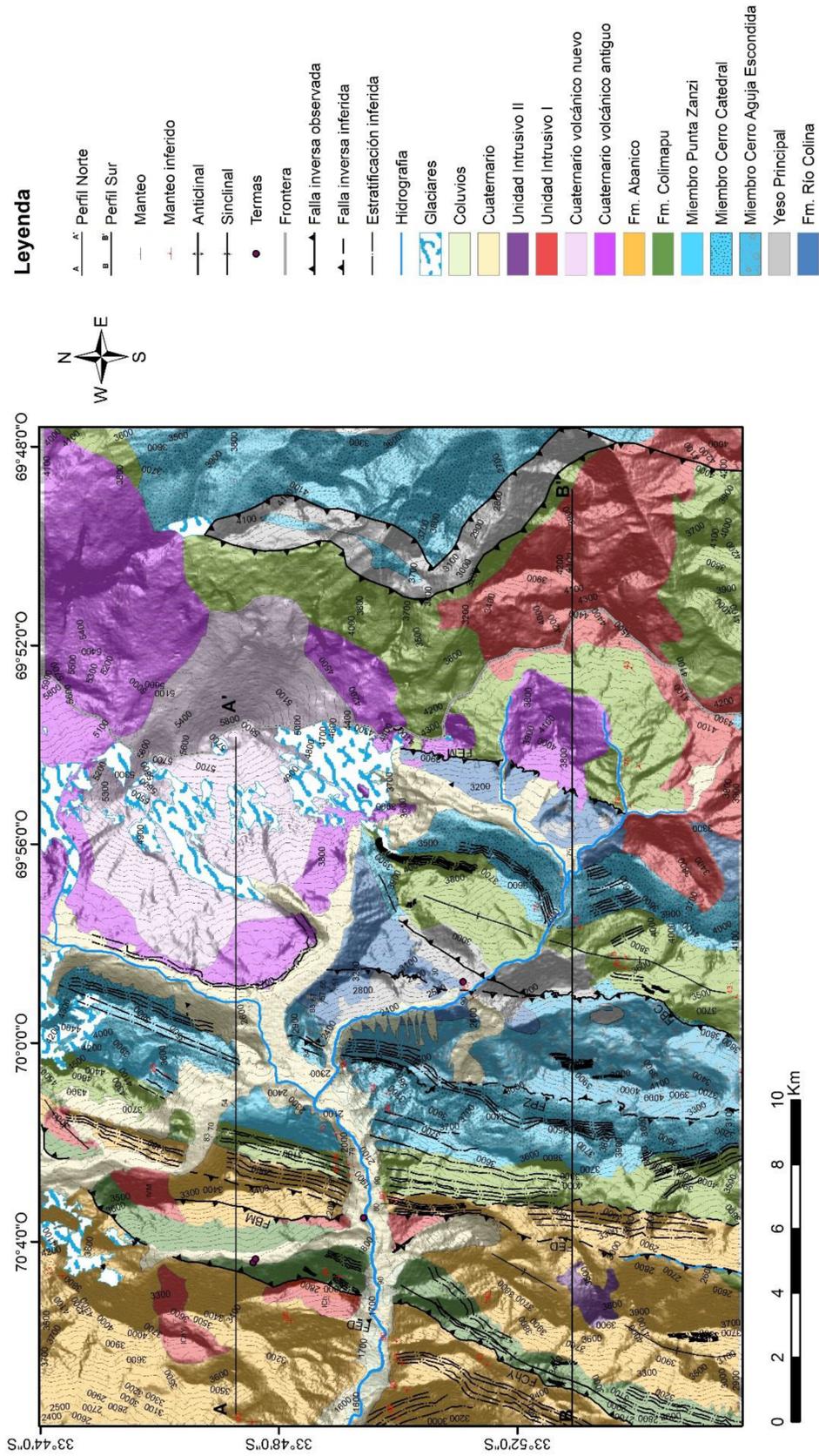


Figura 7.2: Mapa que muestra la ubicaciones de los perfiles. Basado en Thiele (1980); Fock (2005); Bustamante (2001) y Calderón (2008).
 Leyenda: ILE = Intrusivo La Engorda, IVM = Intrusivo Valle del Morado, IBM = Intrusivo Baños Morales, IChY = Intrusivo Chacayes Yesillo, FEF = Falla El Fierro, FBM= Falla Baños Morales, FChY = Falla Chacayes Yesillo, FCA= Falla Cerro Amarillo, FBC= Falla Baños Colina.
 Tomado de Mardones, 2016.

A .2. Ubicación Perfiles estructurales de Fock 2005

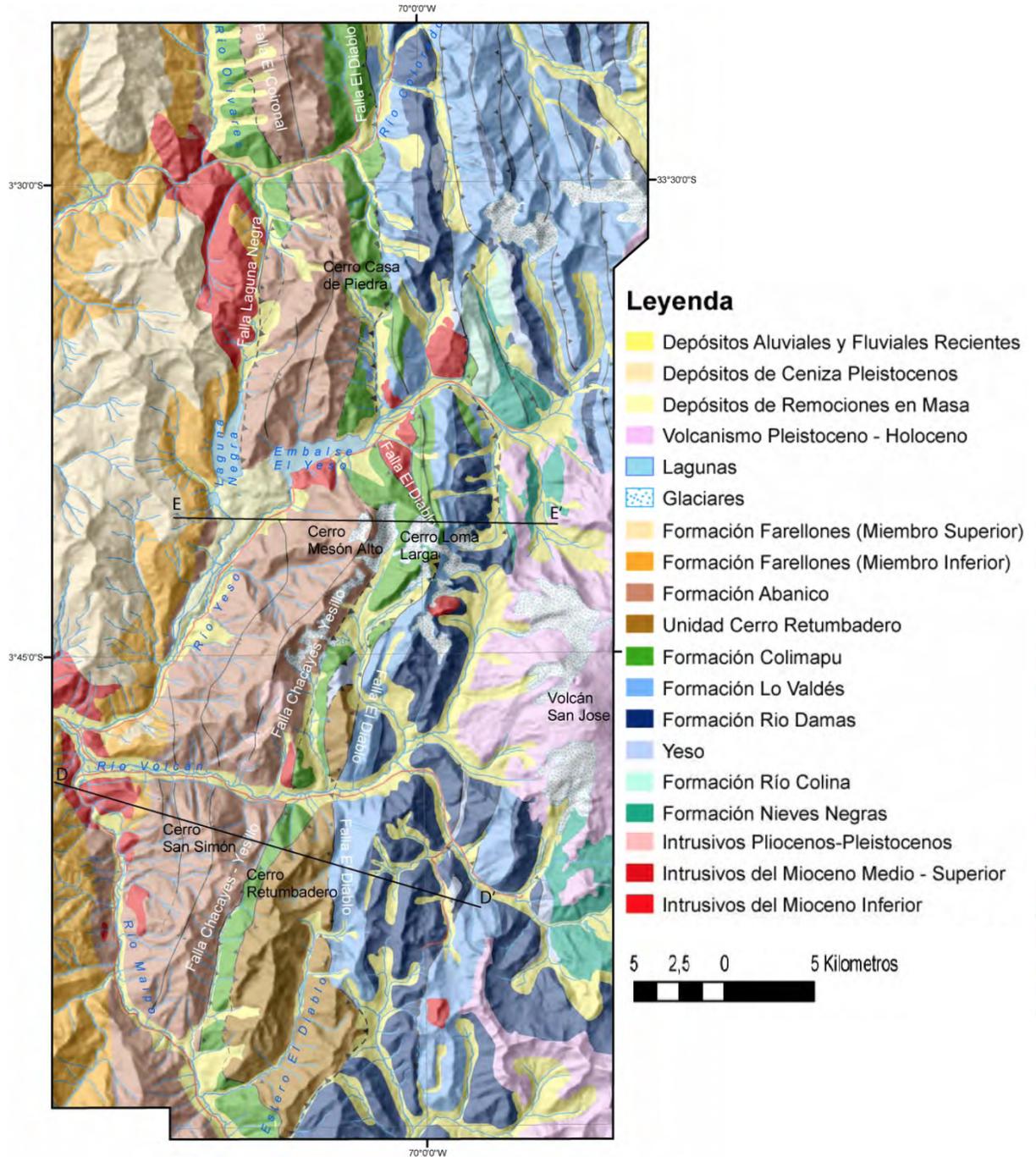


Figura 7.3: Mapa Geológico entre los ríos Colorado y Maipo. Compilado y modificado de Thiele (1980), Godoy y Vela (1985), Palma (1991), Ramos et al. (1991), Álvarez et al. (1997), Cornejo y Mahood (1997), Baeza (1999), Álvarez et al. (2000), Bustamante (2001), Giambiagi et al. (2003a). Traza de perfiles D-D' y E-E' mostrados en la siguientes dos figuras. Tomado de Fock 2005.

B . Volcanismo

En la zona de estudio tenemos el complejo volcánico asociado al volcán San José y en los alrededores se tienen otros volcanes que marcan la reanudación del volcanismo en la Zona Volcánica Sur evidenciando el cambio en la geometría de la subducción de la placa de Nazca. Dichos volcanes son los volcanes Tupungatito, San Juan y Maipo que se muestran en la figura de este anexo, junto con ellos aparecen las fuentes termales en los alrededores permitiendo una mejor visualización contextualizada en la gran cantidad de termas en este sector andino.

El volcán Tupungatito está ubicado en las nacientes del río Colorado, afluente del río Maipo, en la región metropolitana de Santiago en coordenadas $33^{\circ}23'14''$ de latitud S y $69^{\circ}48'49''$ de longitud O, a una altitud de 5,603 msnm y a 65 km aproximadamente al noreste de Pirque. Posee una actividad fumarólica permanente y ocho cráteres bien preservados, en el extremo norte de una depresión semi-circular de 4 km de diámetro abierto al noroeste.

Los productos de este volcán de composición esencialmente andesítica son, principalmente, lavas que cubren su flanco noroeste y rellenan valle del río Colorado por 19 km además de depósitos piroclásticos en torno a los cráteres (Moreno *et al.*, 1988).

En su acceso occidental es solo visible desde su base, es por esto que es posible que muchas de sus erupciones hayan pasado inadvertidas. González-Ferrán (1995) documenta 19 erupciones desde 1829 mientras que Petit-Breuilh (2004) registra 25 erupciones desde 1646 hasta el presente (incluyendo reactivaciones menores e incrementos de actividad fumarólica). Todas las erupciones documentadas habrían sido de baja explosividad (índice de explosividad volcánica 1 o 2) y caracterizada por explosiones, columna de gases y cenizas y lavas en 1959 y 1960 (González-Ferrán, 1995; Petit-Breuilh, 2004). Su última erupción fue en 1986 y si bien se le asocian los sismos ocurridos en 1987 conducente al derrumbe ocurrido en el estero Parraguire el 29 de noviembre de ese año (González-Ferrán, 1988), la sismicidad registrada entre los años 1986 y 2001 indica una concentración de sismos durante octubre de 2001, localizados 10 km al norte de este volcán y por tanto no claramente asociado a este centro eruptivo (Barrientos *et al.*, 2004).

Los principales peligros de este volcán serían los lahares debido a la extensa y potente masa de hielo que posee, lavas hacia el río Colorado, caída de bombas y bloques en el área proximal y caída de ceniza y lapilli (principalmente hacia el lado argentino).

El volcán Marmolejo se ubica al noreste en la zona de estudio a unos 14 km al sureste de la fuente termal el Plomo en las coordenadas geográficas $33^{\circ}43'$ latitud S y $69^{\circ}52'$ longitud W con una

altitud superior de 6,108 msnm y se distingue por ser la cumbre más austral del mundo con una altura superior a los 6,000 metros. La edad de este centro volcánico varía desde el Plioceno hasta el Holoceno-reciente y no presenta registros históricos de actividad volcánica.

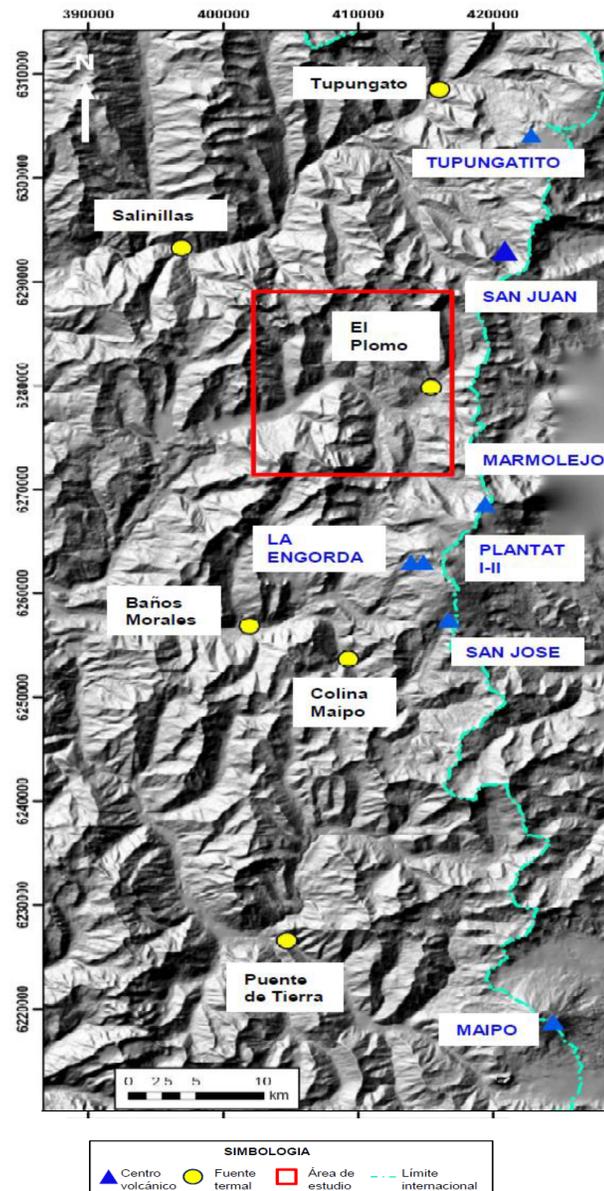


Figura 7.4: Mapa de elevación que muestra los volcanes y fuentes termales aledañas al área de estudio. De fondo está un mapa DEM y el área encerrada en rojo en las termas del Plomo corresponde al sector estudiado en Bustamante *et al.* (2010). Tomada de Bustamante *et al.*, 2010.

El complejo volcánico San José está ubicado en las nacientes del río el Volcán fuente del río Maipo, en la región Metropolitana de Santiago en las coordenadas $37^{\circ}47'8''$ de latitud S y $69^{\circ}53'35''$ de longitud O, con una altitud de 5.856 msnm ubicándose a unas 60 km y 45 km al este de Pirque

y San José de Maipo, respectivamente.

Posee centros de emisión de distintas edades alineados en un cordón de rumbo N20W (López-Escobar *et al.*, 1985; Moreno *et al.*, 1991). El cono principal posee cuatro cráteres que se traslapan formando una depresión de 2×0.8 km, en cuya mitad norte se emplaza el cráter activo con un pequeño domo en su interior y actividad fumarólica casi permanente (Moreno *et al.*, 1991; González-Ferrán, 1995). Además del cono principal, se dispone otro cono al noroeste del complejo con un cráter erosionado y abierto al suroeste (volcán la Engorda de González-Ferrán, 1995) y un cono construido sobre el cono La Engorda con un cráter de 1 km de diámetro y un pequeño cono con cráter en su interior denominado volcán Plantat II por González-Ferrán (1995).

Los productos de este volcán, de composición, principalmente, andesítica, son efusivos (lavas y en menor medida, domos), además de piroclastos de caída en torno a los cráteres. Morenos *et al.* (1991) mencionan, además, la presencia local de posibles flujos escoriáceos.

En número de erupciones históricas reportadas varía entre 7 y 21 entre 1822 y 1960 (Bruggen, 1950; Casertano, 1963; González-Ferrán, 1995; Petit-Breuilh, 2004), las cuales habrían sido de baja explosividad (índice de explosividad volcánica 1 o 2) caracterizadas, principalmente, por explosiones y columnas de gases y cenizas. Es difícil precisar cuántos de estos registros pueden ser considerados erupciones propiamente tales, siendo posible que parte de estos registros correspondan a reactivaciones menores o incrementos de actividad fumarólica. Además, es posible que entre este volcán y el Maipo existan registros de erupciones erróneamente asignadas a uno u otro, debido a que al volcán San José se le ha llamado Maipo y Maipú en algunas fuentes documentales desde el siglo XVIII (Petit-Breuilh, 2004), y, además hasta la década del 60 del siglo pasado algunos autores consideraban el volcán Maipo como extinto.

El Complejo volcánico San José está cubierto por un extenso glaciar en su flanco oriental y varios de menor volumen hacia el lado occidental, existiendo el peligro de generación de lahares, además de flujos piroclásticos de escasa extensión y lavas de volumen reducido hacia la hoya del río Maipo, caída de bombas y bloques en el área proximal, y lluvia de ceniza y lapilli en el sector argentino (Moreno *et al.*, 1991; González-Ferrán, 1995). Dentro de los volcanes de esta zona solo este volcán registra una concentración de actividad sísmica entre 1986 y el 2001 (Barrientos *et al.*, 2004)).

El volcán Maipo está ubicado en las nacientes del río Maipo, en la Región Metropolitana de Santiago en las coordenadas geográficas $34^{\circ}9'39''$ de latitud S y $69^{\circ}49'44''$ de longitud O, con una altitud de 5,264 msnm y ubicado a unos 85 km aproximados al este de Rancagua y a 77 km aproximados al sureste de San José de Maipo.

Este volcán es parte del Complejo eruptivo Caldera El Diamante-Volcán Maipo constituyendo el estadio más reciente dentro de su evolución, posterior al colapso de la caldera hace aproximadamente 150.000 años (Lara *et al.*, 2008). Su edificio incluye lavas y depósitos piroclásticos producto de actividad central, y un cono de tefra y lava en sus flancos (González-Ferrán, 1995), los cuales forman una suite andesítico-basáltica a dacítica con una tendencia evolutiva hacia productos más evolucionados y potencialmente más explosivos (Sruoga *et al.*, 2005). Se han reconocido siete eventos principales en los últimos 100 ka (Sruoga *et al.*, 1998, 2000, 2005). Se estima que a los 45 ka, el estilo eruptivo sufrió un cambio drástico pasando de netamente efusivo a mixto, a uno con fuerte participación de actividad explosiva, incluyendo tres depósitos postglaciales, de flujo piroclástico de escoria y de caída de bombas y pomez, todos de pequeño volumen (Sruoga y Feineman, 2009).

Este volcán no tiene actividad fumarólica y está lejos de regiones pobladas, lo que ha dificultado la observación y registro de erupciones. Hasta los años 70 era considerado apagado (Bruggen, 1950), extinto (Casertano, 1963) o sin erupciones históricas (González-Ferrán, 1972; Moreno, 1974). Posteriormente, se le han asignado hasta 11 erupciones entre 1788 y 1929 (González-Ferrán, 1995; Petit-Breuilh, 2004). Sin embargo, existiendo registro de erupciones inciertas entre este y el volcán San José, solo las erupciones de 1826, 1829, 1905 y 1912 se atribuyen al Maipo con certeza (Petit-Breuilh, com. Pres., en Sruoga y Feineman, 2009). Todas las erupciones documentadas habrían sido de baja explosividad (índice de explosividad volcánica 1 o 2) caracterizadas principalmente por ruidos, sismos, explosiones y columnas de gases y cenizas (González-Ferrán 1995; Petit-Breuilh, 2004). La erupción de 1826 habría generado un cono de tefra y lava en su ladera oriental, cuyo embalse habría dado origen a la laguna El Diamante (González-Ferrán, 1995; Petit-Breuilh, 2004).

La erupción de 1826 habría generado un cono de tefra y lava en su lado oriental, cuyo embalse habría dado origen a la laguna El Diamante (González-Ferrán, 1995; Petit-Breuilh, 2004). Existe un único registro de generación histórica de pequeños lahares en 1931, pero su origen es controversial entre el San José y Maipo, además, el depósito de caída de pomez postglacial podría ser histórico (Sruoga y Feineman, 2009)

Los peligros son la caída de bombas y bloques en el área proximal, caída de ceniza y lapilli, principalmente, hacia el lado argentino, lavas y flujos piroclásticos, pero probablemente reducidos en volumen con respecto a aquellos flujos vinculados con el colapso de la caldera del Diamante. (Bustamante *et al.*, 2010).

C . Estructura Geotermal

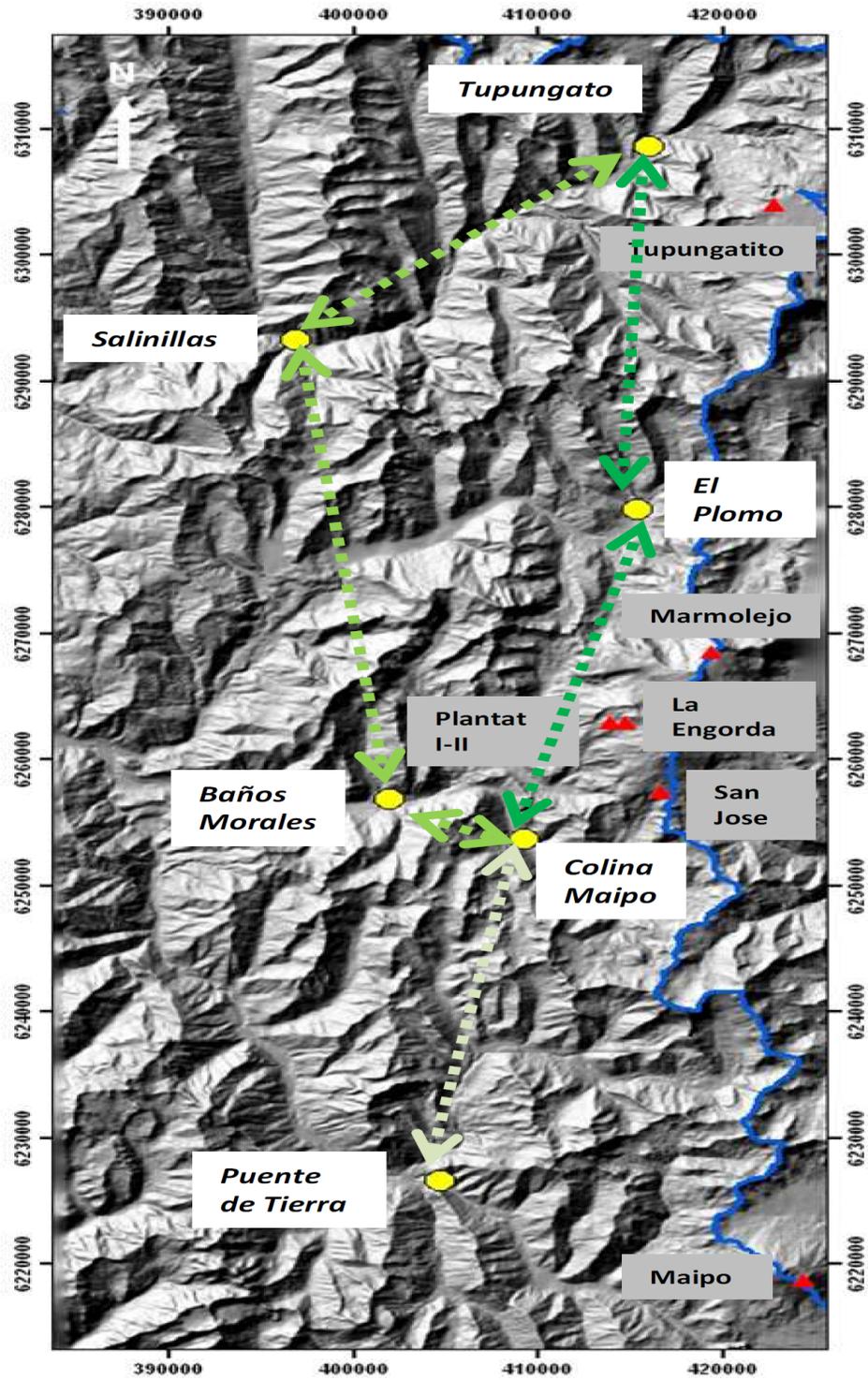
Existe un estudio muy completo de Bustamante *et al.*, 2010, enfocado en la zona de las termas del Plomo, aunque en él se presentan implicancias para el sector central andino relacionado al volcanismo (volcán Tupungatito, volcán San Juan, volcán Marmolejo, complejo volcánico San José y volcán Maipo) y fuentes termales (Tupungatito, Salinillas, El Plomo, Colina Maipo o Baños Colina, Baños morales y Puente de Tierra). Estudio disponible en la biblioteca del SERNAGEOMIN.

El estudio de Bustamante *et al.* (2010) se exponen las metodologías, resultados, discusiones y conclusiones del estudio que fue abordado mediante diferentes disciplinas de las ciencias de la Tierra. En él se encuentra un estudio de Geología Regional donde, al igual que en toda la zona del entorno del volcán San José, se encuentra baja alteración hidrotermal en rocas, además, se mide los estratos y estructuras que son, principalmente, subverticales. Se tiene un estudio Geofísico que aborda gravimetría, magnetismo, TEM y MT; en dicho estudio se concluye que las resistividades alcanzadas por el TEM y MT no son las que se alcanzan generalmente en ambientes de reservorios geotermales, en el MT se encuentran estructuras eléctricas subverticales y bajas resistividades asociadas a cuerpos subvolcánicos y fracturas y fallas de rocas.

También, en la investigación hay un estudio hidrogeológico en el que se habla de los distintos acuíferos en la zona, en él, según simulaciones con casi ningún dato de pozos, se establece que el gradiente hidráulico va en favor al afloramiento de las termas del Plomo (que afloran de la formación Lo Valdés), pero no ocurriría mezcla entre dichas aguas y las de la cuenca del Yeso respaldado en estudios químicos de las aguas que muestran que no hay mezcla. Además, se hace un balance de recarga y descarga que haría imposible que la recarga de la cuenca del Yeso esté asociada a la descarga de las aguas termales, según el estudio.

En el estudio, en el ámbito hidroquímico se propone que todas las fuentes termales en la zona estarían conectadas por estructuras subverticales y flujos, incluso laterales y al este, de aguas (figura adjunta), esto basado en diagramas de elementos, similares en algún grado. En el estudio hidroquímico se propone que las termas de Baños Colina está más cerca a la fuente calórica debido a su mayor temperatura y su mayor cantidad de concentración de Boro, y de esta termal madre se ramificarían las aguas por flujos subterráneos (incluso en contra del sentido hidráulico este-oeste típico en Chile, por unas decenas de kilómetros).

Por último, en el capítulo donde se aborda el sistema geotermal en la zona de termas de Plomo se reafirma que no existiría reservorio, por las resistividades obtenidas y además se propone que la única fuente de calor que alimentaría todas las fuentes termales aledañas en la zona central andina estaría en algún lugar entre el complejo volcánico San José y el volcán Maipo, finalmente, el reservorio, se dice en el trabajo, podría estar bajo el complejo volcánico San José.

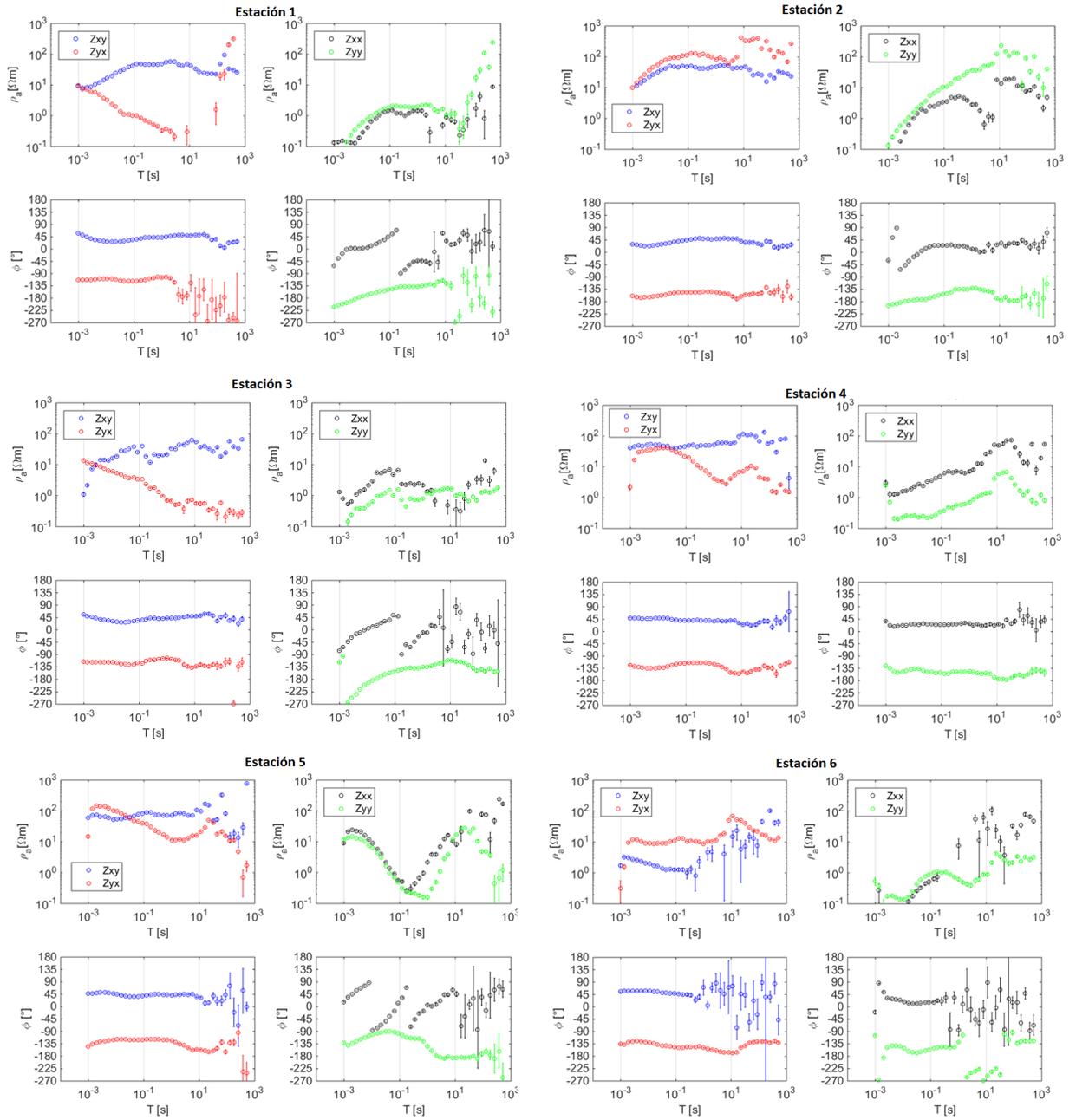


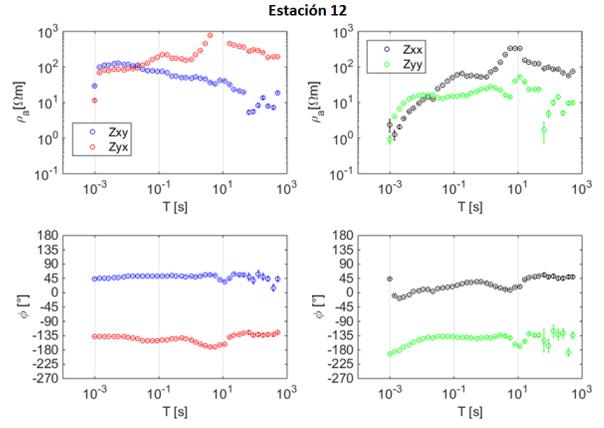
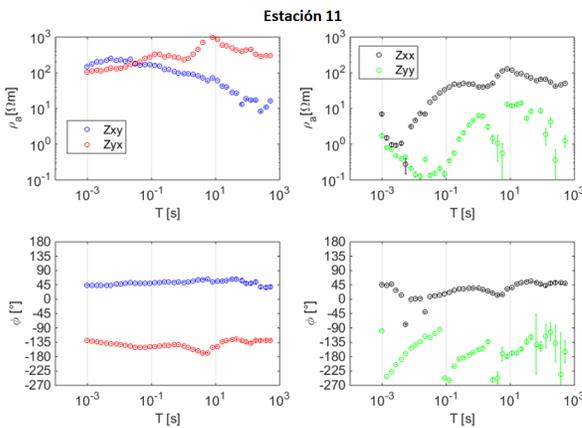
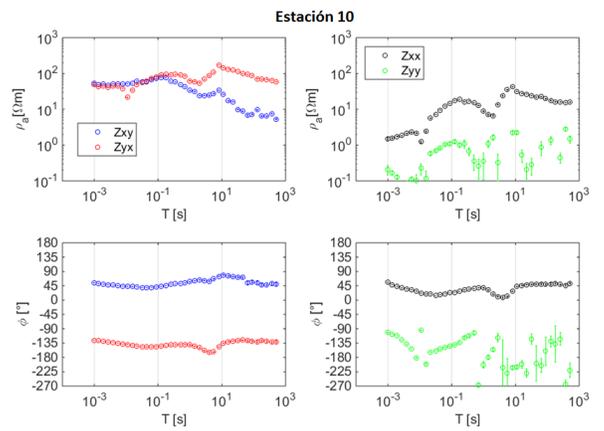
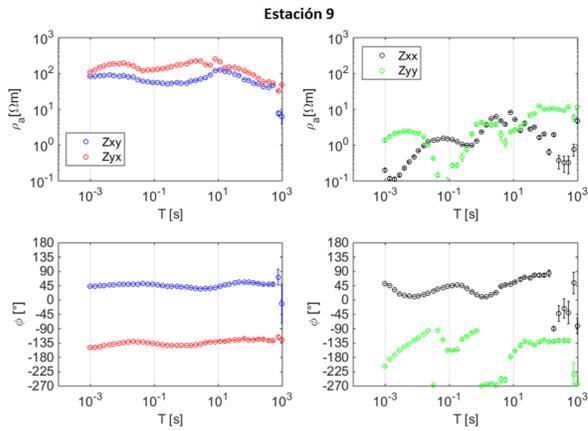
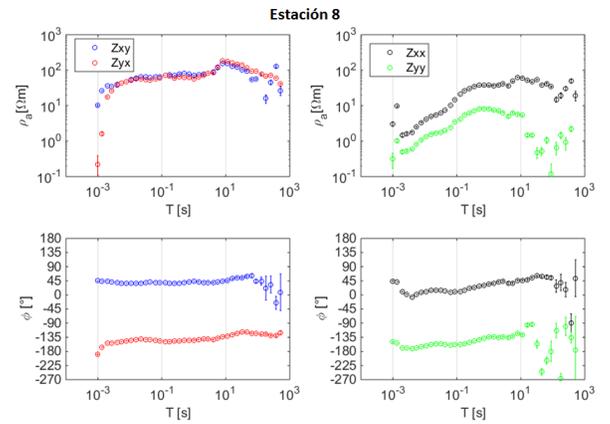
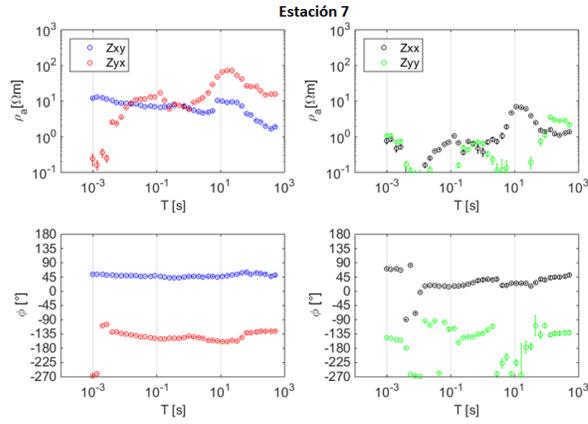
● Afloramiento termal
— Límite internacional
- - - Líneas de flujos
▲ Volcán

Figura 7.5: Mapa de elevación que muestra las termas en la zona central andina y su interacción desde las termas de Baños Colina, el doble sentido de las flechas viene a que estacionalmente, el flujo puede ser inverso pero la fuente de calor estaría más cercana a las termas de Colina.

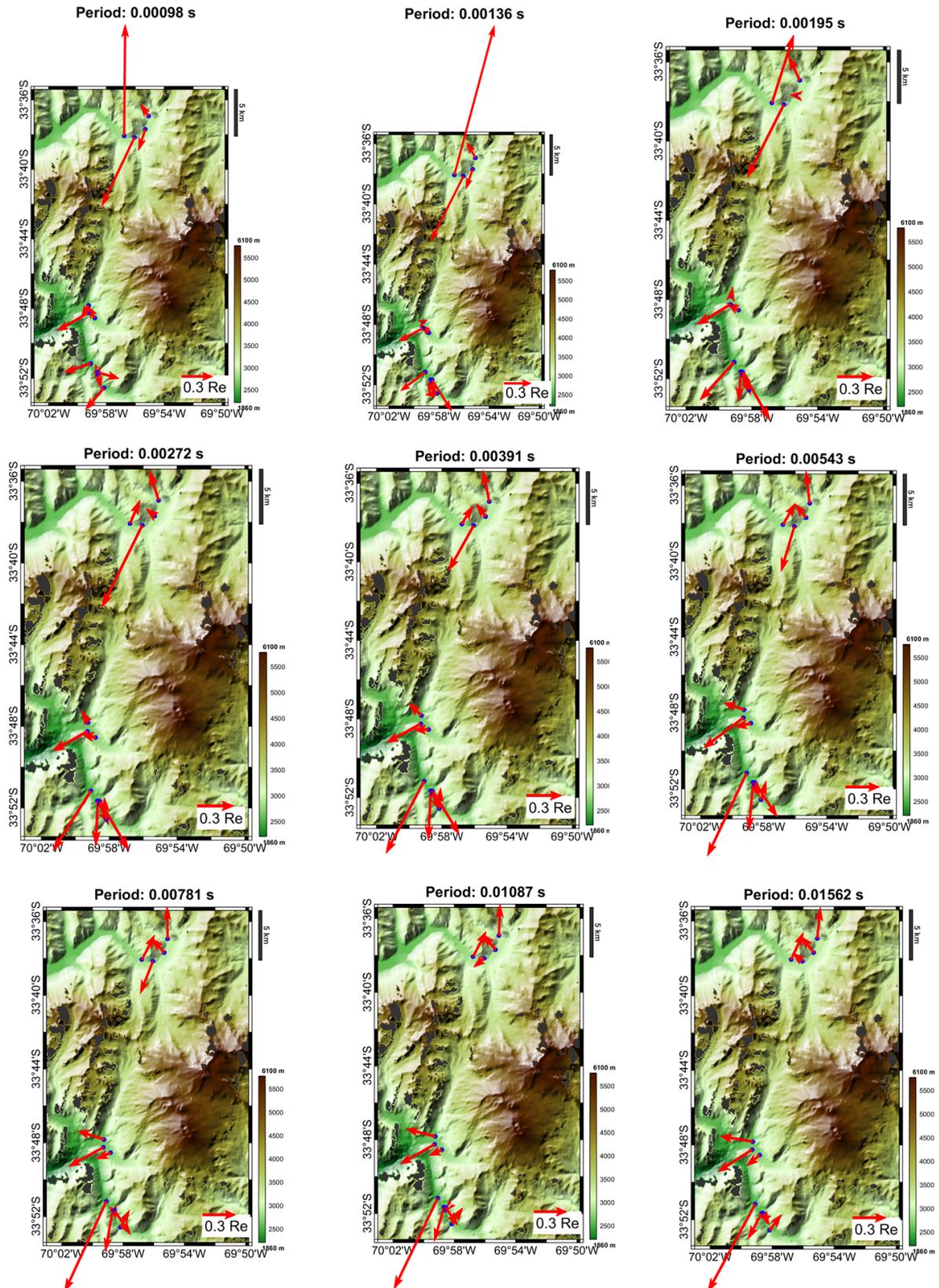
D . Resultados

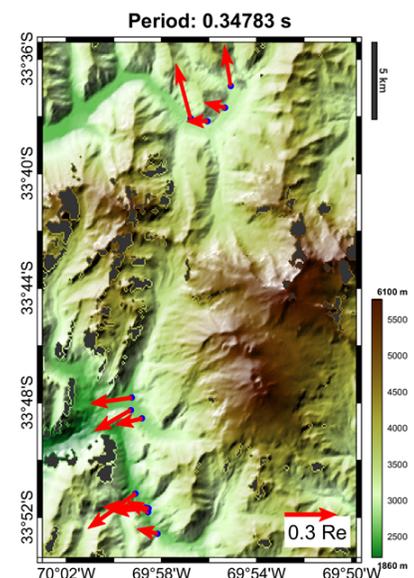
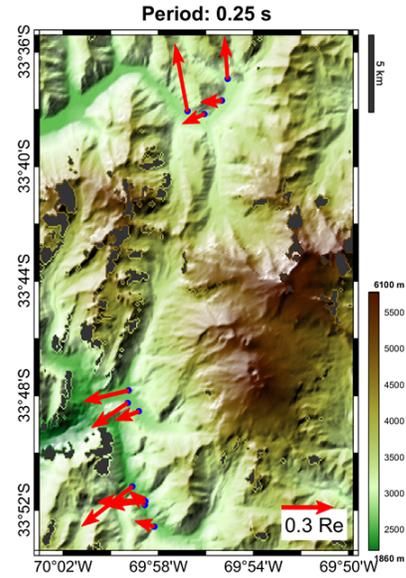
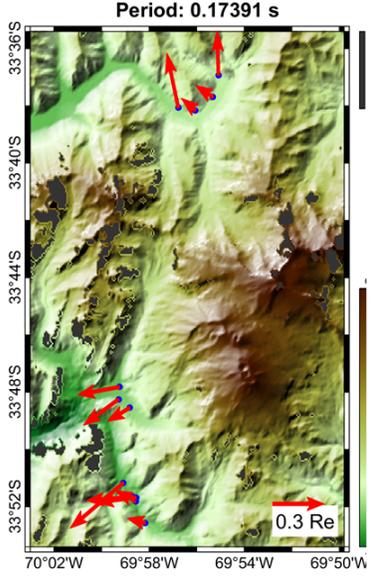
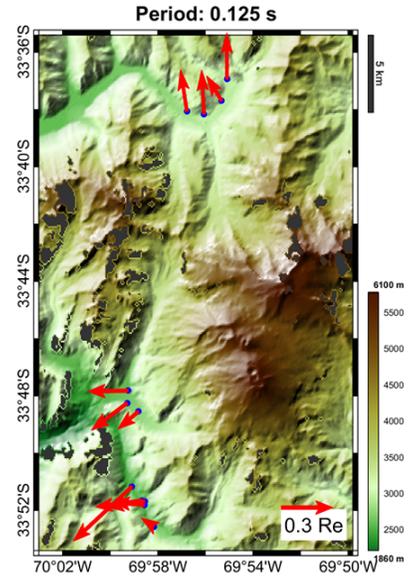
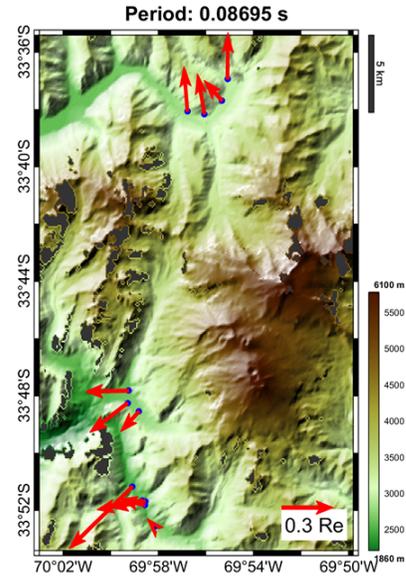
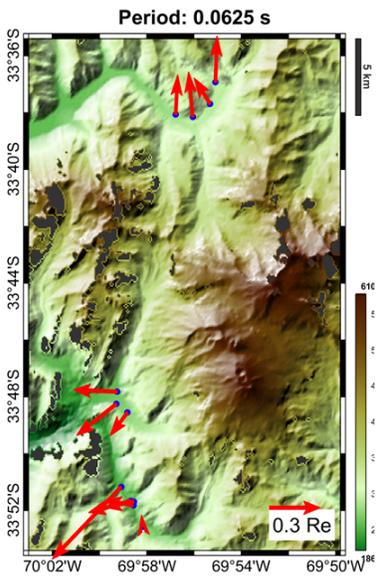
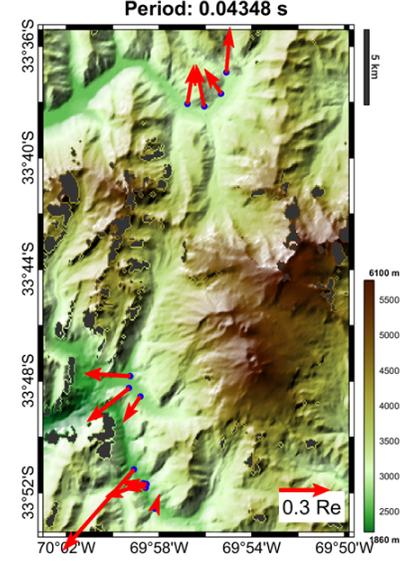
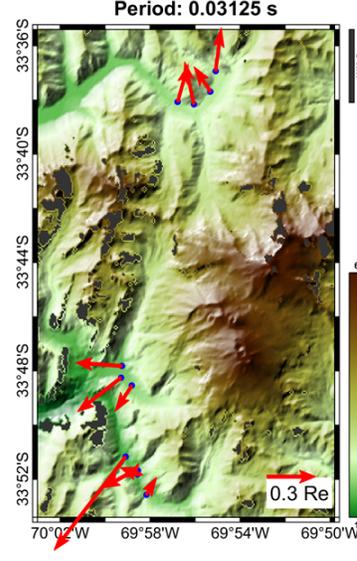
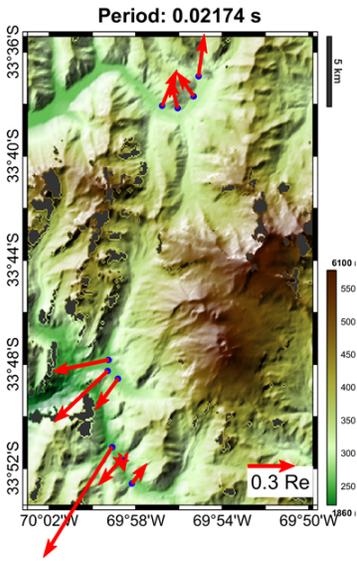
D.1. Resistividad y fase

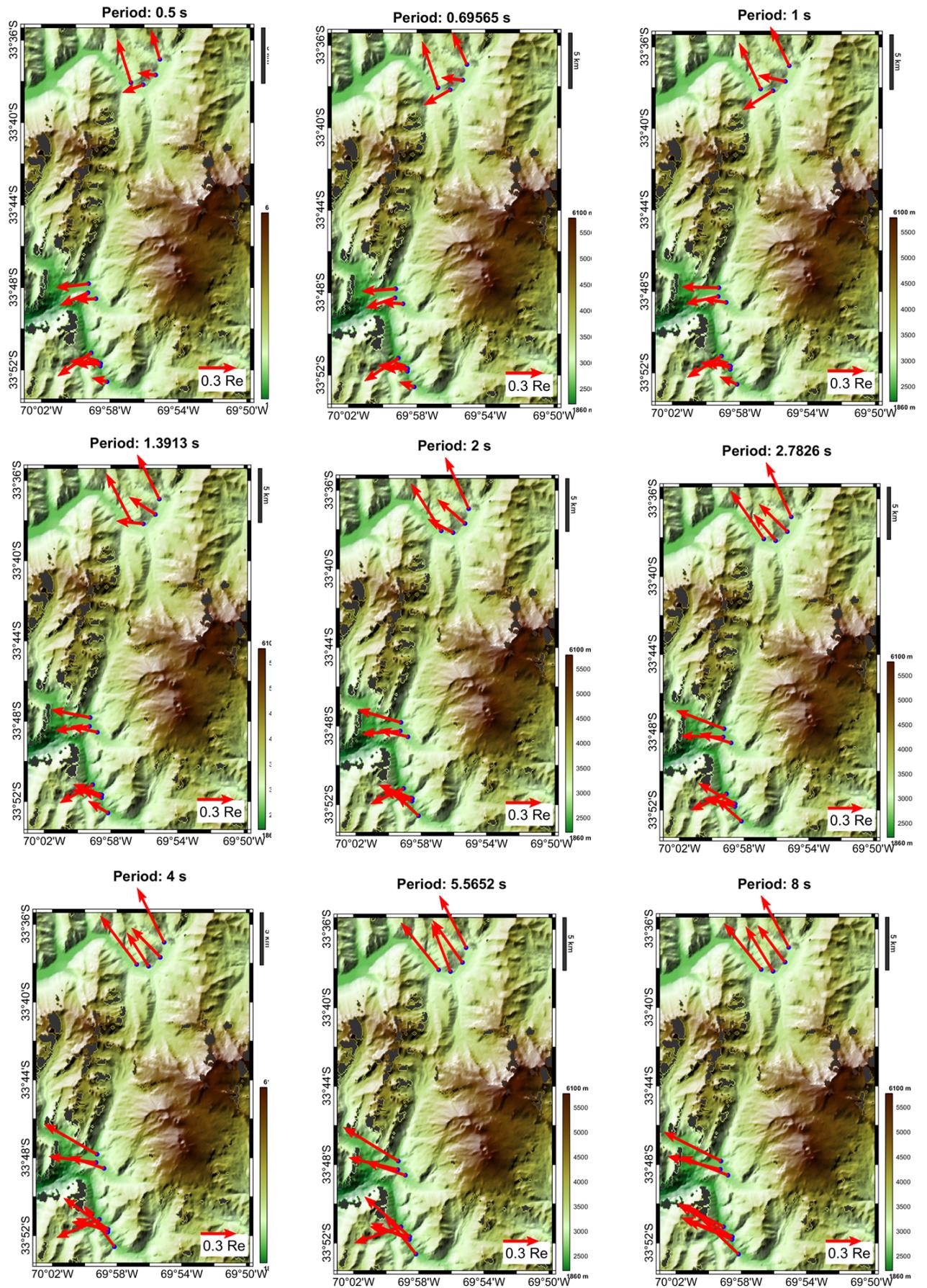


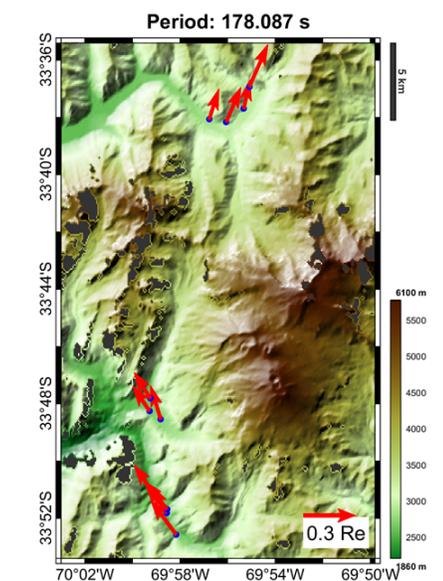
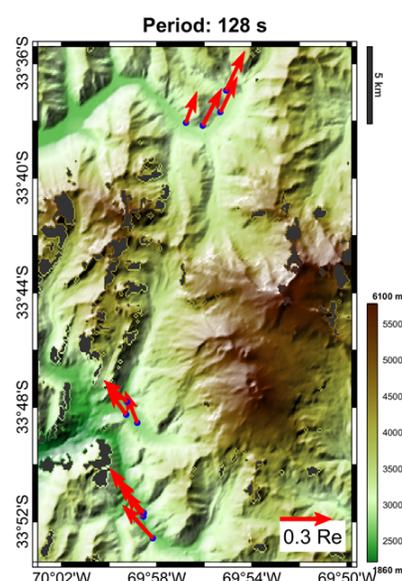
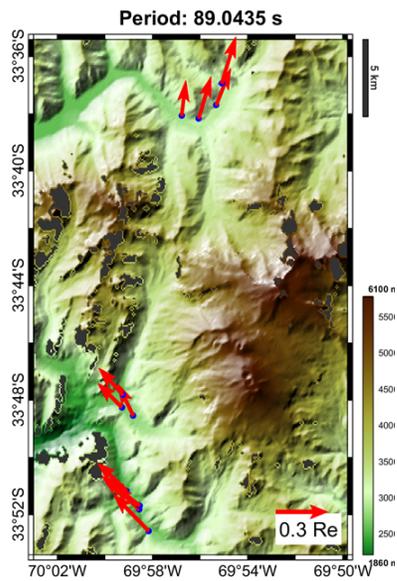
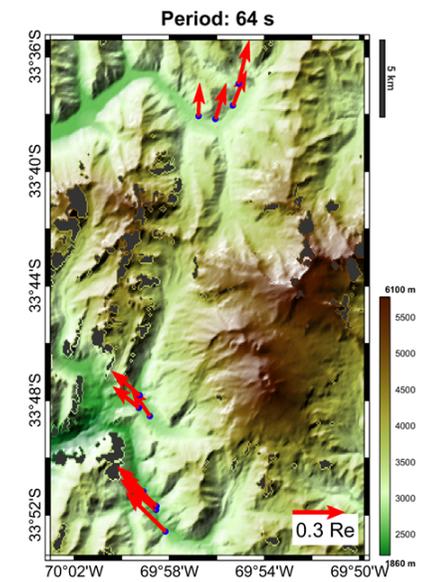
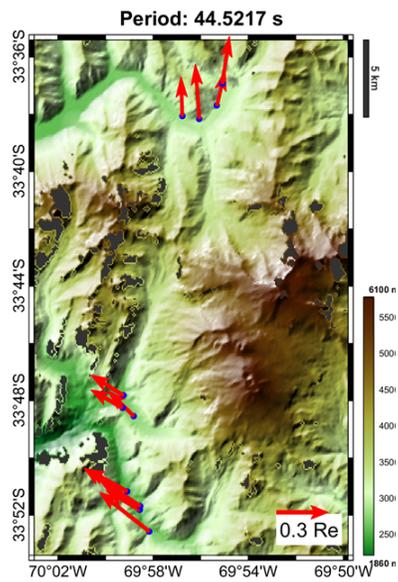
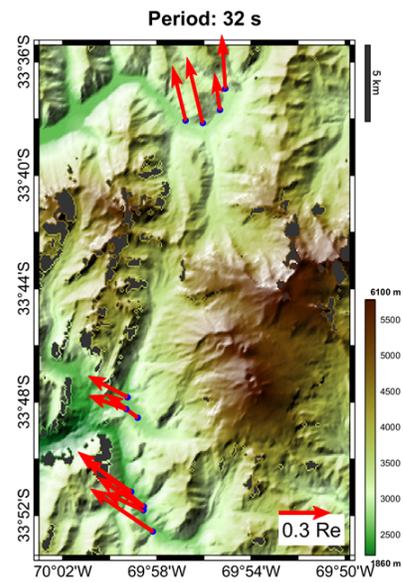
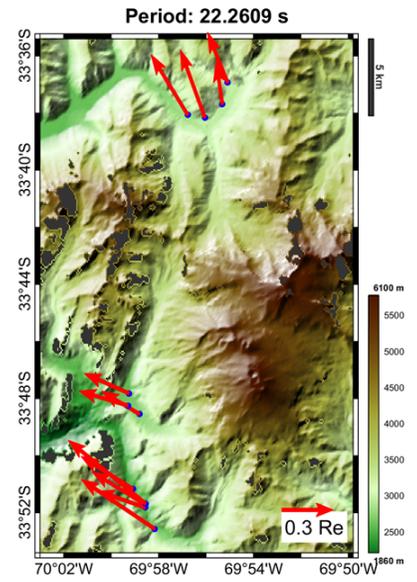
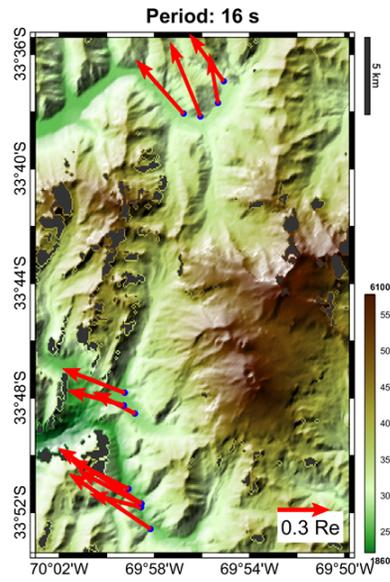
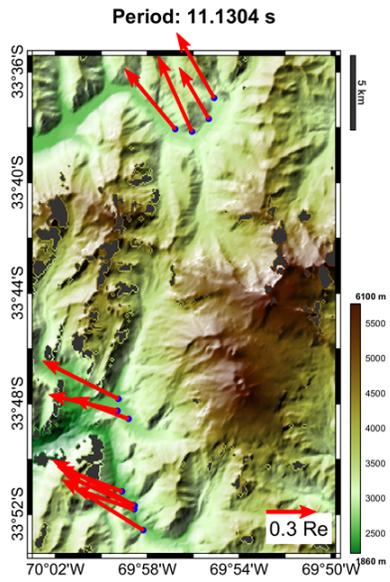


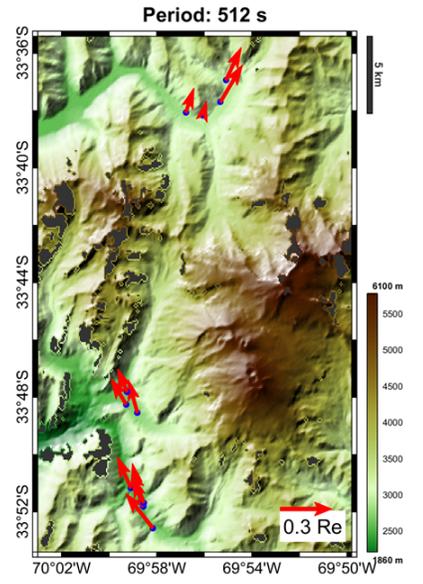
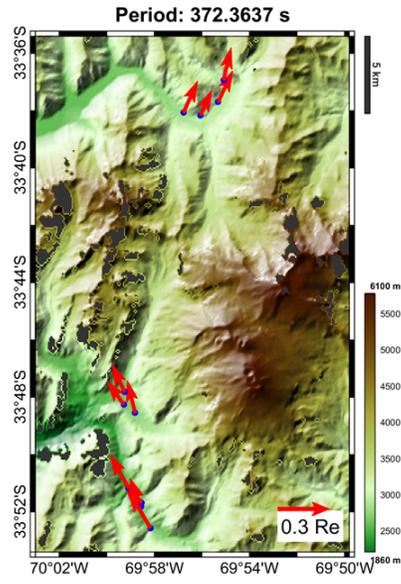
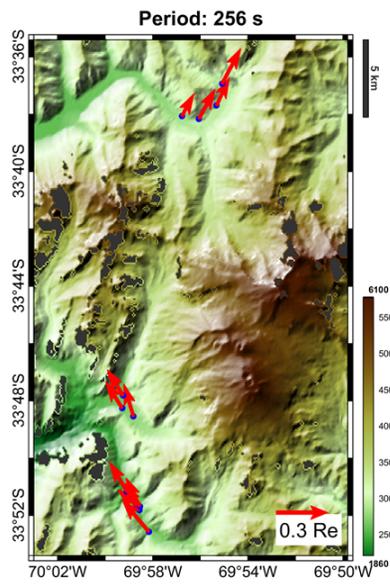
D .2. Flechas de inducción



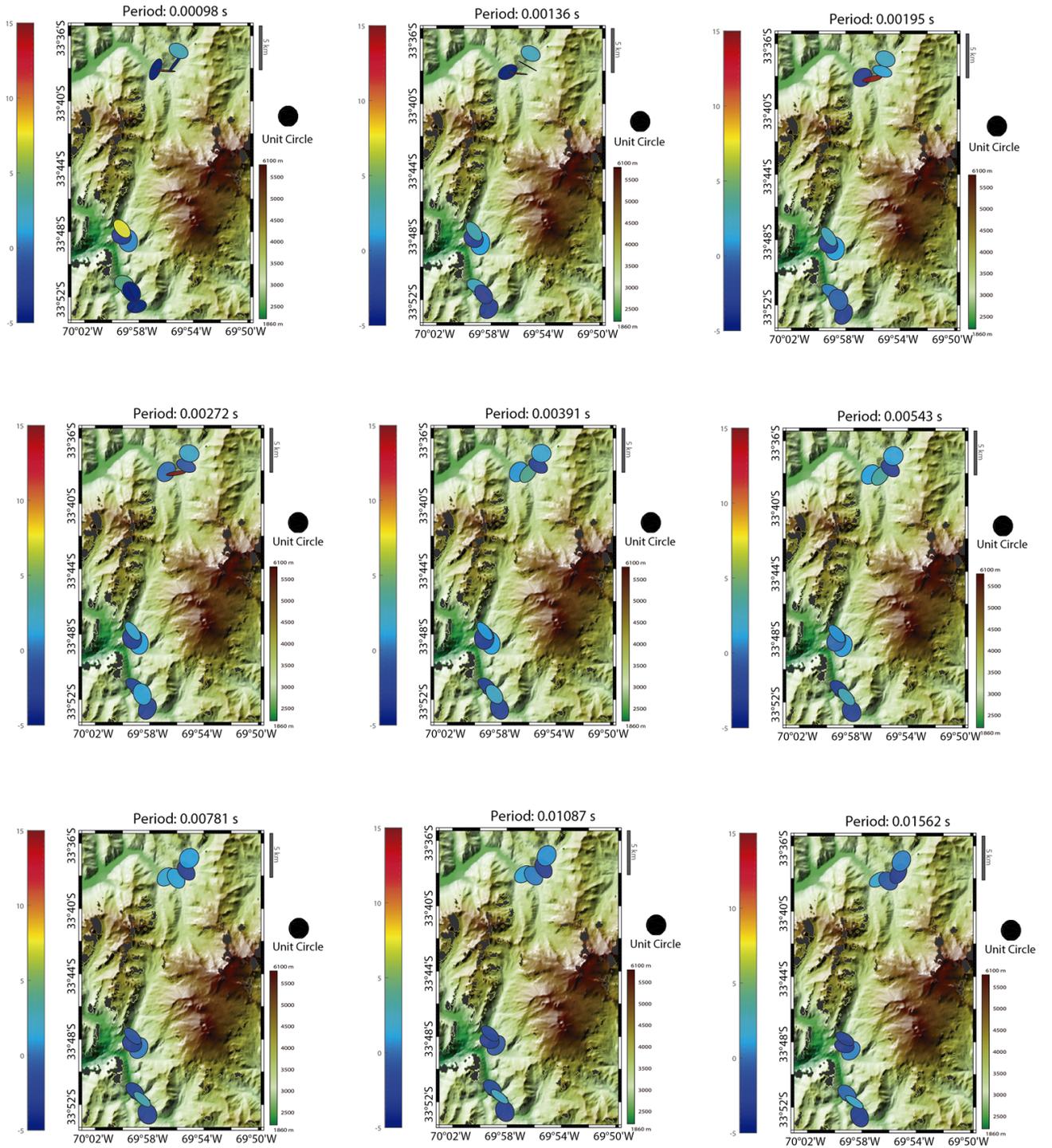


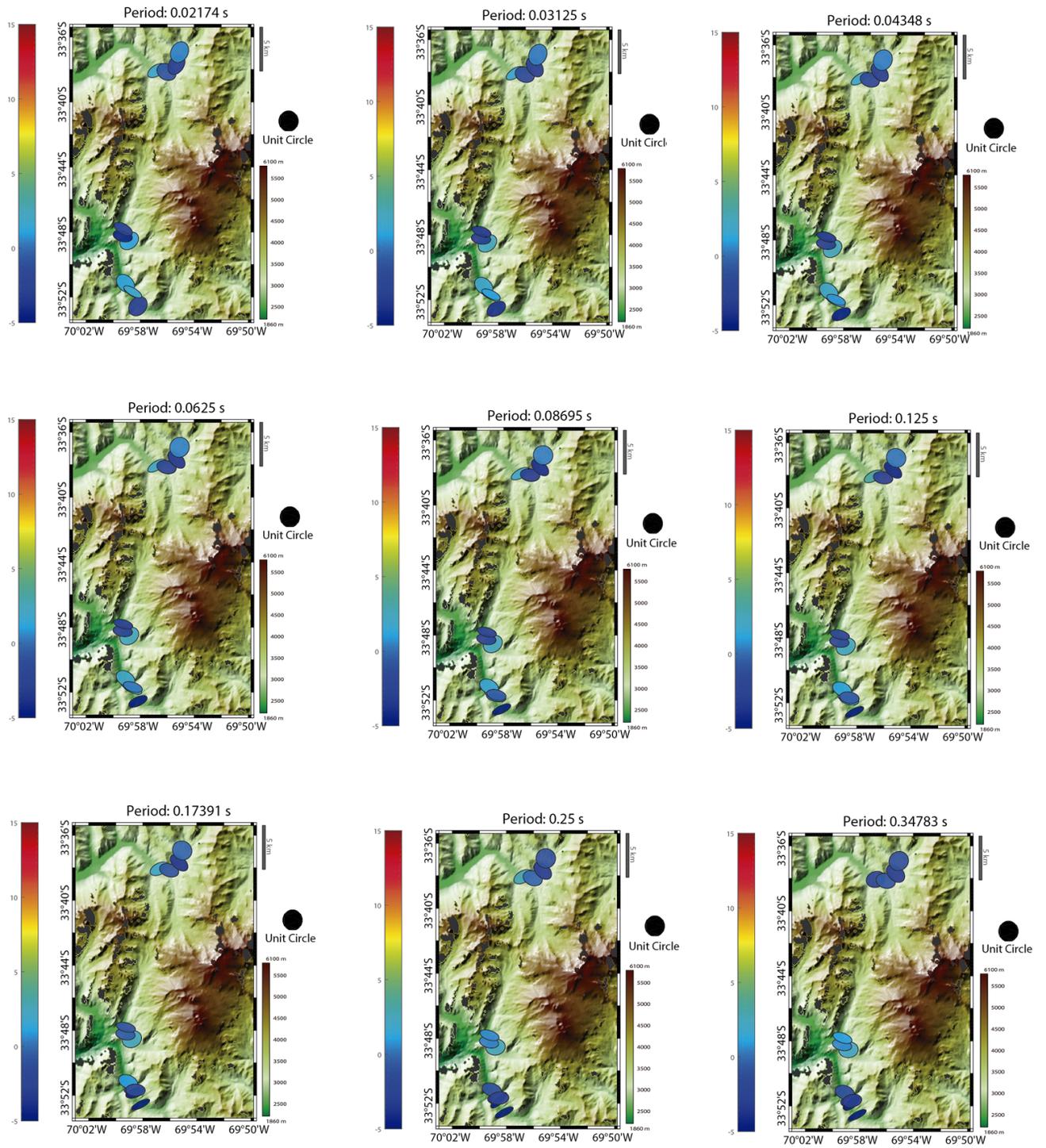


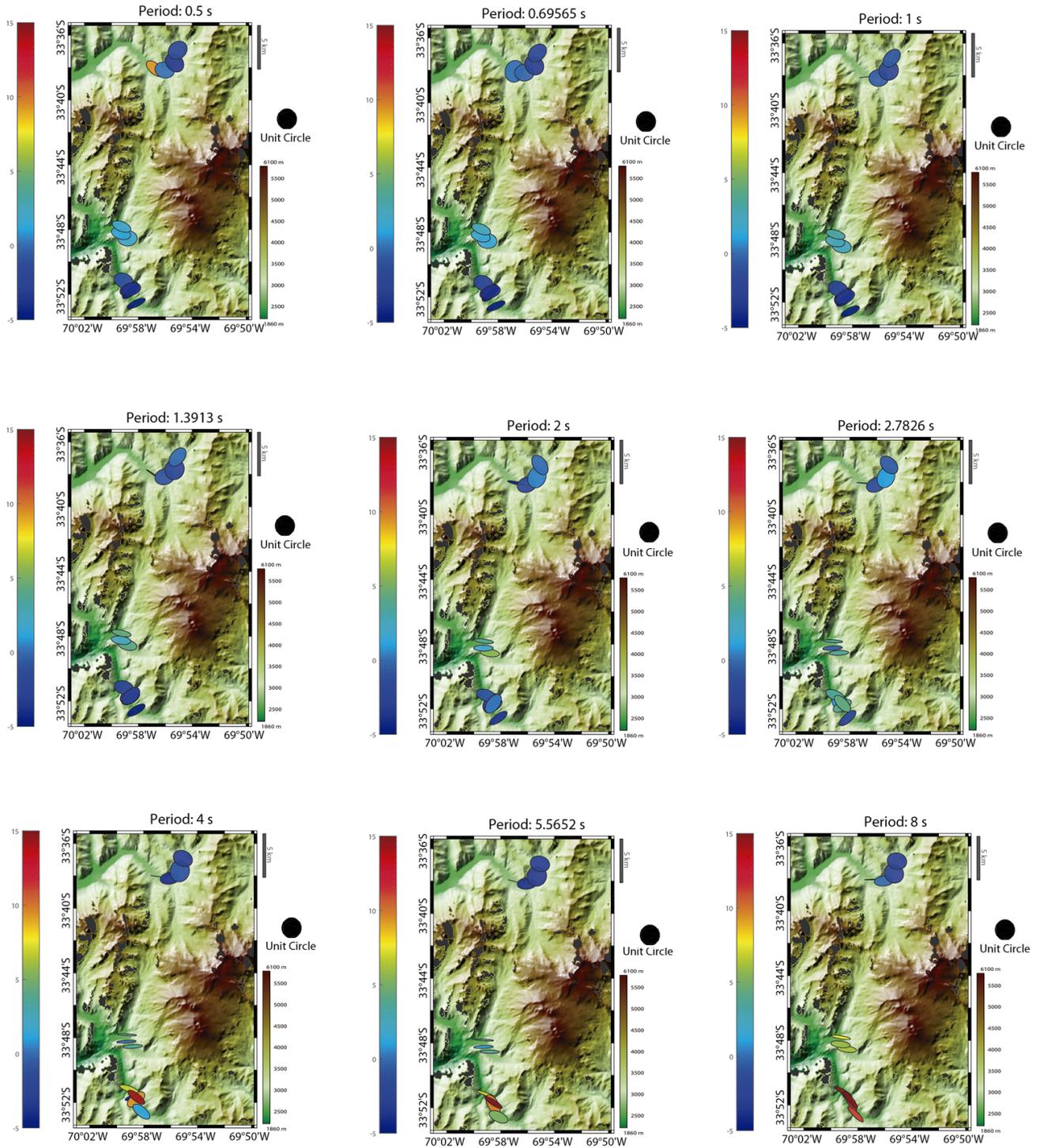


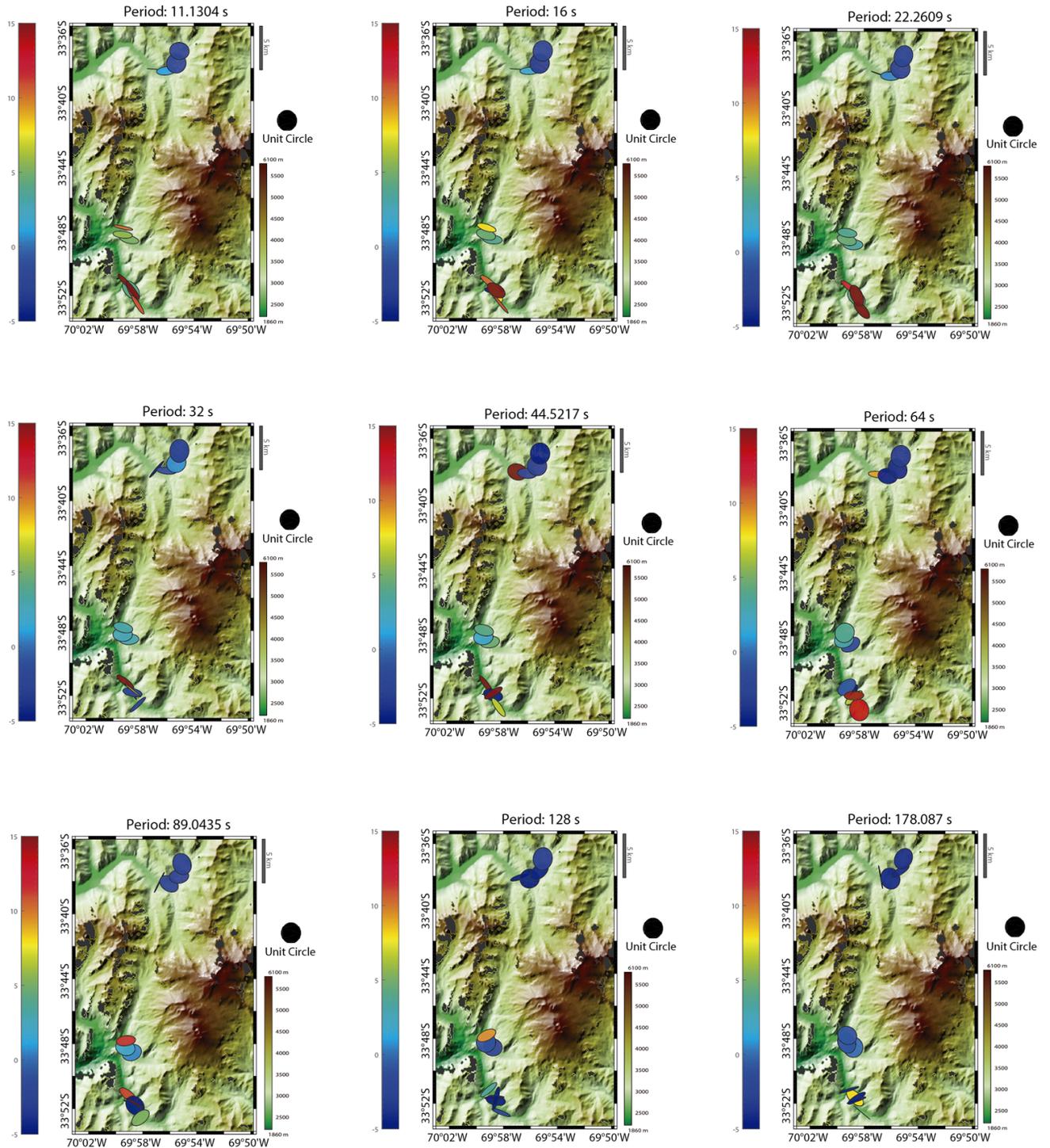


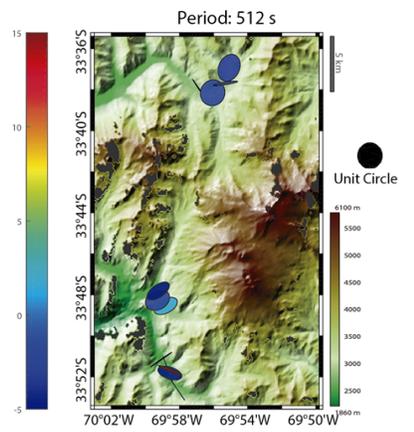
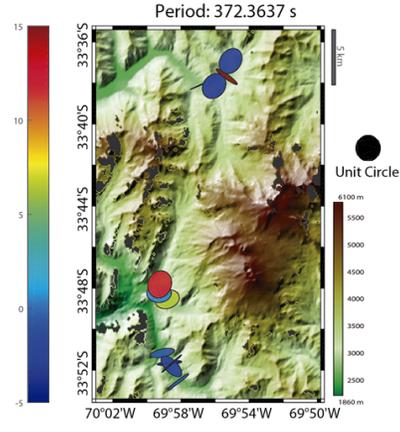
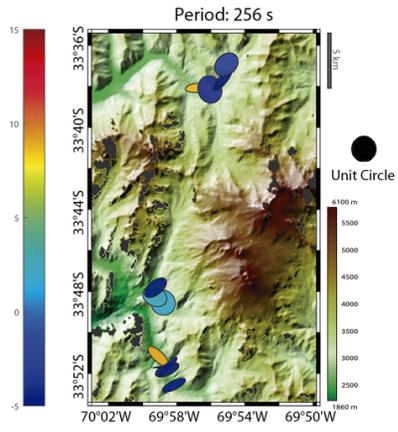
D .3. Elipses del tensor de fase: rellenas con β



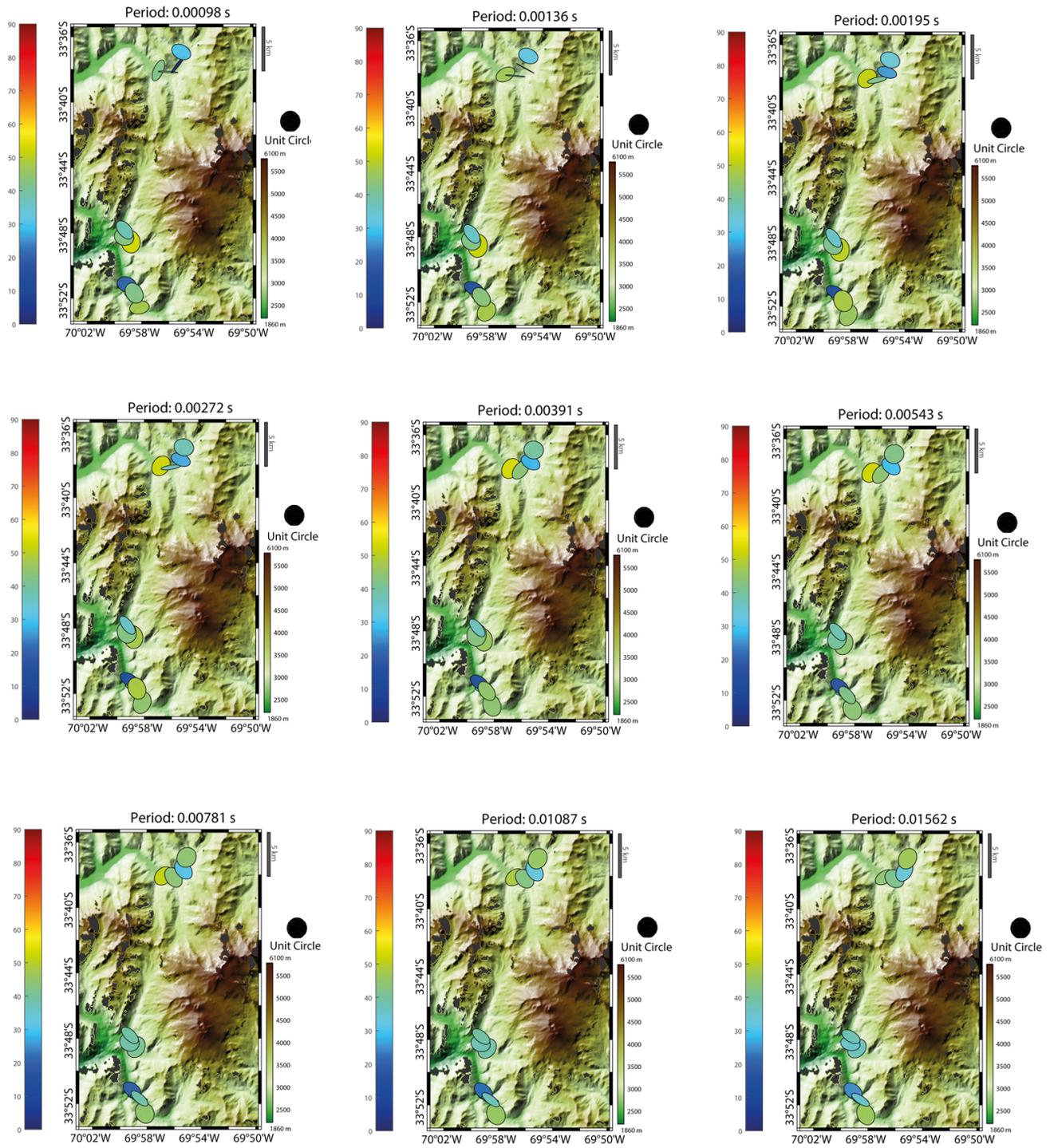


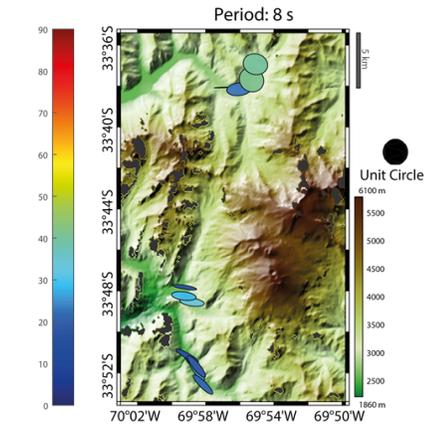
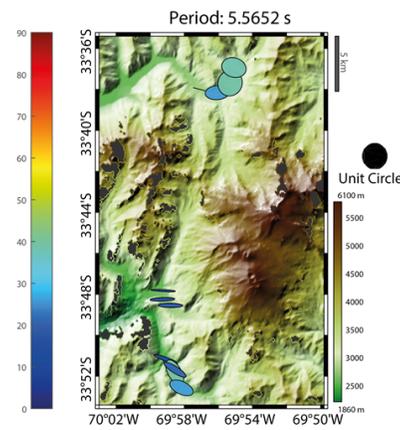
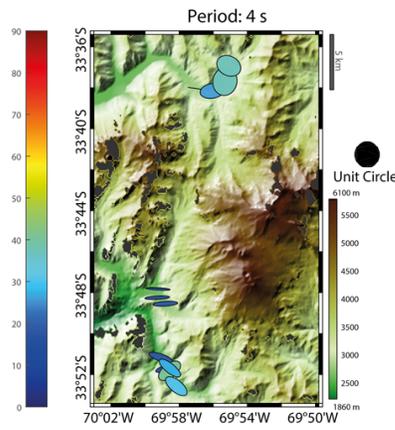
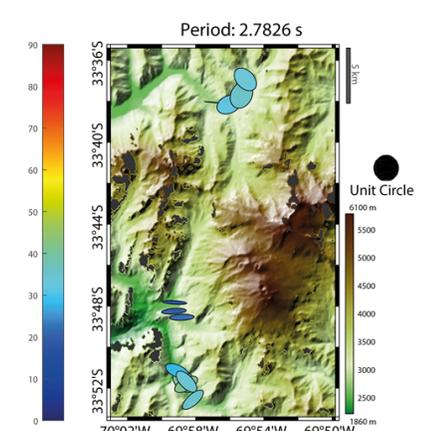
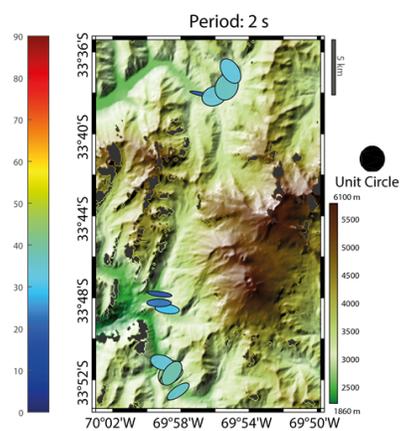
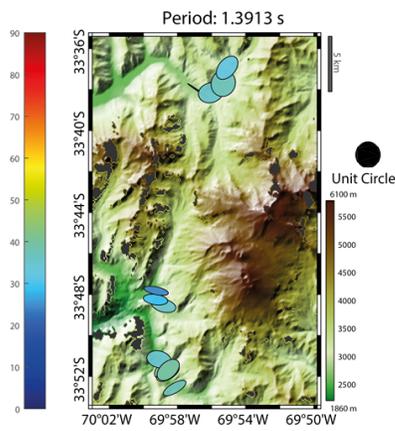
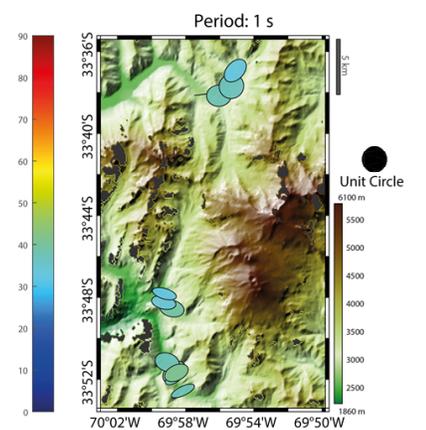
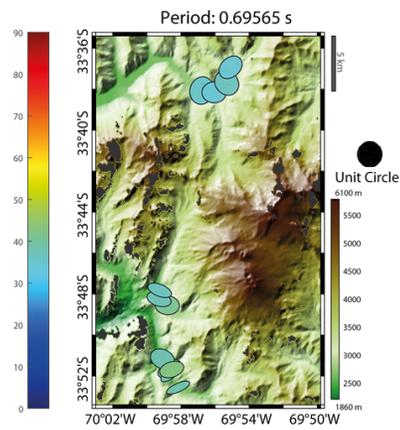
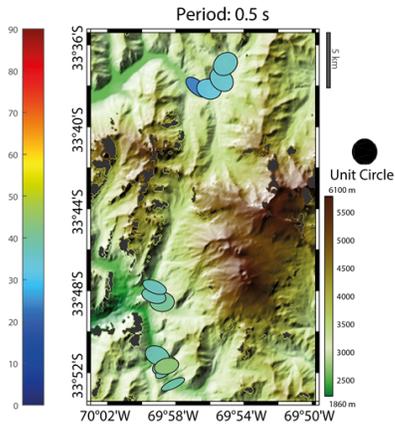


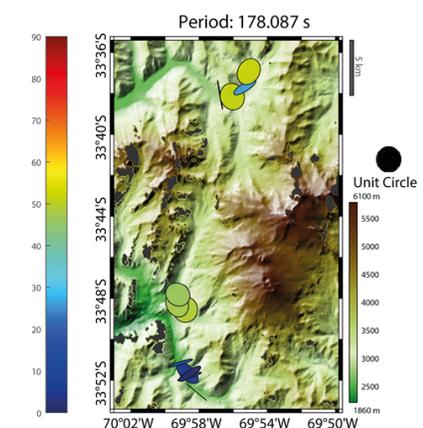
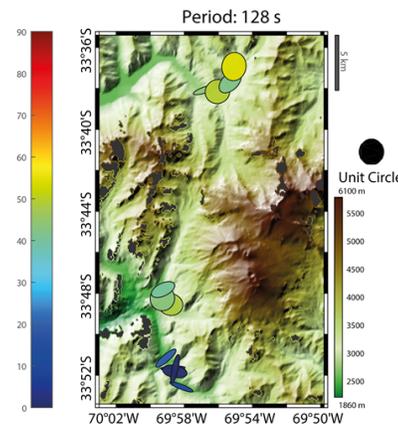
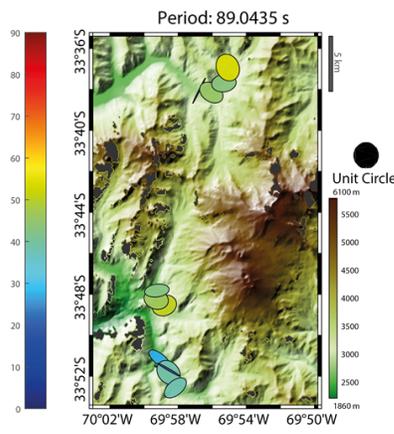
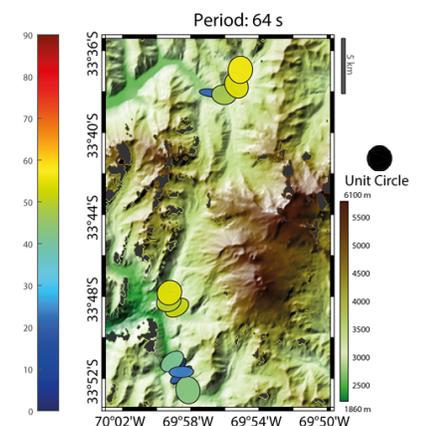
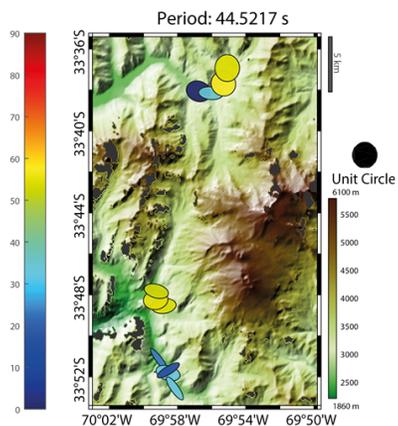
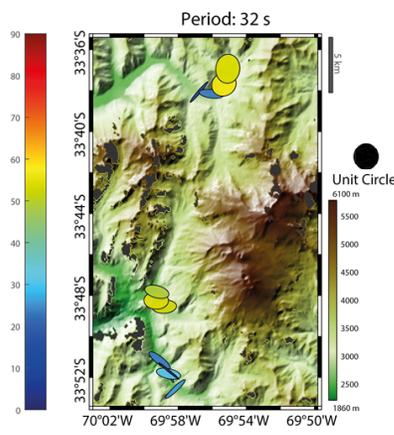
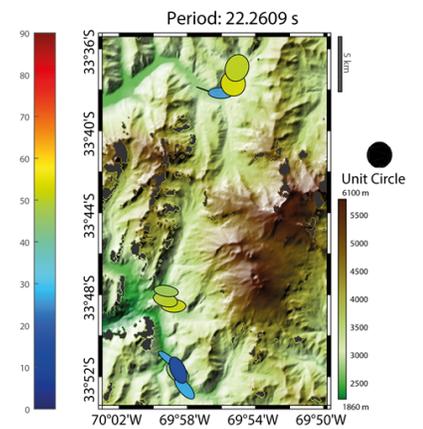
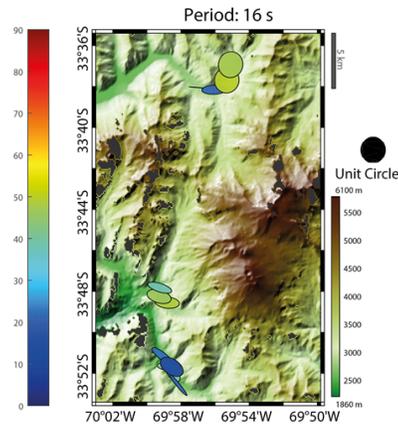
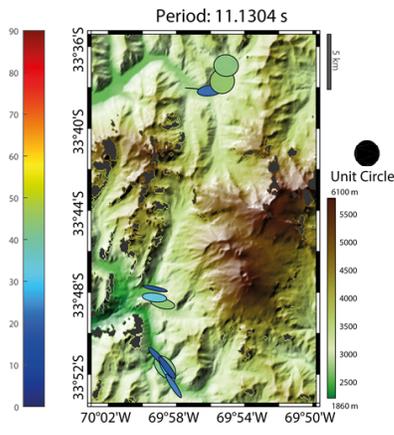


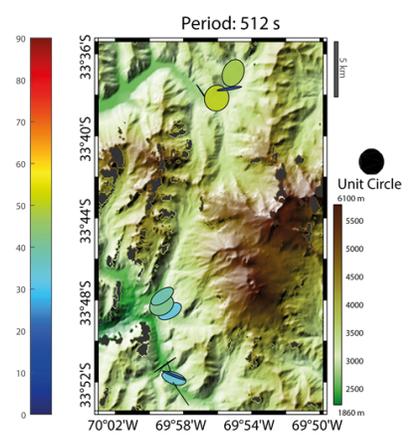
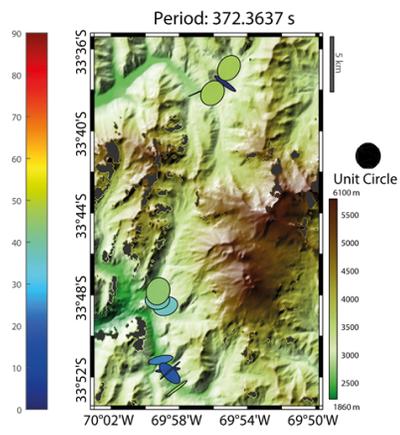
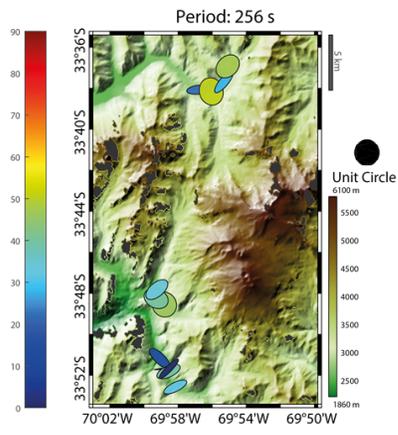


D .4. Elipses del tensor de fase: rellenas con $\tan^{-1}(\phi_{min})$

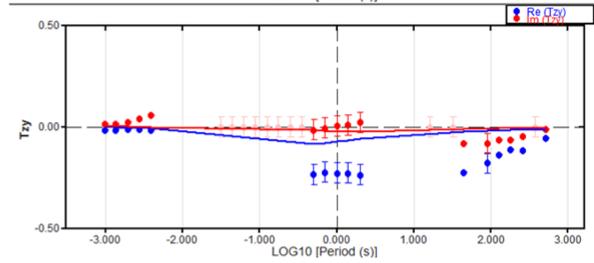
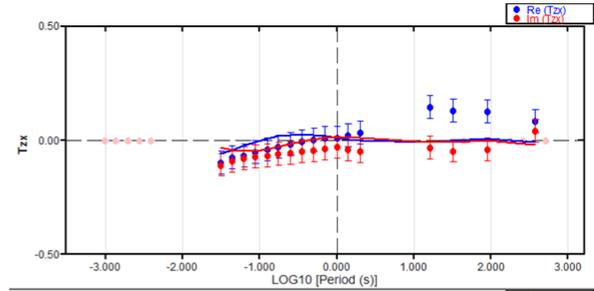
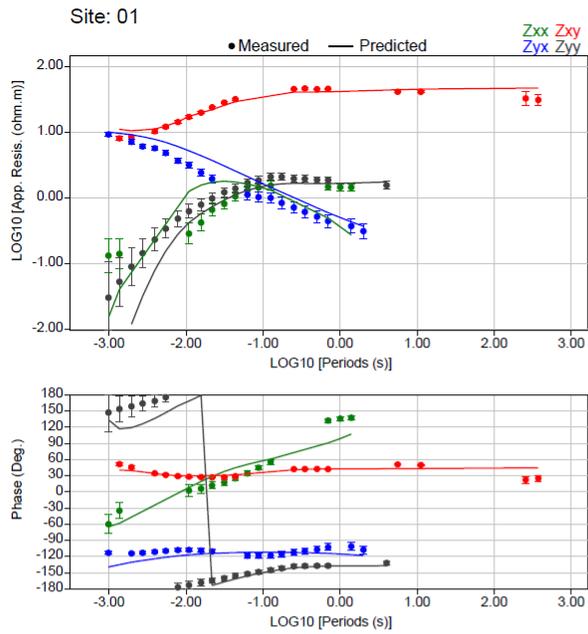




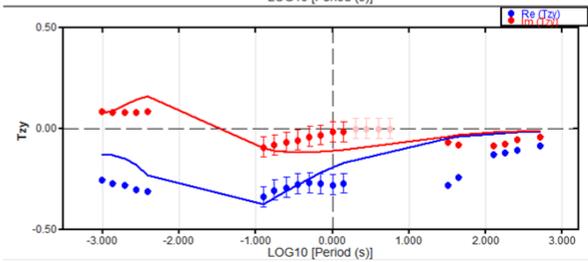
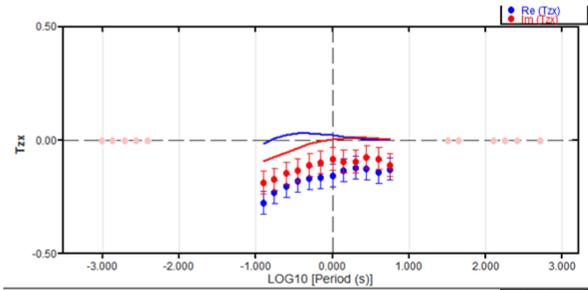
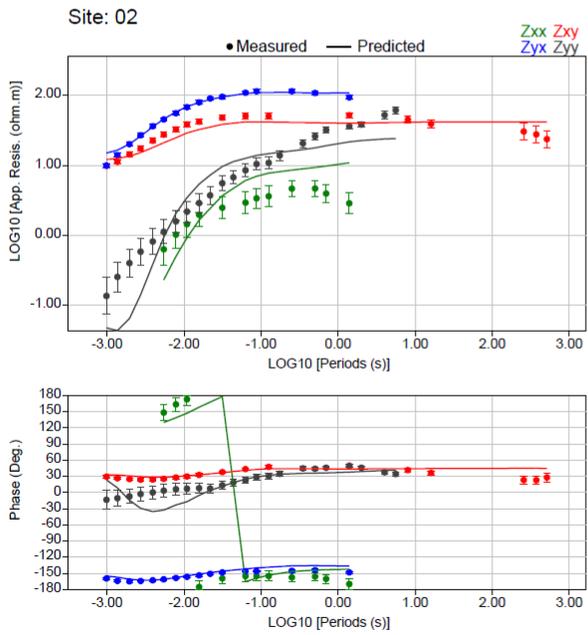




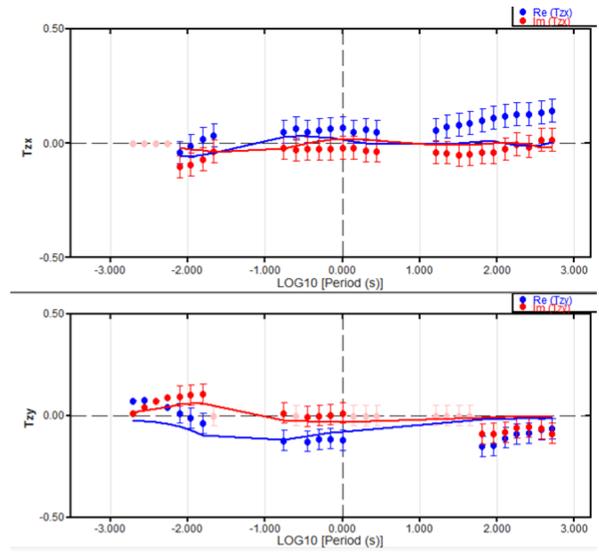
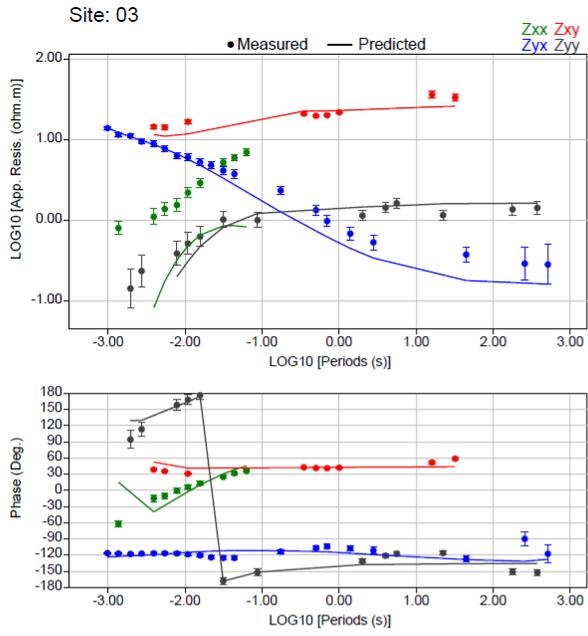
D .5. MT: Ajuste Inversión 3D



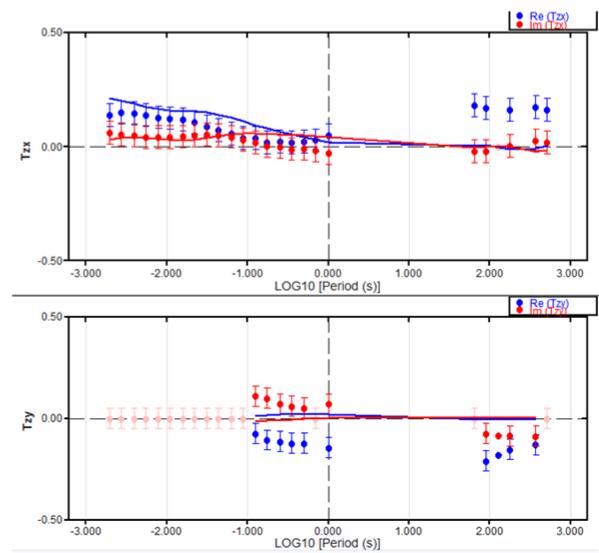
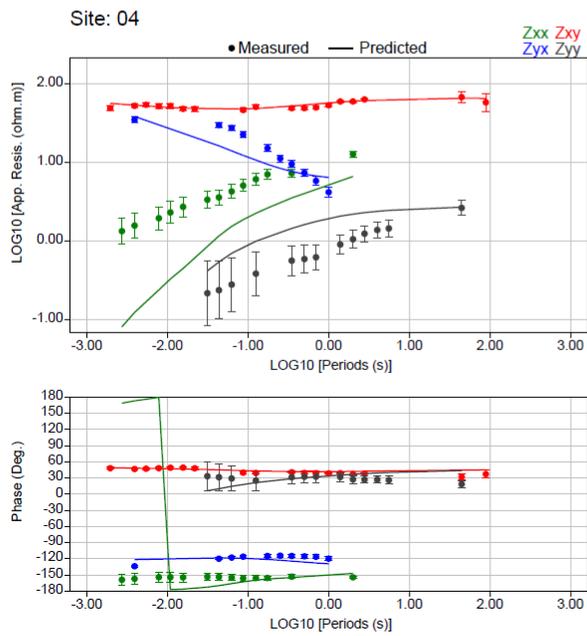
Overview Map



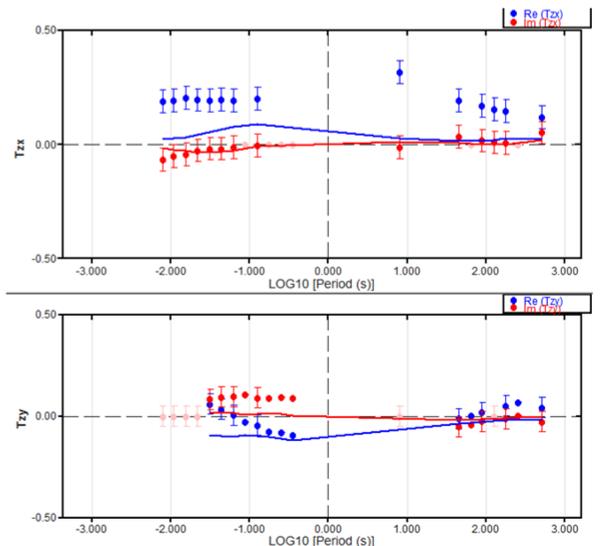
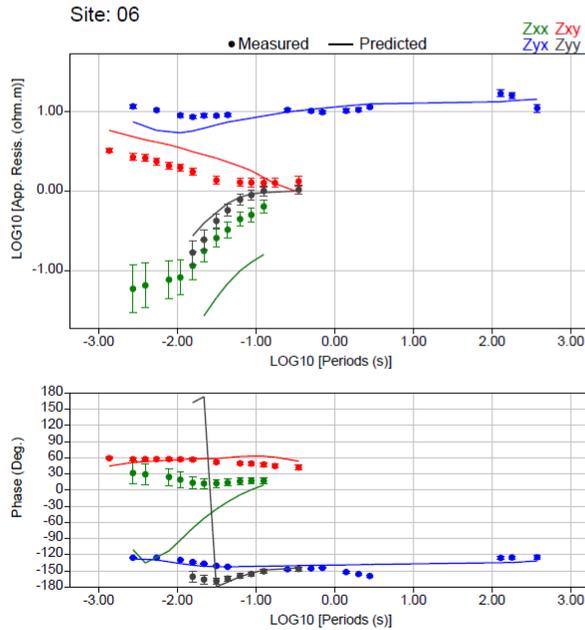
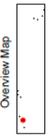
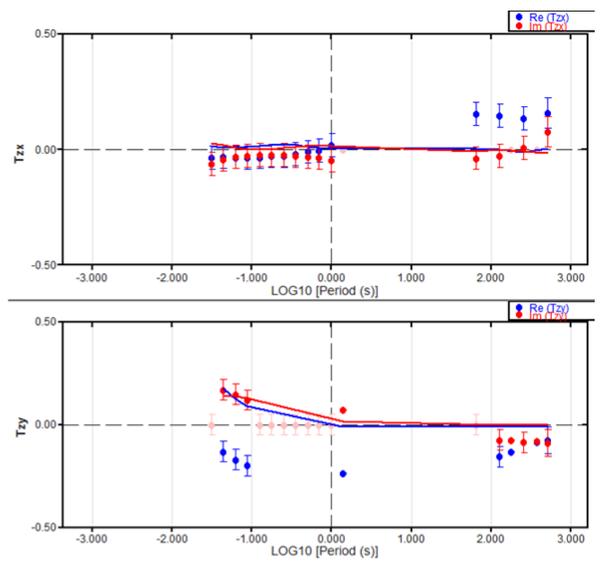
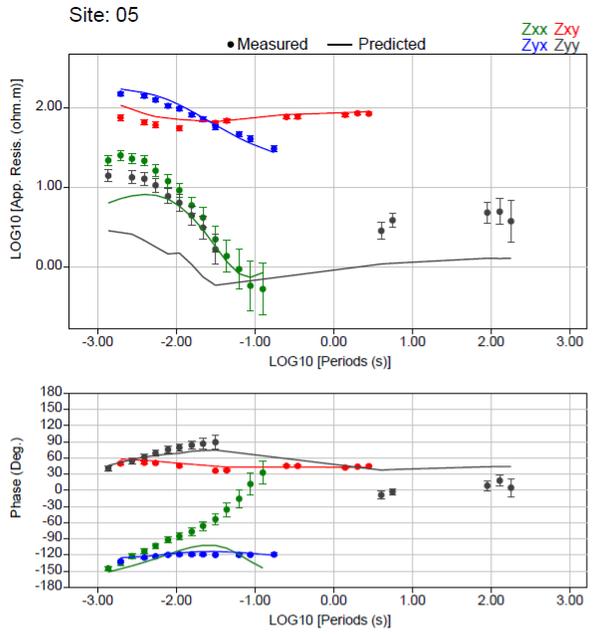
Overview Map

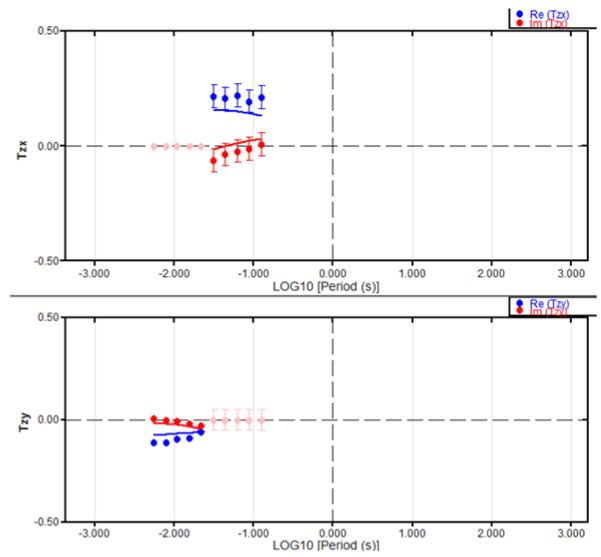
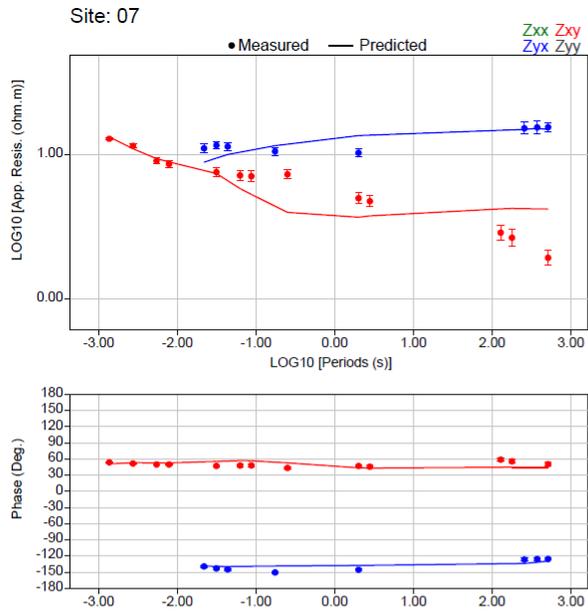


Overview Map

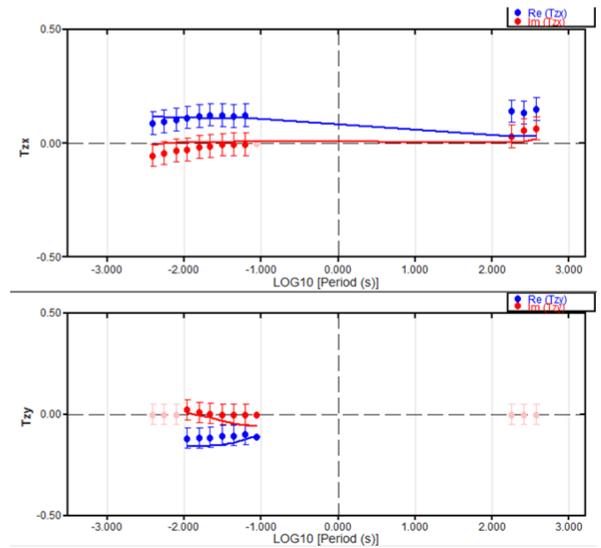
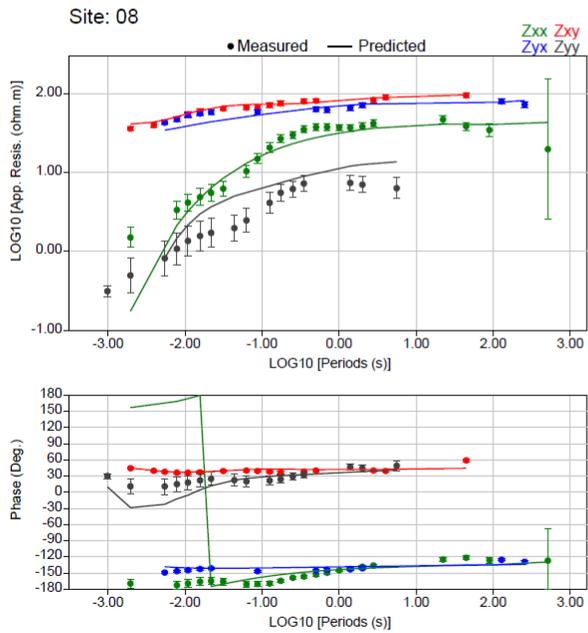


Overview Map

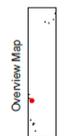
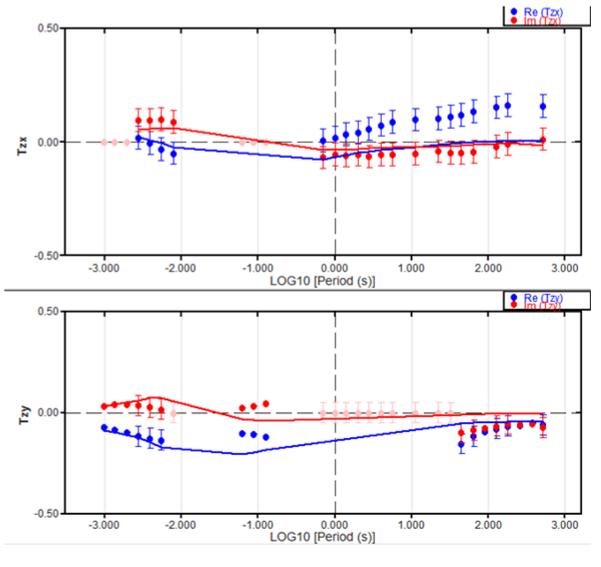
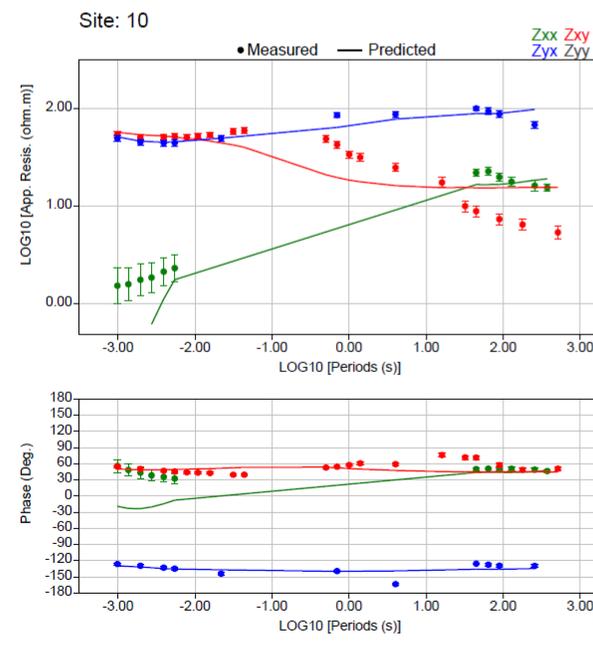
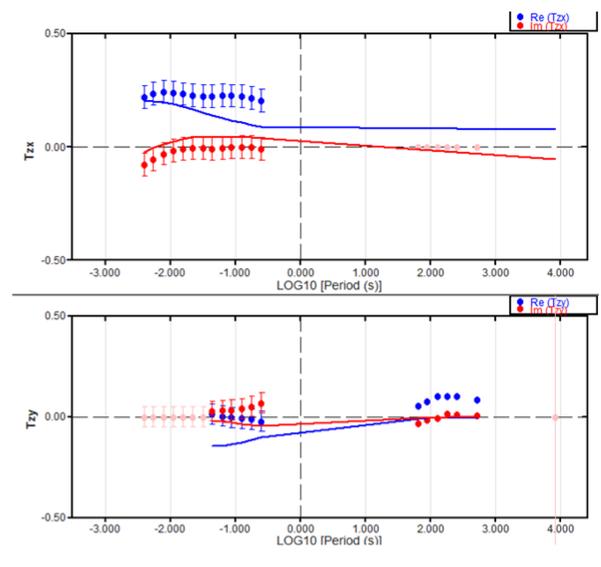
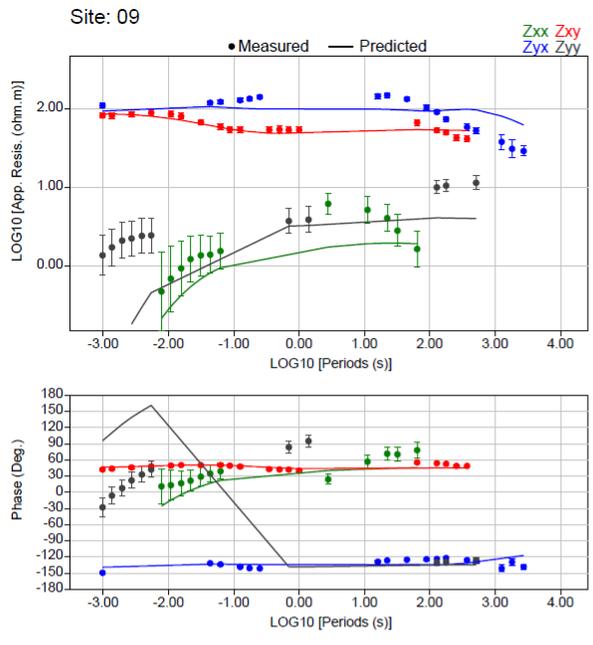


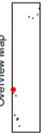
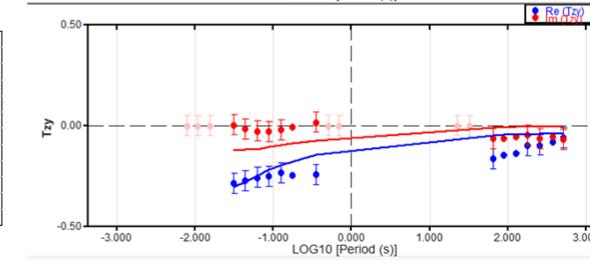
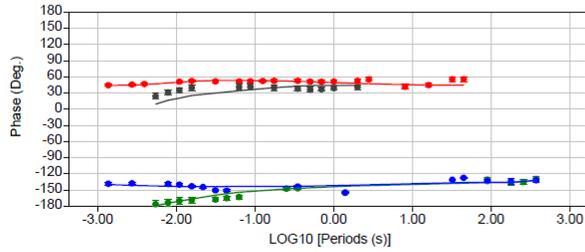
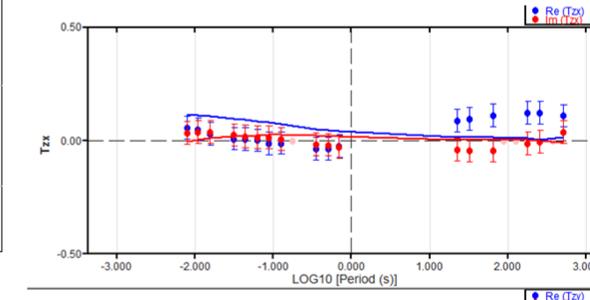
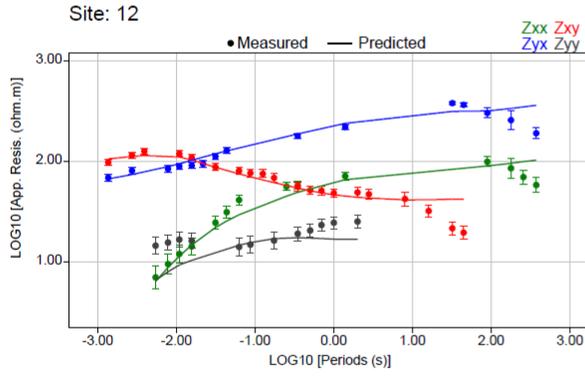
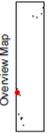
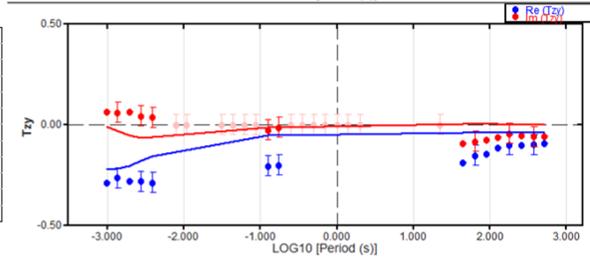
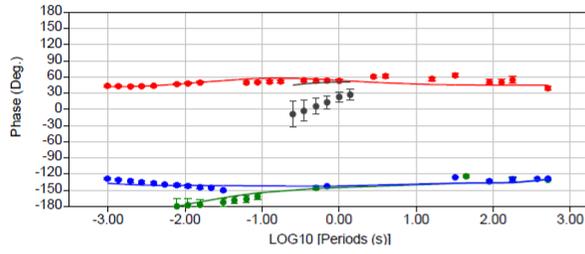
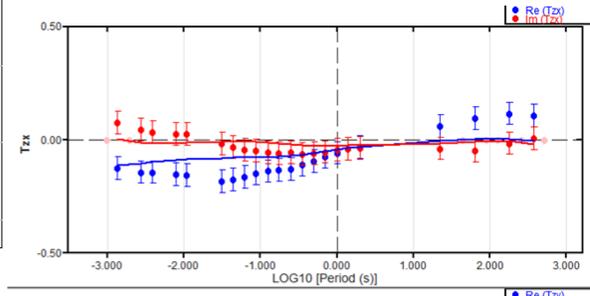
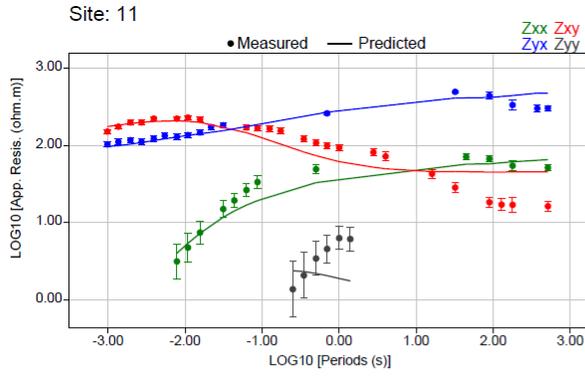


Overview Map

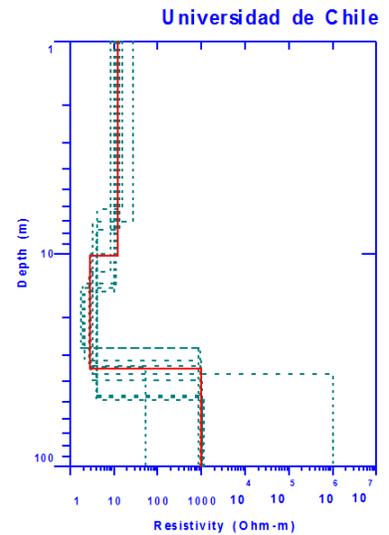
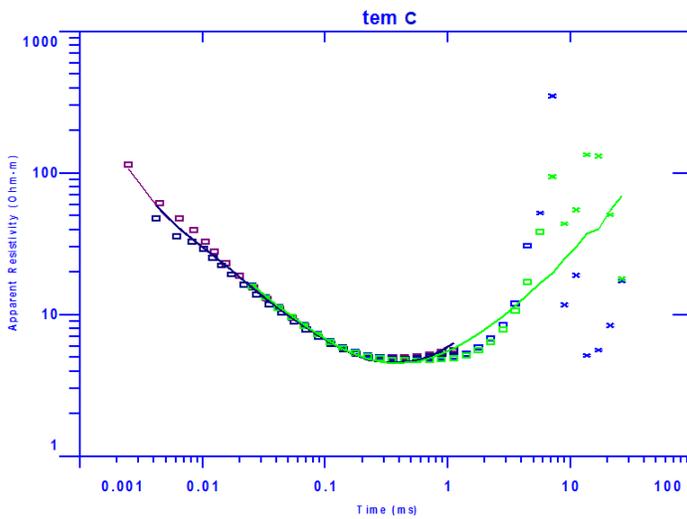
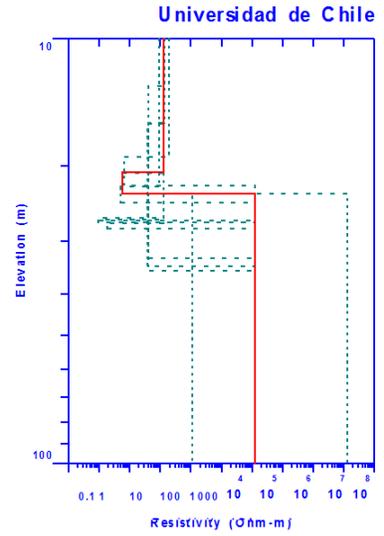
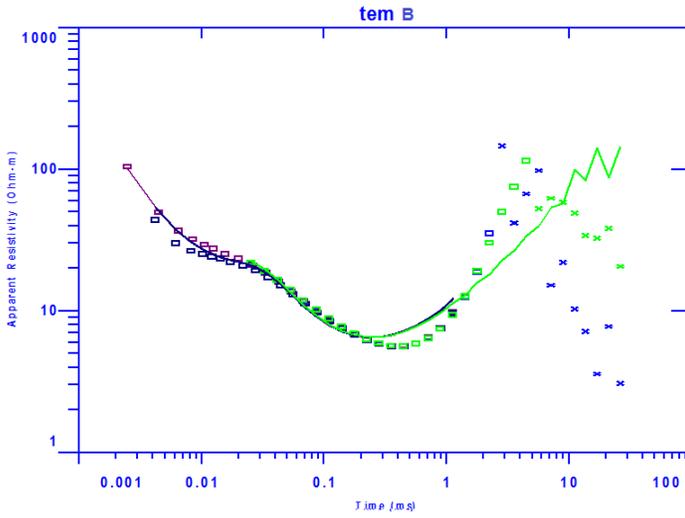
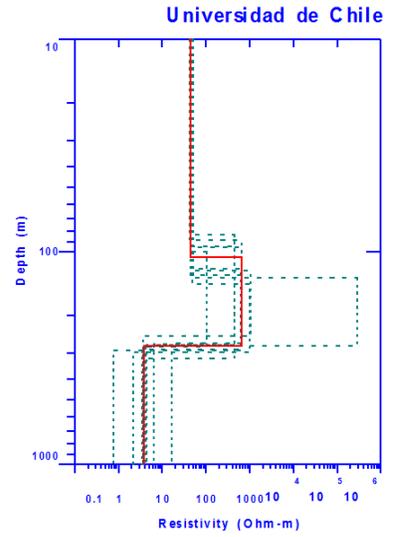
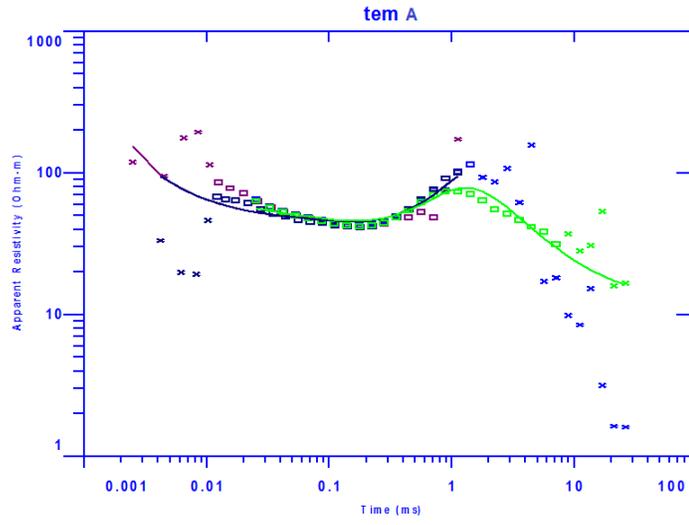


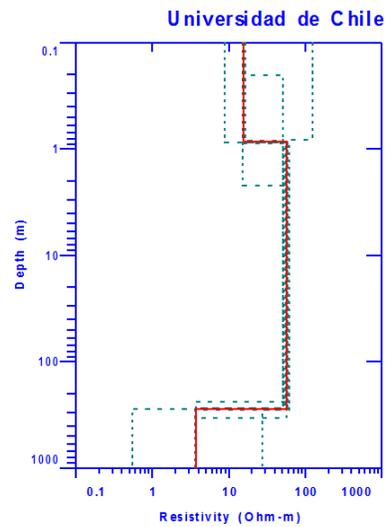
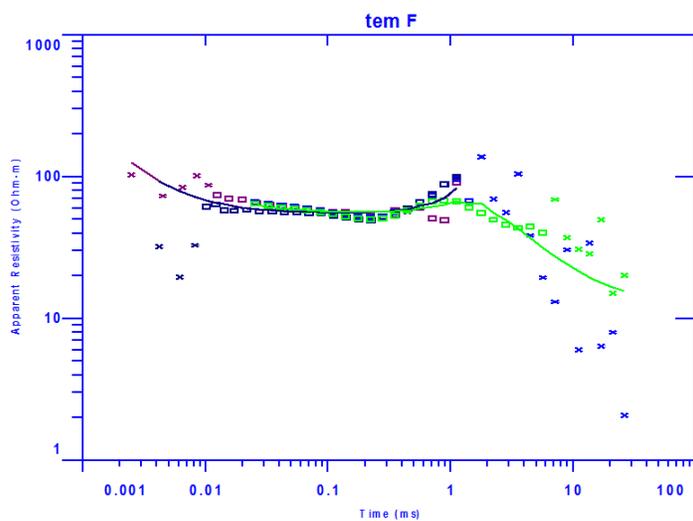
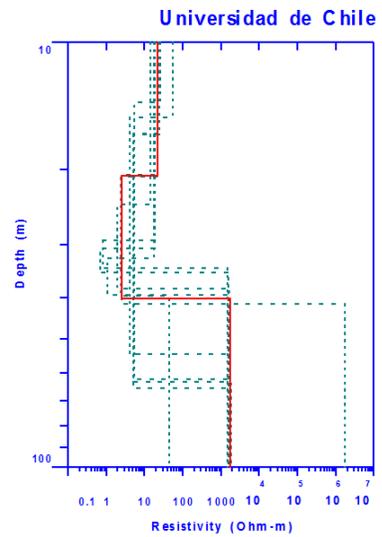
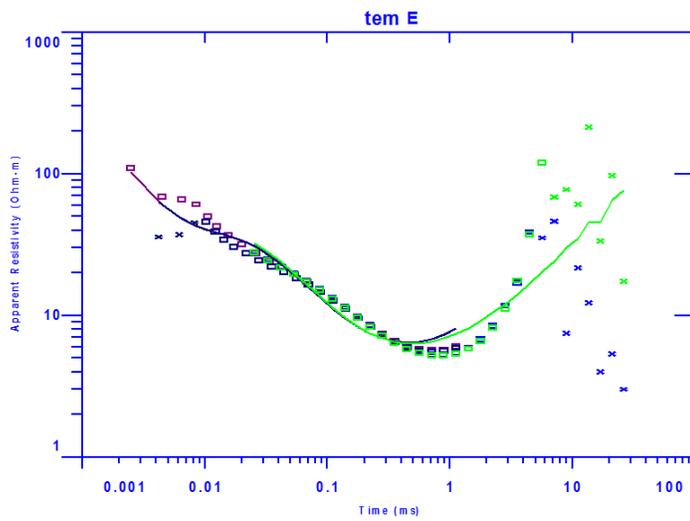
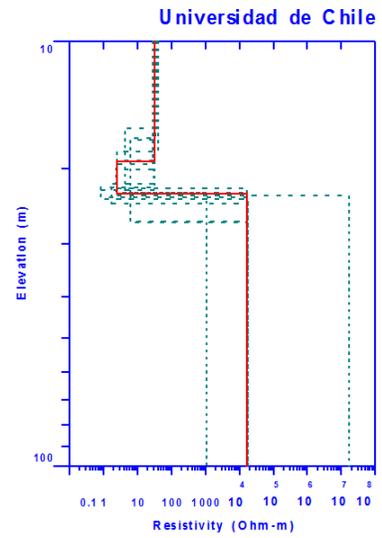
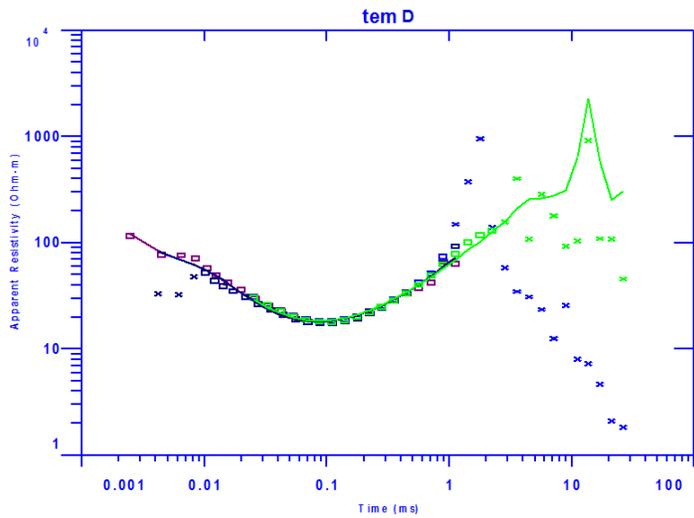
Overview Map

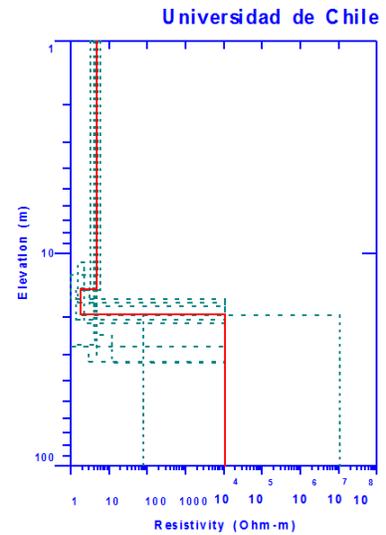
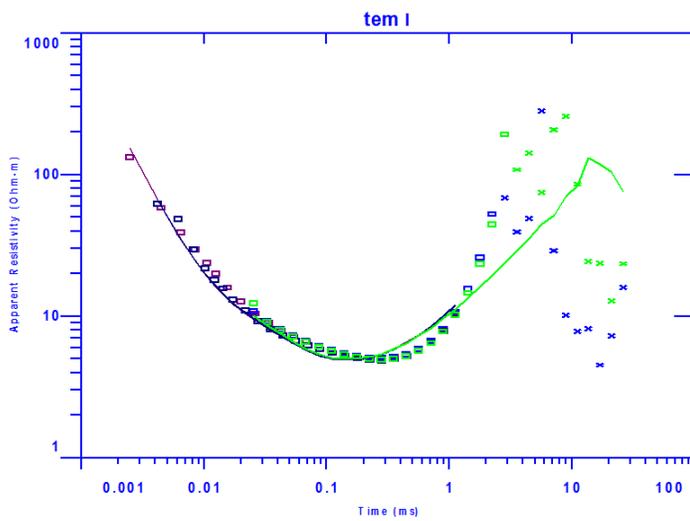
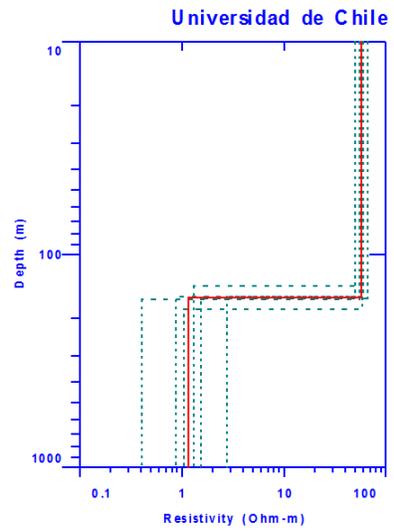
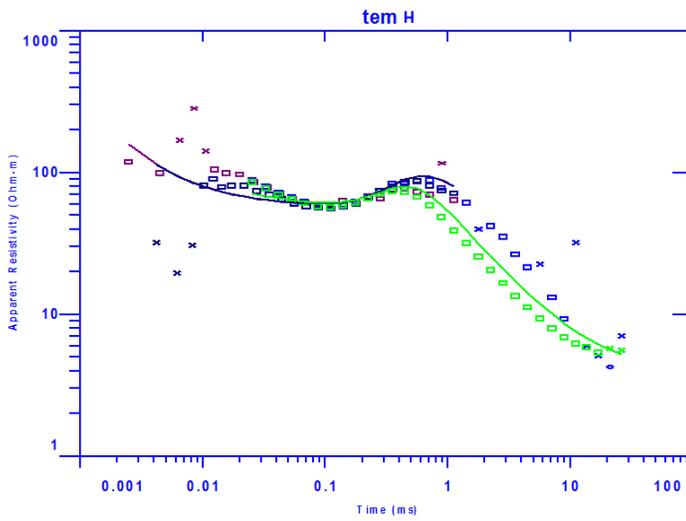
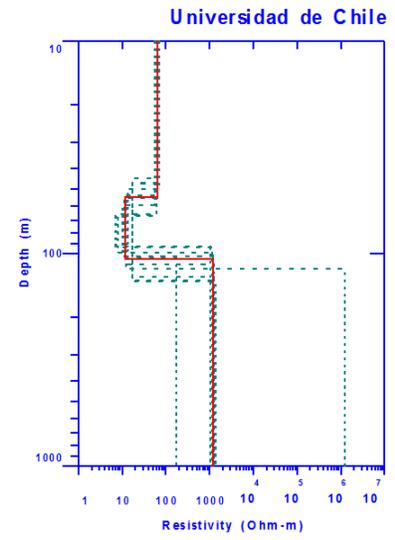
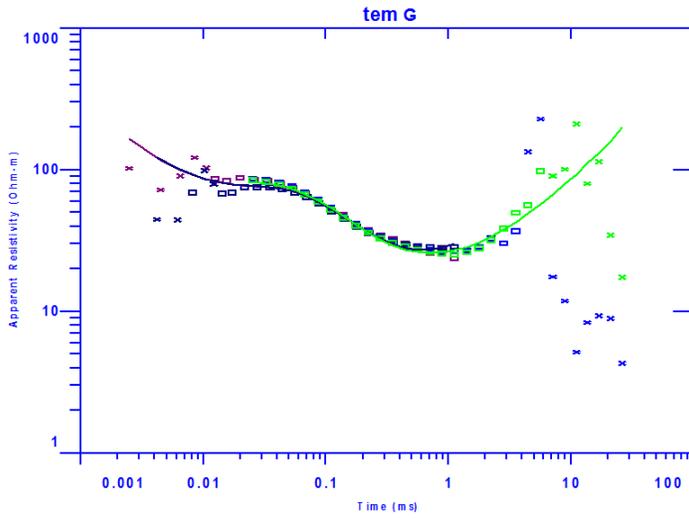




D .6. TEM: Resistividad y Modelo 1D de capas







D .7. TEM: Ajuste perfil 2D suavizado

