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



Aplicación del método magnetotelúrico (MT) en dos zonas con posible potencial geotérmico ubicadas en la XI Región de Aysén, Chile

MARÍA DE LOS ANGELES URIBE MARÍN

Habilitación Profesional para optar al Título de Geofísico

Agosto, 2015

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

Aplicación del método magnetotelúrico (MT) en dos zonas con posible potencial geotérmico ubicadas en la XI Región de Aysén, Chile

MARÍA DE LOS ANGELES URIBE MARÍN

Habilitación Profesional para optar al Título de Geofísico

> Profesor Guía: Arturo Belmonte

Comisión: Arturo Belmonte, Daniel Diaz Alvarado, Dante Figueroa , Karin García Sanders.



Agosto, 2015

Resumen

Este estudio es parte del proyecto "Estimación y Valoración del Potencial Geotérmico de Aysén", el cual tiene por objetivo estimar el tamaño del recurso y sus posibles usos para la comunidad. Es llevado a cabo por el proyecto FONDAP CEGA (Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes) de la Universidad de Chile en conjunto a la SEREMI de Minería de la Región.

Se realizó una primera campaña durante Enero 2015 donde se utilizó el método geofísico magnetotelúrico (MT) en dos áreas de interés con posible potencial geotérmico, constituyendo una investigación pionera a la posible comprensión e identificación de estructuras altamente conductivas.

Se logran adquirir un total de 14 estaciones donde 6 de estos sondeos magnetotelúricos se realizaron cercanos al Lago Atravesado que se ubica a 28 kilómetros al Suroeste de Coyhaique, y los otros 8 sondeos se realizaron en la aldea de La Junta que se encuentra a 252 kilómetros al Norte de Coyhaique.

Se llevó a cabo un análisis de distorsión electromagnética a los 14 sitios, donde posterior a este análisis, se eligen los datos de La Junta para realizar una inversión 3D, ya que presentan un menor ruido, y una mayor cantidad de datos en comparación a los datos de Lago Atravesado. La inversión 3D se llevó a cabo con el código de inversión ModEM, utilizando periodos menores a los 10 segundos, luego se utilizó el software WingLink para realizar varias pruebas forward y tener un mejor ajuste de las curvas de resistividad y fase. Finalmente se obtuvo un modelo de resistividades que muestra estructuras de muy baja resistividad (< 10 Ω m) hasta 900 metros de profundidad aproximadamente que se asocian al Volcán Melimoyu que se encuentra a 16 kilómetros al Suroeste de donde se inicio la toma de datos en terreno.

Agradecimientos

Quiero agradecer a todas las personas que hicieron posible este estudio en Aysén, a la Seremi de Minería, Ana Valdés Durán, al proyecto FONDAP CEGA (Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes) por facilitar los equipos de MT para las mediciones, a quienes participaron de la adquisición de datos, a Karin García por encargarse de la logística en terreno, por su buena disposición para ayudarme y orientarme en el procesado de datos.

Al DGEO (Departamento de Geofísica) de la Universidad de Concepción por su apoyo.

A la Vale, a la Dani y a Florian por ayudar a instalar los equipos en terreno, y porque en ellos conocí a personas muy buenas.

A mi profesor guía, Arturo Belmonte por su sabiduria, apoyo, tiempo dedicado y su compañia.

Al profesor Daniel Diaz, quién desde un principio facilitó mi incorporación al estudio y por su colaboración en el procesado de datos.

A mis compañeros y amigos que siempre hicieron del departamento de geofísica un lugar agradable: Natalia Aziares, Angela Bahamondes, Hector Valenzuela, Mauricio Leiva, Elizabeth Godoy, Iván Valdebenito, Francisco Velasquez, Natalia Carmona, Natalia Opazo, James Morales, al profesor Dante Figueroa, entre otros.

A Enrique Carrasco por siempre facilitarme los problemas computacionales que tenía.

A Nati y Angela, futuras colegas, amigas y espero compañeras de vida. Fueron un pilar muy importante.

A Consu, Chaco, Felipe, Jose, Memo y Christián, quienes siempre estuvieron de alguna u otra forma apoyandome. A mi queridísima prima Estibaliz y mis pequeñas sobrinas Camila y Victoria que estuvieron muy presentes, y siempre llenaron mi corazón del amor más puro. Infinitas gracias amores mios!! Me hicieron todo más fácil y agradable.

A mi querida familia: Ángel, Teresita, Javiera, y a mi madre Cristina. Gracias por amarme incondicionalmente, alentarme, guiarme y a pesar de todo, por siempre estar presentes. Ustedes son mi parte más importante.

Finalmente quiero agradecer a cada persona que haya compartido conmigo alguna caminata a la montaña o algún sendero, quienes han apreciado conmigo la majestuosidad de la naturaleza o quienes hayan viajado conmigo, todas esas experiencias me han hecho crecer como persona, y me han convertido en quien soy hoy.

Índice general

Resumen		3	
Ag	radec	imientos	5
1.	Intro	oducción	12
	1.1.	Introducción	12
	1.2.	Objetivos generales y específicos	14
	1.3.	Zona de Estudio	15
2.	Mai	rco Teórico	16
	2.1.	Fundamentos del Método Magnetotelúrico	16
		2.1.1. Fuentes de señales electromagnéticas	17
		2.1.2. Ecuaciones fundamentales del método magnetotelúrico	18
	2.2.	Profundidad de penetración	23
	2.3.	Función de Transferencia	23
		2.3.1. Caso de un Semi-espacio homogéneo con superficie plana que se encuentra debajo de una	
		capa de aire	23
		2.3.2. Caso 1D de N capas horizontales en un semi-espacio	26
	2.4.	Discontinuidad de la conductividad: Modo TE y TM	28
	2.5.	Tensor de Impedancia	30
		2.5.1. Medio Unidimensional	31
		2.5.2. Medio Bidimensional	32
		2.5.3. Medio Tridimensional	34
	2.6.	Tensor de Fase	35
		2.6.1. Representación Gráfica del Tensor de Fase	35
		2.6.2. Medio Unidimensional	37
		2.6.3. Medio Bidimensional	38
		2.6.4. Medio Tridimensional	38
	2.7.	Función de transferencia geomagnética	40

3.	Marco Geológico	42
	3.1. Contexto Geotectónico Regional	42
	3.1.1. Zona Volcánica de los Andes del Sur	43
	3.1.2. Divisiones morfológicas	46
	3.2. Contexto Geológico Local	47
4.	Metodología	49
	4.1. Adquisión de datos	. 49
	4.1.1. Equipo de adquisición utilizado	. 52
	4.1.2. Características del equipo y arreglo utilizado	53
	4.2. Procesamiento e Inversión	. 56
5.	Resultados e Interpretación	58
	5.1. Análisis de la dimensionalidad del medio	58
	5.1.1. Distorsión Galvánica	. 59
	5.1.2. Indicadores de dimensionalidad	. 59
	5.1.3. Tensor de Fase y Vectores de inducción	. 67
	5.2. Inversión	. 74
6.	Conclusiones y discusión	76
	6.1. Sector Lago Atravesado	. 76
	6.2. Sector La Junta	. 77
Α.	. Gráficos de Resultados	80
в.	. Resistividad aparente, fases y curvas de ajuste de inversión 3D en La Junta	95
C.	. Representación del tensor de fase y tipper para cada periodo de las Estaciones ubicadas en Lago Atravesad	0
	y La Junta	105

Índice de figuras

2.1.	Semi-espacio compuesto por una capa de aire de conductividad cero sobre una capa homogénea	
	plana de conductividad σ	23
2.2.	Modelo simple 2D compuesto por espacios de diferentes conductividades con un contacto vertical	
	que se extiende en la dirección × hasta el infinito	28
2.3.	Tensor de impedancia para un medio unidimensional	32
2.4.	Tensor de impedancia para un medio bidimensional ideal	33
2.5.	Tensor de impedancia para un medio tridimensional	34
2.6.	Representación gráfica del tensor de fase.	37
2.7.	Representación gráfica del tensor de fase para un medio unidimensional, bidimensional y tridimen-	
	sional.	39
3.1.	Mapa esquemático de las placas del océano Pacífico y Sur de América, que muestra los segmentos volcánicos activos de Los Andes (ZVN: Zona Volcánica Norte; ZVC: Zona Volcánica Central; ZVS:Zona Volcánica Sur; ZVA: Zona Volcánica Austral), la geometría de la subducción como indicador de la profundidad en kilómetros a la zona de Benioff, ridges oceánicos, edad de las placas oceánicas cercanas a la trinchera Perú-Chile y razón de convergencia y dirección a lo largo	
3.2.	de los Andes	43
	rojo las dos zonas donde se llevaron a cabo las mediciones de MT	45
3.3.	Mapa geológico para las estaciones de Coyhaique. Carta Geológica Nº60-61, escala 1:500.000. $\ .$.	48
4.1.	Distribución de estaciones MT en área de Lago Atravesado. (Imágen satelital Landsat 8)	50
4.2.	Distribución de estaciones MT en área de Puerto Raúl Marin. (Imagen Satelital Landsat 8)	51
4.3. 4.4.	Equipo central ADU07, Metronix	53
	sensores magnéticos y bateria.	54
4.5.	Esquema ilustrativo típico del arreglo instrumental.	55

4.6.	Fotografias tomadas durante la campaña en Aysen	57
5.1.	Valores de skew convencional para estaciones de Coyhaique. Línea roja indica $k = 0.1$	61
5.2.	Valores de skew convencional para estaciones de La Junta. Línea roja indica $k = 0.1.$	62
5.3.	Valores de skew sensitivo a la fase para estaciones de Coyhaique. Línea azul indica cuando el skew	
	sensitivo es igual a 0.3.	64
5.4.	Valores de skew sensitivo a la fase para estaciones de La Junta. Línea azul indica cuando el skew	
	sensitivo es igual a 0.3.	65
5.5.	Imágen que muestra el resultado de la dimensionalidad para los sondeos realizados en Coyhaique	
	utilizando el skew convencional y el skew sensitivo a la fase. El color gris indica que el medio se	
	comporta como 1D, el naranjo 3D y el cafe que puede ser 2D y/o 3D	66
5.6.	Imágen que muestra el resultado de la dimensionalidad para los sondeos realizados en La Junta	
	utilizando el skew convencional y el skew sensitivo a la fase.El color gris indica que el medio se	
	comporta como 1D, el naranjo 3D y el cafe que puede ser 2D y/o 3D	66
5.7.	Representación gráfica del tensor de fase para distintos periodos de las estaciones de Coyhaique.	69
5.8.	Representación del tensor de fase para todos los periodos de las estaciones de Coyhaique	70
5.9.	Representación gráfica del tensor de fase para distintos periodos de las estaciones de La Junta.	72
5.10.	Representación del tensor de fase para todos los periodos de las estaciones de La Junta	73
5.11.	Gráficos en planta a distintas profundidades. Los triángulos negros invertidos representan la ubi-	
	cación de las estaciones	75
A.1.	Resistividad aparente y fase de Estación COY1	81
A.2.	Resistividad aparente y fase de Estación COY2	82
A.3.	Resistividad aparente y fase de Estación COY3	83
A.4.	Resistividad aparente y fase de Estación COY4	84
A.5.	Resistividad aparente y fase de Estación COY5	85
A.6.	Resistividad aparente y fase de Estación COY6	86
A.7.	Resistividad aparente y fase de Estación JUN01	87
A.8.	Resistividad aparente y fase de Estación JUN02	88
A.9.	Resistividad aparente y fase de Estación JUN03	89
A.10	.Resistividad aparente y fase de Estación JUN04	90
A.11	.Resistividad aparente y fase de Estación JUN05	91
A.12	.Resistividad aparente y fase de Estación JUN06	92
A.13	.Resistividad aparente y fase de Estación JUN07	93
A.14	.Resistividad aparente y fase de Estación JUN08	94
B.1.	Resistividad Aparente, fases y curvas de inversión 3D para estación JUN1. Arriba se muestra el	
	ajuste de inversión realizada por el software ModEM, y abajo se muestra el ajuste del modelo final	
	posterior a realizar forwards en software WingLink.	96

B.2.	Resistividad Aparente, fases y curvas de inversión 3D para estación JUN2. Arriba se muestra el
	ajuste de inversion realizada por el software Modelvi, y abajo se muestra el ajuste del modelo inal
БЭ	Posterior a realizar forwards en soltware vvingLink
D.J.	Resistividad Aparente, fases y curvas de inversion 3D para estación JONS. Arriba se muestra el
	ajuste de inversion realizada por el software ModEM, y abajo se muestra el ajuste del modelo final
	posterior a realizar forwards en software WingLink
B.4.	Resistividad Aparente, fases y curvas de inversión 3D para estación JUN4. Arriba se muestra el
	ajuste de inversión realizada por el software ModEM, y abajo se muestra el ajuste del modelo final
	posterior a realizar forwards en software WingLink
B.5.	Resistividad Aparente, fases y curvas de inversión 3D para estación JUN5. Arriba se muestra el
	ajuste de inversión realizada por el software ModEM, y abajo se muestra el ajuste del modelo final
	posterior a realizar forwards en software WingLink.
B.6.	Resistividad Aparente, fases y curvas de inversión 3D para estación JUN6. Arriba se muestra el
	ajuste de inversión realizada por el software ModEM, y abajo se muestra el ajuste del modelo final
	posterior a realizar forwards en software WingLink.
B.7.	Resistividad Aparente, fases y curvas de inversión 3D para estación JUN7. Arriba se muestra el
	ajuste de inversión realizada por el software ModEM, y abajo se muestra el ajuste del modelo final
	posterior a realizar forwards en software WingLink.
B.8.	Resistividad Aparente, fases y curvas de inversión 3D para estación JUN8. Arriba se muestra el
	ajuste de inversión realizada por el software ModEM, y abajo se muestra el ajuste del modelo final
	posterior a realizar forwards en software WingLink.
C.1.	Representación del tensor de fase y tipper para estaciones de Coyhaique a distintos periodos 110
C.2.	Representación del tensor de fase y tipper para estaciones de La Junta a distintos periodos 115

10

Índice de cuadros

4.1.	Coordenadas en UTM-WGS 84 de sitios medidos en área de Lago atravesado	50
4.2.	Coordenatas en UTM-WGS 84 de sitios medidos en La Junta.	52

Capítulo 1

Introducción

1.1. Introducción

Fumarolas, géiseres y fuentes termales son fenómenos observables en superficie que denotan un calor que proviene del subsuelo, y la geotermia busca aprovechar esta energía interna para beneficio humano, ya sea en su utilización para la generación de energía electrica a través de las plantas geotérmicas, que constituye una forma mucho más limpia que otros tipos de energía convecionales, o también para fines recreativos como son los parques termales. La geotermia se puede definir como el calor contenido en el interior de la Tierra, y que puede ser recuperado y aprovechado por el hombre.

Como Chile se encuentra en una zona de subducción entre los bordes de dos placas que convergen, que son la Sudamericana y la Nazca, en que ésta última al ser más densa penetra bajo la Sudamericana, hace que en Chile hayan más de 2000 volcanes, y se produzcan una gran cantidad de eventos sísmicos, y se facilite la formación de montañas, los cuales son sólo algunos de los fenómenos determinados por la transferencia y la generación de calor que se produce en el interior de la Tierra. Estas fronteras se caracterizan por contener áreas en las que el material del manto se desplaza hacia la superficie y como se encuentra a mayores temperaturas que la de la corteza, da origen a zonas anómalas y por lo tanto a manifestaciones superficiales, lo que supone, un alto potencial en Chile para la generación de energía geotérmica.

Las cifras sobre potencial geotérmico que se manejan hoy en Chile van desde los 3.350 MW *(ENAP)* hasta los 16.000 MW *(Lahsen, 1988)*, lo que podría representar un 91% de la capacidad instalada actual de la matriz energética del país. Sin embargo, la geotermia es la energía renovable no convencional (ERNC) menos conocida, la más ignorada y la con mayor potencial dentro de todas las ERNC posibles de desarrollar en el país.

A la geofísica le concierne la utilización de métodos en el estudio del subsuelo que utilizan un conjunto de técnicas tanto físicas como matemáticas con el objetivo de estudiar o buscar yacimientos de sustancias útiles, estructuras generales o particulares, fluidos termales, entre otros fines, a través de mediciones realizadas en la superficie de la Tierra.Estos métodos se pueden clasificar en dos ramas, los *pasivos* que están asociados a un campo natural, y los *activos* que están asociados a un campo artificial. El campo excitador, ya sea pasivo o activo, se verá modificado por las propiedas físicas del medio.

El prospector geofísico centra su atención en las variaciones en todo punto del espacio-tiempo de ciertos

parámetros físicos del suelo, y la representación de estas variaciones y su posterior interpretación permite hacer inferencias sobre la ausencia o presencia del objetivo en estudio.

Para poder acotar el área de interés para utilizar el método de prospección muchas veces se necesita de la ayuda de un geologo, los que son capaces de delimitar zonas más prometedoras para el objetivo buscado. También se puede complementar con imágenes satelitales, cartografía topográfica de la zona, entre otros.

Una vez que se han recopilado antecedentes de la zona de interés, se ha seleccionado el método más apropiado, y se han elegido los puntos donde se realizarán las mediciones, se puede proceder a todo lo que involucra la adquisición de los datos.

En este estudio se utilizará el método magnetotelúrico en la Región de Aysén, esta técnica actualmente es utilizada en la exploración geotermal debido a: su capacidad de penetrar a grandes profundidades, y a que la resistividad se relaciona directamente con la temperatura, salinidad de los fluidos, alteración de minerales y la permeabilidad, que son parámetros relevantes a la hora de caracterizar el reservorio.

El método utiliza las ondas electromagnéticas, que al entrar en contacto con la superficie de la Tierra, penetran en ella, pero se atenúan hasta extinguirse a cierta profundidad, porque este medio, en general, es levemente conductor.

Esta profundidad se caracteriza por el factor de penetración, que depende de la resistividad del medio y de la frecuencia de las ondas, y la penetración limitada de las ondas electromagnéticas al interior de la Tierra las hace insensibles a las estructuras conductivas que se encuentran más abajo.

La exploración geotérmica tiene por objetivo establecer si en una determinada región o área tienen lugar los distintos factores que controlan la ocurrencia de un sistema geotermal, esto es: que exista una fuente de calor, que las unidades geológicas en profundidad tengan las condiciones necesarias para constituir acuíferos o reservorios, y que haya una adecuada recarga de agua.

1.2. Objetivos generales y específicos

El presente trabajo tiene por objetivo general la comprensión y aplicación del método MT al estudio de las propiedades eléctricas del subsuelo, particularmente tomando como zona de interés dos áreas ubicadas en la Región de Aysén.

Para lograr el objetivo general se proponen los siguientes objetivos específicos:

- Comprender la teoría que sustenta al método magnetotelúrico.
- Utilizar metodologías óptimas para la adquisición y procesamiento de datos MT.
- Utilizar distintos criterios para caracterizar la dimensionalidad de la estructura geoeléctrica del campo geotermal.
- Realizar una inversión de datos y obtener un modelo de conductividad eléctrica del subsuelo e interpretarlo.
- Caracterizar estructuras del campo geotermal, capas de baja resistividad y de alta resistividad.

1.3. Zona de Estudio

Este estudio se llevo a cabo en la XI Región Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo, en el Sur de Chile. La capital de la Región es Coyhaique, y limita al norte con la Región de los Lagos, al sur con la Región de Magallanes y de la Antártica Chilena, al este con la República Argentina y al oeste con el Océano Pacífico. Esta zona se ubica en la desgarrada fisonomía de las regiones australes que es producto de diversos factores tectónicos y glaciales. En el pasado existió un hundimiento del territorio, originado sobretodo en la tectónica provocada por la conjunción, frente a la península de Taitao, de tres placas: La de Nazca y la Antártica,que se desplazan hacia el este, y la Sudamericana, que mueve hacia el oeste, este tectonismo ocasionó un apreciable hundimiento del borde de la placa Sudamericana, que trajo consigo una baja en el nivel de los suelos. La región esta compuesta por las provincias de Aysén, Capitán Prat, Coyhaique y General Carrera, que en total

suman 10 comunas.

Se realizan sondeos magnetotelúricos en el área del Lago Atravesado, que se encuentra a 28 kilómetros al suroeste de Coyhaique, donde se instalaron 6 estaciones en la campaña realizada en enero del presente año. Estas estaciones se encuentran al Norte de la Vertiente Termal Estero Negro existente según el catastro de fuentes termales de Arturo Hauser (*Hauser, 1997*).

En Raúl Marín, ubicado en la Aldea de La Junta, a 252 kilómetros al norte de Coyhaique, y al noreste del Volcán Melimoyu, cercano a los Baños termales de Risopatrón y a los Baños de Puerto Bonito *(Hauser,1997)* se colocaron otras 8 estaciones de MT, obteniendose así un total de 14 estaciones que serán analizadas en el presente informe.

Una de las principales actividades económicas que tiene la región es la ganadería, por lo que encontrar lugares adecuados para realizar estas mediciones donde no se encuentren animales que pudieran interferir en el cableado era un tanto complicado.

Capítulo 2

Marco Teórico

2.1. Fundamentos del Método Magnetotelúrico

Este método es una técnica de exploración que utiliza fluctuaciones naturales del campo magnético terrestre como fuente de poder, y tiene sus orígenes en la década de 1950 con trabajos que sirvieron para establecer las bases, donde aparecen los trabajos de Kato y Kikuchi (1950), Tihonov (1950) y Cagniard (1953) que realizaron mediciones de la variación de campo eléctrico y magnético simultáneamente.

El trabajo de Louis Cagniard fue el que causo mayor impacto debido a su visión más pragmática, ya que describe el método no sólo como un método del estudio de la Tierra a escala global, sino que intuye sus posibilidades en la prospección geofísica.

Originalmente, el método magnetotelúrico (MT) fue desarrollado para el estudio de cuencas sedimentarias, sobre todo por tratarse de ambientes geológicos relativamente simples,en los cuales se asume que predomina la estratificación horizontal.

En la década del 70, el método se comenzó a utilizar intensivamente en algunos países en la exploración petrolera, pero no tuvo tanto éxito como la reflexión sísmica, principalmente debido al desarrollo teórico e instrumental que ésta última presentaba ya en esa época.

En los años 80, las técnicas de instrumentación, procesado e instrumentación en el método magnetotelúrico mejoraron, y en la actualidad se ha ampliado a otras áreas de trabajo.

Consiste en medir simultáneamente en un mismo punto de la superficie de la Tierra las variaciones temporales naturales de los campos eléctrico y magnético en una amplia gama de frecuencias, y puesto que la frecuencia guarda relación con la profundidad de penetración de la onda, estas mediciones constituyen lo que se llama un *Sondeo Magnetotelúrico*.

Este es un método de fuente natural, es versátil y práctico en el campo, y no es necesario hacer grandes tendidos de cables, ni la presencia de grandes fuentes de energía (*Pous y Marcuello, 2003; Simpson y Bahr, 2005*).

La interpretación se basa en la evaluación de la razón entre el campo eléctrico y el campo magnético sobre la superficie de la Tierra, conocida como impedancia de superficie, la cual esta relacionada directamente con la resistividad del subsuelo (*Cagniard*, 1953).

En los casos en que el medio es homogéneo e isotrópico o presenta estratificación horizontal, la impedancia es un escalar. Sin embargo, en el caso más general, cuando existen heterogeneidades laterales y/o anisotropía, la relación entre los campos adquiere un caracter tensorial (*Vozoff, 1972*).

El punto de partida para entender el comportamiento de los campos eléctricos y magnéticos que ocurren en la Tierra son las ecuaciones de Maxwell que describen los fenómenos electromagnéticos de la naturaleza, y representan una generalización de las observaciones experimentales debidas a Coulomb, Faraday, Gauss y Ampere (Maxwell, 1861).

2.1.1. Fuentes de señales electromagnéticas

Hay una fuente interna originada en el núcleo por acción de la dínamo y en la corteza por la magnetización remanente de las rocas, y una fuente externa cuyo origen se encuentra en la atmósfera y en la magnetósfera, y las variaciones del campo electromagnético van a estar asociadas principalmente a fenómenos de interacción entre el viento solar y la magnetósfera de la Tierra, y a las tempestades metereológicas que se presentan en la atmósfera. Estas variaciones podrían potencialmente generar señales electromagnéticas para estudios de MT, sin embargo, las variaciones del campo magnético interno son del orden de $1 - 10^8$ años a diferencia de las variaciones del campo magnético externo que son a menudo sobre escalas de tiempo más cortas. Así, sólo las variaciones del campo magnético externo pueden ser usadas como una fuente de señales electromagnéticas para MT cuyas oscilaciones presentan periodos comprendidos entre los 10^{-4} y los 10^5 s (Vozoff,1991).

Frecuencias bajas, donde el origen de la señal está relacionado con la actividad solar (vientos solares), penetran a grandes profundidades, mientrás que las frecuencias altas, donde la señal se debe a tormentas eléctricas, penetran a profundidades someras.

2.1.2. Ecuaciones fundamentales del método magnetotelúrico

Las ecuaciones de Maxwell son la base para poder comprender los campos electromagnéticos, puesto que en ellas está basada toda la teoría que respalda este método.

Con la ayuda de estas ecuaciones es posible modelar a tamaño macroscópico las interacciones de la Tierra con los campos electromagnéticos que la rodean, y así poder estudiar las estructuras en ella.

Para un medio polarizable y magnetizable, se tendrá que las Ecuaciones de Maxwell son expresadas como:

$$\nabla \times \mathbf{E} = \frac{-\partial \mathbf{B}}{\partial t} \tag{2.1}$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J}\mathbf{c} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t}$$
(2.2)

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \tag{2.3}$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = n_f \tag{2.4}$$

E ¹es la intensidad del campo eléctrico medido en [V/m].
H es la intensidad del campo magnético medido en [A/m].
B es el vector de inducción magnética medido en [Wb/m2].
D es el vector de desplazamiento eléctrico medido en [C/m2].

Jc es la densidad de corriente eléctrica debido a cargas libres medido en [A/m2].

 n_f es la densidad de las cargas libres medido en [C/m3].

La ecuación (2.1) es la *Ley de Faraday*, que explica cómo un flujo de campo magnético variable en el tiempo puede inducir en un circuito una corriente eléctrica.

También establece que el rotacional del campo eléctrico inducido por un campo magnético variable es igual a menos la derivada parcial del campo magnético con respecto al tiempo.

La ecuación (2.2) sin el último término es la *Ley de Ampere*, la que señala que una corriente eléctrica da origen a un campo magnético en dirección circular en que el eje es paralelo a la corriente eléctrica.

¹Letras en negrita corresponden a vectores.

La ecuación (2.3) es la *Ley de Gauss para campos magnéticos*, establece que el flujo magnético a través de una superficie cerrada es cero, es decir, el número de lineas de campo magnético que entran a la superficie es igual al número de líneas que salen.

Esto significa que en la naturaleza no existen monopolos magnéticos, sólo existen dipolos o multipolos magnéticos.

La ecuación (2.4) es la *Ley de Gauss para campos eléctricos*, y establece que las cargas eléctricas son la fuente de un campo eléctrico.

Relaciones constitutivas

Para simplificaciones se asume un medio homogéneo, lineal e isótropo, y así completar el sistema de ecuaciones con las relaciones constitutivas, que describen la dependencia de la propagación electromagnética con el medio.

Primera relación constitutiva

 $\mathbf{J}=\sigma\mathbf{E}$

Esta es una forma puntual de la *Ley de Ohm*, donde σ [S/m] corresponde a la conductividad eléctrica de la sustancia y es igual a $\sigma = \frac{1}{\rho}$, (ρ es resistividad del material [Ωm]), y responde a las cargas libres de un medio en presencia de un campo eléctrico externo.

Como estamos trabajando en un medio homogéneo, lineal e isotrópico, se tiene que las componentes del tensor de conductividad quedan como $\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \sigma_{zz}$, y las demás componentes son iguales a cero.

Segunda relación constitutiva

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H}$$

 μ es la permeabilidad eléctrica [H/m], que esta dada por la permeabilidad del vacío multiplicada por la permeabilidad relativa, la cuál hace referencia a la permeabilidad que posee el material con el que se está trabajando, matemáticamente tenemos:

$$\mu = \mu_0 \mu_r$$

 μ_0 es la permeabilidad del vacío, que es equivalente a $4\pi \times 10^{-7}$ [H/m], y μ_r es la permeabilidad relativa.

Tercera relación constitutiva

$$\mathbf{D} = \varepsilon \mathbf{E}$$

Donde la permitividad eléctrica ε es la capacidad de un material a polarizarse en respuesta a un campo eléctrico y de esa forma cancelar parcialmente el campo dentro del material. Se puede escribir la permitividad, de la siguiente forma:

$$\varepsilon = \varepsilon_0 \varepsilon_r$$

 ε_0 es la permitividad del vacío, que es equivalente a $8,85 \times 10^{-12}$ [F/m], y ε_r es la permitividad relativa.

Sin embargo, en estudios de MT, las variaciones de la permitividad eléctrica ε , y de la permitividad magnética μ en las rocas son despreciables comparados con las variaciones de conductividad en el bulto rocoso, de modo que serán asumidos los valores que estas constantes toman en el vacío.

Por otro lado, si consideramos que el desplazamiento eléctrico es despreciable en relación a la densidad de corriente, es decir:

$$\mathbf{Jc} \gg \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t}$$

Y si consideramos la conductividad constante, $\sigma=cte$

$$\frac{\partial (\nabla \cdot \mathbf{D})}{\partial t} \sim 0, \text{ entonces} \qquad \nabla \cdot \mathbf{J} \mathbf{c} = \nabla \cdot (\nabla \times \mathbf{H}) = 0$$

Para un bloque asumiremos que $\nabla \sigma = 0$ y además que la Tierra se comporta como un conductor ohmico, se tiene que:

$$\nabla \cdot \mathbf{E} = 0$$

Y las ecuaciones de Maxwell tomarán la siguiente forma:

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \tag{2.5}$$

$$\nabla \times \mathbf{B} = \mu_0 \sigma \mathbf{E} \tag{2.6}$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \tag{2.7}$$

$$\nabla \cdot \mathbf{E} = 0 \tag{2.8}$$

De donde se deduce que los campos eléctricos y magnéticos están acoplados, y para desacoplarlos, utilizaremos el siguiente teorema de cálculo vectorial:

$$\nabla \times (\nabla \times \mathbf{A}) = (\nabla \cdot \nabla \cdot \mathbf{A}) - \nabla^2 \mathbf{A}$$
(2.9)

Con **A** un vector cualquiera. Aplicando el rotor a la ecuación (2.5), y reemplazando (2.6) y (2.8), se tiene:

$$\nabla \times (\nabla \times \mathbf{E}) = (\nabla \cdot \nabla \cdot \mathbf{E}) - \nabla^2 \mathbf{E} = \nabla \times \left(\frac{-\partial \mathbf{B}}{\partial t}\right)$$
$$\nabla^2 \mathbf{E} = \mu_0 \sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t}$$
(2.10)

Asumiendo una onda plana que varía armónicamente en el tiempo de la forma e^{iwt} ,con una amplitud superficial E_0 , la ecuación anterior se puede escribir de la siguiente manera:

$$\nabla^2 \mathbf{E} - iw\mu_0 \sigma \mathbf{E} = 0 \tag{2.11}$$

De igual manera, si aplicamos el rotor a (2.6), y reemplazando (2.5) y (2.7),obtendremos:

$$\nabla \times (\nabla \times \mathbf{B}) = (\nabla \cdot \nabla \cdot \mathbf{B}) - \nabla^2 \mathbf{B} = \mu_0 \sigma (\nabla \times \mathbf{E})$$

$$\nabla^2 \mathbf{B} = \mu_0 \sigma \frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \tag{2.12}$$

Una vez que se asume una onda plana que varía armónicamente en el tiempo de la forma e^{-iwt} , con amplitud superficial B_0 , queda como:

$$\nabla^2 \mathbf{B} - iw\mu_0 \sigma \mathbf{B} = 0 \tag{2.13}$$

Puesto que en el aire la conductividad tiende a ser próxima a cero, los campos electromagnéticos que llegan a la superficie son levemente atenuados por la capa de aire que separa la ionósfera de la superficie terrestre. Las variaciones verticales del campo son mucho más importantes que las horizontales.

2.2. Profundidad de penetración

Las ecuaciones (2.11) y (2.13) describen la difusión de los campos EM, y su atenuación se define como la reducción de su amplitud por un factor de 1/e a una distancia δ dentro del medio, conocida como *skin depth* o *profundidad de penetración* dada por *(Ward y Hohmann,1987)*:

$$\delta = \left(\frac{2}{\mu\sigma w}\right)^{\frac{1}{2}} = \left(\frac{2\rho_{ap}}{\mu w}\right)^{\frac{1}{2}} \approx 503\sqrt{\frac{\rho_{ap}}{f}} \quad [m]$$
(2.14)

Donde ρ_{ap} es la resistividad aparente del subsuelo. Esta ecuación representa la profundidad de investigación en un medio de resistividad homogénea.

Así, la penetración de una onda depende de la frecuencia y de la conductividad eléctrica del medio. Esto es de gran importancia, ya que analizando un intervalo de frecuencias se obtendra información sobre diversas profundidades. El rango de frecuencias empleados en un estudio MT dependerá de la profundidad de las estructuras que se precisen resolver.

A pesar de que la profundidad de penetración es un buen índice de la profundidad máxima de penetración para una onda electromagnética, no es exactamente una medida de la profundidad de resolución, porque las variaciones magnéticas externas tienen que propagarse por todas las capas superficiales cuyas resistividades normalmente son diferentes.

2.3. Función de Transferencia

2.3.1. Caso de un Semi-espacio homogéneo con superficie plana que se encuentra debajo de una capa de aire

El modelo geoeléctrico más simple concebible es un semi-espacio homogéneo (uniforme) compuesto de una capa de aire con conductividad cero que recubre un subsuelo homogéneo y plano de conductividad σ .





Se debe usar la respuesta de este modelo de un semi-espacio a una fuente electromagnética uniforme, variante en el tiempo y oscilatoria, para poder explicar los conceptos de función de transferencia y de profundidad de penetración.

Tenemos que la ecuación (2.11) es una diferencial de segundo orden, que tiene una solución de la siguiente forma:

$$\mathbf{E} = \mathbf{E}_1 e^{(iwt - qz)} + \mathbf{E}_2 e^{(iwt + qz)}$$
(2.15)

Ya que la Tierra no genera energía electromagnética, sólo la disipa o la absorve.

Esta condición implica que $\mathbf{E}_2 = 0$, porque el campo eléctrico debería disminuir cuando la profundidad tiende a el radio de la Tierra, es decir, donde $z \rightarrow r_T$, donde r_T es el radio de la Tierra.

Tomando la segunda derivada de la ecuación (2.15) con respecto a la profundidad, tendremos:

$$\frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial z^2} = q^2 \mathbf{E}_1 e^{(iwt - qz)} = q^2 \mathbf{E}$$
(2.16)

En nuestro modelo del semi-espacio, tenemos que $\frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial x^2} = \frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial y^2} = 0$, y podemos igualar (2.11) con (2.15), obteniendo la expresión para q:

$$q = \sqrt{i\mu_0\sigma w} = \sqrt{i}\sqrt{\mu_0\sigma w} = \frac{(1+i)}{\sqrt{2}}\sqrt{\mu_0\sigma w} = \sqrt{\frac{\mu_0\sigma w}{2}} + i\sqrt{\frac{\mu_0\sigma w}{2}}$$
(2.17)

Y la inversa de la parte real de q es:

$$\delta = \frac{1}{Re(q)} = \sqrt{\frac{2}{\mu_0 \sigma w}} \tag{2.18}$$

Que como se ha definido antes en la sección (2.2) δ es la profundidad de penetración de una onda electromagnética con frecuencia angular w en un semiespacio con conductividad σ .

La inversa de q se denomina *Función de transferencia de Schmucker-Weidelt* (Weidelt,1972; Schmucker, 1973), y es escrita como:

$$C = \frac{1}{q} = \frac{p}{2} - i\frac{p}{2}$$
(2.19)

Y al igual que p, C depende de la frecuencia y tiene dimensiones de longitud. Esta función de transferencia es

un modelo que describe un sistema lineal, en que dada una entrada, predice una salida, y además estable una relación lineal entre las propiedades físicas que son medidas en campo.

De la ecuación (2.15) con $E_2 = 0$, se tiene :

$$(E_x = E_{1x}e^{iwt - qz})$$
 $\frac{\partial E_x}{\partial z} = -qE_x$ (2.20)

Y comparando (2.20) con (2.1), se obtiene:

$$\frac{\partial E_x}{\partial z} = -\frac{\partial B_y}{\partial t} = iwB_y = -qE_x \tag{2.21}$$

Por lo tanto C puede ser calculado de las mediciones de los campos E_x y B_y en el dominio de la frecuencia (o equivalentemente con las mediciones de E_y y B_x).

$$C = \frac{1}{q} = \frac{E_x}{iwB_y} = \frac{-E_y}{iwB_x}$$
(2.22)

Y si C es conocido, entonces la resistividad de un semi-espacio homogéneo puede ser calculada, combinando (2.17) con (2.22):

$$\rho = \frac{1}{\sigma} = \frac{1}{|q|^2} \mu_0 w = |C|^2 \mu_0 w \qquad ; [VmA^{-1}]$$
(2.23)

2.3.2. Caso 1D de N capas horizontales en un semi-espacio

Para el caso de N capas horizontales en un semi-espacio se tiene dentro de cada capa una ecuación de difusión que se distingue por la conductividad de la capa n-ésima.Cada capa tiene un espesor arbitrario.

Tenemos que:

$$\mathbf{E}_{x,n}(q_n, w) = \mathbf{E}_{1,n}e^{iw-q_n z} + \mathbf{E}_{2,n}e^{iw+q_n z}$$

$$\mathbf{E}_{x,n}(q_n, w) = a_n(q_n, w)e^{-q_n z} + b_n(q_n, w)e^{q_n z}$$
(2.24)

Donde, en la interfaz, la onda electromagnética es transmitida y reflejada, por lo tanto, $E_{2,n} \neq 0$, salvo en el semiespacio inferior ($E_{2,N} = 0$).

Además se tiene que q_n se define en forma similar a q (ecuación 2.17), pero incorporando la conductividad de la n-ésima capa σ_n , esto es $q_n = \sqrt{i\mu_0\sigma_nw}$. Similarmente a la ecuación (2.24), el campo magnético para cada capa es dado por:

$$\mathbf{B}_{y,n}(q_n, w) = \frac{q_n}{iw} \left[a_n(q_n, w) e^{-q_n z} - b_n(q_n, w) e^{q_n z} \right]$$
(2.25)

Luego, suponiendo un sondeo de MT que logra penetrar el n-ésimo estrato, podriamos medir $\mathbf{E}_{x,n}$, y $\mathbf{B}_{y,n}$, con lo que la función de transferencia para la capa n-ésima es calculada como:

$$C_n(z) = \frac{\mathbf{E}_{x,n}(z)}{iw\mathbf{B}_{y,n}(z)}$$
(2.26)

Sustituyendo (2.24) y (2.25) en (2.26), podremos derivar expresiones para la función de transferencia $C_n(z_{n-1})$ y $C_n(z_n)$, en el tope e inferior de la capa n-ésima, respectivamente. En el tope, tenemos:

$$C_n(z_{n-1}) = \frac{a_n e^{-q_n z_{n-1}} + b_n e^{q_n z_{n-1}}}{q_n (a_n e^{-q_n z_{n-1}} - b_n e^{q_n z_{n-1}})}$$
(2.27)

Y en el inferior de la capa n-ésima:

$$C_n(z_n) = \frac{a_n e^{-q_n z_n} + b_n e^{q_n z_n}}{q_n (a_n e^{-q_n z_n} - b_n e^{q_n z_n})}$$
(2.28)

En la ecuación (2.28) se puede despejar $\frac{a_n}{b_n}$, y sustituir en la ecuación (2.27), obteniendo:

$$C_n(z_{n-1}) = \frac{1}{q_n} \left[\frac{q_n C_n(z_n) + tanh[q_n(z_n - z_{n-1}]]}{1 + q_n C_n(z_n) tanh[q_n(z_n - z_{n-1})]} \right]$$
(2.29)

Donde $h_n = z_n - z_{n-1}$ es el espesor de la capa, y en el límite cuando $z \to z_n$ las componentes del campo son continuas entre estratos, esto es:

$$C_n(z_n) = \lim_{z \to z_n \to 0} C_n(z_n) = \lim_{z \to z_n \to 0} C_{n+1}(z) = C_{n+1}(z_n)$$
(2.30)

Considerando la condición de continuidad y sustituyendo el espesor, obtenemos:

$$C_n(z_{n-1}) = \frac{1}{q_n} \left[\frac{q_n C_{n+1}(z_n) + tanh(q_n h_n)}{1 + q_n C_{n+1}(z_n) tanh(q_n h_n)} \right]$$
(2.31)

La ecuación (2.31) es conocida como la fórmula recursiva de Wait *(Wait, 1954)*, y puede usarse para calcular la función de transferencia en el tope de la capa n-ésima si conocemos la función de transferencia en el tope de la capa n+1.

Esta ecuación se itera N-1 veces desde el estrato más profundo que se define como un semiespacio homogéneo, donde $C_n = \frac{1}{q_n}$ hasta obtener la función de transferencia en superficie, la que se compara con datos observados.

2.4. Discontinuidad de la conductividad: Modo TE y TM

En este caso, tendremos un modelo simple bidimensional que estará compuesto por espacios de diferentes conductividades con un contacto vertical que se extiende en la dirección x (de acuerdo al sistema mostrado en la figura ??) hasta el infinito. La conservación de la corriente a través del contacto donde la conductividad cambia de σ_1 a σ_2 , conduce a la componente y del campo eléctrico(Ey) a la discontinuidad.

El principio físico que gobierna la discontinuidad es la conservación de corriente.

Observemos la siguiente figura:



Figura 2.2: Modelo simple 2D compuesto por espacios de diferentes conductividades con un contacto vertical que se extiende en la dirección x hasta el infinito.

La densidad de corriente a través del límite es dado por:

$$j_y = \sigma E y \tag{2.32}$$

Como la corriente debe ser conservada a través del borde, el cambio de conductividad exige que el campo eléctrico Ey debe ser discontinuo. La otras componentes del campo electromagnético deben ser continuas a través del borde.

El escenario mostrado en la figura (??)representa un dique o una falla con una conductividad aproximadamente constante a lo largo del strike.

Para un campo con una extensión infinita a lo largo del strike o una con una longitud de onda significante a lo largo del strike mayor que la profundidad de penetración no hay variaciones de campo a lo largo del strike y las ecuaciones (2.5) y (2.6), se pueden expandir a :

$$\frac{\partial(Ex - Ey + Ez)}{\partial y} + \frac{\partial(Ex - Ey + Ez)}{\partial z} = iw(Bx - By + Bz)$$
(2.33)

$$\frac{\partial(Bx - By + Bz)}{\partial y} + \frac{\partial(Bx - By + Bz)}{\partial z} = \mu_0 \sigma(Ex - Ey + Ez)$$
(2.34)

Además, para el caso ideal 2D, el campo eléctrico y el magnético son ortogonales; y el campo eléctrico paralelo al strike induce sólo un campo magnético que es perpendicular al strike mientrás que en el plano vertical, un campo magnético paralelo al strike induce sólo un campo eléctrico perpendicular al strike y al plano vertical. Las ecuaciones anteriores pueden ser desacopladas en dos modos independientes: uno incorporando el campo eléctrico paralelo al strike (polarización E), y el otro incorporando el campo magnético paralelo al strike. (polarización B).

La polarización de E (a veces denominada como el modo transverso eléctrico o modo TE) describe el flujo de corriente paralelo al strike (dirección x en la figura ??) en términos de las componentes del campo electromagnético Ex, By y Bz.

$$\frac{\partial Ex}{\partial y} = \frac{\partial Bz}{\partial t} = iwBz \tag{2.35}$$

$$\frac{\partial Ex}{\partial z} = \frac{\partial By}{\partial t} = iwBy \tag{2.36}$$

$$\frac{\partial Bz}{\partial y} - \frac{\partial By}{\partial z} = \mu \sigma Ex \tag{2.37}$$

La polarización de B (a veces denominada como modo transverso magnético o modo TM) describe el flujo de corriente perpendicular al strike (dirección y) en términos de las componentes del campo electromagnético Bx, Ey y Ez.

$$\frac{\partial Bx}{\partial y} = \mu_0 \sigma Ez \tag{2.38}$$

$$-\frac{\partial Bx}{\partial z} = \mu_0 \sigma E y \tag{2.39}$$

$$\frac{\partial Ez}{\partial y} - \frac{\partial Ey}{\partial z} = iwBx \tag{2.40}$$

Como Ey es discontinuo a lo largo del contacto vertical, la impedancia (-Zyx y Zyy) asociadas a Ey, son también discontinuas. Sin embargo, Zyy es cero para el caso 2D, y consideramos sólo Zyx.

2.5. Tensor de Impedancia

Un sondeo MT consiste en la medición de las tres componentes del campo magnético (Hx, Hy y Hz), y de las componentes horizontales del campo eléctrico (Ex y Ey).

El tensor de impedancia \underline{Z} , de rango 2, es el operador que relaciona de forma lineal las componentes horizontales de los campos eléctrico y campos magnético, y está en el dominio frecuencial.

Contiene información de la dimensionalidad y dirección de la estructura conductiva.

En el caso general, tenemos:

$$\mathbf{E} = \underline{Z} \frac{\mathbf{B}}{\mu_0} \tag{2.41}$$

que en forma matricial se representa por:

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \frac{B_x}{\mu_0} \\ \frac{B_y}{\mu_0} \end{bmatrix}$$
(2.42)

o escrito de otra forma, tenemos:

$$E_x = Z_{xx} \frac{B_x}{\mu_0} + Z_{xy} \frac{B_y}{\mu_0}$$
(2.43)

$$E_y = Z_{yx} \frac{B_x}{\mu_0} + Z_{yy} \frac{B_y}{\mu_0}$$
(2.44)

Y, puesto que el tensor de impedancia es complejo, para cada componente Z_{ij} además de magnitud, también hay una fase asociada.

$$\underline{Z} = \underline{Z}(w) = \begin{bmatrix} Z_{xx}(w) & Z_{xy}(w) \\ Z_{yx}(w) & Z_{yy}(w) \end{bmatrix}$$
(2.45)

A partir de la estimación de la impedancia para cada una de las frecuencias, se puede calcular las resistividades y los ángulos de fase, utilizando las siguientes expresiones (*Vozoff, 1972*):

$$\rho_{a,ij(w)} = \frac{1}{\mu_0 w} |Z_{ij}(w)|^2 \tag{2.46}$$

$$\phi_{ij} = \arctan\left(\frac{Im(Z_{ij})}{Re(Z_{ij})}\right) \qquad 6 \qquad \phi_{ij}(w) = \arg(Z_{ij}(w)) \tag{2.47}$$

Donde i,j= x ó y , e Im y Re son las partes imaginaria y real de Z_{ij} respectivamente.

La resistividad aparente $\rho_{a,ij(w)}$ representa un promedio de resistividades aparentes en el semiespacio penetrado por w.

 ϕ_{ij} es la fase, y estos dos parámetros son muy importantes y se obtienen de la adquisición de los datos.

La complejidad del tensor de impedancias depende de la distribución espacial de las estructuras geoeléctricas del subsuelo, que puede ser 1D, 2D o 3D.

2.5.1. Medio Unidimensional

Para el caso unidimensional (1D) en que la resistividad varía sólo con la profundidad, las componentes diagonales del tensor de impedancia son iguales a cero, mientrás que las componentes antidiagonales tienen la misma amplitud pero signos opuestos, al no haber variaciones laterales de resistividad, así el tensor de impedancias para el caso 1D queda como:

$$\underline{Z}_{1D}(w) = \begin{bmatrix} Z_{xx}(w) & Z_{xy}(w) \\ Z_{yx}(w) & Z_{yy}(w) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy}(w) \\ -Z_{xy}(w) & 0 \end{bmatrix}$$
(2.48)

Para el caso particular de un medio homogéneo, la parte real y la imaginaria de los elementos del tensor de impedancias tienen la misma magnitud, por lo que las fases serán igual a 45º.

En MT, las fases superiores a 45º indican un descenso de la resistividad con la profundidad, mientrás que las

fases inferiores a 45^o indican un aumento de la resistividad con la profundidad.



Figura 2.3: Tensor de impedancia para un medio unidimensional.

2.5.2. Medio Bidimensional

En un caso 2D ideal, la conductividad eléctrica es constante a lo largo de una determinada dirección horizontal, varíando únicamente en la vertical y en la otra dirección horizontal.

Esta dirección a lo largo de la cual la conductividad se mantiene constante se denomina *strike geoeléctrico*, o simplemente *strike*.

Las componentes eléctricas del tensor de impedancias están relacionadas sólo con sus ortogonales magnéticas, y las componentes magnéticas con sus ortogonales eléctricas, de manera que el tensor de impedancias en la dirección del strike queda simplificado, siendo los elementos de la diagonal iguales a cero, y debido a las variaciones laterales de conductividad, las componentes de la antidiagonal son diferentes entre sí, y representan los modos TE y TM (como se mencionó en la sección 2.4).

Así, el tensor de impedancias para el caso 2D ideal queda como:

$$\underline{Z}_{2D}(w) = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy}(w) \\ Z_{yx}(w) & 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{TE}(w) \\ Z_{TM}(w) & 0 \end{bmatrix}$$
(2.49)

Los valores de la resistividad aparente y fase para XY e YX presentan magnitudes diferentes y fases de signo opuesto, lo que condiciona que las fases aparezcan representadas en diferentes cuadrantes.

La simplificación de la ecuación (2.49) sólo es válida cuando los ejes de medida de los campos eléctrico y magnético están orientados respectivamente según las direcciones paralela y perpendicular del strike, de no ser así, los elementos diagonales del tensor de impedancias no serán iguales a cero, por lo que no será posible distinguir los modos TE y TM dentro del tensor. Para que las componentes diagonales del tensor de impedancia sean iguales a cero es necesario rotar los ejes de medida un determinado ángulo θ (ángulo de strike), por lo que el tensor de impedancias puede ser escrito como:

$$\underline{Z}_{2D} = R_{\theta} Z_{obs} R_{\theta}^{T} \tag{2.50}$$

Donde R_{θ} es la matriz de rotación, R_{θ}^{T} su transpuesta y Z_{obs} es la impedancia medida.

$$R_{\theta} = \begin{bmatrix} \cos(\theta) & \sin(\theta) \\ -\sin(\theta) & \cos(\theta) \end{bmatrix}$$

$$R_{\theta}^{T} = \begin{bmatrix} \cos(\theta) & -\sin(\theta) \\ \sin(\theta) & \cos(\theta) \end{bmatrix}$$

De esta manera, los modos TE y TM podrán ser igualmente definidos una vez que se haya rotado el tensor de impedancia.



Figura 2.4: Tensor de impedancia para un medio bidimensional ideal.

2.5.3. Medio Tridimensional

En el caso 3D, la conductividad varía en todas las direcciones. Todas las componentes del tensor de impedancia son diferentes entre sí, y no nulas. Por lo tanto, no existe un ángulo según el cual las componentes de la diagonal del tensor de impedancias se aproximen a cero.

Un medio tridimensional implica la necesidad de determinar todas las componentes del tensor de impedancia (Zxx,Zxy,Zyx y Zyy) para cada una de las frecuencias.



Figura 2.5: Tensor de impedancia para un medio tridimensional.

2.6. Tensor de Fase

El tensor de fase es la razón entre la parte real e imaginaria del tensor de impedancia. Se introdujo esta herramienta para calcular la dimensionalidad de la estructura eléctrica a cierta frecuencia (*Caldwell, 2004*).

La impedancia puede ser separada en un su parte real y su parte imaginaria, de la siguiente manera: $\underline{Z} = \underline{X} + i\underline{Y}.$

Así, el tensor de fase se define como:

$$\phi = \underline{X}^{-1}\underline{Y} \tag{2.51}$$

Y al igual que el tensor de impedancia, va a depender de la frecuencia. Se puede escribir como una matriz:

$$\underline{\phi} = \begin{bmatrix} \phi_{xx} & \phi_{xy} \\ \phi_{yx} & \phi_{yy} \end{bmatrix} = \frac{1}{det(\underline{X})} \begin{bmatrix} X_{yy}Y_{xx} - X_{xy}Y_{yx} & X_{yy}Y_{xy} - X_{xy}Y_{yy} \\ X_{xx}Y_{yx} - X_{yx}Y_{xx} & X_{xx}Y_{yy} - X_{yx}Y_{xy} \end{bmatrix}$$
(2.52)

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

2.6.1. Representación Gráfica del Tensor de Fase

Cualquier tensor 2D, no simétrico puede ser representado gráficamente por una elipse (*Bibby,1986*). Las representaciones algebraicas más simples de las invariantes del tensor son:

$$tr(\phi) = \phi_{xx} + \phi yy$$

$$sk(\phi) = \phi_{xy} - \phi_{yx}$$

$$det(\phi) = \phi_{xx}\phi_{yy} - \phi_{xy}\phi_{yx}$$

La determinante es una función cuadrática de las componentes del tensor. Es conveniente re-expresar las invariantes como funciones de primer orden:

$$\phi_1 = tr(\phi)/2$$

$$\phi_2 = \sqrt{det(\phi)}$$

 $\phi_3 = sk(\phi)/2$

Utilizando ϕ_1, ϕ_2, ϕ_3 se obtienen 3 parámetros invariantes, que determinan los semieje mayor, menor y el ángulo skew β :

$$\phi_{min} = \sqrt{\phi_1^2 + \phi_3^2} - \sqrt{\phi_1^2 + \phi_3^2 - \phi_2^2}$$
$$\phi_{max} = \sqrt{\phi_1^2 + \phi_3^2} + \sqrt{\phi_1^2 + \phi_3^2 - \phi_2^2}$$
$$\beta = \frac{1}{2}Arctan\frac{\phi_3}{\phi_1}$$

Para graficar el tensor de fase (no es invariante y no se puede formar con parámetros invariantes) es necesario un parámetro α que lo relacione con el sistemas de coordenadas escogido.

$$\alpha = \frac{1}{2} \operatorname{Arctan} \frac{\phi_{xy} + \phi_{yx}}{\phi_{xx} - \phi_{yy}}$$
(2.53)


Figura 2.6: Representación gráfica del tensor de fase.

2.6.2. Medio Unidimensional

Hay que considerar la ecuación 1D del tensor de impedancia:

$$Z_{1D} = X_{1D} + iY_{1D} = |Z_{1D}|e^{i\phi}$$

$$\phi = Arctan\left(\frac{Y_{1D}}{X_{1D}}\right)$$

Consideramos que $X_{xx} = X_{yy} = Y_{xx} = Y_{yy} = 0$, y que $X_{xy} = -X_{yx}$; $Y_{xy} = -Y_{yx}$, tendremos que:

$$\underline{\phi}_{1D} = \begin{bmatrix} Y_{1D} / X_{1D} & 0\\ 0 & Y_{1D} / X_{1D} \end{bmatrix} = \frac{Y_{1D}}{X_{1D}} \underline{I} = tan(\phi) \underline{I}$$

Donde \underline{I} es la matriz identidad.

 ϕ esta caracterizado por un valor escalar, correspondiente a la tangente del valor de la fase convencional para una estructura 1D.

Al representar gráficamente el tensor de fase se obtiene un círculo, ya que $\phi_{min}=\phi_{max}$ y eta=0.

2.6.3. Medio Bidimensional

Existen tres valores que caracterizan el tensor de fase para un medio bidimensional, uno es el ángulo en que fue rotado, y los otros dos son los valores de la diagonal que representan los semiejes mayor y menor de la elipse. Las elipses estarán orientadas según el rumbo geoeléctrico.

Se tiene que $\phi_{min}
eq \phi_{max}$ y eta = 0.

$$\underline{\phi}_{2D} = \begin{bmatrix} Y_{TM} / X_{TM} & 0\\ 0 & Y_{TE} / X_{TE} \end{bmatrix}$$

2.6.4. Medio Tridimensional

Las elipses no tendrán ni una alineación debido a que no existirá un rumbo geoeléctrico.

En la figura (2.7) se muestran las tres representaciones gráficas posibles para el tensor de fase. Si se tienen esferas, el medio será unidimensional. Si las elipses están alineadas en un sentido, entonces se tendrá una estructura bidimensional, y el strike tendrá una ambiguedad de 90^o, siendo paralelo o perpendicular al semieje mayor de la elipse. Y si las elipses no tienen ni una orientación común, entonces la estructura será 3D.



Figura 2.7: Representación gráfica del tensor de fase para un medio unidimensional, bidimensional y tridimensional.

Además se puede definir un nuevo ángulo que se utiliza para determinar los gradientes de resistividad con la profundidad:

$$\phi_2 = \arctan(\sqrt{\phi_{\min}\phi_{\max}}) \tag{2.54}$$

Si $\phi_2 < 45$ indica la presencia de una estructura de mayor resistividad a una mayor profundidad, y si $\phi_2 > 45$ existe una estructura de menor resistividad a una mayor profundidad.

2.7. Función de transferencia geomagnética

La función de transferencia geomagnética (FTG) es una función compleja que depende de la frecuencia y es definida como la relación entre la componente vertical y las dos componentes horizontales del campo magnético, y se calcula de la siguiente manera:

$B_z(w)=(T_x$	$T_y)$	$\begin{bmatrix} B_z \\ B_y \end{bmatrix}$
---------------	--------	--

$$\underline{T} = (T_x \quad T_y)$$

 \underline{T} es la FTG o también conocida como tipper. Sus dos elementos son números complejos, y a partir de ésta se originan los vectores o flechas de inducción, que son dos vectores adimensionales correspondientes a la parte real e imaginaria de la FTG en el plano XY.

Como los campos magnéticos verticales son generados por gradientes de conductividad laterales, las flechas de inducción pueden ser usadas para inferir la presencia o ausencia de variaciones laterales de conductividad. Los vectores de inducción se determinan como:

$$\underline{P} = Re(T_x(w))i + Re(T_y(w))j$$

 $Q = Im(T_x(w))i + Im(T_y(w))j$

Existen dos convenios a la hora de representar gráficamente estos vectores, el convenio de Parkinson y el convenio de Wiese. Según el convenio de Parkinson, el más utilizado, los vectores apuntan hacia las concentraciones anómalas de corriente, es decir, hacia los cuerpos conductores.

Según Parkinson se definen como la proyección en el plano horizontal de la recta normal del plano de Parkinson o plano preferencial, definido por Parkinson en 1959, donde indica que en dicho plano las variaciones del campo magnético son preferenciales (Jones, 88).

La parte real apunta en la dirección normal al conductor, y la magnitud del vector esta en relación directa con la cercania del mismo o bien con el contraste en conductividad, siendo mayor cuando el contraste de conductividad lo es.

Si no hubiera cambios laterales en la conducción la magnitud del vector en un rango de frecuencias sería cero, lo cual indicaria que se trata de un medio unidimensional.

Capítulo 3

Marco Geológico

3.1. Contexto Geotectónico Regional

El sistema montañoso andino es comúnmente usado para ilustrar un orógeno formado por la subducción de una placa oceánica bajo un marco continental,es decir, la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana (Jordan et al., 1983).

Los origenes del sistema andino se remontan a los tiempos del Jurásico, donde varias placas oceánicas que subductaron bajo la Sudamericana habrían propiciado la formación de un arco magmático, que debido a la erosión tectónica ha migrado cerca de 200 kilómetros hacia el Este, y se han generado tres principales unidades geomorfológicas a lo largo del arco volcánico andino que de Oeste a Este corresponden a la Cordillera de la Costa (Arco Magmático Jurásico), Depresión Central y Cordillera Occidental (Arco Magmático Actual) (Gutierrez, 2007; Mpodozis y Ramos, 1989; Scheuber y Reutter, 1992; Scheuber et al., 1994; Charrier et al., 2007).

El arco volcánico actual incluye más de 100 estratovolcanes del Pleistoceno-Holoceno y, al menos 12 sistemas de calderas gigantes potencialmente activos dispuestos desde Norte a Sur en cuatro regiones separadas denominadas: Zona Volcánica Norte (ZVN: 5ºN a 2ºS), Zona Volcánica Central (ZVC: 14-27ºS), Zona Volcánica Sur (ZVS: 33-46ºS) y Zona Volcánica Austral (ZVA: 49º-55ºS).

En la figura (3.1) se muestran los segmentos volcánicos activos en Los Andes, las placas de Nazca, Sudamericana, Antártica y Cocos, las cordilleras oceánicas, las edades de las placas oceánicas cerca de la fosa Perú-Chile, las velocidades de convergencia de las placas y sus direcciones. Los cuatro segmentos con volcanismo activo ocurren en zonas donde el ángulo de subducción de la Placa de Nazca es relativamente inclinado (25°), mientras que las zonas en donde hay ausencia de magmatismo cuaternario el ángulo de subducción es relativamente plano (< 10 $^{\circ}$) a profundidades > 100 kilómetros (Stern et al., 2004).



Figura 3.1: Mapa esquemático de las placas del océano Pacífico y Sur de América, que muestra los segmentos volcánicos activos de Los Andes (ZVN: Zona Volcánica Norte; ZVC: Zona Volcánica Central; ZVS:Zona Volcánica Sur; ZVA: Zona Volcánica Austral), la geometría de la subducción como indicador de la profundidad en kilómetros a la zona de Benioff, ridges oceánicos, edad de las placas oceánicas cercanas a la trinchera Perú-Chile y razón de convergencia y dirección a lo largo de los Andes.

3.1.1. Zona Volcánica de los Andes del Sur

La Zona Volcánica de los Andes del Sur es el segmento de la cordillera que se extiende entre los 33ºS y los 46ºS, y se emplaza en una delgada corteza paleozoica. Incluye al menos 60 volcánes con actividad histórica y potencialmente activos en Chile y Argentina y sistemas de calderas de gran tamaño (Stern,2004).

Su extremo Norte coincide con la latitud de subducción de la dorsal de Juan Fernández y, consecuentemente con la zona de subducción de la Pampa (Mpodozis et al., 1995). Su extremo Sur lo delimita una dorsal divergente

activa con extensión E-O denominada Dorsal de Chile, y que ha estado en gradual subducción bajo la región más austral del continente durante el Cenozoico Tardío (Cande and Leslie, 1986; Hervé et al., 2000).

A lo largo de esta zona, la placa oceánica de Nazca subducta bajo la placa continental Sudamericana con edades de 0-45 Ma, siendo más joven hacia el Sur. La velocidad de subducción tiene un rango de 7-9 cm/año, y es ortogonal a la fosa, con una dirección entre los 22º y 30º NE (Stern, 2004). La inclinación de la subducción va desde los 20º hasta más de 25º, creciendo de Norte a Sur. Producto de este progresivo aumento del ángulo de subducción hacia el Sur, la fosa y el arco volcánico pasan de estar distanciados 290 kilómetros en su extremo Norte a distancias menores de 270 kilómetros en su extremo Sur. En cuanto al espesor cortical, es superior a los 50 kilómetros en el extremo Norte de la ZVS, mientrás que en su extremo Sur alcanza espesores de 30-35 kilómetros (Stern, 2004).

La actividad volcánica de ZVS ha sido practicamente continua durante el postglacial (los últimos 10.000 años). Los productos de esta actividad son predominantemente basaltos y andesitas-basalticas, aunque la composición estratovolcán también exhibe rocas intermedias ácidas.

El antearco de esta zona andina es limitado hacia el este por la zona de falla Liquiñe Ofqui (ZFLO), rasgo tectónico dominante de este segmento (Hervé, 1977; Cembrano et al., 2000). Esta corresponde a un sistema complejo de lineamientos de intraarco NNE-SSO, con un total de 1000 kilómetros de largo.

La subducción normal se extiende desde los 33ºS hasta los 46º30'S, donde se produce la triple unión entre las placas de Nazca, Sudamericana y Antártica (Ramos y Aleman, 2000).

Futa y Stern (1988) introducen una subdivisión de la ZVS, el lado Norte ZVSN (33-37^oS) y el lado Sur ZVSS (37^o-46^oS). En las latitudes del ZVSS la corteza continental es más delgada, menor a 30 kilómetros y la edad de la corteza oceánica de la placa de Nazca entrando a la fosa de Chile es menor a 33 Ma (Herron et al., 1981). Además, los volcanes del ZVSS se ubican al Oeste del eje de la Cordillera principal y tienen una elevación basal menor a 1000 metros.



Figura 3.2: Mapa esquemático de la Zona Volcánica de los Andes del Sur, modificado de Stern (2004). Se observa la ubicación de los volcanes y calderas mejor conocidos, la subsegmentación de la ZVS, y la traza de la falla de Liquiñe-Ofqui. Se esquematiza además la dirección de la subducción, su velocidad, una sectorización de la edad de las rocas en la Placa de Nazca, y se ha marcado en rojo las dos zonas donde se llevaron a cabo las mediciones de MT.

A lo largo del segmento de la ZVSS entre los 44ºS y los 46ºS existe una serie de 5 estratovolcanes: Melimoyu, Mentolat, Cay, Macá y Hudson, los cuales se ubican sobre rocas intrusivas del meso-cenozoicas (principalmente granodioritas y tonalitas) del Batolito Patagónico Norte, cuyas edades varían de 6 a 5 Ma por el Norte a 0 Ma en el punto triple en la península de Taitao (DÓrazio et al., 2003). Estos volcanes tienen un espaciamiento de 15-100 kilómetros y están asociados a campos volcánicos constituidos por pequeños conos de escoria monogenéticos de lavas basálticas, como lo son Puyuhuapi, Río Pescado y Río Murta (Lahsen et al., 1994, 1997; Gonzalez-Ferrán et al., 1996; Demant et al., 1998). La evolución geológica de estos campos volcánicos está estrechamente conectada a la existencia de la LOFZ. Estos están alineados a lo largo de las fallas principales de la ZFLO. EL Volcán Hudson es el Volcán límite en la parte Sur, de la Zona Volcánica Sur. Un gap en la actividad del arco

volcánico separa al Hudson de la Zona Volcánica Austral.

3.1.2. Divisiones morfológicas

La región estudiada se puede dividir en cuatro elementos fisiográficos mayores, de orientación NS. Estos muestran una buena correspondencia con las distintas unidades geológicas, expuestas en ellos. Desde el oeste, estas divisiones son: Zona Extraandina, Precordillera, Cordillera Principal y Zona de los Archipielagos.

Zona Extraandina

Esta unidad es sólo parcialmente representada en Chile, tiene un amplio desarrollo hacia Argentina. Es una zona de escaso relieve, con alturas que varían entre los 400 y los 700 metros, que esta formada, principalmente por una cubierta de depósitos glaciales, fluvioglaciales y glaciolacustres, que ocupan una franja cercana a la frontera con Argentina. Asoman en esta superficie algunos cerros-islas cuyo número y altura decrece hacia la frontera.

Precordillera

Esta unidad constituye una zona de transición entre la zona extraandina y la cordillera principal. Presenta alturas que no sobrepasan los 2000 metros y en ella se emplazan grandes lagos de origen glacial (Elizalde, Paloma y General Carrera). En esta zona, las rocas más antiguas corresponden a rocas metamórficas del Paleozoico; en tanto que la cobertura meso-cenozoica esta representada por rocas volcano clásticas, volcánicas y sedimentarias, marinas y continentales.

Cordillera Principal

Corresponde a la zona de relieve más prominente de la región estudiada. Su eje está marcado por una línea de altas cumbres superiores a los 3000 metros, entre los cuales destaca el Monte San Valentín (4058 metros), el más alto de los Andes Patagónicos. En ella se emplaza el Campo de Hielo Patagónico Norte, que se extiende por más de 100 kilómetros alrededor del Monte San Valentín. Las rocas aflorantes en esta unidad corresponden a plutones graníticos y a centros volcánicos del Cenozoico Superior (Volcanes Macá y Hudson).

Zona de los Archipielagos

Es una zona de unos 100-150 kilómetros de ancho, elongada Norte Sur. Está formada por islas de relieve suave, típicamente aborregado, con alturas que no sobrepasan los 1000 metros, separadas por profundos fiordos

de dirección este-oeste y norte-sur, que corresponden a antiguos valles glaciales.

En esta unidad morfológica afloran rocas metamórficas del paleozoico, plutónicas graníticas, del meso-cenozoico, volcanosedimentarias mesozoicas y sedimentarias cenozoicas.

3.2. Contexto Geológico Local

Aysén destaca geológicamente por su posición en la zona de conjunción frente a la península de Taitao. La altitud del borde continental de Aysén es más baja que hacia el Norte, producto de la carga de hielo durante la última glaciación hasta hace 12.000 años, y su geología se puede dividir en dos franjas paralelas de rocas estratificadas, de Orientación N-S, separadas por un batolito que constituye la parte más alta de la Cordillera Andina, representado por rocas graníticas de edad meso-cenozoica.

El basamento pre-Mesozoico está conformado por rocas metamórficas, que corresponden a una serie de esquistos y filitas intensamente plegados (Niemeyer et al.,1984).

En la figura (3.3) se muestra un mapa geológico donde se ubican las estaciones de Coyhaique, extraido de la Carta Geológica de Chile Nº60-61 con escala 1:500.000. Se puede ver que COY1 y COY2 pertenecen al batolito patagónico **KTig**, y esta formación litológica ocupa gran parte de la cordillera principal. Este batolito forma parte de una extensa franja de rocas graníticas, que ocupa el eje de la Cordillera Patagónica, desde la latitud de Puerto Montt hasta el cabo de hornos. En su flanco oriental, el batolito patagónico intruye al basamento metamórfico y a la formación ibañez, aflorantes en la precordillera. En su flanco occidental intruye a las rocas del basamento metamórfico y a la formación traiguén, expuestas en la zona de los archipielagos.

Luego para las estaciones COY3, COY4, COY5 y COY6 se puede observar que se emplazan en la Formación Ibáñez Jfi, que consiste en una secuencia de rocas volcanoclásticas y volcánicas, de composición ácida a intermedia las que están expuestas a lo largo de toda la Precordillera (Niemeyer et al., 1984). Las rocas son principalmente piroclásticas y lávicas, de composición riolítica y dacítica, con intercalaciones andesíticas (Suárez et al., 1999; Quiroz, 2000; Bruce, 2001).

Esta integrado, principalmente por tobas líticas, brechas volcánicas, tobas de cristales, tobas de lapilli y por flujos andesíticos y riolíticos de colores amarillos, pardo claro y verde claro.Los mencionados tipos litológicos presentan una alteración generalizada, que sería el producto de metamorfismo de bajo grado.

Se estima que esta formación puede alcanzar una potencia de aprox 2600 metros.



Figura 3.3: Mapa geológico para las estaciones de Coyhaique. Carta Geológica Nº60-61, escala 1:500.000.

Para el área de La Junta no se tiene mayor información geológica que la extraida del mapa geológico de Chile de escala 1:1.000.000, donde se tiene que las estaciones de La Junta están emplazadas en la formación **Q1** que son depósitos aluviales, coluviales y de remosión en masa del Cuaternario.

Capítulo 4

Metodología

La adquisición de datos magnetotelúricos se llevó a cabo en enero de 2015, donde se midieron dos zonas dentro de la Región de Aysén,que son: *Lago Atravesado, Coyhaique y Puerto Raúl Marín, La Junta.* Este capítulo se referirá a la toma de datos en terreno, describirá el equipo utilizado, la ubicación de las estaciones, el arreglo en terreno y sobre el procesamiento de datos.

4.1. Adquisión de datos

La adquisión de los datos en terreno consiste en la medición de la intensidad de los campos eléctricos horizontales, y de los campos magnéticos horizontales y vertical utilizando dos equipos ADU07 (confeccionados por la empresa alemana *Metronix*), que fueron proporcionados por el proyecto CEGA *(Centro de Excelencia de Geotermia Andina)*.

Las mediciones se llevaron a cabo en dos áreas diferentes dentro de la Región de Aysén, la primera semana de campaña se midieron 6 estaciones en áreas cercanas al Lago Atravesado, ubicado en Coyhaique, y la segunda semana se midieron 8 estaciones en Puerto Raúl Marín ubicado en La Junta.

Una vez instalado el equipo se mide la intensidad de los campos en el rango de altas frecuencias (1 < f < 1000Hz) durante 20 minutos a una frecuencia de muestreo de 4096 Hz.

Terminada ésta medición, se continuó midiendo la intensidad de los campos en un rango de bajas frecuencias (0,001 < f < 1Hz) a una frecuencia de muestreo de 128 Hz dejandolo durante la noche, aproximadamente por 15 horas.

El resultado final es una serie temporal para cada uno de los 5 canales, que son: Dos componentes horizontales perpendiculares para el campo eléctrico, dos componentes horizontales perpendiculares y otro vertical para el campo magnético. $[E_x(t); E_y(t); H_x(t); H_y(t); H_z(t)]$.

Todas las áreas elegidas para instalar una estación MT eran privadas, lo que hacia dificil la eficacia del tiempo, ya que teniamos que solicitar los permisos requeridos, esto sumado a que como nos encontrabamos en una zona donde hay mucha ganaderia, se hacía aún más complicado que estas zonas no tuvieran animales que pudieran hacer daño al cableado instrumental.

En la figura (4.1) podemos observar la distribución de las estaciones instaladas en el área del Lago Atravesado.

Se puede apreciar que se ubican al norte de la Vertiente Termal Estero Negro que ha sido localizada según Arturo Hauser en su catastro de fuentes termales de Chile (*Hauser*, 1997).

Las distancias entre los sitios medidos varían entre 1 y 2.5 kilómetros, obteniendo una linea de medición de 8 kilómetros aproximadamente.



Figura 4.1: Distribución de estaciones MT en área de Lago Atravesado. (Imágen satelital Landsat 8).

Estación	Norte (mS)	Este (mE)
COY1	4940728	700506
COY2	4939597	702398
COY3	4940789	704247
COY4	4939930	705531
COY5	4939326	706446
COY 6	4939246	707983

Cuadro 4.1: Coordenadas en UTM-WGS 84 de sitios medidos en área de Lago atravesado.

La figura (4.2) muestra la distribución de las estaciones que fueron instaladas en Puerto Raúl Marín, La Junta. El sitio *JUN7* se midió de las Termas *"El Sauce "*, y las distancias entre estas mediciones van desde 1 a 2.5 kilómetros, obteniendo una linea de medición de 8 kilómetros aproximadamente.

Se encuentran al Noreste del Volcán Melimoyu, a 15 kilómetros de *JUN6* y cercanas al Baño Termal Risopatrón existente según el catastro de Arturo Hauser (*Hauser*, 1997).



Figura 4.2: Distribución de estaciones MT en área de Puerto Raúl Marin. (Imagen Satelital Landsat 8).

Estación	Norte (mS)	Este (mE)
JUN1	5122449	691549
JUN2	5122806	692450
JUN3	5121642	693060
JUN4	5121537	695403
JUN5	5122310	696008
JUN6	5123428	697211
JUN7	5121830	697624
JUN8	5125302	698143

Cuadro 4.2: Coordenatas en UTM-WGS 84 de sitios medidos en La Junta.

4.1.1. Equipo de adquisición utilizado

El sistema magnetotelúrico utilizado consta de:

- 3 sensores magnéticos (bobinas) para medir el campo magnético.
- Electrodos no polarizables para medir el campo eléctrico.
- Cables para sensores magnéticos.
- Cables para dipolos eléctricos.
- Cable de conexión de equipo central a bateria.
- Computadora portatil.
- Equipo central ADU07 con GPS.
- Material técnico de apoyo en campo (Multímetro, cajas, brújula, palas, recipientes plásticos, etc.).

4.1.2. Características del equipo y arreglo utilizado

Se utilizaron dos equipos ADU07 confeccionados por la empresa alemana Metronix, y proporcionados por el proyecto CEGA *(Centro de Excelencia de Geotermia Andina)*.



El ADU07 consiste en una unidad de adquisición, filtrado y amplificación de señales. Contiene un módulo de preprocesado y de almacenamiento de la información procedente de los sensores y la convierte al formato digital a través del conversor A/D.

El campo eléctrico es medido a través de una diferencia de potencial entre electrodos separados por una distancia que puede ser variable a lo largo de una dirección deseada. Se utilizan dos dipolos que se disponen ortogonalmente entre sí para medir *Ex y Ey*. Estos cuatro electrodos permanecen enterrados bajo en suelo, y son conectados al ADU07. Notemos que la distancia de separación de los electrodos debe ser suficiente para garantizar una diferencia de potencial capaz de ser registrada por el data logger,

Figura 4.3: Equipo central ADU07, Metronix.

y además deben ser no polarizables para evitar corrientes electroquímicas adicionales.

El campo magnético es medido utilizando bobinas de inducción que se orientan a lo largo de la dirección de la componente que será medida. Se necesitan al menos dos bobinas que permiten medir las componentes del campo magnético horizontal Hx, Hy, y muchas veces se utiliza una tercera bobina para medir la componente vertical del campo magnético Hz. Estas bobinas también van conectadas al data logger, y cubren un rango de frecuencias de 0.0001 Hz hasta 10 KHz.

Es necesario de un quinto electrodo para la conexión a Tierra del instrumento.



Figura 4.4: Equipo utilizado en la campaña de MT. [a] Conector de la bobina, [b] Conexiones para sensores y bobinas, [c] ADU07, bobinas, electrodos, carretes de cables para dipolos eléctricos, cables para sensores magnéticos y bateria.

Como se ha indicado, la técnica de prospección magnetotelúrica presenta un amplio rango de aplicaciones, precisión en los resultados, y gran versatilidad operativa tanto en prospección profunda como somera, y hay varias formas de realizar los tipos de arreglos magnetotelúricos.

Una vez que se seleccionó el lugar de trabajo, se comienza por tomar las distancias a las cuales se encontrarán enterrados los sensores, una vez tomada esta distancia, se dispone a distribuir el arreglo en campo.

En la instalación de las estaciones MT se ubicaron los dipolos eléctricos ortogonalmente entre sí en las direcciones Norte-Sur y Este-Oeste para medir las componentes *Ex y Ey* del campo eléctrico. Los electrodos de cada dipolo se encuentran separados a una distancia de 90 metros, a excepción de 3 estaciones que tienen una distancia de 70 metros, ya que eran sitios con mucha vegetación y que poseían desniveles del suelo, por lo tanto prolongar la distancia hubiera ocacionado un mayor ruido en los datos.Cada electrodo es enterrado en el suelo a unos 25 centímetros de profundidad aproximadamente para mejorar el contacto con el suelo y aislarlos térmicamente. Los dipolos forman una cruz, creando en el terreno cuatro cuadrantes, donde se medirán las componentes del campo magnético.

Un quinto electrodo es ubicado en el centro del arreglo y funciona como descarga a Tierra para la protección del instrumento.

Dos bobinas de inducción son instaladas en las direcciones Norte-Sur y Este-Oeste, y la tercera bobina es

instalada verticalmente para medir la componente vertical del campo magnético. Estas 3 bobinas son niveladas y enterradas bajo el suelo a unos 15 centímetros de profundidad y a unos 5 metros del equipo, para aislarlas térmicamente y evitar ser perturbadas por el movimiento del aire.

Los dipolos, las bobinas, el electrodo para hacer la descarga a Tierra, el GPS y la bateria se conectan al equipo central cerrando así un circuito, y almacenando la señal medida.



Figura 4.5: Esquema ilustrativo típico del arreglo instrumental.

4.2. Procesamiento e Inversión

Una vez transferidos los datos del instrumento de medición a la computadora, el primer paso es la transformación de las series de tiempo a su forma espectral.

Los elementos del tensor Zij se calculan como promedios en diferentes bandas de frecuencias a partir de los productos cruzados entre las componentes ortogonales del campo a partir del sistema de ecuaciones del tipo (Madden y Nelson, 1964):

$$\langle ExHy* \rangle = Zxx \langle HxHy* \rangle + Zxy \langle HyHy* \rangle$$

$$\tag{4.1}$$

$$\langle ExHx* \rangle = Zxx \langle HxHx* \rangle + Zxy \langle HyHx* \rangle$$

$$(4.2)$$

$$\langle EyHy* \rangle = Zyy \langle HyHy* \rangle + Zyx \langle HxHy* \rangle$$
(4.3)

$$\langle EyHx* \rangle = Zyy \langle HyHx* \rangle + Zyx \langle HxHx* \rangle$$

$$(4.4)$$

En donde Hx^* y Hy^* son los complejos conjugados de Hx y Hy. En este sistema de ecuaciones las componentes Zij son las incógnitas, en tanto que las componentes horizontales del campo EM son los coeficientes del sistema, que corresponden a las componentes de dicho campo medidas en superficie.

A partir de esto se obtienen las curvas de las resistividades y de las fases que se pueden utilizar independientemente para la estimación de la estructura del subsuelo, pero de la interpretación conjunta de resistividad y fase se logra un ajuste mucho más robusto, y por lo tanto más preciso.

En la prospección geofísica la inversión permite que a partir de datos medidos en campo con diferentes equipos (gravímetros, equipos eléctricos, equipos electromagnéticos, etc.) se obtenga un modelo que incluya las propiedades físicas del terreno para describir el subsuelo. Un buen modelo invertido es uno que reproduce los datos medidos geofísicamente y es consistente con la información disponible, por ejemplo, información geológica. Al realizar una inversión se infieren las resistividades del interior de la Tierra en el espacio del modelo a partir de las respuestas MT observadas en determinadas ubicaciones de la superficie y en determinadas frecuencias. Como se ha mencionado anteriormente, en el caso 2D se definen dos resistividades y dos fases, una a lo largo de la estructura regional y otra perpendicular a ésta. Esto determina dos modos de polarización, una cuando el flujo de corriente es máximo paralelo a la estructura (TE), y otro perpendicular a la misma, por lo que el campo magnético será paralelo a la estructura (TM).

con la inversión.

Se ha realizado una inversión 3D en el set de datos de La Junta en todo el rango de periodos. El caso 3D es el

más frecuente, y en el que la conductividad varía en todas las direcciones, y se ha escogido hacer este tipo de inversión ya que la Junta presenta en su mayoria comportamientos 2D y/o 3D, y concretamente el problema de una mala interpretación de las respuestas magnetotelúricas se da cuando se interpretan con una dimensionalidad menor a la que realmente le correspondería. Así, tanto una interpretación 1D de estructuras 2D o 3D, como la interpretación 2D de estructuras 3D, puede llevar a resultados engañosos (Chave y Jones, 2012).

Para el caso de medios tridimensionales, los programas de inversión son menos frecuentes y de más dificil aplicación, sin embargo, en los últimos años se ha producido un aumento considerable en el número de códigos de inversión 3D, la mayoria de los cuales requieren el uso de ordenadores con una gran capacidad de cálculo, dificultando así su utilización.

Para la obtención de los modelos de resistividad se ha utilizado el código de inversión ModEM desarrollado por Egbert y Kerlbert (2012). ModEM es un código modular en fortran 95 adaptado a la inversión de datos electromagnéticos en general. Este código necesita de ordenadores con una gran capacidad de cálculo, siendo éste el principal inconveniente de su utilización.





Figura 4.6: Fotografias tomadas durante la campaña en Aysen.

Capítulo 5

Resultados e Interpretación

5.1. Análisis de la dimensionalidad del medio

Para poder realizar una correcta inversión e interpretación objetiva de los datos es necesario considerar los fenómenos que modifican las respuestas magnetotelúricas que afectan y se ve reflejado en las curvas de resistividades y de fase, y que se generan por inhomogeneidades cercanas a la superficie, para esto frecuentemente es necesario llevar a cabo el análisis de la dimensionalidad, que equivale a evaluar la complejidad estructural del subsuelo.

Los fenómenos que modifican éstas respuestas se pueden agrupar en DISTORSIÓN INDUCTIVA y DISTORSIÓN GALVÁNICA. La primera influye en menor magnitud, por lo que no se corrige, y la segunda su magnitud es considerable, por lo que la abordaremos en este capítulo.

Se determinarán dos parámetros invariantes bajo rotación, que son el SKEW CONVENCIONAL¹, y el SKEW REGIONAL² que permiten estimar si el medio de estudio puede ser interpretado como 1D,2D o 3D.

Además se representa gráficamente el tensor de fase, que nos entregará información del comportamiento de los campos en función de la frecuencia, y de los vectores de inducción que representan la posición, extensión y polaridad de los cambios laterales de conductividad.

¹Skew Convencional: Swift en 1967 definió este parámetro.

²Skew Regional: Bahr en 1990 definió este parámetro.

5.1.1. Distorsión Galvánica

Cuando una corriente cruza una discontinuidad, las cargas que se acumulan a lo largo distorsionan las amplitudes de los campos eléctricos afectando las magnitudes de las impedancia. A este tipo de efecto se le denomina galvánico, y es un fenómeno que en la mayoria de los casos, es independiente del tiempo.

La distorsión galvánica proviene del campo eléctrico primario, el cual produce cargas eléctricas, que dan lugar a variaciones de conductividad a lo largo de zonas de transición o fronteras, el exceso de carga resulta en un campo eléctrico secundario, esto se produce por la presencia de cuerpos o estructuras tridimensionales que se encuentran en los primeros metros del suelo, las cuales responde a un campo eléctrico, lo que provoca la acumulación de cargas en las fronteras de las estructuras superficiales no inductivas y de pequeña escala. Esto crea un campo eléctrico local que puede modificar de forma significativa y en todo el rango de frecuencias, las medidas de resistividad eléctrica y de la fase.

5.1.2. Indicadores de dimensionalidad

Existen diferentes técnicas para remover los efectos de distorsión y recuperar la respuesta regional. Estas técnicas son comúnmente basadas en el uso de parámetros invariantes bajo rotación del tensor magnetotelúrico. Se determinarán dos indicadores de dimensionalidad, que son coeficientes adimensionales: skew convencional y el skew regional.

Estos coeficientes permiten estimar si el medio de estudio puede ser interpretado siendo 1D, 2D o 3D a partir de los datos medidos, es decir, a partir del tensor de impedancia observado se calculan parámetros, que no dependerán de la dirección de los ejes de medición.

Considerando las impedancias modificadas (Vozoff, 1991):

$$S1 = Z_{xx} + Z_{yy} \tag{5.1}$$

$$S2 = Z_{xy} + Z_{yx} \tag{5.2}$$

$$D1 = Z_{xx} - Z_{yy} \tag{5.3}$$

$$D2 = Z_{xy} - Z_{yx} \tag{5.4}$$

S1 y D2 son invariantes bajo rotación. Y otros conjuntos de invariantes pueden ser definidos como función de estos invariantes básicos.

Skew Convencional

El skew convencional es un coeficiente adimensional invariante bajo rotación que cuantifica la semejanza entre el tensor de impedancia observado y uno ideal 2D (Swift, 1967). Fue uno de los primeros criterios disponibles, y se determina con la siguiente expresión:

$$k = \frac{|Zxx + Zyy|}{|Zxx - Zyx|} \tag{5.5}$$

Se tiene Zxx+Zyy y Zxy-Zyx son invariantes ante las rotaciones, por lo tanto, k también lo es.

Si el valor de k es menor a 0.1, entonces el tensor de impedancias puede ser considerado como 1D, y será suficiente utilizar un algoritmo unidimensional para interpretar los datos, porque se trata de un medio estratificado. Si k es inestable, es decir, varía erráticamente de una frecuencia a otra, Zxx = Zyx, k tendería al infinito, indicando que el medio es unidimensional.

Si k es estable y consistentemente menores a 0.3 se asume que el medio es 2D.

Una vez graficado este parámetro en la figura (5.1)tenemos que para las estaciones COY2, COY4 y COY5 el skew convencional es mayor a 0.1 y no puede ser considerado como unidimensional según este parámetro, por lo tanto estas estaciones tienen un comportamiento 2D y/o 3D en todo su rango de periodos.

Las estaciones COY1, COY3 y COY6 presenta skew menores a 0.1 en distintos periodos, presentando un comportamiento dispar donde existe un rango de periodos en que la dimensionalidad del medio se puede considerar 1D, y un rango donde el medio se puede considerar 2D y/o 3D.

Para la estación COY1 se podría considerar unidimensional entre los: $10^{-3} - 10^{-2}$ s y entre 1 - 10 s.

Para la estación COY3 a partir de los 10 s se podría considerar 1D, mientras que para COY6 entre los: $10^{-3} - 10^{-2}$ s y a partir de los 10 s.



Figura 5.1: Valores de skew convencional para estaciones de Coyhaique. Línea roja indica k = 0.1.

En la figura (5.2) se ha graficado el skew para las estaciones de la Junta. Los sitios J03, J04, J05, J06 y J08 presentan valores del skew mayores a 0.1 y no puede ser considerado 1D, por lo que estas estaciones tienen un comportamiento 2D y/o 3D en todo su rango de periodos.

Los sitios J01, J02 y J07 presentan un comportamiento dispar. J01 y J07 en el rango entre los 10^{-3} - 10^{-2} s presentan un comportamiento 1D. J02 en el rango entre los 10^{-3} - 10^{-1} s.



Figura 5.2: Valores de skew convencional para estaciones de La Junta. Línea roja indica k = 0.1.

Skew Sensitivo a la fase

Si el campo magnético anómalo no es despreciable entonces se espera tener una diferencia de fase entre los elementos de cada columna del tensor de impedancia, lo que significa que el tensor rotado no ajusta idealmente a uno 2D. En este sentido, Bahr en 1988 encontró un coeficiente adimensional invariante bajo rotación que cuantifica la desviación del tensor observado a uno 2D, el skew sensitivo a la fase se define como:

$$\eta = \frac{|[D1, S2] - [S1, D2]|^{\frac{1}{2}}}{|D2|}$$
(5.6)

Donde $[A, B] = Im[A \cdot B^*]$. Este parámetro mide la diferencia de fase entre cada par de elementos del tensor, y tiene la particularidad de ser menos sensible a ciertas fuentes de distorsión (por ejemplo la distorsión galvánica). Si η es menor que 0.3 se considera que el medio es 2D, para valores mayores se considera que el medio es regional 3D. Ledo *et.al* (2002), demostraron que este último criterio no es estrictamente correcto, es decir, que si η es mayor que 0.3 es condición suficiente para que el medio sea considerado 3D, pero para valores menores no implica que la estructura sea 2D.

En la figura (5.3) se ha graficado el skew sensitivo a la fase para las estaciones de Coyhaique. Valores de η mayores a 0.3 se aprecian en diferentes rangos de periodos para los sitios. Para COY1,COY3 y COY4 entre los 10^{-2} - 1s se considera 3D. Para COY5 y COY6 entre los 10^{-1} - 1 s.

Notemos que para COY2 varía mucho este parámetro, y al igual que con el skew convencional no es posible definir una dimensionalidad del medio.



Figura 5.3: Valores de skew sensitivo a la fase para estaciones de Coyhaique. Línea azul indica cuando el skew sensitivo es igual a 0.3.

En la figura (5.4) se ha graficado el skew sensitivo a la fase para las estaciones de la Junta. Se tiene que para JUN1 el medio podría considerarse 3D entre los 10^{-2} y 1 s, y a partir de los 10s. Para JUN2 a partir de 1 segundo, para JUN3 entre los 10^{-2} y 1s y a partir de los 10^{2} s, para JUN5 entre los 1-10s. Para JUN7 entre los 10^{-2} y los 1-10s para JUN8 entre los 10^{-2} y los 10 segundos. Para JUN4 y JUN6 los valores son menores a 0.3.



Figura 5.4: Valores de skew sensitivo a la fase para estaciones de La Junta. Línea azul indica cuando el skew sensitivo es igual a 0.3.

En las figuras (5.5) y (5.6) se representa la dimensionalidad obtenida a partir de los parámetros de Smith y de Bahr para todo el rango de periodos y para cada estación medida.



Figura 5.5: Imágen que muestra el resultado de la dimensionalidad para los sondeos realizados en Coyhaique utilizando el skew convencional y el skew sensitivo a la fase. El color gris indica que el medio se comporta como 1D, el naranjo 3D y el cafe que puede ser 2D y/o 3D.



Figura 5.6: Imágen que muestra el resultado de la dimensionalidad para los sondeos realizados en La Junta utilizando el skew convencional y el skew sensitivo a la fase.El color gris indica que el medio se comporta como 1D, el naranjo 3D y el cafe que puede ser 2D y/o 3D.

5.1.3. Tensor de Fase y Vectores de inducción

Se graficaron las elipses del tensor de fase ϕ como se describio en la sección (2.6.1) del marco teórico, para determinar la dimensionalidad y orientación de la estructura a determinada profundidad.

Este tensor de fases no es afectado por la distorsión galvánica, sin embargo, no es un invariante rotacional.

Las componentes ϕ_{max} y ϕ_{min} indican las direcciones principales de polarización del campo eléctrico y magnético respectivamente. Si estas componentes son iguales, se trata de un medio 1D ya que no hay una dirección principal de la estructura; si son distintas, existe una dirección principal de flujo eléctrico, y la correspondiente (ortogonal) de flujo magnético, es decir, el medio se comporta como 2D, y $\beta = 0$. Para el caso 3D, las componentes mencionadas también son diferentes pero, $\beta \neq 0$.

Junto con representar gráficamente el tensor de fases se ha representado el tipper, que ha sido descrito en la sección (2.7) del marco teórico. Estos vectores de inducción permiten estudiar la presencia o ausencia de variaciones laterales de conductividad, ya que el campo magnético vertical se genera por gradientes laterales de conductividad.

Los vectores muestran la posición, extensión, y polaridad de los cambios laterales de conductividad. La parte real apunta en la dirección normal al conductor, y la magnitud del vector está en relación directa con la cercanía del mismo, o bien con el contraste en conductividad, siendo mayor cuando el contraste de conductividad lo es. Si no hubiera cambios en la conducción, la magnitud del vector en un rango de frecuencias sería cero, lo cual indicaría que se trata de un medio 1D.

Además, dentro de cada elipse se muestra el parámetro ϕ_2 , que representa los gradientes verticales de resistividad, así $\phi_2 > 45$ (colores más rojizos) indica la existencia de una estructura de menor resistividad a una mayor profundidad, mientras que $\phi_2 < 45$ (colores más azulados) indican la presencia de una estructura más resistiva a una mayor profundidad.

En la figura (5.7) se muestra el tensor de fase y el tipper para las estaciones de Coyhaique en distintos periodos, de izquierda a derecha y de arriba a abajo tenemos: 15ms, 173ms, 4s, 16s, 32s y 128s. Estos periodos representan distintas profundidades de penetración.

En particular, se muestra que a los 15 milisegundos, el tensor de fase es un círculo para la primera estación, para la segunda estación es una elipse con orientación NE-SO, y para las otras estaciones se asemeja a una elipse con una orientación NS.(Recordemos que las estaciones están ordenadas de O-E, ver figura (4.1) para ver la distribución de las estaciones). Las representaciones del tensor para este periodo tienen colores entre verdes y azulados ($\phi_2 < 45$) que indica que hay una estructura menos conductora (o más resistiva) a mayor profundidad, a excepción de la estación COY2 que muestra un color rojizo ($\phi_2 > 45$) que indica una estructura más conductora a mayor profundidad.

Como se busca obtener información de las estructuras a lo largo de todo el rango de periodos, no se puede extraer información concluyente de cómo se comportan las estructuras observando sólo las representaciones de los parámetros en un periodo, es decir, hay que observar cómo varían estos parámetros en todo el rango de periodos.

En la figura (5.9) vemos que a medida que aumenta el periodo (o aumenta profundidad) notamos que las elipses

68

se orientan en la dirección NS, menos en la estación COY2 que varía mucho de un periodo a otro. Además los colores de las representaciones nos indican que en las zonas más someras, o a menores periodos como el parámetro $\phi_2 < 45$ indica que hay una estructura de mayor resistividad, y a medida que aumenta el periodo el color de las elipses se torna rojizo por lo que se encontraría una estructura más conductora a mayor profundidad. El vector tipper de la estación COY2 varía mucho en magnitud y en dirección con respecto a las otras estaciones, esto se puede atribuir a la mala calidad de los datos que hay en este sitio.

Además COY1 siempre muestra una dirección diferente a las otras estaciones, esto es debido a la diferente geología en la que se emplazan las estaciones que se puede ver en el mapa geológico de la figura (3.3).



Figura 5.7: Representación gráfica del tensor de fase para distintos periodos de las estaciones de Coyhaique.



Figura 5.8: Representación del tensor de fase para todos los periodos de las estaciones de Coyhaique.

El la figura (5.9) se muestran las representaciones del tensor de fase para las estaciones de La Junta a distintos periodos, de izquierda a derecha, y de arriba a abajo, se tiene: 15ms, 173ms, 4s, 16s, 32s y 128s.

En los periodos más pequeños o en las partes más someras se ve que el tensor de fase no tiene una orientación en particular, todas las elipses muestran distintas direcciones, lo que representaría un comportamiento tridimensional de las estructuras.

Los vectores de inducción muestran diferentes direcciones en todos los sentidos, lo que se puede atribuir a que son respuesta a cuerpos conductores muy cercanos a cada estación, es decir, que se considera como una respuesta muy localizada. A medida que aumenta el periodo se puede ver una dirección del tipper más marcada que muestra que para las primeras tres estaciones varía en un sentido horario desde una dirección O a NO, mientrás que para las cinco estaciones restantes la dirección tiende a apuntar hacia el E en los periodos más pequeños variando hacia el NE. Las distintas direcciones que muestran JUN1, JUN2 y JUN3 con respecto al resto de las estaciones podría deberse a alguna falla o a algún dique que afecte estos cambios laterales de conductividad.

Se puede ver la presencia de una zona más conductiva en JUN1 y JUN2, ya que $\phi_2 > 45$ en la parte más somera, además de la figura (5.10) podemos distinguir una zona más conductiva entre los 4 y los 44 segundos desde la estación JUN4 hasta la JUN8.



Figura 5.9: Representación gráfica del tensor de fase para distintos periodos de las estaciones de La Junta.


Figura 5.10: Representación del tensor de fase para todos los periodos de las estaciones de La Junta.

5.2. Inversión

Como se mencionó en la metodología, en este estudio se realizó una inversión 3D con los datos obtenidos en La Junta utilizando el código de inversión ModEM con un grillado de 100 metros en las horizontales en la parte del centro donde se encuentran las estaciones, y a partir que se aleja de esta área el grillado comienza a aumentar en un factor de 1.2. Para la vertical al igual que en las horizontales se hace una grilla de 100 metros aumentando en un factor de 1.2 en profundidad, obteniendose 20 bloques verticales en total.

Inicialmente se realizó, para el perfil, una inversión conjunta de los modos TE (XY), TM (YX) y del tipper ingresando los datos entre los 10^{-3} y los $10^{1}s$, y utilizando como modelo inicial un medio homogéneo de 100 $[\Omega m]$ de donde se obtiene un modelo de resistividades 3D con un RMS de 1.76.

Luego se utilizó el software WINGLINK donde se realiza un forward, donde se calculan los campos en la superficie a partir de los campos incidentes y reflejados en todo el espacio del modelo considerando las resistividades de cada lugar calculadas en la inversión, para cada frecuencia por separado. Se hicieron varias pruebas para ajustar mejor las curvas de resistividades y obtener así un mejor modelo.

Finalmente se obtiene que el modelo tiende a ajustarse en la parte más somera, hasta los 10^{-1} s, ya que luego las curvas de resistividad se desajustan como se muestra en la figuras del apéndice (B), lo que significa que el modelo creado será admisible hasta unos 900 metros de profundidad aproximadamente.

En la figura (5.11) se ven los gráficos en planta en los distintos bloques verticales. De izquierda a derecha y de arriba a abajo tenemos que las profundidades de las capas van desde los: 0 - 0.1, 0.1 - 0.220, 0.220 - 0.364 y 0.364 - 0.537 kilómetros respectivamente.

De esta figura se puede deducir que se observan 4 cuerpos conductores a los 100 metros de profundidad cercanos a las estaciones JUN1, JUN4, JUN7 y JUN8. A medida que aumenta la profundidad se ve un conductor más marcado en la estación JUN2. Además se observa que las resistividades más bajas son cubiertas por resistividades más altas, y a los 537 metros sólo permanece en el modelo el conductor ubicado en JUN2 que se mantiene hasta la profundidad admisible del modelo.

El mayor conductor que se ve a los 100 metros de profundidad (y el conductor más grande que se ve en el modelo), que se encuentra en las estación JUN1, tiene una dimensión en la dirección OE de unos 800 metros, en la dirección NS de unos 300 metros, y va disminuyendo sus dimensiones hasta desaparecer a los 744 metros de profundidad aproximadamente.



Figura 5.11: Gráficos en planta a distintas profundidades. Los triángulos negros invertidos representan la ubicación de las estaciones.

Capítulo 6

Conclusiones y discusión

Este trabajo de tesis de pregrado constituye una investigación pionera a lo que es la estimación del recurso geotérmico en la Región de Aysén por tratarse del primer estudio de la aplicación del método geofísico magnetotelúrico en la zona, siendo ésta la primera entrada a una posible comprensión futura de anomalias de bajas resistividades o de estructuras altamente conductoras que pueda hacer posible su aprovechamiento, ya sea directo o indirecto en beneficio a la comunidad.

En el Sur de Chile, y en particular en esta Región, se da mucho la ganaderia, lo que junto con la solicitud de permisos que eran requeridos para poder ingresar a terrenos privados, encontrar zonas sin mucha vegetación, que sean planas, que esten lejos del tendido eléctrico y sin generadores eléctricos para evitar el ruido en las señales electromagnéticas y para que los animales no hicieran daño al cableado instrumental, dificultaba en parte la adquisición de datos, requiriendo un mayor tiempo invertido en campo y haciendo posible la obtención de un menor número de estaciones medidas.

Se realizó un análisis dimensional del medio previo a la inversión de los datos para hacer un correcto estudio de las mediciones. Esto es para las dos áreas donde se llevó a cabo la adquisición de datos: Lago Atravesado y La Junta. Se utilizan los parámetros del skew convencional, el skew sensitivo a la fase, tensor de fase y tipper. Estos parámetros calculados en muchos casos poseen errores y ruidos que generan distorsiones que no hacen posible determinar con precisión dicha dimensionalidad.

6.1. Sector Lago Atravesado

Del análisis de las estaciones cercanas al Lago Atravesado (Coyhaique), se puede concluir que la parte más somera, es decir a periodos menores a 0.1 segundos podrían existir estructuras con una mayor resistividad, y a medida que aumenta el perido a partir de los 0.3 segundos podrían aparecer estructuras más conductivas. La estación COY2 no se consideró a la hora de análizar el medio, puesto a que con los distintos parámetros calculados los valores varían mucho con respecto a las otras estaciones, lo que se podría atribuir al ruido que presenta este sitio. Cabe agregar que en esta estación hubo una mayor dificultad en la adquisición de datos, ya que se tuvo que cruzar un río, y debido a que el lugar poseía harta vegetación fue complicado trazar las direcciones del cableado instrumental.

Además el vector tipper varía mucho a periodos muy pequeños, lo que se atribuye a la muestra de anomalias conductivas muy cercanas a la estación, es decir, se podrían considerar como respuestas muy locales. A partir de los 0.03 segundos (aún somero) este vector muestra tendencias diferentes entre COY1 y el resto de las estaciones, que se le atribuye a que COY1 esta emplazada en el batolito patagónico donde existe una extensa franja de rocas graníticas, mientras que el resto de las estaciones están emplazadas en la Formación Ibañez, que son rocas volcánicas o volcanoclásticas ácidas o intermedias.

Finalmente, para las mediciones del sector de Lago Atravesado, se concluye que el medio se comporta como un medio tridimensional, lo que se ratifica con los resultados fallidos de las inversiones 2D realizadas en WIN-GLINK donde se obtienen valores de RMS muy altos, y donde no se logran ajustar las curvas de resistividad y fase.

6.2. Sector La Junta

Del análisis dimensional de las estaciones ubicadas en La Junta se puede concluir que de la representación del tensor de fase se ve que en la parte más somera podrían existir cuerpos conductores en JUN1 y JUN2, y al igual que en Lago Atravesado los vectores tipper apuntan en todas direcciones en periodos pequeños, lo que se debería a respuestas de cuerpos anómalos en conductividad muy cercanos a las estaciones.

En La Junta, en todo el rango de periodos se observa un comportamiento tridimensional a partir de los distintos parámetros calculados, que se ve ratificado en las inversiones 2D realizadas en Winglink donde se obtienen RMS muy altos.

Al realizar la inversión 3D en ModEM y luego de varias pruebas realizando forward en WINGLINK se lograron ajustar las curvas de resistividad y de fase sólo hasta los 10^{-1} segundos, obteniendo un modelo creible hasta los 900 metros de profundidad aproximadamente.

Se ve el mayor conductor en la estación JUN1 a los 100 metros de profundidad, y que tiene dimensiones de OE de 800 metros y de NS de 300 metros aproximadamente, y que disminuye de dimensiones en profundidad hasta desaparecer a los 744 metros aproximadamente. Además se ven otros conductores de menores dimensiones en las estaciones JUN2, JUN4, JUN7 y JUN8. La presencia de estos conductores son esperables, ya que los sitios se encuentran cercanos al Volcán Melimoyu (a unos 16 kilómetros de la estación JUN1), y hay evidencia de manifestaciones superficiales de alguna fuente de calor donde el agua caliente aflora naturalmente, que son las "Termas El Sauce".

A medida que aumenta el periodo (o aumenta profundidad) se comienza a poder distinguir una diferencia en la dirección del tipper entre las primeras 4 estaciones con las 4 restantes, lo que podría evidenciar una falla o dique, lo que no se puede avalar geológicamente en este estudio, ya que no hay un mapa geológico a menor escala que muestre fallas del lugar.

Las perspectivas de futuro para La Junta están relacionadas con la integración e interpretación conjunta del modelo de resistividades y otros modelos geofísicos y geológicos, y en lo referente a la caracterización del sistema geotérmico actual, sería útil analizar la información de las muestras de agua adquiridas por el CEGA durante la campaña realizada el pasado enero, y realizar nuevos estudios geoquímicos de gases y volátiles en ambientes superficiales. Así podría definirse qué zonas del sistema geotérmico reflejado en el modelo de resistividades co-

rresponderían a zonas actualmente activas.

Finalmente, y en relación a la localización de la cámara magmática sería conveniente incorporar más datos magnetotelúricos y realizar nuevas inversiones.

Bibliografía

- Bahr K. Geological noise in magnetotelluric data: a classification of distortion types. *Phys. Earth Planet.Inter.*, 66: 24 - 38 (1990).
- [2] Cagniard L. Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting. *Geophysics vol. 18*, 605-635. (1953)
- [3] Caldwell T., Bibby H., Brown C. The magnetotelluric phase tensor. J. Geophys. 158, 457-469 (2004).
- [4] Chave A., Jones A. The magnetotelluric method. Theory and Practice. Cambridge University Press. (2012).
- [5] Friedrichs B. Mapros. Manual de software libre. (2007).
- [6] Heki K., Matsuo K. Coseismic gravity changes of the 2010 earthquake in central Chile from satellite gravimetry. *Geophys. Res. Lett.37, L24306 (2010).*
- [7] Jordan T., Isacks B., Allmendinger R., Brewer J., Ramos V., Ando C. Andean tectonics related to geometry of the subducted Nazca Plate. *Geological Society of America, Bulletin Vol. 94, No. 3, p. 341-361.* (1983).
- [8] Kelbert A., Meqbel N., Egbert G., Tandon K. ModEM: A modular system for inversion of electromagnetic geophysical data. *Computers and Geosciences 66, 40-53.*(2014).
- [9] Pous J., Marcuello A. El método magnetotelúrico: descripción y aportaciones en investigaciones de ámbito regional. Boletín Geológico y Minero, 114 (1):5-16. (2003).
- [10] Simpson F., Bahr K. Practical Magnetotellurics. (2005).
- [11] Smith T. Understanding Telluric Distortion Matrices. J. Geophys (1995).
- [12] Stern C. Active Andean Volcanism: its geologic and tectonic setting. *Rev. geol. Chile vol.31 no.2 Santiago* (2004).
- [13] Stern C. Tephrochronology of southernmost Patagonia. National Geographic Research Vol. 6, p. 110-126 (1990)
- [14] Vozoff K. The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins. *Geophysics vol.37, 98-141.* (1972)

Apéndice A

Gráficos de Resultados

Se exponen los gráficos de los resultados para cada sitio donde se realizó la adquisición de datos para la zona de Coyhaique como para La Junta.



Figura A.1: Resistividad aparente y fase de Estación COY1.



Figura A.2: Resistividad aparente y fase de Estación COY2.



Figura A.3: Resistividad aparente y fase de Estación COY3.



Figura A.4: Resistividad aparente y fase de Estación COY4.



Figura A.5: Resistividad aparente y fase de Estación COY5.



Figura A.6: Resistividad aparente y fase de Estación COY6.



Figura A.7: Resistividad aparente y fase de Estación JUN01.



Figura A.8: Resistividad aparente y fase de Estación JUN02.



Figura A.9: Resistividad aparente y fase de Estación JUN03.



Figura A.10: Resistividad aparente y fase de Estación JUN04.



Figura A.11: Resistividad aparente y fase de Estación JUN05.



Figura A.12: Resistividad aparente y fase de Estación JUN06.



Figura A.13: Resistividad aparente y fase de Estación JUN07.



Figura A.14: Resistividad aparente y fase de Estación JUN08.

Apéndice B

Resistividad aparente, fases y curvas de ajuste de inversión 3D en La Junta

Se exponen los gráficos de la resistividad aparente, las fases y las curvas de ajuste del modelo obtenido por el software ModEM y el modelo final después de realizar forward en software WINGLINK.



Figura B.1: Resistividad Aparente, fases y curvas de inversión 3D para estación JUN1. Arriba se muestra el ajuste de inversión realizada por el software ModEM, y abajo se muestra el ajuste del modelo final posterior a realizar forwards en software WingLink.



Figura B.2: Resistividad Aparente, fases y curvas de inversión 3D para estación JUN2. Arriba se muestra el ajuste de inversión realizada por el software ModEM, y abajo se muestra el ajuste del modelo final posterior a realizar forwards en software WingLink.



Figura B.3: Resistividad Aparente, fases y curvas de inversión 3D para estación JUN3. Arriba se muestra el ajuste de inversión realizada por el software ModEM, y abajo se muestra el ajuste del modelo final posterior a realizar forwards en software WingLink.



Figura B.4: Resistividad Aparente, fases y curvas de inversión 3D para estación JUN4. Arriba se muestra el ajuste de inversión realizada por el software ModEM, y abajo se muestra el ajuste del modelo final posterior a realizar forwards en software WingLink.



Figura B.5: Resistividad Aparente, fases y curvas de inversión 3D para estación JUN5. Arriba se muestra el ajuste de inversión realizada por el software ModEM, y abajo se muestra el ajuste del modelo final posterior a realizar forwards en software WingLink.



Figura B.6: Resistividad Aparente, fases y curvas de inversión 3D para estación JUN6. Arriba se muestra el ajuste de inversión realizada por el software ModEM, y abajo se muestra el ajuste del modelo final posterior a realizar forwards en software WingLink.



Figura B.7: Resistividad Aparente, fases y curvas de inversión 3D para estación JUN7. Arriba se muestra el ajuste de inversión realizada por el software ModEM, y abajo se muestra el ajuste del modelo final posterior a realizar forwards en software WingLink.



Figura B.8: Resistividad Aparente, fases y curvas de inversión 3D para estación JUN8. Arriba se muestra el ajuste de inversión realizada por el software ModEM, y abajo se muestra el ajuste del modelo final posterior a realizar forwards en software WingLink.

Apéndice C

Representación del tensor de fase y tipper para cada periodo de las Estaciones ubicadas en Lago Atravesado y La Junta



Latitud [grados]

Latitud [grados]



Atravesado Apéndice C. \leq La Representación del tensor de fase y tipper para Junta cada periodo de las Estaciones ubicadas en Lago






Figura C.1: Representación del tensor de fase y tipper para estaciones de Coyhaique a distintos periodos.











Figura C.2: Representación del tensor de fase y tipper para estaciones de La Junta a distintos periodos.