

#### UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

### Exploración de Aguas Termales usando Métodos Eléctricos Resistivos de Prospección Geofísica: Termas de Menetúe y Pellaifa

Profesor Guía: Dr. Arturo Belmonte-Pool Departamento de Geofísica Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas Universidad de Concepción

Tesis para optar al título profesional de Geofísico

Alejandra A. Muñoz Jensen CONCEPCIÓN - CHILE Marzo 2011

Comisión	:	Dr. Arturo Belmonte-Pool	
		Dr. Alfredo Eisenberg	
		Dr. Andrés Tassara	

"El es sabio de corazón, y poderoso en fuerzas; ¿quién se endureció contra él, y le fue bien? El arranca los montes con su furor, y no saben quién los trastornó; El remueve la tierra de su lugar, y hace temblar sus columnas; El manda al sol, y no sale; y sella las estrellas; El sólo extendió los cielos, y anda sobre las olas del mar; El hizo la Osa, el Orión y las Pléyades, y los lugares secretos del sur; El hace cosas grandes e incomprensibles, y maravillosas, sin número."

Job 9.4-10

# Índice general

Agradecimientos	VI
Resumen	VII
Abstract	VIII
. Introducción	1
2. Marco Teórico         2.1. Prospección Geofísica de Resistividad         2.2. Geotermia         2.3. Exploración geofísica de recursos geotérmicos	<b>6</b> 6 19 25
B. Motivación	30
Hipótesis y Objetivos         4.1. Hipótesis         4.2. Objetivos Principal y Secundarios	<b>31</b> 31 31
5. Zona de Estudio         5.1. Ubicación         5.2. Antecedentes         5.2.1. Geológicos         5.2.2. Geoquímicos	<b>32</b> 32 35 35 35
<ul> <li>6.1. Adquisición de datos</li></ul>	<b>38</b> 40 41 42 43
<ul> <li>7. Análisis y Resultados</li> <li>7.1. Menetúe</li></ul>	<b>47</b> 47 54
8. Conclusiones y Discusión	61
Bibliografía	63
Softwares Utilizados	65

ÍNDICE GENERAL	V
A. El Problema de Inversión.	66
B. Tablas de Datos.	69
C. Cálculo del error en modelos	78
D. Salidas a Terreno.	79

### Agradecimientos

A Cecilia, Matt, Elías, Octavio, Ingo, Paula, Lorenzo, Enrique y Felipe por su apoyo en los terrenos; al Depto. de Geología de la Universidad de Concepción, en especial a Pedro Bravo y al profesor Abraham Gonzáles, y a Eduardo Carvacho por su ayuda con los equipos; a Fabrice Vermeersch del Technical Support of IRIS Instruments y a Javier Bahamondes de GeoExploraciones por la asistencia técnica cuando tuvimos problemas con el VIP; y a los dueños, administración y personal de las termas de Menetúe y Pellaifa, por permitir la toma de datos y creer de que éramos de la UdeC y no de alguna empresa extraña.

A todos los chicos de GBU que me apoyaron en oración; a mis condiscípulos y hermanos en Cristo por su amor, oración y apoyo moral; a mis familiares por su interés y apoyo; y a mi familia, por supuesto, por todo lo que me entregaron durante los años de esta carrera y más aún en el tiempo de la realización de esta tesis. A mi profesor guía, Arturo, gracias por su dedicación y por ayudar a sacar adelante esto a pesar de todos los inconvenientes que se presentaron en el camino.

Y por sobre todas las cosas, doy gracias a mi Dios y Señor, Jesucristo, por toda su misericordia, la gracia que derramó sobre mí, por su amor incondicional y siempre fiel; a pesar de que hubieron momentos de debilidad, Él siempre estuvo allí con su mano dispuesta a levantarme y sostenerme como el Padre que es. Sin Tu ayuda jamás habría llegado a ningún lugar. Esta tesis, todo el tiempo invertido en ella y todo el tiempo desde que me rescataste hasta este momento, son tuyos, al igual que toda la gloria, la adoración, la alabanza, la fortaleza, la honra, el poder, las riquezas, la sabiduría y las acciones de gracias de todos los santos.

Apocalipsis 4.11

Muchas gracias!!!

Alejandra A. Muñoz Jensen

### Resumen

No es desconocido el hecho de que a medida que la humanidad incrementa la cantidad de tecnologías necesarias para hacer más cómoda y fácil su existencia en la Tierra, el costo energético involucrado aumenta cada vez más y el planeta, debido a la creciente explotación de sus recursos naturales, se deteriora a tasas cada vez mayores. A causa de esto, numerosos programas gubernametales y privados han comenzado a instaurarse con el objetivo de fomentar el uso de las llamadas *energías renovables* no contaminates que permitan satisfacer la progresiva demanda energética y que, al mismo tiempo, no presenten una amenaza importante al frágil balance ecológico de la Tierra. En particular, Chile, por su ubicación, geografía y geología, se muestra como el lugar ideal para promover la explotación de energía geotérmica, entre otras.

El mayor problema que se presenta durante el desarrollo de la geotermia es la exploración de los recursos. El alto costo que conlleva el realizar sondajes exploratorios muchas veces provoca demora o incluso retroceso en los proyectos. Sin embargo, el realizar una previa prospección geofísica a través de algún método consistente con las propiedades físicas del embalse geotérmico puede reducir considerablemente tanto la extensión del área a explorar como la cantidad de incógnitas que se tengan con respecto al sistema.

En la presente tesis se expone y se analiza la utilización de dos métodos de exploración geofísica eléctrica resistiva, concretamente el arreglo Schlumberger para el método de sondaje eléctrico vertical (SEV) y el arreglo Dipolo-dipolo para el método de mapeo en 2D de la resistividad aparente, en la búsqueda de recursos hidrotermales. Para esto se utilizaron datos de diferencia de potencial e intensidad de corriente tomados durante dos campañas en terreno en las Termas de Menetúe y Pellaifa, y los antecedentes geológicos y geoquímicos de ambas zonas, se calcularon los valores de resistividad aparente y se construyeron dos modelos verticales de capas que complementan los mapas horizontales de resistividad generados para cada sector. Comparando la ubicación de las manifestaciones superficiales (termas) con los perfiles geoeléctricos obtenidos se encuentra que existe una alta coincidencia entre ellos, lo que lleva a considerar que es posible inferir la presencia de recursos hidrotermales en un lugar a través de la exploración geofísica resistiva de la superficie. Este resultado es de gran importancia para la exploración de fuentes geotérmicas convectivas y, por lo tanto, para el desarrollo de cualquier programa geoenergético que pretenda ser implementado en el futuro.

### Abstract

It is not unknown the fact that while the humanity increases the amount of technology necessary to make an easier and more comfortable existence on Earth, the energy cost involved on this increases and the world, due to the progressive exploitation of its natural resources, deteriorates at growing ratios. Because of this, numerous governmental and private programs have begun to set in order the promotion of the use of the called clean *renewable energies* that satisfy the rising energy demand and, at the same time, do not present a significant threat to the fragile balance of Earth's ecology. In particular, Chile, due to its location, geography and geology, is shown as the ideal place to promote the exploitation of geothermal energy, among others.

The biggest problem that occurs during development of geothermics is the exploration of its resources. The high cost of performing exploration drilling often leads to delays or even backwards of the projects. However, making a previous geophysical exploration through some method consistent with the physical properties of the geothermal reservoir can significantly reduce both the extent of area to explore as the number of unknowns to be taken with respect to the system.

In this thesis we present and analyze the use of two methods of resistive electric geophysical exploration, namely Schlumberger under the VES method and the Double-dipole according to the method of 2D apparent resistivity mapping, in the search for hydrothermal resources. For this we use data from potential difference and current intensity taken during two campaigns at the Menetúe and Pellaifa thermal zones, along with the geological and geochemical background of both areas, to calculate the apparent resistivity values and to build a vertical model of layers that complement horizontal resistivity maps generated for each sector. Comparing the location of the surface manifestations (thermae - hot springs) with the geo-electric profiles obtained, it is found that there is high overlap between them, which leads the conclusion that it is possible to infer the presence of hydrothermal resources in one place through the resistive exploration of the surface. This result is of great importance for the exploration of convective geothermic resources and, therefore, for the development of any geo-energetic program to be implemented in the future.

## Capítulo 1 Introducción

La Tierra está conformada por numerosos y complejos sistemas físicos relacionados entre sí, en los que se suceden variados procesos de cambio que involucran tanto al medio que nos rodea como a nosotros mismos. Estos procesos necesitan de energía para ser realizados, la cual puede presentarse de diversas formas, como a través del movimiento (cinética), la electricidad o la gravedad. Una de estas manifestaciones es a través de la llamada energía térmica, la cual es el tipo de energía obtenida de la naturaleza mediante el proceso de combustión, y liberada en forma de calor.

El calor terrestre llega a la superficie del planeta desde su interior y desde el Sol. Volcanes, intrusiones, eventos sísmicos, formación de montañas, metamorfismo de las rocas, son sólo algunos de los fenómenos determinados por la transferencia y la generación del calor al interior de la Tierra. A pesar de que existe un consenso en cómo cambia el perfil de temperatura en relación a la profundidad del planeta a gran escala (Fig.1.1), aún no es posible definir una geoterma superficial que describa el comportamiento del calor en la corteza de forma global, por lo que es necesario realizar estudios locales para determinar el flujo de calor superficial. Una forma de realizar estos estudios es a través de mediciones satelitales, y otra es por medio de mediciones *in situ*.



Figura 1.1: Perfil de temperatura calculado para la Tierra  $\pm 500^{\circ}$ C (en Tarbuck et al., 2005)

#### CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

El calor generado en el interior de la Tierra tiene varias fuentes: el llamado calor primordial, el cual es un posible remanente de los procesos de formación del planeta; la energía gravitacional debida a los cambios de la distribución de la densidad en las capas interiores de la Tierra, también llamado calor de diferenciación; la fricción provocada por la atracción gravitacional existente entre el planeta y el Sol y la Luna, o calor de mareas; y la actividad radioactiva que se produce al interior de la Tierra (en Verhoogen, 1980).

A pesar de que el calor, o mejor dicho, los gradientes de temperatura que existen en el interior del planeta son producidos por distintas fuentes de energía interna, estos mismos gradientes pueden usarse como fuentes de energía para el aprovechamiento humano.

La búsqueda de fuentes alternativas de energía ha sido uno de los mayores temas de investigación de las últimas décadas, provocado en gran medida por la crisis del petróleo. Es de conocimiento general que los recursos petroleros y de gas natural no son renovables, y que llegará un punto en el tiempo futuro en que éstos se agoten, lo cual presenta un grave problema, pues el consumo de energía ha ido en notable aumento debido a las crecientes demandas de la población mundial, que también aumenta su número a razones cada vez más aceleradas.



Figura 1.2: Indice de desarrollo humano y consumo de energía anual *per cápita* en Btu (British thermal unit) para los 60 países más poblados, Naciones Unidas, 2002 (en Gupta et al., 2007)

#### CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

La Energía Geotérmica, que considera toda fuente de calor generada en el interior de la Tierra, ha encontrado un lugar bien consolidado entre otras formas alternativas de obtener energía, junto a la Energía Eólica, la Mareomotriz y la Solar. Países como Italia y Estados Unidos han desarrollado excelentes tecnologías para masificar la explotación de los recusos geotérmicos que albergan, y otras naciones como Filipinas, El Salvador, Islandia, Kenya y Nueva Zelanda presentan una importante contribución a su producción eléctrica total gracias a la geotermia (27%, 26%, 25%, 11% y 10% respectivamente (Holm et al., 2010)). Hasta fines de 1985, el uso de energía proveniente de la explotación geotérmica mundial ahorraba aprox. 77 millones de barriles de petróleo al año en todo el mundo (Wright et al., 1985). Estas cifras crecen y seguirán creciendo si el aprovechamiento de este recurso continúa su curso de producción, y si más países como Chile se suman a los esfuerzos de independizarse energéticamente de los combustibles fósiles.

Como todo recurso energético, la geotermia presenta ventajas y desventajas en el proceso de explotación, entre ellas: Ventajas:

- Es una fuente que evitaría la dependencia energética del extranjero.
- Los residuos que produce son mínimos y ocasionan menor impacto ambiental que los originados por los combustibles fósiles.
- Es un sistema de gran ahorro, tanto económico como energético, y no necesita de gran cantidad de poder humano para funcionar.
- Su explotación no provoca ruidos exteriores.
- Los recursos geotérmicos son mayores que los recursos de carbón, petróleo, gas natural y uranio combinados.
- No está sujeta a precios internacionales, sino que siempre puede mantenerse a precios nacionales o locales.
- El área de terreno por MW requerido por las plantas geotérmicas es menor que el requerido por otro tipo de plantas. No requiere construcción de grandes instalaciones, como las represas, ni tala de bosques, ni construcción de tanques de almacenamiento de combustibles.

Desventajas:

- En ciertos casos se produce la emisión de ácido sulfhídrico, que se detecta por su olor a huevo podrido, pero que en grandes cantidades no se percibe y es letal.
- En ciertos casos se produce emisión de  $CO_2$ ; pero es inferior al que se emitirá para obtener la misma energía por combustión fósil.
- Puede causar contaminación de aguas próximas con sustancias como arsénico o amoníaco.
- Causa contaminación térmica.
- La instalación de una planta geotérmica deteriora el paisaje.
- La energía geotérmica no se puede transportar como energía primaria.
- No está disponible más que en determinados lugares.

#### CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

Las desventajas relacionadas con la contaminación del suelo o del agua circundante pueden evitarse si se adquiere una correcta y apropiada política de manejo de desechos en la planta geotérmica.

Otra desventaja a corto plazo que se presenta en el desarrollo de este tipo de energía son los altos costos de exploración de los recursos, debido a que en la mayoría de los casos se procede con perforaciones directas al embalse geotérmico (que significan un 47 % del costo total de operaciones) y éstas, si previamente no se realizan estudios superficiales de las propiedades físicas del entorno y de la fuente, no presentan un 100 % de efectividad (Glacier Partners, 2009). Se han registrado casos en que la perforación "a ciegas" han tenido consecuencias desastrosas, como lo ocurrido en los géiseres de El Tatio en Septiembre del 2009; y casos en que una previa prospección y generación de un perfil de alguna propiedad física ha complementado perfectamente la búsqueda de algún recurso (ver Figura 1.3).

Entonces, dentro de los papeles de la prospección geofísica se encuentra el complementar la exploración de recursos subterráneos tales como cuerpos minerales, pozos de petróleo y embalses geotérmicos, correlacionando la propiedad física (y por lo tanto el método a utilizar) con las características del recurso a estudiar. Luego, es lógico pensar en la realización de varios estudios geológicos y de prospección geofísica superficiales no invasivos antes de hacer sondajes profundos o perforaciones, para aumentar el porcentaje de efectividad en la exploración de recursos geotermales. Sin embargo, es necesario destacar que debido a varios problemas en la interpretación de los datos geofísicos y en la consecuente modelación, es altamente recomendable realizar varias mediciones independientes en el terreno, además de desarrollar un modelo geológico que permita imponer una limitación y así discriminar entre un modelo y otro.

Con respecto a la aplicación de métodos geofísicos para explorar recursos hídricos, resultados obtenidos a partir de perforaciones de pozos profundos en regiones que presentan resistividad aparente anómalamente baja muestra que estas "anomalías de resistividad" generalmente delinean reservorios geotérmicos de alta temperatura. A pesar de que otros parámetros, como la conductancia y la resistividad real han sido usados, la anomalía de resistividad aparente ha sido generalmente aceptada como el mejor indicador de un blanco geotérmico (Anderson et al., 2000).

Por esto, en el desarrollo de esta tesis se utilizarán dos arreglos del método eléctrico resistivo de prospección geofísica, complementados con estudios geológicos y geoquímicos del terreno, con los objetivos de comprobar si la presencia de manatiales calientes está directamente relacionada con la existencia de algún embalse geotérmico y correlacionar con ello los resultados que entreguen los datos recopilados en la zona de las termas Eco-Pellaifa y Menetúe, ubicadas en el sector circundante del volcán Villarrica, el cual se encuentra al sureste de la ciudad de Pucón, IX región de la Araucanía, Chile.





Figura 1.3: Perfil lateral de resistividad y pozo de perforación, Exploración de zonas de Permafrost, Yukon (Artic Geophysics Inc. 2007)

E

### Capítulo 2

### Marco Teórico

#### 2.1. Prospección Geofísica de Resistividad

La Geofísica es una ciencia de la Tierra que busca estudiar y describir los procesos físicos que suceden en el planeta, ya sea en la atmósfera, en el océano o en la tierra sólida. Como toda ciencia física, tiene dos puntos de vista: el teórico y el experimental o aplicado. Dentro del punto de vista aplicado se encuentran los métodos de exploración o prospección geofísica, que buscan caracterizar las capas subsuperficiales del suelo con respecto a sus propiedades físicas, como son la densidad, la cargabilidad y las velocidades sísmicas de ondas P y S, mediante la utilización de mediciones en la superficie. Esto tiene aplicaciones en la industria minera, petrolera y en cualquier otra instancia en que se necesite encontrar cuerpos anómalos bajo la tierra.

La resistividad es una propiedad del suelo que da medida de la oposición del material a conducir la corriente eléctrica. Puede entregar evidencia de las discontinuidades horizontales y verticales de las propiedades del medio, por lo que es generalmente usado en hidrogeología e ingeniería. El método resistivo consiste en "inyectar" una corriente eléctrica al suelo, usualmente de entre 500 y 1000 [mA], y medir la diferencia de potencial resultante, para así determinar la resistividad. Algunos problemas pueden encontrarse si el medio es demasiado poroso, ya que la porosidad influye en la resistividad dependiendo del contenido de agua que contenga el material a explorar. Archie (1942) determinó una fórmula empírica para la resistividad efectiva, la cual podía ser expresada en términos de la resistividad y el volumen del contenido de agua presente en los poros (en Keary et al., 2002):

$$\rho_{ef} = a\phi^{-b}f^{-c}\rho_w \tag{2.1}$$

Aquí  $\phi$  es la porosidad, f es la fracción de los poros que contienen agua de resistividad  $\rho_w$  y a, b y c son constantes empíricas.  $\rho_w$  puede variar dependiendo de los volúmenes y resistividades de los materiales disueltos en el medio.

Como todo método de prospección, el resistivo presenta algunas limitaciones:

- Su interpretación es ambigua, por lo que es necesario complemetar los datos resistivos con información geológica y/o geofísica independiente.

- Su interpretación está limitada a la configuración estructural simple.

- El efecto de la topografía y de las variaciones superficiales de la resistividad pueden afectar las mediciones en profundidad.

- La penetración del método está limitada por la potencia eléctrica y por las dificultades prácticas de manejar los cables conductores. Generalmente un arreglo no tiene más de 1 Km. de longitud.

Siguiendo la formulación de Telford et al. (1990), si consideramos un suelo homogéneo e isotrópico de conductividad  $\sigma$  y le aplicamos una corriente I, por la Ley de Ohm se tiene que

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E} \tag{2.2}$$

donde E es el campo eléctrico medido en Volts por metro, la conductividad  $\sigma$  del medio está en Siemens por metro (S/m) y J es la densidad de corriente en A/m<sup>2</sup>. Como el campo eléctrico puede escribirse a través del gradiente de un potencial eléctrico escalar, tenemos

$$\mathbf{J} = -\sigma \nabla V \tag{2.3}$$

Debido a que en regiones de conductividad finita la carga no se acumula a lo largo de un flujo de corriente,  $\nabla \cdot \mathbf{J} = 0$ , por lo que

$$\nabla \cdot (\sigma \nabla V) = 0 \tag{2.4}$$

O, reescribiendo,

$$\nabla \sigma \cdot \nabla V + \sigma \nabla^2 V = 0 \tag{2.5}$$

Si  $\sigma$  es constante a través del medio, el primer término se anula y que da un potencial armónico dado por la ecuación de Laplace.

$$\nabla^2 V = 0 \tag{2.6}$$

Si consideramos que hay dos regiones de distinta conductividad separadas por una interfaz, se deben cumplir dos condiciones de borde:

$$E_{x_1} = E_{x_2}$$
 y  $\sigma_1 E_{z_1} = \sigma_2 E_{z_2}$ 

con  $E_x$  la componente del campo tangencial a la interface y  $E_z$  la componente normal. Además, se debe cumplir que  $V_1 = V_2$ .

Si colocamos un electrodo enterrado bajo la superficie de un medio homogéneo e isotrópico, por simetría del sistema tendremos que el potencial eléctrico será una función dependiente sólo de r, la distancia al punto de interés, luego de (2.6):

$$\nabla^2 V = \frac{d^2 V}{dr^2} + \left(\frac{2}{r}\right) \frac{dV}{dr} = 0$$
(2.7)

Multiplicando por un factor de  $r^2$  e integrando dos veces, se llega a que

$$V = -\frac{A}{r} + B \tag{2.8}$$

con A y B constantes de integración. Si  $r \to \infty$ , V = 0, por lo que evaluando se tiene que B = 0. Por otro lado, tenemos que el módulo de la corriente total que circula por una superficie esférica que rodea al electrodo está dada por

$$I = 4\pi r^2 J = -4\pi r^2 \sigma \frac{dV}{dr}$$
(2.9)

por lo que

$$A = -\frac{I\rho}{4\pi} \tag{2.10}$$

Reemplazando, se tiene que

$$V = \left(\frac{I\rho}{4\pi}\right)\frac{1}{r} \tag{2.11}$$

Reordenando, se llega a la expresión para la resistividad en un medio homogéneo e isotrópico considerando un sistema como el de la Fig.2.1.

 $\rho = \frac{4\pi r V}{I}$ 





Ahora, si el electrodo lo posicionamos en la superficie del medio homogéneo, es razonable pensar que las superficies equipotenciales corresponderán a semiesferas, por lo que el potencial y la resistividad estarán dadas por

$$V = \left(\frac{I\rho}{2\pi}\right)\frac{1}{r} \quad y \quad \rho = \frac{2\pi rV}{I} \tag{2.13}$$



Figura 2.2: Fuente puntual de corriente en la superficie de un suelo homogéneo (en Telford et al., 1990)

(2.12)

Cuando la distancia entre los dos electrodos es finita, es decir, se consideran dos electrodos posicionados en la superficie del medio, el potencial eléctrico medido en un punto P será influido por la corriente que circule por ambos electrodos, es decir:

$$V = V_1 + V_2 = \frac{I\rho}{2\pi r_1} + \frac{(-I)\rho}{2\pi r_2} = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2}\right)$$
(2.14)



Figura 2.3: Dos fuentes puntuales de corriente en la superficie de un suelo homogéneo (en Telford et al., 1990)

Finalmente, introduciendo un segundo par de electrodos  $P_1$  y  $P_2$  (ver Fig.2.4), es posible medir la diferencia de potencial entre estos electrodos debida al flujo de corriente que circula entre los electrodos  $C_1$  y  $C_2$ , la cual es:

$$\Delta V = \frac{I\rho}{2\pi} \left\{ \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left( \frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right\}$$
(2.15)

Luego, reordenando los términos, obtenemos

$$\rho = \frac{2\pi\Delta V}{I} \frac{1}{\{(1/r_1 - 1/r_2) - (1/r_3 - 1/r_4)\}} = \left(\frac{2\pi\Delta V}{I}\right)k \tag{2.16}$$

Esta formulación corresponde al arreglo de cuatro electrodos usado normalmente en los métodos de resistividad para la geofísica de exploración, con k el factor geométrico de la configuración.



Figura 2.4: Dos electrodos de corriente y dos electrodos de potencial en la superficie de un suelo homogéneo e isotrópico de resistividad  $\rho$  (en Telford et al., 1990)

Debido a los efectos de inhomogeneidad, anisotropía y topografía del suelo, no es posible medir directamente la resistividad del medio como si tuviera las condiciones ideales consideradas para la formulación anterior del problema, por lo que usualmente se calcula una *Resistividad Aparente*  $\rho_a$ , la cual se grafica en función de la distancia de los electrodos para perfilar las capas subsuperficiales del suelo.

En las actividades prácticas o de terreno los pasos a seguir en la exploración se proceden de la siguiente forma:

- Se instalan los electrodos dependiendo del arreglo geométrico elegido.

- Se "inyecta" una corriente por los electrodos  $C_1$  y  $C_2$ , es decir, se induce una diferencia de potencial tal que la corriente que circule sea la deseada.

- Se mide el potencial en los electrodos  $P_1$  y  $P_2$ .

- Se calcula la resistividad aparente a través de métodos de inversión correspondientes.

El uso de corriente alternada positiva-negativa evita la polarización electrolítica (acumulación de iones en los electrodos) y permite despreciar los efectos telúricos o naturales promedios de la tierra, sin embargo la profundidad de penetración de la corriente (o *skin depth*) está sujeta a la frecuencia de esta alternación. Empíricamente la profundidad d esta dada en función de la conductividad  $\sigma$  y de la frecuencia f de la forma:

$$d = \frac{503.8}{\sqrt{\sigma f}} \tag{2.17}$$

por lo que a menor frecuencia, mayor penetración (en Keary et al., 2002). Para alcanzar mayores profundidades es necesario utilizar corriente directa (sin alternación), pero las correcciones debidas a la polarización y a las corrientes telúricas se hacen más complicadas.

La resistividad aparente para un medio inhomogéneo depende tanto de la cantidad de capas o interfaces de discontinuidad consideradas como del arreglo geométrico de los electrodos que se utilice. Por ejemplo, si estudiamos el caso de una capa horizontal de resistividad  $\rho_1$  sobre un semi-espacio de resistividad  $\rho_2$  utilizando un arreglo de electrodos tipo Wenner (descrito más adelante), es posible obtener una formulación de la resistividad utilizando un análisis óptico (en Burger, 1992).

Primero, asumiendo que la interfaz que separa una capa superior del un semi-espacio actúa como un espejo semi-transparente, se coloca una fuente puntual de luz  $C_1$  y dos puntos de observación  $P_1$  y  $P_2$  según la Figura 2.5(a).

La intensidad total de luz que  $P_1$  recibe consiste en la luz que viaja directamente desde la fuente  $C_1$ y en la luz que se refleja en la interfaz, la cual es análoga a la que llegaría de una fuente imagen de  $C_1$ . La cantidad de luz reflejada dependerá del Coeficiente de Reflexión  $\kappa$  del espejo, por lo que siguiendo la formulación de el voltaje para una fuente puntual de corriente enterrada en un suelo homogéneo e isotrópico (Ec.2.11), tenemos

$$V_{P_1} = \frac{I\rho_1}{4\pi r_1} + \frac{I\kappa\rho_1}{4\pi r_2}$$
(2.18)

Además, la cantidad de luz que recibe  $P_2$  es la que se transmitió por el espejo, es decir, depende del Coeficiente de Transmición  $(1 - \kappa)$  en la forma

$$V_{P_2} = \frac{I(1-\kappa)\rho_2}{4\pi r_3} \tag{2.19}$$

Luego, si  $P_1$  y  $P_2$  se ubican en el mismo punto sobre la interfaz (Fig.2.5(b)),  $r_1 = r_2 = r_3 = r$ , por lo



Figura 2.5: Diagrama óptico de una interfaz entre dos medios de diferente resistividad, (a) caso general (b) caso  $P_1$  y  $P_2$  en la misma posición (en Burger, 1992)

que

$$V_{P_1} = V_{P_2} \Rightarrow \frac{I\rho_1}{4\pi} \left(\frac{1}{r_1} + \frac{\kappa}{r_2}\right) = \frac{I\rho_2}{4\pi} \left(\frac{(1-\kappa)}{r_3}\right)$$
$$\Rightarrow \rho_1 \left(\frac{1+\kappa}{r}\right) = \rho_2 \left(\frac{1-\kappa}{r}\right)$$
$$\Rightarrow \kappa = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1}$$
(2.20)

Aquí  $\kappa$  corresponde al Coeficiente de Reflexión de la interfaz que separa la capa del semi-espacio.

Segundo, para considerar el efecto reflectante de la superficie del medio (en el caso en que el electrodo esté ubicado en la superficie del suelo, no enterrado como en el caso anterior) es necesario añadir un semi-espacio superior (Fig.2.6).

La fuente puntual se ubica en la capa de resistividad  $\rho_1$ , y el punto  $P_1$  se ubica a la misma profundidad, pero a una distancia r. La superficie separa la capa en cuestión de un semi-espacio de resistividad  $\rho_0$  y la interfaz de uno de resistividad  $\rho_2$ . El coeficiente de reflexión superior es  $\kappa_{10}$  y el inferior es  $\kappa_{12}$ , ambos análogos al derivado anteriormente. La cantidad de luz total que llegue al punto  $P_1$  será la suma de todas las reflexiones, superiores e inferiores, que se produzcan entre la superficie y la interfaz, es decir, siguiendo la formulación óptica, será la suma de las contribuciones de todas las



Figura 2.6: Diagrama óptico de una capa de resistividad  $\rho_1$  entre dos semi-espacios  $\rho_0$  y  $\rho_2$  (en Burger, 1992). En azul el camino real, en negro el virtual.

fuentes reales e imaginarias  $C_1$ . Entonces, empezando con la fuente directa,

$$V_{P_1}^d = \frac{I\rho_1}{4\pi r}$$
(2.21)

Ahora, el potencial debido a una primera reflexión en la superficie está dado por

$$V_{P_1}^{1,s} = \frac{I\rho_1\kappa_{10}}{4\pi(r^2 + 4m^2)^{1/2}}$$
(2.22)

Análogamente, el potencial debido a una primera reflexión en la interfaz es

$$V_{P_1}^{1,i} = \frac{I\rho_1\kappa_{12}}{4\pi[r^2 + 4(z-m)^2]^{1/2}}$$
(2.23)

Si el camino del rayo se reflejara una vez en la interfaz y otra en la superficie, ésto sería equivalente ópticamente a considerar una segunda imagen de  $C_1$  sobre la primera (Fig.2.7).

Entonces, la contribución al potencial en esta situación sería

$$V_{P_1}^{2,s} = \frac{I\rho_1\kappa_{10}\kappa_{12}}{4\pi(r^2 + 4z^2)^{1/2}}$$
(2.24)

Continuando de la misma forma, una reflexión doble en la superficie y en la interfaz resultaría en un potencial de la forma

$$V_{P_1}^{3,s} = \frac{I\rho_1 \kappa_{10}^2 \kappa_{12}^2}{4\pi (r^2 + 16z^2)^{1/2}}$$
(2.25)

Luego, generalizando a n reflexiones en la superficie (y por lo tanto, n imágenes superiores),

$$V_{P_1}^{n,s} = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{I\rho_1 \kappa_{10}^n \kappa_{12}^n}{4\pi [r^2 + (2nz)^2]^{1/2}}$$
(2.26)

Como el potencial total medido en  $P_1$  debido a  $C_1$  será la suma de todas las reflexiones, tanto en la superficie como en la interfaz, es posible llegar a una sola expresión que considere todas ellas.



Figura 2.7: Diagrama óptico de una doble reflexión del rayo en la capa (en Burger, 1992). En azul el camino real, en negro el virtual.

Tercero, se ubican los puntos  $C_1$  y  $P_1$  en la superficie y se reemplaza el semi-espacio superior por aire  $(\kappa_{10} = 1, m = 0, \kappa_{12} = \kappa)$ , por lo que se obtiene

$$V_{P_1} = \frac{I\rho_1}{2\pi r} \left\{ 1 + 2\sum_{n=1}^{\infty} \frac{\kappa^n}{[1 + (2nz/r)^2]^{1/2}} \right\}$$
(2.27)

Sin embargo, este es sólo el potencia medido en  $P_1$  debido a la corriente que se origina en  $C_1$ . Es necesario considerar la diferencia de potencial  $\Delta V$  debida a las dos fuentes puntuales,  $C_1$  y  $C_2$ . Para esto simplemente se resuelve la ecuación

$$\Delta V = (V_{P_1}^{C_1} - V_{P_1}^{C_2}) - (V_{P_2}^{C_1} - V_{P_2}^{C_2})$$
(2.28)

con la distancia r = a para  $V_{P_1}^{C_1}$  y para  $V_{P_2}^{C_2}$ , y con r = 2a para  $V_{P_1}^{C_2}$  y para  $V_{P_2}^{C_1}$  (considerando que la corriente de la fuente  $C_2$  es igual a la de  $C_1$ , pero de signo contrario). De esto obtenemos que

$$\Delta V = \frac{I\rho_1}{2\pi a} \left\{ 1 + 4\sum_{n=1}^{\infty} \frac{\kappa^n}{[1 + (2nz/a)^2]^{1/2}} - 2\sum_{n=1}^{\infty} \frac{\kappa^n}{[1 + (nz/a)^2]^{1/2}} \right\}$$
(2.29)

Para un arreglo tipo Wenner, la resistividad aparente puede expresarse a través de la siguiente fórmula:

$$\rho_a = 2\pi a \frac{\Delta V}{I} \tag{2.30}$$

Finalmente, recemplazando la expresión para  $\Delta V$  (Ec.2.29) en  $\rho_a$  (Ec.2.30) tenemos que

$$\frac{\rho_a}{\rho_1} = 1 + 4\sum_{n=1}^{\infty} \kappa^n \left\{ \frac{1}{[1 + (2nz/a)^2]^{1/2}} - \frac{1}{[4 + (2nz/a)^2]^{1/2}} \right\}$$
(2.31)

donde *a* es la distancia de separación entre los electrodos,  $\rho_a$  es la resistividad aparente,  $\kappa = (\rho_2 - \rho_1)/(\rho_2 + \rho_1)$  equivale al coeficiente de reflexión y *z* es la profundidad a la cual se encuentra la interfaz (Bruckshaw, 1933).

Un ejemplo de una curva de resistividad aparente calculada para un arreglo tipo Wenner en el caso de una capa de resistividad  $\rho_1$  y espesor h colocada sobre un semi-espacio de resistividad  $\rho_2$  está esquematizado en la Figura 2.8



Figura 2.8: Curva de resistividad para una sobrecarga uniforme (Bruckshaw, 1933)

Es necesario hacer notar que la Ecuación 2.31 es válida sólo para el caso de una capa horizontal estudiada con el arreglo Wenner. La generalización a más capas siguiendo el método óptico se torna demasiado tedioso, por lo que es muy recomendable por la literatura continuar el análisis a través de programas computacionales que traten en Método de Inversión. Además de esto, para obtener una expresión para la resistividad aparente es necesario revisar las diferentes configuraciones que son usadas regularmente en la prospección.

Los arreglos de electrodos que existen pertenecen a dos categorías: el Sondeo Eléctrico Vertical (SEV) y el Mapeo de Contorno o Perfilamiento Lateral. El primero permite definir regiones o capas horizontales de estrato poroso, y el segundo es útil en la localización de fallas, zonas de cizalle y cuerpos verticales de resistividad anómala. Dentro de estos tipos pueden utilizarse varias configuraciones de los electrodos, cada cual con sus características y geometría. Las más utilizadas son:

- Wenner: Arreglo de cuatro electrodos, dos de corriente  $(C_1 ext{ y } C_2) ext{ y }$  dos de potencial  $(P_1 ext{ y } P_2)$ , en el cual se colocan los de corriente en los extremos exteriores y los de potencial en el interior. El espaciamiento entre los electrodos es el mismo (generalmente llamado a). Si se desea realizar un SEV tipo Wenner, se fija un punto medio entre  $P_1 ext{ y } P_2 ext{ y }$  se varía la distancia a para alcanzar mayores profundidades. Si se desea hacer un mapeo lateral, se fija a y se traslada todo el arreglo a lo largo de una línea de perfil. La resistividad aparente se deriva de la Ecuación 2.16 y se calcula para un suelo homogéneo con la Ecuación 2.30. Siguiendo el desarrollo óptico de Burger (1992), la resistividad aparente de un arreglo tipo Wenner para un modelo de una capa de resistividad  $\rho_1$  sobre un semi-espacio de resistividad  $\rho_2$  de está dada por la Ecuación 2.31.
- Schlumberger: Arreglo de cuatro electrodos, dispuestos de la misma forma que el Wenner. La diferencia radica en que los electrodos no están equiespaciados, sino que tanto la distancia entre los electrodos de corriente como la entre los electrodos de potencial puede variar según lo que se

desee estudiar y la profundidad que se quiera alcanzar. El único requisito es que 2l sea bastante más pequeña que 2L (ver Fig.2.9(b)). La resistividad aparente para un suelo homogéneo está dado por

$$\rho_a = \frac{2\pi\Delta V}{I} \left\{ \left[ \frac{1}{(L-x)-l} - \frac{1}{(L+x)+l} \right] - \left[ \frac{1}{(L-x)+l} - \frac{1}{(L+x)-l} \right] \right\}^{-1}$$
(2.32)

Si (L-x) >> 3l, la resistividad aparente estará dada por

$$\rho_a \approx \frac{\pi}{2l} \frac{\Delta V}{I} \frac{(L^2 - x^2)^2}{(L^2 + x^2)}$$
(2.33)

Luego, si el arreglo es simétrico, es decir, x = 0, la resistividad aparente será

$$\rho_a \approx \frac{\pi L^2}{2l} \frac{\Delta V}{I} \tag{2.34}$$

Siguiendo el método óptico, la resistividad aparente de un arreglo Schlumberger para un modelo de una capa de resistividad  $\rho_1$  sobre un semi-espacio de resistividad  $\rho_2$  es

$$\frac{\rho_a}{\rho_1} = \frac{L^2}{2l} \left\{ \frac{l}{(L-l)(L+l)} + \frac{2}{(L-l)} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\kappa^n}{[1+(\frac{2nz}{L-l})^2]^{1/2}} - \frac{2}{(L+l)} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\kappa^n}{[1+(\frac{2nz}{L+l})^2]^{1/2}} \right\} \quad (2.35)$$

Si se desea realizar un SEV con este método,  $P_1 ext{ y } P_2$  (llamados  $M ext{ y } N$ ) se mantienen fijos y se aumenta la distancia entre  $C_1 ext{ y } C_2$  (llamados  $A ext{ y } B$ ) para alcanzar mayor profundidad. Si se desea hacer un mapeo lateral,  $C_1 ext{ y } C_2$  se fijan y se trasladan  $P_1 ext{ y } P_2$  a lo largo de la línea de perfil, pero manteniendo la distancia entre ellos fija.

• Dipolo-dipolo: Arreglo de cuatro electrodos, dos de corriente y dos de voltaje, dispuestos a una distancia 2l relativamente pequeña entre ellos, pero con una distancia 2l(n-1) considerable entre los pares  $C \ge P$  (ver Fig.2.9(c)). La resistividad aparente en un suelo homogéneo está dado por

$$\rho_a = 2\pi (n-1)n(n+1)l\frac{\Delta V}{I} \tag{2.36}$$

Si para el arreglo se cumple que n >> 1, entonces se tiene

$$\rho_a \approx 2\pi n^3 l \frac{\Delta V}{I} \tag{2.37}$$

Si se considera un modelo de una capa horizontal de resistividad  $\rho_1$  sobre un semi-espacio de resistividad  $\rho_2$ , el método óptico entrega que la resistividad aparente del método Dipolo-dipolo es:

$$\frac{\rho_a}{\rho_1} = \frac{n^2}{(n-1)(n+1)} + 2n^2 \sum_{m=1}^{\infty} \frac{\kappa^m}{[1+(\frac{mz}{ln})^2]^{1/2}} - \frac{n^3}{(n-1)} \sum_{m=1}^{\infty} \frac{\kappa^m}{[1+(\frac{mz}{l(n-1)})^2]^{1/2}} - \frac{n^3}{(n+1)} \sum_{m=1}^{\infty} \frac{\kappa^m}{[1+(\frac{mz}{l(n+1)})^2]^{1/2}}$$
(2.38)

Esta geometría sólo puede ser usada para generar perfiles laterales, al aumentar la distancia entre los pares de electrodos, incrementando el valor de n.

	<b>3 3 0</b>	
Arreglo tipo	Ventajas	Desventajas
Wenner	- Alta caída de voltaje para	- Requiere mover constantemente
	una corriente dada	los cuatro electrodos
	- Fórmula de resistividad	- Más susceptible a irregularidades
	aparente muy simple	de la resistividad superficial
		- Acoplamiento entre cables
Schlumberger	- Requiere mover sólo	- Baja caída de voltaje para
	sólo dos electrodos	una corriente dada
	- Menos susceptible a irregularidades	- Acoplamiento entre cables
	de la resistividad superficial	
	- Mayor alcance en profundidad	- <b>Inverso</b> más susceptible
	que Wenner	al ruido telúrico
	- Inverso permite una operación	
	más segura	
	- Inverso reduce necesidad de cables	
	de corriente más pesado y costoso	
Dipolo-Dipolo	- Muy sensible a variaciones de	- Baja caída de voltaje para
	resistividad lateral	una corriente dada
	- Líneas más cortas para llegar	- Muy susceptible a irregularidades
	a una profundidad dada	de la resistividad superficial
	- Acoplamiento entre	- Pseudosecciones complicadas
	cables reducido	

Tabla 2.1: Ventajas y desventajas de los arreglos de resistividad (Jiracek, 1981)



Figura 2.9: Configuraciones de electrodos para prospección eléctrica. (a) Wenner (b) Schlumberger (c) Dipolo-dipolo (en Telford et al., 1990)

Aunque no existe un consenso general de la profundidad que se alcanza con cada uno de los métodos, ya que ésta depende tanto de la distancia entre los electrodos como de la estructura particular de cada zona de estudio, teóricamente, considerando la equivalencia entre los campos eléctricos estacionario y estático, en una tierra homogénea, el alcance en profundidad de investigación para una geometría como la del arreglo Wenner es de 0,11d y para el Schlumberger es de 0,125d, con d la distancia entre  $C_1$  y  $C_2$ , y para el Dipolo-dipolo (o Dipolo Polar) es de 0,195d, con d la distancia entre  $C_1$  y  $P_2$  (Roy et al., 1971).



Figura 2.10: Monitoreo de movimiento de fluido a través de un perfilamiento eléctrico lateral tipo Wenner, a = 1,5 m. (modif. de Barker, 1997)

Entre las aplicaciones del método resistivo se encuentran determinar la profundidad de la roca base, estudios de litología y estratigrafía, localización de fallas y fracturas, detección de cavidades, y estudios de recursos de agua, contaminación y flujos de fluido (Barker, 1997).

Debido a que la resistividad es una de las propiedades físicas con mayor variabilidad en las especies geológicas (ver Fig.2.11) ya que es afectada grandemente por la presencia de fracturamientos (permeabilidad) y de fluidos en las rocas (porosidad), por el contenido de humedad, la concentración de electrolitos, etc, es necesario para su modelamiento considerar tanto el análisis geológico estructural de la zona de estudio como otros perfilamientos de propiedades físicas independientes a la eléctrica. Todo ésto se utiliza como una limitación para la generación de un modelo y facilita solucionar el problema de la inversión (Anexo A).



Figura 2.11: Rangos generales de variación de las resistividades de distintas especies geológicas. (modif. de Palacky, 1987)

#### 2.2. Geotermia

Por definición, la Geotermia es una rama de la ciencia geofísica que se dedica al estudio de las características, condiciones y el comportamiento térmico de la Tierra, considerando también el conjunto de métodos utilizados para su exploración, evaluación y explotación como fuente de energía interna.

Un embalse geotérmico puede formarse como producto de la actividad tectónica de un lugar. Al moverse las placas de la corteza, el material magmático del interior puede afluir por convección y quedar atrapado en las cavidades que se formen, lo que resulta en una fuente de calor. Si además la zona superior a la cavidad magmática es porosa y permeable, y existe circulación de fluido (agua líquida o vapor) que transfiera el calor hacia la superficie, entonces el recurso está completo y puede explotarse sin necesidad de intervenir artificialmente. Sin embargo, tanto la permeabilidad como la recarga de fluido puede inducirse, aunque ésto puede provocar efectos secundarios como sismicidad inducida (Phillips et al., 2002) o desgaste prematuro del sistema.



Figura 2.12: Esquema general de un embalse geotérmico (Pellerin et al., 1996)

Existen varios tipos de sistemas geotérmicos, dependiendo de la propiedad con respecto a las que se clasifiquen. Según su temperatura y producción energética, pueden clasificarse como:

- De baja entalpía, con temperaturas menores a 90°C y poca capacidad energética, generalmente de uso calorífico directo (casas).
- De media entalpía, con temperaturas de entre 90 y 150°C y media generación de energía, usados en pequeñas empresas o un conjunto reducido de casas.
- De alta entalpía, con temperaturas mayores a 150°C y de gran capacidad de generación, pueden suplir la demanda energética de una ciudad o de una empresa (+100 MW).

Otra clasificación es según el tipo de recurso, como el mostrado en la Tabla 2.2.

Temperatura
$\approx 240^{\circ}\mathrm{C}$
$30$ a $350^{\circ}\mathrm{C}+$
$30$ a $150^{\circ}\mathrm{C}$
$90$ a $200^{\circ}\mathrm{C}$
$30$ a $150^{\circ}\mathrm{C}$
$> 600^{\circ}\mathrm{C}$
$90$ a $650^{\circ}\mathrm{C}$

Según Lund (2007), un recurso convectivo hidrotermal se caracteriza porque la transferencia del calor desde la fuente típicamente magmática hacia la superficie ocurre a través de la circulación convectiva de fluido natural, ya sea agua líquida o vapor. Algunos presentan fallas o fracturas en su estructura por las cuales el fluido se filtra, y pueden tener manifestaciones superficiales como manantiales calientes (termas), fumarolas o géiseres. Dependiendo de la recarga del sistema, su explotación puede o no necesitar circulación artificial de fluido (ver Figura 2.13).

Un reservorio conductivo hidrotermal se compone de una fuente de calor generalmente rocosa confinada en una zona de alta permeabilidad, pero con poca circulación de fluido, de tal manera que el calor se transfiere por conducción. La recarga de este tipo de embalse se produce por filtraciones del agua superficial o de la lluvia, por lo que para la explotación puede o no necesitar circulación artificial, dependiendo del caso particular. Sus manifestaciones superficiales varían desde la formación de acuíferos a ninguna (ver Figura 2.14).

Un recurso tipo roca caliente se caracteriza por no tener ni circulación de fluido ni una fuente rodeada de material de baja permeabilidad. En general consiste simplemente de una fuente de calor magmática parcialmente derretida o sólida confinada en roca de poca porosidad y seca, con poca o ninguna manifestación superficial. Para su explotación es necesario provocar un aumento de la permeabilidad a través del fracturamiento de la roca y forzar la circulación de fluido para extraer el calor, por lo que es común un desgaste acelerado y un rápido enfriamiento del sistema, a menos que éste esté siendo alimentado por una fuente mayor.

La explotación de los recursos geotérmicos también puede clasificarse dependiendo del mecanismo de generación de poder eléctrico que se utilice. En este respecto, existen tres clases de plantas geotérmicas:

- De Vapor Seco: Utilizado en recursos tipo convectivo hidrotermal dominado por vapor de alta o media entalpía. El vapor seco de los géiseres y/o fumarolas es pasado por una turbina, enfriado y condensado por una fuente de agua fría externa, y devuelto al reservorio en forma de agua líquida para que vuelva a ser calentado. El movimiento de la turbina se convierte en energía eléctrica a través de un generador (Fig.2.15(a)).
- De Vapor Flash: Utilizado en recursos tipo convectivo hidrotermal dominado por agua de alta entalpía. El vapor es separado del agua y llevado a las turbinas, y el agua es enfriada rápidamente



Figura 2.13: Modelo conceptual de un sistema geotérmico convectivo hidrotermal dominado por vapor (en Gupta et al., 2007)



Figura 2.14: Modelo conceptual de un sistema geotermal conductivo sedimentario (Lund, 2007)

para ser utilizada en el enfriamiento del vapor antes de ser reinyectado al reservorio (Fig.2.15(b)). Si el agua enfriada no se reinyecta junto con el vapor enfriado, este sistema puede provocar daños ambientales mediante la liberación de gases como  $CO_2$ ,  $H_2S$  y  $NH_3$ .

 De Ciclo Binario o de Ciclo Orgánico Rankine: Utilizado en recursos tipo convectivo hidrotermal de media o baja entalpía. El vapor o agua extraído del sistema es bombeado a un intercambiador de calor donde es usado para calentar un fluido orgánico que tenga un punto de evaporación más bajo que el del agua, y luego reinyectado al sistema. El vapor generado a partir del otro fluido va hacia las turbinas para producir energía eléctrica a través del generador y después enfriado para su reutilización (Fig.2.15(c)). Este sistema es el que presenta mayores ventajas en cuanto a contaminación ambiental, ya que no expone gases peligrosos a la atmósfera.



Figura 2.15: Diagramas de funcionamiento de plantas geotérmicas (a) de Vapor seco (b) de Vapor flash (c) de Ciclo binario (Lund, 2007)

De estas tres plantas, la más utilizada mundialmente es la de tipo ciclo binario, debido a que funciona para cualquier tipo de recurso (de alta, media o baja entalpía) y realiza un mejor aprovechamiento de la energía contenida en el fluido termal. Es más, es posible combinar una planta de ciclo binario con alguna de las otras dos para lograr una mayor utilización del vapor extraído. A la combinación de ciclo binario con vapor flash se le llama unidad *backpressure* (o de empuje a presión).

Algunos de los países que utilizan plantas tipo binario para la explotación de sus recursos geotérmicos son Austria, Alemania, Portugal y Turquía; entre los que utilizan plantas tipo vapor seco se encuentran Italia, EEUU e Indonesia; y el ejemplo más importante de la utilización de plantas tipo flash es Filipinas. Además de éstos, tanto El Salvador como Francia, Islandia y Nueva Zelanda utilizan plantas tipo *backpressure*, lo que da evidencia de su conveniencia (Bertani, 2007).

El potencial energético de una planta geotérmica varía considerablemente dependiendo del tipo de recurso que se esté explotando. Los índices de producción pueden alcanzar valores hasta los 1420

MWe, como es el caso de la capacidad eléctrica instalada en The Geysers, California (Lund et al., 2005)

En conjunto, EEUU sigue siendo el país con mayor producción geotérmica de electricidad en el mundo, pero otras naciones como Kenya, Filipinas e Indonesia han desarrollado rápidamente los recursos para aumentar su capacidad de generación eléctrica.

País	Capacidad (MW)	Lugar
Estados Unidos	3,086	$1^{\circ}$
Filipinas	1,904	$2^{\circ}$
Indonesia	$1,\!197$	$3^{\circ}$
México	958	$4^{\circ}$
Italia	843	$5^{\circ}$
Nueva Zelanda	628	$6^{\circ}$
Islandia	575	$7^{\circ}$
Japón	536	$8^{\circ}$
El Salvador	204	$9^{\circ}$
Kenya	167	$10^{\circ}$
Costa Rica	166	$11^{\circ}$
Nicaragua	88	$12^{\circ}$
Rusia	82	$13^{\circ}$
Turquía	82	$14^{\circ}$
Papua Nueva Guinea	56	$15^{\circ}$
Guatemala	52	$16^{\circ}$
Portugal	29	$17^{\circ}$
China	24	$18^{\circ}$
Francia	16	$19^{\circ}$
Etiopía	7.3	$20^{\circ}$
Alemania	6.6	$21^{\circ}$
Austria	1.4	$22^{\circ}$
Australia	1.1	$23^{\circ}$
Tailandia	0.3	$24^{\circ}$

Tabla 2.3: Países generadores de poder geotermal al 2010 (Holm et al., 2010)

Como ya se ha expresado anteriormente, los impactos ambientales de la explotación de una fuente geotérmica pueden ser considerables si no se toman las medidas necesarias para evitarlos. Una planta geotérmica puede provocar daños con respecto a (Kristmannsdóttir et al., 2003):

- El uso del suelo.
- El uso del agua.
- Ruido.
- Emisiones de gases.
- Impacto turístico.

Dentro de los impactos al uso del suelo, los más importantes son las alteraciones superficiales causadas por la perforación de los conductos que transportarán los fluidos y la construcción de la planta, posibles deslizamientos de terreno, sismicidad inducida y subsidencia del terreno circundante debido a la extracción de los recursos hídricos. Estos efectos, sin embargo, pueden minimizarse al utilizar la

reinyección del agua al sistema.

Del uso del agua, los efectos más significativos son la disminución del nivel freático en la subsuperficie del terreno, la extinción de manifestaciones superficiales del sistema geotérmico, como fumarolas y manantiales, la contaminación del agua circundante por sulfuro de hidrógeno  $(H_2S)$ , arsénico, amoníaco  $(NH_3)$  y otros, y la contaminación térmica. Debido a que la mayoría de las distintas plantas geotérmicas necesita una fuente externa de agua fresca para enfriar el vapor o agua que se devuelve al sistema, el consumo de agua puede ser considerable dependiendo de la capacidad de generación de la planta (aprox. 20 litros por MWh, es decir, para mantener un megawatt de potencia por una hora). El único efecto que no es solucionado completamente a través de la reinyección del fluido es la contaminación térmica, ya que el calentamiento del agua utilizada para el enfriamiento del fluido reinyectado es inevitable. Sin embargo, es posible idear una forma alternativa de enfriamiento o en última instancia, utilizar el agua calentada para otros fines.

El ruido es provocado en su mayor parte por los procesos mecánicos que ocurren dentro de la planta, como la perforación, el funcionamiento de las turbinas, etc. Este es extremadamente bajo para exteriores, y sólo podría afectar al personal de la planta y a los vecinos inmediatos.

La emisión de los gases nocivos que provienen de los suelos puede evitarse al reinyectar los recursos hídricos que se extraen, por lo que depende más que todo del tipo de planta utilizada para la explotación y de la política de tratamiento que se aplique a los desechos. La emisión de  $H_2S$  al ambiente, tanto a través del agua como de la atmósfera, es la más nociva y por lo tanto preocupante dentro de los efectos contaminantes de la explotación geotérmica. Un cuidadoso y constante monitoreo de estas emisiones es imperativo para asegurar la seguridad y el bienestar del ecosistema circundate a la planta.

El impacto turístico del desarrollo de la energía geotérmica puede tener consecuencias positivas y negativas. Generalmente las áreas geotermales se encuentran en zonas protegidas, de interés histórico o en rutas turísticas, por lo que la construcción de una planta energética en el área puede ser destructiva para la belleza natural del lugar. Por otro lado, un manejo inteligente de los recursos, tanto del agua como de la misma planta, puede generar un interés turístico importante. El ejemplo más representativo de este caso es el Hotel y Resort Blue Lagoon, ubicado en el campo geotérmico de alta entalpía Svartsengi, en Grindavic, Islandia.

El balance final entre las ventajas y las desventajas energéticas y económicas, y el impacto ambiental de la exploración, desarrollo y explotación de un recurso geotermal muestra claramente que la energía proveniente de la geotermia es en muchos aspectos superior a la proveniente de los combustibles fósiles, sin embargo no deja de estar exenta de problemas. Estudios de los efectos medioambientales y de la mejor forma de explotación de un recurso, como el tipo de planta a utilizar, además del monitoreo del sulfido de hidrógeno que pueda ser liberado, son indispensables para lograr un desarrollo óptimo de una producción sustentable y limpia de energía.

#### 2.3. Exploración geofísica de recursos geotérmicos

Numerosos trabajos acerca de la exploración de recursos geotermales a través de métodos geofísicos se han realizado a través del tiempo en distintos puntos del planeta, entre ellos en los campos geotérmicos Las Alturas, NM, EEUU (Jiracek, 1981); Roosevelt Hot Springs, Ut, EEUU (Ward et al., 1982); Berlín, El Salvador (Anderson et al., 2000); Ngatamariki, Nueva Zelanda (Boseley et al., 2010); Theistareykir, Islandia (Yu et al., 2010); y Tolhuaca, Chile (Melosh et al., 2010).

Sin embargo, debido a que un modelo geofísico tiene que ser consistente con la geología, la geoquímica y la hidrología del medio que se está estudiando, además de la prospección otros procedimientos deben realizarse para asegurar que lo que se obtiene de los resultados es lo más cercano a la realidad. Para esto, existe una serie de pasos recomendados a seguir durante la investigación (de Gupta et al., 2007):

- 1. Buscar manifestaciones superficiales del reservorio geotérmico. Métodos de teledetección como exploración aérea o fotos satelitales pueden ser útiles.
- 2. Realizar una completa descripción geológica de las zonas de interés, asociando la estructura del área con el tipo de recurso que podría encontrarse.
- 3. Estudiar la geoquímica y los mecanismos de descarga de fluido (si es que están presentes) del reservorio. La toma de muestras y el posterior análisis en un laboratorio es recomendado.
- 4. Explorar la zona por medio de los métodos geofísicos que mejor se adecuan al tipo de recurso. Esto permite acotar el área de estudio y localizar el potencial embalse geotermal.
- 5. Realizar perforaciones exploratorias, si es posible.

La prospección geofísica provee la única forma de delinear características de la subsuperficie del suelo, además de la perforación exploratoria. Puede cubrir áreas lo suficientemente grandes en poco tiempo y a un costo considerablemente más bajo.

Según Wright et al. (1985), un embalse hidrotermal convectivo se forma cuando un plutón de magma intrude en la corteza y comienza a enfriarse. El potencial de un campo geotérmico de esta naturaleza es directamente proporcional al tamaño de la intrusión e inversamente proporcional a su edad. Si hay permeabilidad presente en el sistema, la transferencia del calor por convección dominará el enfriamiento. El agua meteórica que está penetrando a profundidades entre los 5 y los 8 Km. es calentado por el cuerpo intrusivo hasta temperaturas de 400°C o más, y llevado hacia la superficie como resultado de su baja densidad y del gradiente hidráulico. El fluido pierde su calor a medida que sube, por lo que el agua más fría y más densa fluye hacia abajo nuevamente, formando así celdas de convección. Si la temperatura es lo suficientemente alta, la evaporación esporádica del fluido concentra gases ácidos como el  $CO_2$  y el  $H_2S$  derivados de la disolución del intrusivo, los que al subir por las fumarolas u otros conductos hacia la superficie, interactúan con el agua meteórica produciendo pozos altamente ácidos que causan erosión avanzada de las rocas cercanas a la superficie, como puede observarse en algunos de los géiseres del parque Yellowstone. Además, el flujo del fluido con altas concentraciones de NaCl pueden emerger como manantiales hirvientes, frecuentemente rodeados por depósitos de sílica a distancias considerables de la parte más caliente del reservorio, o puede manifestarse como una mezcla de fluido de  $CaHCO_3$  meteórico y NaCl hidrotermal. Ya que la calcita posee una solubilidad retrógrada con la temperatura, los manantiales frecuentemente precipitan travertino. Bajo el nivel de agua, la arcilla, el cuarzo y el carbonato son los minerales secundarios dominantes si

la temperatura es cercana a los 225°C, y si es mayor, la clorita, la ilita, la epidotita, el cuarzo y el feldespato potásico son importantes. El ensamblaje mineral producido por los fluidos termales alteran significativamente las propiedades físicas de las rocas que rodean el reservorio, por lo que un estudio químico y geológico es indispensable para ajustar un modelo físico.

Hay seis factores que controlan la distribución y el tipo de alteraciones hidrotermales: la temperatura, la composición del fluido, la presión, el tipo de roca, el tiempo y la permeabilidad. Esta última puede ser primaria, originada de la porosidad intergranular y caracterizada por disminuir con la profundidad debido a la compactación y cementación, o secundaria, debida a la presencia de fallas abiertas, fracturas, diques y brechas provocadas por fracturación hidráulica. El problema central de la geofísica de exploración geotermal no es encontrar zonas de altas temperaturas, sino localizar zonas con alta permeabilidad, las que garantizan una mejor y más fácil explotación del recurso. Como ningún método mapea la permeabilidad directamente, el entendimiento geológico, geoquímico e hidrológico de los factores que controlan esta propiedad en un reservorio geotermal puede ser usado para ayudar a determinar los métodos geofísicos potencialmente útiles para detectar los límites y zonas de mayor permeabilidad de un sistema hidrotérmico.

La estructura mineral moldeada por los fluidos alteran significativamente las propiedades físicas de las rocas del reservorio, en particular los cambios en la permeabilidad se producen a causa de la deposición mineral y por la lixiviación de la roca por las aguas termales. Dependiendo si el sistema es originado a causa de la formación y actividad de un estratovolcán andesítico, o de un terreno volcánico silítico, o de una base sedimentaria, las zonas de mayor alteración, y por lo tanto, de mayor permeabilidad, pueden localizarse en distintos puntos de la estructura (ver Figura 2.16).

Los métodos geofísicos de exploración hidrotermal más usados se clasifican como sigue:

- Métodos termales: Una alta temperatura es la evidencia más natural de la presencia de un reservorio geotérmico. El método consiste en la determinación directa de la temperatura de la roca o del fluido, o de la conductividad termal que exista en el recurso. Dentro de los métodos termales se encuentra la medición del Gradiente termal convencional, del Flujo calórico, de la Temperatura superficial y la Fotografía termal (IR).
- Métodos eléctricos: Como el aumento de la temperatura, de la porosidad, de la salinidad y de la cantidad de ciertos minerales como la arcilla y la zeolita facilitan la movilidad iónica y por lo tanto aumentan la conductividad, es razonable pensar que el cambio en la resistividad eléctrica de la roca o del fluido debido a la presencia de un sistema hidrotermal es la propiedad física más importante después de la temperatura. Debido a que muchos reservorios tienen asociadas zonas de resistividad anómalamente baja, las alteraciones y las salmueras generalmente se encuentran a lo largo de fallas y existe un contraste de resistividad en intrusiones y otras estructuras geológicas, el mapeamiento eléctrico es fundamental en la exploración geotérmica, aunque su interpretación puede ser difícil, sobre todo si se utilizan modelos de capas horizontales. Entre los métodos eléctricos destacan el de Resistividad galvánica, Polarización inducida (IP), Electromagnética de fuente controlada (CSEM), el Audiomagnetotelúrico (AMT), el Magnetotelútico (MT), el Potencial espotáneo (SP) y el método de Corrientes telúricas. Estos, a su vez, pueden dividirse en pasivos o activos, dependiendo de si es necesario inducir un campo eléctrico en el sistema antes de medir.
- Métodos de potencial gravitatorio: Cuando el sistema geotérmico puede asociarse a intrusiones, fallas o densificaciones de sedimentos porosos debido a metamorfismo y deposición de sílice, el



Figura 2.16: Esquemas de modelos geológicos para sistemas de alta temperatura. (a) Estratovolcán andesítico de alta actividad y recarga substancial (b) Terrenos volcánicos sílicos o bimodales (c) Base sedimentaria (Wright et al., 1985)

contraste de densidad entre las rocas del subsuelo permite utilizar este método, el cual consiste en medir los cambios en el campo gravitacional terrestre y, mediante la aplicación de correcciones correspondientes, determinar la anomalía debida solamente a la diferencia existente entre las densidades de los distintos cuerpos subsuperficiales. Debido a que este tipo de exploración sólo permite ver cambios de densidad, por sí solo es demasiado ambiguo para ser utilizado en la prospección geotérmica, pero es excelente como complementario a otro método.

- Métodos de potencial magnético: Si en un sistema geotérmico se tienen temperaturas lo suficientemente altas (tan altas como la Temperatura de Curie, es decir, alrededor de los 500 ó 600°C), puede ocurrir que la magnetita presente en el ambiente circundante del reservorio se degrade y por lo tanto haya una disminución local de la magnetización en el área. Este efecto puede ser medido a través de este método, que consiste simplemente en la medición del campo magnético terrestre y, al igual que el método de potencial gravitatorio, en la determinación del contraste que producen solamente las distintas rocas que se encuentran en la subsuperficie. También como la gravedad, la magnetización no puede indicar por sí sola la presencia de un recurso geotérmico de alta temperatura, pero puede ser muy útil si se le realiza en complemento con otro método.
- Métodos sísmicos: Al igual que con los métodos eléctricos, existen métodos sísmicos pasivos y activos. Los pasivos consisten en estudiar los microeventos o las ondas elásticas asociadas generalmente al ruido sísmico radiado por embalses geotermales, y el cambio detectado entre estación y estación del tiempo de viaje de la onda P de eventos sísmicos lejanos (telesismos), el cual se debe al cambio en la velocidad de la onda y en consecuencia, a una variación de las propiedades elásticas del medio de propagación. A pesar de tener una sólida base teórica, estos métodos presentan demasiadas ambigüedades en su interpretación. Por otro lado, los activos, como la sísmica por refracción y por reflexión, consisten en crear artificialmente a través de un golpe o una explosión una onda mecánica y estudiar su propagación en un perfil determinado por medio de un arreglo de geófonos. Estos pueden ser utilizados para mapear la profundidad del nivel freático, la estratigrafía de la zona, fallas, intrusiones y otras estructuras geológicas, por lo que son excelentes métodos para reducir el área de estudio, pero no entregan evidencia directa de la presencia de un embalse geotérmico.
- Métodos radiométricos: La espectometría de rayos Gamma puede usarse para mapear la distribución de las emisiones de  ${}^{40}K$ ,  ${}^{238}U$  y  ${}^{232}Th$ . Algunos reservorios hidrotermales contienen  ${}^{226}Rn$  o  ${}^{222}Ra$  en su sistema, por lo que pueden ser detectados con este método, sin embargo otros tales como los basados en sílice son muy bajos en radioactividad, por lo que la radiometría es infructuosa. Debido a su alta condicionalidad, este tipo de exploración puede utilizarse, pero no es comúnmente usada en geotermia.
- Geofísica de perforación y de pozos: La geofísica de perforación consiste en realizar una perforación profunda y de diámetro pequeño (95 mm.) en el suelo e introducir un sensor por ella con el objetivo de obtener un perfil vertical de la propiedad que se desea estudiar. Aunque puede parecer simple y efectivo, este método no es muy usado en la exploración geotérmica debido a su alto costo y porque no hay instrumentos que soporten temperaturas mayores a los 300°C, por lo que si las temperaturas del reservorio son altas no es recomendable arriesgarse a perder los equipos. Además, el mismo hecho de realizar perforaciones alrededor o en el mismo embalse causa una desestabilización del sistema, lo que no garantiza una toma de datos fiel al estado original. Por otro lado, la geofísica de pozos considera tanto la medición de propiedades en la superficie como en la subsuperficie, por medio de perforaciones de menor profundidad, pero de mayor ancho. Los métodos de pozos más usados en la exploración geotermal son la generación
#### CAPÍTULO 2. MARCO TEÓRICO

de perfiles verticales sísmicos (PSV) y la tomografía eléctrica, los cuales permiten mapear las propiedades de velocidad de propagación de onda sísmica y de resistividad de pozo a pozo o de pozo a superficie. A pesar de su gran utilidad, este método, al igual que el de perforación, presenta un alto costo de operación, por lo que no es común de realizar.

Tabla 2.4: Blancos Geofísicos de la Exploración Geotérmica (Wright et al., 1985)

Método	Objetivo
Flujo calórico	Rocas y fluidos térmicamente anómalos
Eléctricos	
Resistividad	Salmueras, alteraciones por fluido, fallas
IP	Alteraciones por fluido, mineralizaciones
CSEM y AMT escalar	Salmueras, alteraciones por fluido, fallas
MT y AMT	Salmueras, cámaras magmáticas, derretimiento parcial, estructuras
SP	Flujo de fluidos y de calor
Telúricos	Salmueras, alteraciones por fluido, fallas
Gravedad	Estructuras, alteraciones, densificaciones, intrusiones
Magnéticos	Estructuras, alteraciones, tipos de roca
Sísmicos	
Microsismos	Procesos hidrotermales activos
Microterremotos	Fallas y fracturas activas, distribución de velocidad y atenuación
Telesismos	Cámaras magmáticas profundas
Refracción	Estructuras, distribución de velocidad y atenuación
Reflexión	Estructuras, distribución de velocidad y atenuación
Radiométrico	Alteraciones, Radón 226, Radio 222
Geof. de perforación	Temperatura anómala, porosidad, permeabilidad, tipo de roca
Geofísica de pozos	
PSV	Distribución de velocidad, fracturas
Eléctricos	Salmueras, alteraciones, fallas

En resumen, la exploración geotérmica, y en particular la hidrotérmica, no puede ser realizada utilizando un sólo método. La complementación de dos o tres tipos de prospección independientes entre sí es básica para asegurar una fiel interpretación de las estructuras subsuperficiales, y el apoyo de la geología y de la geoquímica son indispensables. Los métodos resistivos, de potencial gravitatorio, sísmicos y termales parecen ser las mejores opciones en cuanto efectividad y relativamente bajo costo, ya que permiten la búsqueda de fallas y fracturas por las que se pueda desarrollar una conveccion de fluido hidrotermal, y de zonas de baja resistividad que puedan indicar un aumento de la movilidad iónica debida al aumento de la temperatura del agua presente. Además, estudios termales tales como perfilación de gradiente de temperatura o la manifestación de evidencias superficiales de la presencia de un reservorio geotermal son necesarios para no confundir un acuífero hidrotermal con una zona arcillosa, que presenta la misma anomalía de baja resistividad (Jiracek, 1981).

# Motivación

Por un lado, la motivación principal de este trabajo surge de la necesidad de generar energía limpia y renovable para Chile, aprovechando la ubicación privilegiada del territorio nacional en el Cinturón de Fuego del Pacífico. Los recursos geotérmicos, zonas termales y manifestaciones superficiales como volcanes y géisers, son numerosos en el país, y si es posible aprovecharlos de forma correcta, respetando los entornos medioambientales y poblacionales, para satisfacer la creciente demanda energética, entonces más y mayores proyectos de exploración y explotación de estos medios deberían desarrollarse en un futuro no muy lejano.

Por otro lado, en muchas ocasiones se han registrado intentos fallidos de determinar, por ejemplo, la ubicación de una veta de mineral en un volumen extenso de terreno, a través de sondajes geológicos o perforaciones profundas; ésto porque no se ha realizado ningún tipo de exploración geofísica superficial previa para determinar si existen cambios en las propiedades físicas de las capas subsuperficiales del medio que indiquen de alguna manera la presencia de, siguiendo el ejemplo anterior, una veta de mineral. En particular, la resistividad es una propiedad que permite encontrar, a través de las anomalías, acuíferos, salmueras, alteraciones en el terreno como fallas, fracturas, intrusiones de mineral, etc.

Asociando las anomalías de baja resistividad, complementadas con mediciones de gravedad y datos geológicos y geoquímicos, a la presencia de recursos hídricos y/o termales, es posible explorar los medios geo o hidrotérmicos que se encuentren en la subsuperficie de la zona de estudio, y de acuerdo a los resultados obtenidos de la prospección geofísica se puede garantizar una mayor precisión en la perforación, extracción y, finalmente, explotación de un recurso tan preciado como lo es la energía geotérmica.

Además de la motivación económica o energética para el país, existe también una motivación académica: el determinar a través de este trabajo los usos adecuados y el alcance del método utilizado y así incorporar el conocimiento necesario, dejando un precedente para los grupos de trabajo que se formen en el futuro, tanto en el mismo departamento de Geofísica de la Universidad de Concepción como en otros sectores de servicio.

# Hipótesis y Objetivos

#### 4.1. Hipótesis

Es posible, a través de métodos eléctricos resistivos de prospección geofísica, explorar un área de terreno e inferir, basándose en los antecedentes geológicos locales y de gran escala, la presencia de recursos hidrotermales en la subsuperficie del suelo.

#### 4.2. Objetivos Principal y Secundarios

Aplicar un conjunto de métodos de prospección geofísica no invasivos y desarrollar rutinas computacionales que permitan encontrar, explorar y, dentro de lo factible, caracterizar un embalse geotermal en cuanto a su extensión, entalpía y explotabilidad.

- Comprender el funcionamiento teórico y práctico de las técnicas de prospección estudiadas.
- Analizar los alcances y la resolución de los métodos geofísicos utilizados en la actividad de terreno.
- Desarrollar y utilizar un programa computacional apropiado, en base a otros conocidos, para el tratamiento y análisis de los datos recopilados.
- Estudiar la existencia y extensión de los recursos hídricos termales entorno al volcán Villarrica, en particular en las termas de Menetúe y Eco-Pellaifa.
- Describir las variaciones de resistividad en secciones 1D y 2D de las zonas de estudio.
- Construir un modelo 1D geofísico-geológico de las zonas de estudio.
- Determinar, en base a un análisis comparativo, si los datos recopilados entregan información o evidencia necesaria para indicar la existencia de recursos hídricos y/o termales, y así comprobar si la teoría sustenta la aplicación de los métodos.

# Zona de Estudio

### 5.1. Ubicación

Las termas elegidas para el estudio descrito en esta tesis se encuentran en medio de la zona termal circundante del Volcán Villarrica, ubicado en los 39,4°S, 71,9°W, que corresponde al límite político de las provincias de Cautín y Valdivia, IX región de la Araucanía y XIV región de los Ríos, respectivamente. El Parque Termal Menetúe, por una parte, se localiza a 30 Km. al este de la ciudad de Pucón, y puede ingresarse a él tanto por el este a través de la ruta 199 o por el oeste a través del camino internacional del paso Mamuil Malal desde Argentina. Las Termas Eco-Pellaifa, por otra parte, están ubicadas a 18 Km. al sureste de la ciudad de Coñaripe, a orillas del lago Pellaifa, y el ingreso a ellas puede realizarse a través de la ruta 201 que va hacia Liquiñe (Fig.5.1).



Figura 5.1: Visión satelital de la ubicación de las zonas de estudio (Google Maps, 2010)

#### CAPÍTULO 5. ZONA DE ESTUDIO

El Parque Termal Menetúe (*Lugar de Baños* en mapudungun) es una parcela de 40 ha. en total que comprende cabañas para alojamiento, restorán, una laguna, áreas de trekking y pozos termales. La zona de interés de esta tesis consiste en un corredor orientado en sentido este-oeste de relleno orgánico con ancho máximo de aprox. 55 m. en donde las manifestaciones superficiales de la fuente de calor subsuperficial se localizan a lo largo de una línea recta entre un cerro de roca maciza y un arroyo que desemboca en un pantanal alimentado por el río Trancura. Estas manifestaciones se encuentran en forma de tres fuentes de agua termal con temperaturas que van desde los 25°C a los 40°C, y una poza de barro de unos 20°C. Los manantiales que alimentan las piscinas termales no se encuentran a más de 2 m. de profundidad, y existe una separación de unos 100 m. entre el Pabellón de Pozos termales (desde donde circula el agua hacia las piscinas) y los Baños de Barro (Fig.5.2).



Figura 5.2: Mapa esquemático del Parque Termal Menetúe (http://www.menetue.com/piscinas.php)

#### CAPÍTULO 5. ZONA DE ESTUDIO

Las Termas Eco-Pellaifa (Zona de Escarcha en mapudungun) consisten en un terreno de unas 7 ha. en total, con cabañas, cafetería, un pozo de barro, dos piscinas termales y una de agua fría (8°C). Los afluyentes calientes de estas termas se distribuyen en un área de unos 100 metros cuadrados, con dos pozos a 40°C y uno a 55°C que alimentan las dos piscinas de agua a 31°C y 38°C y un baño de barro a 25°C de temperatura (Fig.5.3). Al igual que en Menetúe, los manantiales termales de los pozos no se encuentran a mas de 2 metros de profundidad.



Figura 5.3: Foto sector Termas Eco-Pellaifa.

En cuanto a su ubicación relativa, ambos sectores se encuentran dentro de una configuración similar, con flujo cercano de agua fresca (arroyos, pantanales y lagos) y con los manantiales termales brotando a los pies de un cerro.

#### 5.2. Antecedentes

#### 5.2.1. Geológicos

Considerando lo expuesto por Sánchez (2010), existen varias características geológicas y morfológicas que definen el tipo de dominio que un sistema geotérmico puede presentar. Para el caso de Chile, y particularmente de la zona central-sur, hay dos dominios predominantes: el dominio Volcánico y el dominio Estructural.

El dominio volcánico está relacionado con los recursos geotérmicos de fuente magmática, centralmente de intrusiones y sistemas ígneos jóvenes asociados con arcos de estratovolcanes andesíticos cuaternarios, como es el caso de la Zona Volcánica Sur (ZVS). Generalmente la permeabilidad dominante de estos reservorios es primaria, su temperatura superficial fluctúa entre los 36 y los 70°C, su pH varía entre 7.8 y 8.7, y la geometría sugerida es del tipo horizontal.

El dominio estructural se relaciona con recursos formados por circulación profunda de aguas meteóricas en sistemas tectónicos, ambientes trasarco, regiones de extensión cortical, zonas de colisión y zonas de fallas y fracturas; en la zona estudiada éstos se relacionan con la Zona de Falla Liquiñe Ofqui (ZFLO). A pesar de que las rocas cristalinas que interactúan con los fluidos tienen baja permeabilidad en su estado prístino, las fracturas, las fallas, las diaclasas, el clivaje y los pliegues producen un aumento en esta propiedad, lo que permite que estas estructuras se comporten como conductos por los cuales el fluido puede circular. En consecuencia, la permeabilidad que domina estos sistemas es secundaria, su temperatura superficial se presenta entre los 37 y los 82°C, su pH varía entre 8.8 y 9.7 y la geometría sugerida de los reservorios es vertical.

En la zona de Villarrica - Chihuio  $(39^{\circ}\text{S}, 72, 5^{\circ}\text{W}; 40, 5^{\circ}\text{S}, 71, 5^{\circ}\text{W})$  se dan ambos dominios, en particular a la zona del Parque Termal Menetúe le corresponde un dominio estructural, con emisión de sus aguas termales a través de fracturas de las dioritas, granodioritas y pórfidos andesíticos del granitoide mioceno (Mg) Pellaifa-Neltume (5-8 Ma), y a la zona de las Termas Eco-Pellaifa le corresponde un dominio volcánico, con emisión de aguas a través de depósitos volcánicos pleistocenos - holocenos (PHv) de caída (cenizas y lapillis) y depósitos fluviales y coluviales (andesítica basáltica y dacítica subordinada) que cubren los granitoides miocenos (8-12 Ma) (ver Figura 5.4).

#### 5.2.2. Geoquímicos

El estudio geoquímico de los fluidos trazadores y geoindicadores de un sistema hidrotérmico permite clasificar las aguas según su ubicación en el reservorio, su formación y su composición. Se habla de fluidos trazadores cuando se refiere a los constituyentes no reactivos y químicamente inertes, que no sufren modificaciones al ser afectados por dilución. Proveen información de las aguas "originales" del sistema y los conforman especies tales como los gases nobles helio y argón, y otros como cloro, boro, litio, rubideo, cesio y  $N_2$ . Los geoindicadores, por otra parte, son aquellos fluidos que son químicamente reactivos y responden a los cambios del sistema de forma conocida, por lo que entregan información de las condiciones a las que se produce la interacción agua-roca. Las especies que forman parte de las interacciones termodependientes entre los minerales aluminosilicatados y los fluidos geotérmicos son sodio, potasio, magnesio, calcio y  $SiO_2$ ; las involucradas en reacciones Oxido-Reducción dependientes de la presión y la temperatura son  $H_2$ ,  $H_2S$ , metano y dióxido de carbono.

#### CAPÍTULO 5. ZONA DE ESTUDIO



Figura 5.4: Distribución de los dominios geotérmicos y ubicación de algunas termas de la zona Villarrica - Chihuio (modificado de Sánchez, 2010)

Las aguas geotermales pueden clasificarse en:

- 1. Primarias: Se encuentran en la base de las celdas convectivas. Pueden ser producto de la mezcla entre los volátiles magmáticos y los componentes fluidos básicos. Se subclasifican en:
  - Aguas Cloruradas: Poseen altas concentraciones de sodio y cloro, entre cientos y miles *ppm*.
     Su *buffer* o amortiguador de pH puede ser el dióxido de carbono o el *HCO*<sub>3</sub>.
  - Aguas Sulfato-ácidas: Poseen altas concentraciones de  $HCl \ y \ HSO_4$ , su origen es típicamente volcánico andesítico. Su *buffer* de pH es el  $HSO_4^-$  o el  $SO_4^{-2}$ .

#### CAPÍTULO 5. ZONA DE ESTUDIO

- Salmueras: Aguas altamente salinas, formadas por disolución de evaporitas, minerales primarios y HCl. Debido a su amplio origen, su composición y pH puede variar bastante.
- 2. Secundarias: Formadas por la separación y mezcla de aguas primarias, ya sea por evaporación por temperatura, evaporación por presión (*flash*), separación adiabática de fases, condensación, mezcla con  $CO_2$  o con aguas de diferentes temperaturas. Las hay de tipo:
  - Aguas Sulfato-ácidas calentadas por vapor: Formadas por la absorción y condensación exotérmica de vapor y gases por aguas subterráneas. Poseen bajas concentraciones de cloro y alto sulfato. Pueden dejar residuos de sílice, anatasa, azufre u otros sulfuros, esmectita y kaolinita.
  - Aguas Carbonatadas: Formadas por absorción de dióxido de carbono o por mezcla de aguas primarias a altas temperaturas con aguas subterráneas frías que contienen HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>.
  - Aguas Mezcladas: Formadas por mezcla de fluidos termales con aguas superficiales por dilución. Poseen altas concentraciones de calcio y magnesio, y baja razón Na/K. Son de las más comunes y fáciles de encontrar (Fig.5.5).



Figura 5.5: Modelo de formación de Aguas Mezcladas (en Gupta et al., 2007)

Según esta clasificación, las aguas de las termas del Parque Termal Menetúe pertenecen del tipo secundarias mezcladas, formadas por aguas meteóricas que percolaron a través de zonas cristalinas fracturadas y que absorvieron calor por conducción, ya que de acuerdo con la información entregada por la administración, las aguas de Menetúe son ricas en sílices, carbonatos y calcio, incoloras e insípidas, con un pH de 8.88 a 20°C; por otro lado las aguas de las termas Eco-Pellaifa son del tipo secundarias sulfato-ácidas calentadas por vapor, originadas de la evaporación de aguas meteóricas que percolan desde las fracturas del volcán y alcanzan la intrusión magmática, donde aumentan su temperatura y densidad, provocando que suban y así formen celdas de convección.

## Metodología

Los pasos del procedimiento a seguir durante los terrenos de esta tesis se enumeran como sigue:

- 1. Revisión de la teoría de los métodos de prospección a utilizar.
- 2. Movilización a la zona de estudio, estudio de antecedentes geológicos y geoquímicos de la misma.
- 3. Recorrido y exploración de la zona, planeación y esquematización de las líneas de medición de resistividad en áreas de mayor interés.
- Despliegue de equipos, electrodos y cables según la geometría de los arreglos (SEV Schlumberger o Dipolo-dipolo).
- 5. Configuración de los equipos, ingreso de parámetros.
- 6. Inyección de corriente al subsuelo y recepción de datos según los electrodos dispuestos en el arreglo.
- 7. Recolección de los equipos, electrodos y cables.
- 8. Movilización a la siguiente zona de estudio, si corresponde.
- 9. Procesamiento de los datos reunidos.
- 10. Generación de los perfiles de resistividad y complementación con la geología.
- 11. Interpretación.

En paralelo a las mediciones de resistividad, se realizaron levantamientos topográficos de ambas zonas, así como también perfiles de gravedad sobre las líneas de electrodos, para lograr mayor complementación entre la información geofísica y la estructura geológica de las áreas de estudio y así facilitar la interpretación de los datos.

Es necesario aclarar que lo que se obtiene de las mediciones de resistividad es un perfil eléctrico del subsuelo, no un mapa de la estructura en densidad como lo haría un perfil sísimico. Los bordes y ángulos de las capas estratigráficas se presentan muy suavizados debido a que cada medición es afectada por la resistividad de un volumen considerable de tierra que se encuentra sobre o bajo el punto de interés (Barker, 1997).

Cada arreglo SEV toma de dos a tres horas en instalarse y medirse, y cada Dipolo-dipolo toma un poco más de tres horas, dependiendo de la profundidad que se desea alcanzar y de la extensión de cada línea de perfil. Un esquema de funcionamiento de ambos métodos con los equipos utilizados se muestra en la Figura 6.1.



1 PERSONA OPERADOR/LECTOR ELREC 6 - ESTACAS "M" Y "N"

1 PERSONA ESTACA "A"

1 PERSONA ESTACA "B"



#### b) Dipolo-dipolo

Figura 6.1: Esquema de funcionamiento de los métodos a) SEV b) Dipolo-dipolo.

#### 6.1. Adquisición de datos

Debido a las limitaciones en las dimensiones del área de trabajo, dos perfiles de resistividad tipo SEV de AB/2 máximo de 30 m. y MN de 0.5 m. separados por aprox. 126 metros y un perfil tipo Dipolo-dipolo de 130 m. de extensión con un l de 5 m. se realizaron en el Parque Termal Menetúe. La ubicación relativa de cada perfil se muestra en el esquema de la Figura 6.2.



Figura 6.2: Esquema de distribución de perfiles, Menetúe. La flecha indica el comienzo del perfil horizontal.

En termas Eco-Pellaifa se realizaron dos perfiles de resistividad tipo Dipolo-dipolo de 75 y 240 m. de extensión con l de 1.5 y 5 metros respectivamente, y un perfil tipo SEV de AB/2 máximo de 30 m. y MN de 0.5 metros, ubicado en la proximidad del pozo de barro. La distribución es mostrada en la Figura 6.3.



Figura 6.3: Esquema de distribución de perfiles, Eco-Pellaifa. Las flechas indican el comienzo de los perfiles horizontales.

#### 6.1.1. Equipos

Los equipos utilizados en el proceso de medición consisten en:

- Generador de Corriente VIP 10000 (IRIS Instruments<sup>TM</sup>): Usado para generar la corriente a inyectar en el subsuelo. Tiene capacidad de generar hasta 20 A de corriente, 3000 V de voltaje y 10 kW de potencia, dependiendo de la capacidad de la fuente que lo alimenta. Acepta un generador estándar de entre 180 y 250 V y de 45 a 800 Hz de frecuencia. Puede operar entre los -40°C y los 50°C de temperatura y genera pulsos de corriente alternada (ON+, OFF, ON-, OFF) entre 0.5 y 8 segundos. Posee conectores que aceptan cables de metal y enchufes de hasta 4 mm. de diámetro. Ver Figura 6.4(b).
- Receptor Multicanal ELREC 6 (IRIS Instruments<sup>TM</sup>): Utilizado para digitalizar datos de Resistividad e IP. Posee capacidad para medir en seis dipolos simultáneos hasta 2500 lecturas, aplica automáticamente un filtro pasabaja analógico que reduce el ruido entre los 50 y los 60 Hz, opera dentro de un rango de voltaje de ±10 V para cada dipolo, calcula resistividad aparente, cargabilidad promedio y desviación estándard, posee una bateria interna de 12 V y puede ser alimentado por una bateria externa de 12 V si es necesario, tiene una capacidad de operación entre los -40°C y los 70°C de temperatura y su razón de muestreo es de 10 ms. La extracción de datos puede realizarse a través de un enlace RS-232 directamente a un computador o manualmente a través de la pantalla LCD de monitoreo. Ver Figura 6.4(a).



Figura 6.4: Equipos. (a) Receptor ELREC 6 (b) Generador VIP 10000.

- Estacas metálicas de 60 cm. de largo que cumplen el rol de electrodos.
- Cables conectores de 110 m. de largo máximo.
- Generador de electricidad de 220 V a gasolina.
- Batería de auto de 12 V.
- Multímetro RMS Fluke<sup>©</sup> modelo 177.
- Huincha de medir de 30 m. de largo.

#### 6.2. Procesamiento

El cálculo y la graficación de la resistividad aparente (en  $\Omega \cdot m$ ) se realizó a partir de los datos recopilados en terreno de Intensidad de corriente (en A) y Voltaje (en V) a través de una rutina MATLAB<sup>®</sup> utilizando la fórmula de la Ecuación 2.36 para los perfiles de Dipolo-dipolo, y la Ecuación 2.34 y el software IPI2win<sup>©</sup> (ver Softwares Utilizados) para los arreglos tipo SEV Schlumberger.

Los perfiles horizontales del método Dipolo-dipolo se generaron graficando los valores de resistividad aparente calculados en un mapa de contornos considerando su posición (extensión y nivel de profundidad) en un suelo homogéneo y ordenándolos en una grilla consistente con la geometría de cada arreglo utilizado. Por ejemplo, si la extensión del perfil es de 50 m., la separación entre electrodos es de 3 m. y se utilizan 6 canales, es decir, se mide el voltaje en seis dipolos simultáneamente para un dipolo de corriente, la grilla generada para graficar este perfil se vería como la de la Figura 6.5.



Figura 6.5: Esquema de la grilla generada para un perfil de 50 m. de extensión, 3 m. de separación entre electrodos y 6 canales.

Mientras más canales sean utilizados, mayor será la profundidad alcanzada por el arreglo; al mismo tiempo, a mayor espaciamiento entre los electrodos, mayor profundidad, sin embargo también al aumentar el espaciamiento, disminuye la resolución del perfil. Además, si la resistencia del suelo es muy alta, se corre el riesgo de que se presenten problemas al momento de inyectar corriente durante la actividad en terreno.

Debido a que es imposible determinar la profundidad exacta del punto que representa la zona en donde se calcula la resistividad aparente (señalado por estrellas en la Figura 6.5), la convención general es establecer niveles de profundidad, los cuales pueden ser ambiguamente estimados tanto a través de la Ecuación 2.17 como a través de lo establecido por Roy et al. (1971). Sin embargo, ambas teorías consideran sistemas de terreno homogéneos, lo que no ocurre en la naturaleza, por lo que es común establecer que la profundidad máxima alcanzada por el campo eléctrico para un arreglo de dos dipolos es equivalente a la distancia entre los dos electrodos extremos.

La modelación de los perfiles verticales SEV se desarrolló a través de una rutina MATLAB<sup>(R)</sup> llamada **sev\_s\_mo.m** que permite comparar una curva teórica de resistividad aparente generada por la construcción de un modelo de capas verticales a través de un filtro digital (Lira, 2009) con la curva dada por los datos tomados en terreno. Calculando el error estadístico entre ambas curvas y minimizándolo, y teniendo como base la geología de gran escala y local de las zonas de estudio, es posible llegar a un modelo bastante aproximado a la estructura real. Además de ésto, se utilizó el software IPI2win<sup>(C)</sup> para apoyar la modelación del **sev\_s\_mo** y comprobar que éste estaba funcionando correctamente.

#### 6.3. Tratamiento de errores y sensibilidad

Por lo especificado en las secciones anteriores, es conocido que los parámetros necesarios para calcular la resistividad aparente del subsuelo son la intensidad de corriente inyectada, el voltaje medido en los electrodos y la geometría del arreglo utilizado, es decir, la longitud de separación entre los electrodos y la extensión de la línea. De estos tres, la mayor fuente de error en cuanto a imprecisión en las mediciones y/o errores de transcripción es el voltaje, ya que la corriente inyectada queda determinada por el equipo VIP (en mA) con una exactitud mejor que 1 % y con una estabilidad del 0,1 % (IRIS, VIP 10000), y las medidas de longitud tienen una variación del orden de centímetros, lo cual no influye demasiado en el cálculo de la variable de importancia en este trabajo.

Sin embargo, para los perfiles SEV realizados en las termas de Menetúe y Pellaifa, las mediciones de voltaje se realizaron con el equipo ELREC 6, el cual determina el valor en mV de la diferencia de potencial entre un par de electrodos conectados con una exactitud cercana a 0,3 % (IRIS, ELREC 6), por lo que el error se minimiza considerablemente. Para el mapeo de Dipolo-dipolo realizado en Menetúe se utilizó el mismo equipo, por lo que de la misma manera el error se reduce y llega a ser despreciable comparado con los valores medidos. Los mapeos de Dipolo-dipolo realizados en Pellaifa fueron medidos haciendo uso del multímetro en escala de mV (ya que el ELREC presentó problemas de batería), lo que podía ser una fuente considerable de error debido a la variación de los valores del voltaje al alternar el signo de la corriente inyectada.

Con respecto a la sensibilidad de los perfiles SEV, la mayor variación en la resistividad aparente de los puntos profundos se presenta al cambiar los valores del voltaje (ver Fig.6.6), y para los puntos superficiales, la mayor variación en  $\rho_a$  se muestra al cambiar los valores de la separación entre los electrodos de voltaje L (ver Fig.6.7).

Como ya se explicó previamente, los datos de voltaje de este trabajo fueron tomados por el equipo ELREC 6, el cual minimiza considerablemente los errores asociados a la medición, por lo que la alta sensibilidad del cálculo de la resistividad aparente no debería presentar problemas en la generación de los modelos o en la interpretación.

Por otro lado, a pesar de que las mediciones de longitud se realizaron con una huincha de medir, la cual puede interpretarse como un fuente de error, de la Figura 6.7 se destaca que para que se presente una alteración considerable en la curva de resistividad aparente, los errores en la medición de la separación entre electrodos deben ser del orden de 0.1 metros (decímetros). En los terrenos realizados, el error asociado a estos valores no supera el orden de centímetros (0.01 metro), por lo que la sensibilidad de  $\rho_a$  a este parámetro tampoco debería afectar la modelación o la interpretación de los perfiles.



Figura 6.6: Gráfico de sensibilidad de una curva de SEV a cambios en el voltaje medido. Valores en volts (V).



Figura 6.7: Gráfico de sensibilidad de un perfil SEV a cambios en la longitud L medida. Valores en metros (m).

La sensibilidad de los mapas de Dipolo-dipolo con respecto a la medida de la distancia de separación L entre los electrodos se muestra en la Figura 6.8, y la con respecto a cambios en el votaje medido se muestra en la Figura 6.9.

Como se puede observar de las imágenes, la variable  $\rho_a$  calculada para el perfil Dipolo-dipolo muestra una sensibilidad considerablemente mayor a cambios en el voltaje que a los errores asociados a la longitud L, ya que mientras que el mapa de resistividades muestra cambios evidentes ante una variación de ±0,001 V (1 mV) en el voltaje, sólo muestra variaciones ante cambios del orden de un metro en la distancia. Esto indica que, a pesar de que las mediciones de longitud se realizaron con una huincha de medir, el error asociado a ella (del orden de centímetros) no afecta en gran medida la interpretación del perfil.

Por otro lado, aunque las mediciones de la diferencia de potencial entre los electrodos se realizaron con un multímetro, éste posee una resolución de 0.1 mV, una exactitud del 0,09 % (Fluke, RMS Multimeters) y, por ser un instrumento digital, un error asociado igual a la resolución, es decir,  $\pm 0,1$ mV (0.0001 V), por lo que cualquier error de resistividad manifestado en los mapas Dipolo-dipolo del orden de 0.001 a 0.01 V se deberían a errores de transcripción de los datos o a un mal cálculo de los valores promedio del voltaje entre cambios de polaridad de la corriente inyectada.

Sin embargo, el mayor cambio se presenta en zonas de baja resistividad, como el sector estudiado en las termas de Menetúe (en donde se realizaron las mediciones con el ELREC), no siendo el caso de los perfiles realizados en las termas de Pellaifa, los cuales muestran una menor sensibilidad a cambios en el voltaje del orden mencionado anteriormente, y en donde se utilizó el multímetro. Es por eso que los errores asociados a la medición del voltaje, en estos casos particulares, no deberían influir en el desarrollo del análisis o de la interpretación.



Figura 6.8: Gráfico de sensibilidad de un mapa Dipolo-dipolo a cambios en la longitud L medida. Valores en metros (m).



Figura 6.9: Gráfico de sensibilidad de un mapa Dipolo-dipolo a cambios en el voltaje medido. Valores en volts (V).

# Análisis y Resultados

#### 7.1. Menetúe

Los datos de corriente y voltaje recopilados de los SEV, además de la resistividad aparente geométrica calculada por la fórmula de la Ecuación 2.34 y la resistividad aparente calculada por el software IPI2win<sup>©</sup>, están ordenados en el Apéndice B, Tablas B.1 y B.2.

Las Figuras 7.1 y 7.2 muestran las curvas AB/2 vs.  $\rho_a$  obtenidas de esos cálculos.



Figura 7.1: Gráfico punto SEV extremo este, Menetúe (ver Figura 6.2).



Figura 7.2: Gráfico punto SEV extremo oeste, Menetúe (ver Figura 6.2).

Los perfiles verticales generados por la inversión de estos datos se muestran resumidos en las Tablas 7.1 y 7.2, y en las Figuras 7.3 a 7.6

Tabla 7.1: Modelos para SEV1			_	Tabla 7.2:	Modelos pa	ara SEV2
Parámetro	sev_s_mo	IPI2win		Parámetro	sev_s_mo	IPI2win
$\rho_1$	$395,\!4\Omega\mathrm{m}$	$508\Omega{ m m}$		$\rho_1$	$105,7\Omega\mathrm{m}$	$92,\!14\Omega\mathrm{m}$
$\rho_2$	$38,2\Omega\mathrm{m}$	$61,5\Omega\mathrm{m}$		$ ho_2$	$76\Omega{ m m}$	$52,\!24\Omega{ m m}$
$\rho_3$	$23770\Omega\mathrm{m}$	$18\Omega{ m m}$		$ ho_3$	$326,\!2\Omega\mathrm{m}$	$164,3\Omega{ m m}$
$\rho_4$	-	$3,5 imes 10^4\Omega{ m m}$		$ ho_4$	-	$457,4\Omega{ m m}$
$z_1$	$0,6 \mathrm{m}$	$0,\!48 \mathrm{\ m}$		$z_1$	$0,5 \mathrm{~m}$	$1{,}34~\mathrm{m}$
$z_2$	$6,6 \mathrm{m}$	$1,99 \mathrm{~m}$		$z_2$	$6,1 \mathrm{~m}$	$3 \mathrm{m}$
$z_3$	-	$4,\!38~\mathrm{m}$		$z_3$	-	$15{,}03~\mathrm{m}$
Error <sup>1</sup>	$3{,}78\%$	$2{,}37\%$		Error	0,8%	$1,\!19\%$



Figura 7.3: Curva SEV1 y modelo sev\_s\_mo



Figura 7.4: Curva SEV1 y modelo IPI2win



Figura 7.5: Curva SEV2 y modelo sev\_s\_mo



Figura 7.6: Curva SEV2 y modelo IPI2win

Los datos de corriente y voltaje medidos en cada par de electrodos y la resistividad aparente calculada a través de la Ecuación 2.36 del perfil Dipolo-dipolo están ordenados en la Tabla B.3. El perfil horizontal generado al graficar la resistividad calculada se muestra en la Figura 7.7.



Figura 7.7: Perfil dipolo-dipolo, Menetúe. Las flechas muestran la ubicación de las estacas (electrodos) y las estrellas la ubicación relativa de los perfiles SEV (ver Figura 6.2).

#### CAPÍTULO 7. ANÁLISIS Y RESULTADOS

Considerando las resistividades aparentes y las profundidades modeladas por la rutina **sev\_s\_mod**, la Figura 2.11 y los antecedentes topográficos y geológicos locales, es posible realizar una aproximación de las estructuras presentes en la zona de estudio del Parque Termal Menetúe estableciendo un ordenamiento de capas verticales de tal forma que:

Tabla 1.5. Configuración propuesta por modelo sev_s_finod		
Estrato	Espesor	Tipo de Suelo
Capa $1$	$\sim 0.6~{\rm m}$	Sedimentos glaciares $(Till)$ + Agua dulce
Capa $2$	$\sim 6 \text{ m}$	Agua dulce + Sedimentos (Lutita/Limolita) + Arcilla
Capa $3$	?	Sedimentos (Gravilla) + Roca metamórfica erosionada

Tabla 7.3: Configuración propuesta por modelo sev s mod

Considerando el modelo del software IPI2win<sup>(C)</sup>, se tiene que:

	Tabla 7.4: Configuration propuesta por modelo IP12win		
Estrato	Espesor	Tipo de Suelo	
Capa 1	$\sim 1 \text{ m}$	Sedimentos glaciares $(Till)$ + Arenisca + Agua dulce	
Capa $2$	$\sim 2~{\rm m}$	Agua dulce + Sedimentos (Lutita/Limolita) + Arcilla	
Capa $3$	$\sim 10~{\rm m}$	Agua dulce + Sedimentos (Lutita/Limolita)	
		+ Roca metamórfica, ígnea erosionada	
Capa $4$	?	Sedimentos (Gravilla) + Roca metamórfica o ígnea	

Comparando el orden de los valores de resistividad aparente y profundidad de las Tablas 7.1 y 7.2, se observa que no existe una gran diferencia entre los modelos **sev\_s\_mod** e IPI2win<sup>(C)</sup>, por lo que las configuraciones estructurales planteadas para el suelo son similares entre sí.

A pesar de que los rangos de variación de los valores de resistividad son muy amplios (ver Fig.2.11) y que la interpretación de éstos puede ser de gran ambigüedad, el hecho de que el área de estudio se encuentre en un dominio estructural con permeabilidad secundaria, cercano a flujo de agua permanente (río Trancura y lago Villarrica) e inserta en una zona afectada por el último máximo glacial del Cuaternario (Moreno et al., 1999) reduce considerablemente los elementos candidatos a formar la estructura de suelo del lugar estudiado propuestos por los modelos.

En resumen, para la zona estudiada en Menetúe, la posible configuración vertical se ordena de la siguiente forma (ver Fig.7.8):

Estrato	Espesor	Tipo de Suelo
Capa 1	$\sim 1 \text{ m}$	Sustrato formado por sedimentos saturado de agua dulce
Capa 2	$\sim 10~{\rm m}$	Agua dulce + Sedimentos (Lutita/Limolita), Arcilla
		+ Basamento fracturado
Capa 3	?	Basamento rocoso intrusivo (granitoides) del mioceno

Tabla 7.5: Resumen de configuración propuesto por los modelos

Si se relaciona el mapa de resistividad aparente generado a partir del perfil Dipolo-dipolo y la ubicación relativa de los perfiles SEV, se encuentra una concordancia entre el orden de los valores de resistividad expuestos en el perfil horizontal (Fig.7.7) y los modelos propuestos en las Tablas 7.1 y 7.2. Esto garantiza la complementación entre los métodos y aumenta la confianza de que los datos fueron tomados correctamente.



Figura 7.8: Resumen de modelo de capas propuesto para Menetúe.



Figura 7.9: Perfil dipolo-dipolo, Menetúe. Los cuadrados rojos muestran posibles anomalías de baja resistividad.

Luego, del perfil horizontal generado por los datos Dipolo-dipolo (Figura 7.9) resaltan dos (o tres) zonas de baja resistividad aparente (indicadas con un cuadrado rojo) que coinciden con la posición de pozos y piscinas de agua caliente. En particular el área marcada con el cuadrado rojo No.2 corresponde a la ubicación, en sentido Este-Oeste, de una de las piscinas exteriores más grandes de las termas de Menetúe (ver Figura 6.2), la cual, a pesar de encontrarse vacía durante el período de las mediciones, mostraba manifestaciones superficiales en forma de vapor. Esto evidencia la presencia de fluido sometido a altas temperaturas en una falla subvertical, lo que corresponde a lo propuesto por la geología del dominio estructural. Esta relación entre las localizaciones de los pozos de agua termal y las anomalías de baja resistividad podría deberse a que la circulación de recursos hidrotermales produce un descenso en los valores de  $\rho_a$ .

### 7.2. Eco-Pellaifa

Los datos de corriente y voltaje recopilados del perfil SEV, además de la resistividad aparente geométrica calculada a través de fórmula de la Ecuación 2.34 y la resistividad aparente calculada por el software IPI2win<sup>©</sup>, están ordenados en el Apéndice B, Tabla B.4.

La Figura 7.10 muestra las curvas AB/2 vs.  $\rho_a$  obtenidas de esos cálculos.



Figura 7.10: Gráfico punto SEV, Pellaifa (ver Figura 6.3).

Los perfiles verticales generados por la inversión de estos datos se muestran en el resumen de la Tabla 7.6 y en las Figuras 7.11 y 7.12.

Tabla 7.6:	Modelos pa	ara SEV
Parámetro	sev_s_mo	IPI2win
$\rho_1$	$406,4\Omega\mathrm{m}$	$207\Omega{ m m}$
$\rho_2$	$24{,}6\Omega\mathrm{m}$	$8,\!6\Omega\mathrm{m}$
$ ho_3$	$1035\Omega{ m m}$	$68{,}8\Omega\mathrm{m}$
$\rho_4$	-	$24{,}2\Omega m$
$z_1$	$0,4 \mathrm{m}$	$0{,}56~\mathrm{m}$
$z_2$	$40{,}4~\mathrm{m}$	$1{,}07~\mathrm{m}$
$z_3$	-	$1{,}54~\mathrm{m}$
Error	$1,\!67\%$	$6,\!13\%$



Figura 7.11: Curva SEV y modelo sev\_s\_mo



Figura 7.12: Curva SEV y modelo IPI2win

Los datos de corriente y voltaje medidos en cada par de electrodos y la resistividad aparente calculada por la Ecuación 2.36 de los perfiles Dipolo-dipolo están ordenados en las Tablas B.5 y B.6. Los perfiles horizontales generados al graficar estas resistividades se muestran en las Figs. 7.13 y 7.14.



Figura 7.13: Perfil dipolo-dipolo paralelo a la línea del cerro, Pellaifa. Las flechas indican la ubicación de los electrodos (ver Figura 6.3).



Figura 7.14: Perfil dipolo-dipolo perpendicular a la línea del cerro, Pellaifa. Las flechas muestran la ubicación de las estacas (electrodos) y la estrella la ubicación relativa del perfil SEV (ver Figura 6.3).

Haciendo un análisis análogo al realizado con los datos de Menetúe, el ordenamiento de capas verticales propuesto para Pellaifa del modelo sev\_s\_mod consiste en lo siguiente:

Tabla 1.1. Comgutación propuesta por modelo sev_s_mod		
Estrato	Espesor	Tipo de Suelo
Capa 1	$\sim$ 0.5 m	Sedimentos glaciares $(Till)$ + Arenisca + Agua dulce
Capa 2	$\sim$ 40 m	Agua dulce + Sedimentos (Lutita/Limolita) + Arcilla
Capa 3	?	Sedimentos (Gravilla, $Till$ ) + Arenisca + Roca metamórfica

Tabla 7.7. Configuración propuesta por modelo sev s mod

Considerando también lo modelado por el software IPI2win<sup>©</sup>, se tiene:

Tabla 1.5. Comiguración propuesta por modelo n 12 min		
Estrato	Espesor	Tipo de Suelo
Capa 1	$\sim$ 0.5 m	Sedimentos glaciares $(Till)$ + Arenisca + Agua dulce
Capa 2	$\sim$ 0.5 m	Agua dulce + Sedimentos (Lutita/Limolita) + Arcilla
Capa 3	$\sim$ 0.5 m	Agua dulce + Sedimentos (Lutita/Limolita, Gravilla, $Till$ ) + Arcilla
Capa 4	?	Sedimentos (Lutita/Limolita) + Roca metamórfica, ígnea (máfica)
		+ Agua dulce $+$ Arcilla

Tabla 7.8: Configuración propuesta por modelo IP12	wir
--	-----

Según lo expuesto en la Tabla 7.6, el orden de los valores de la resistividad aparente y de las profundidades en las capas superficiales no difiere mayormente, y por lo mostrado en la Figura 7.10 los modelos son consistentes entre sí; sin embargo, para profundidades mayores a los 30 m. las configuraciones propuestas por los dos modelos difieren ligeramente. Mientras que el sev\_s\_mod propone un aumento de la resistividad aparente, el IPI2win<sup>(C)</sup> postula una permanencia en el valor de  $\rho_a$  por varios metros, lo que sugiere una homogeneidad de la zona de baja resistividad.

Las termas Eco-Pellaifa se encuentran en medio de un estrecho corredor, a orillas del lago Pellaifa y cercano al lago Calafquén, el cual fue afectado por el último máximo glacial del Cuaternario (Moreno et al., 1999) al igual que la zona de Menetúe. Además, el área pertenece a un dominio volcánico con permeabilidad primaria, y actuó como depósito de emisiones volcánicas y cenizas durante las erupciones de 1971 y 1984 del volcán Villarrica, por lo que presenta un grueso relleno de rocas volcano-sedimentarias con gran porosidad. Dados estos antecedentes geológicos y topológicos, la elección de las especies que conforman la estructura vertical de Pellaifa no deja lugar a demasiada especulación.

Entonces, en resumen, para la zona estudiada en Pellaifa, la configuración vertical más posible se ordena como sigue (ver Fig.7.15):

Estrato	Espesor	Tipo de Suelo	
Capa 1	$\sim 0.5 \text{ m}$	Sustrato de sedimentos + Agua dulce	
Capa 2	+40  m	Agua dulce + Sedimentos volcánicos y fluvio-glaciares + Arcilla	
Capa 3	?	Sedimentos fluvio-glaciares y volcánicos (Gravilla, <i>Till</i> , Lutita/Limolita)	
		+ Arenisca + Roca metamórfica, ígnea (máfica)	

Tabla 7.9: Resumen de configuración propuesto por los modelos

Luego, observando en la Figura 7.14 la ubicación del punto SEV y el mapeamiento de la resistividad aparente en el perfil horizontal, se encuentra que la tendencia a un bajo valor de  $\rho_a$  con la profundidad del modelo propuesto por el IPI2win<sup>(C)</sup> se complementa con lo graficado; sin embargo, teniendo en cuenta que los datos medidos no reflejan la estructura real del subsuelo, sino que muestran un perfil

### CAPÍTULO 7. ANÁLISIS Y RESULTADOS

eléctrico suavizado y afectado por la resistividad del medio, no es posible decir, basados sólo en el gráfico generado por el arreglo Dipolo-dipolo, que el modelo del IPI2win<sup>(C)</sup> presenta mayor validez que el postulado por la rutina **sev\_s\_mod**.

Lo que sí se puede notar es la concordancia entre el orden de los valores de la resistividad aparente, dados por los modelos, presentados en la Tabla 7.6 y los expuestos en el mapa Dipolo-dipolo de la Figura 7.14.



Figura 7.15: Resumen de modelo de capas propuesto para Pellaifa.



Figura 7.16: Perfil dipolo-dipolo paralelo a la línea del cerro, Pellaifa. Los cuadrados rojos muestran posibles anomalías de baja resistividad.



Figura 7.17: Perfil dipolo-dipolo perpendicular a la línea del cerro, Pellaifa. El cuadrado rojo muestra una posible anomalía de baja resistividad y las zonas achuradas en gris corresponden a valores eliminados.

En las Figuras 7.16 y 7.17 se muestran los perfiles horizontales de Pellaifa con las posibles zonas de resistividad aparente encerradas en cuadrados rojos.

Resalta que estas áreas coinciden perfectamente su posición con la localización de los pozos de agua termal surgiendo de la subsuperficie en la base del cerro (Figura 7.16): el cuadrado No.1 con el pozo de  $55^{\circ}$ C y el cuadrado No.2 con los pozos de  $40^{\circ}$ C, y del pozo de barro (Figura 7.17) ubicado unos cientos de metros hacia el interior del valle (ver Fig.6.3).

Además, los perfiles muestran claramente el grueso relleno de alta permeabilidad y de baja resistividad, y en profundidad varios puntos con anomalía resistiva bastante alta, lo que podría deberse a las rocas de basamento ígneo enterradas bajo este.

La Figura 7.18 muestra un mejoramiento de la resolución de la sección encerrada en el cuadrado rojo de la Figura 7.17. La baja resistividad aparente de la zona evidencia la existencia de una relación entre las anomalías de baja resistividad aparente y la circulación de recursos hidrotermales.



Figura 7.18: Sección resaltada.

Las zonas achuradas en gris de la Figura 7.17 corresponden a:

- 1. (Tres) Valores altos de resistividad aparente que fueron eliminados del gráfico con el objetivo de lograr una mayor resolución de las estructuras eléctricas de la subsuperficie.
- 2. Una zona de alta resistividad (ubicada en el estacionamiento) a la que no fue posible inyectarle corriente a través del arreglo geométrico elegido para explorar este perfil.

# Conclusiones y Discusión

Los datos de diferencia de potencial e intensidad de corriente medidos en terreno y los posteriores cálculo y graficación de las resistividades aparentes del subsuelo para las áreas de estudio en las termas de Menetúe y Eco-Pellaifa, así como también los antecedentes geológicos y geoquímicos de éstas, mostraron que existe una alta coincidencia entre las localizaciones de zonas con resistividad aparente anómalamente baja y de sectores en donde se presentan manifestaciones superficiales de un embalse geotérmico tales como el afloramiento de agua termal, como se observó en las Figuras 7.9, 7.16, 7.17 y 7.18.

A pesar de que esta coincidencia establece una clara relación entre ambas características, no es posible garantizar la inferencia de la presencia de recursos hidrotermales en un área de estudio determinada sólo a través de la exploración geoeléctrica resistiva.

Por un lado, el trabajo realizado en esta tesis posibilitó la aplicación de dos métodos de prospección eléctrica, el SEV Schlumberger y el Dipolo-dipolo, así como también la creación de varias rutinas  $MATLAB^{(\mathbb{R})}$  que, a partir de los datos entregados por los métodos, calculan y grafican los perfiles verticales y horizontales de resistividad aparente correspondientes. A pesar de que este conjunto de arreglos y algoritmos no facilita la caracterización de un embalse geotérmico, sí permite inferir su localización y realizar una exploración superficial y no-invasiva del área circundante.

Por otro lado, a través de las mediciones realizadas en terreno para esta tesis, fue posible comprender el funcionamiento teórico y práctico de las técnicas de prospección estudiadas, y aprender a trabajar siguiendo los procedimientos y protocolos de seguridad necesarios.

Un análisis bibliográfico de la profundidad alcanzada por los métodos entregó que, para el SEV Schlumberger, z puede alcanzar una longitud de entre un cuarto y un tercio de la distancia AB/2máxima, mientras que para el Dipolo-dipolo, z se aproxima a un quinto de la extensión máxima del arreglo, esto es, la distancia entre los puntos  $C_1$  y  $P_2$  (primer electrodo de corriente y último electrodo de voltaje). Entonces, para los perfiles estudiados, se calculó que las profundidades alcanzadas son:

- Entre 7 y 10 metros para los perfiles SEV (AB/2 máximo de 30 mts).
- Aprox. 14 m. para el perfil dipolo-dipolo de Menetúe  $(C_1, P_2 \text{ máximo de 70 m})$ .
- Aprox. 6 m. para el perfil dipolo-dipolo No.1 de Pellaifa  $(C_1, P_2 \text{ máximo de } 27 \text{ m})$ .
- Aprox. 16 m. para el perfil dipolo-dipolo No.2 de Pellaifa  $(C_1, P_2 \text{ máximo de 80 m})$ .

Sin embargo, de acuerdo con los modelos estructurales de resistividad aparente generados a partir de los datos SEV presentados en las Tablas 7.5 y 7.9, y sus correspondientes perfiles horizontales Dipolo-

#### CAPÍTULO 8. CONCLUSIONES Y DISCUSIÓN

dipolo mostrados en las Figuras 7.7, 7.12 y 7.13, se obtuvo que las profundidades alcanzadas, como mínimo, son las siguientes:

- Entre 10 y 15 metros para los perfiles SEV (AB/2 máximo de 30 mts).
- Entre 17 y 23 m para el perfil dipolo-dipolo de Menetúe  $(C_1, P_2 \text{ máximo de 70 m})$ .
- Entre 7 y 9 m para el perfil dipolo-dipolo No.1 de Pellaifa  $(C_1, P_2 \text{ máximo de } 27 \text{ m})$ .
- Entre 20 y 30 m para el perfil dipolo-dipolo No.2 de Pellaifa  $(C_1, P_2 \text{ máximo de 80 m})$ .

Entonces, se dedujo que, para el SEV Schlumberger, z puede alcanzar una longitud de entre un tercio y un medio de la distancia AB/2 máxima, y para el Dipolo-dipolo, z se aproxima entre un cuarto y un tercio de la extensión máxima del arreglo.

En cuanto a la resolución de los datos, se logró una buena complementación entre ambos métodos, ya que los perfiles SEV representan fielmente la resistividad aparente de los primeros 5 a 7 m. y los Dipolo-dipolo reproducen  $\rho_a$  a partir de una profundidad equivalente a aprox. un medio de la distancia de separación de los electrodos (5 a 6 m. como máximo, en estos casos).

A pesar de que fue posible describir brevemente las anomalías de baja resistividad aparente, relacionándolas con la presencia de agua termal aflorando hacia la superficie, y construir un modelo de capas en una dimensión para cada una de las zonas de estudio, expuestos en las Tablas 7.3, 7.4, 7.7 y 7.8, y resumidos en las Tablas 7.5 y 7.9 y Figuras 7.8 y 7.15 respectivamente, no es posible caracterizar por completo los embalses hidrotermales presentes en las termas de Menetúe y Pellaifa, en cuanto a su extensión, su entalpía y la naturaleza de su fuente de calor. Para lograr ésto es necesaria la realización de más perfiles resistivos, tanto verticales como horizontales de los sectores, además de la aplicación de un método independiente al de resistividad aparente que permita reconocer más fácilmente las especies geológicas que conforman la estructura del subsuelo y que tenga un mayor alcance en profundidad, como podrían ser el método Magnetotelúrico o la directa perforación y sondaje.

## Bibliografía

[1] Anderson E., Crosby D., and Ussher G. (2000), *Bulls-eye! Simple resistivity imaging to reliably locate the geothermal reservoir*, Proceedings of World Geothermal Congress 2000, Kyushu - Tohoku, Japan, May 28 - June 10, 2000, pp. 909-914.

[2] Archie G.E. (1942), The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics, Transactions of the American Institute of Mining, No. 146, pp. 54-62.

[3] Barker R.D. (1997), *Electrical imaging and its application in engineering investigations*, en: McCann D.M., Eddleston M., Fenning P.J., Reeves G.M., ed., Modern Geophysics in Engineering Geology, Geological Society Engineering Geology Special Publication, No. 12, pp. 37-43.

[4] Bertani, R. (2007), World Geothermal Generation in 2007, Geo-Heat Centre Bulletin, Vol. 28, No. 3 (September 2007), pp. 8-19.

[5] Boseley C., Cumming W., Urzúa-Monsalve L., Powell T. and Grant M. (2010), A resource conceptual model for the Ngatamariki geothermal field based on recent exploration well drilling and 3D MT resistivity imaging, Proceedings of World Geothermal Congress 2010, Bali, Indonesia, 25-29 April 2010, pp. 1-8.

[6] Bruckshaw J.McG. (1933), *Electrical methods in geophysical prospecting*, Journal of the Institution of Electrical Engeneers, Vol. 73, Issue 443 (November 1933), pp. 521-533.

[7] Burger H.R., Exploration geophysics of the shallow subsurface, Prentice Hall, 1992.

[8] Fluke, Models 175, 177 & 179 RMS Multimeters, Users Manual.

[9] Ghosh D.P. (1971), The application of linear filter theory to the direct interpretation of geoelectrical resistivity sounding measurements, Geophysical Prospecting, Issue 19, pp. 192-217.

[10] Glacier Partners Corp. (2009), *Economics of a 35 MW binary cycle geothermal plant*, Geothermal Economics 101, October 2009, pp. 1-9.

[11] Gupta H. and Roy S., Geothermal Energy: an alternative resource for the 21st century, First Edition, Elsevier, 2007.

[12] Holm A., Blodgett L., Jennejohn D. and Gawell K. (2010), *Geothermal energy: International market update*, Geothermal Energy Association, GEA International Market Report Final May 2010, pp. 1-77.

[13] IRIS Instruments, VIP 10000, 10 kW IP, Technical specifications.

[14] IRIS Instruments, ELREC 6, Receptor Multicanal, Especificaciones.

[15] Jiracek G.R. (1981), *Resistivity methods in exploration for hydrothermal resources*, University of Utah Research Institute, Earth Science Laboratory Report ESL-59, Salt Lake City, pp. 23-40.

[16] Inman J.R.Jr., Ryu J. and Ward S.H. (1973), *Resistivity inversion*, Geophysics, Vol. 38, No. 6 (December 1973), pp. 1088-1108.

[17] Keary P., Brooks M. and Hill I., An introduction to geophysical exploration, Third Edition, Blackwell Science, 2002.

[18] Kristmannsdóttir H and Ármannsson H (2003), Environmental aspects of geothermal energy utilization, Geothermics, Vol. 32, Issues 4-6 (August-December 2003), pp. 451-461.

#### BIBLIOGRAFÍA

[19] Lira E. (2009), Problema de n-1 capas y un semiespacio: Filtro de Gosh, Departamento de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, pp. 1-7.

[20] Lund J.W. (2007), Characteristics, development and utilization of geothermal resources, Geo-Heat Center Bulletin, Vol. 28, No. 2 (June 2007), pp. 1-9.

[21] Lund J.W., Bloomquist G., Boyd T.L., and Renner J. (2005), *The United States of America Country Update*, Proceedings of World Geothermal Congress 2005, Antalya, Turkey, 24-29 April 2005, pp. 1-19.

[22] Melosh G., Cumming W., Benoit D., Wilmarth M., Colvin A., Winick J., Soto-Neira E., Sussman D., Urzúa-Monsalve L., Powell T., and Peretz A. (2010), *Exploration results and resource conceptual model of the Tolhuaca geothermal field, Chile*, Proceedings of World Geothermal Congress 2010, Bali, Indonesia, 25-29 April 2010, pp. 1-6.

[23] Mooney H.M., Orellana E., Pickett H. and Tornheim L. (1966), A resistivity computation method for layered earth models, Geophysics, Vol. 31, No. 1 (February 1966), pp. 192-203.

[24] Moreno P.I., Lowell T.V., Jacobson G.L. and Denton G.H. (1999), Abrupt vegetation and climate changes during the last glacial maximum and last termination in the Chilean Lake district: a case study from Canal de la Puntilla, 41° S, Geografiska Annaler, Vol. 81, Series A: Physical Geography, No. 2, pp. 285-311.

[25] Palacky, G.J. (1987), *Resistivity characteristics of geologic targets*, en: Nabighian, M.N., ed., Electromagnetic methods in applied geophysics, Society of Exploration Geophysicists, Vol. 1, pp. 53-129.

[26] Pellerin L., Johnston J.M. and Hohmann G.W. (1996), A numerical evaluation of electromagnetic methods in geothermal exploration, Geophysics, Vol. 61, No. 1 (January-February 1996), pp. 121-130.

[27] Phillips W.S, Rutledge J.T., House L.S. and Fehler M.C. (2002), *Indiced microearthquake patterns in hydrocarbon and geothermal reservoirs: six case studies*, Pure Applied Geophysics, No. 159, pp. 345-369.

[28] Roy A. and Apparao A. (1971), Depth of investigations in direct current methods, Geophysics, Vol. 36, No. 5 (October 1971), pp. 943-959.

[29] Sánchez P. (2010), Rol de las distintas fuentes de calor en las aguas termales del área Villarrica-Chihuio, Memoria para optar al título de Geólogo, Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile.

[30] Tarbuck E.J. and Lutgens F.K., Ciencias de la Tierra. Una introducción a la geología física, Octava Edición, Pearson España, 2005.

[31] Telford W.M., Geldart L.P. and Sheriff R.E., Applied Geophysics, Second Edition, Cambridge University Press, 1990.

[32] Tychonoff A.N. (1963), Solution of incorrectly formulated problems and the regularization method, (russian) Doklady Akademii Nauk SSSR Vol. 151, No. 3 pp. 501-504, (english) Soviet Mathematics Vol. 4, No. 4, pp. 1035-1038.

[33] Verhoogen J., Energetics of the Earth, National Academy Press, Washington DC, 1980.

[34] Ward S.H. and Sill W.R. (1982), Resistivity, induced polarization and self-potential methods in geothermal exploration, Rep. DOE/ID/12079-90. Research Institute, Earth Science Laboratory, University of Utah, Salt Lake City.

[35] Wright P.M., Ward S.H., Ross H.P. and West R.C. (1985), *State-of-the-art geophysical explo*ration for geothermal resources, Geophysics, Vol. 50, No. 12 (December 1985), pp. 2666-2699.

[36] Yu G., Gunnarsson A., He Zx., and Tulinius H., (2010), *Characterizing a geothermal reservoir using broadband 2D MT survey in Theistareykir, Iceland*, Proceedings of World Geothermal Congress 2010, Bali, Indonesia, 25-29 April 2010, pp. 1-6.
### Softwares Utilizados

- menetue\_dipdip.m y pellaifa\_dipdip.m, rutinas simples escritas en lenguaje MATLAB<sup>®</sup> para generación de gráficos 2D de los perfiles Dipolo-dipolo.
- **menetue\_sev.m** y **pellaifa\_sev.m**, rutinas simples escritas en lenguaje MATLAB<sup>®</sup> para graficación de curvas 1D de los perfiles SEV.
- sev\_s\_mod.m, algoritmo de modelación de perfiles SEV escrito en lenguaje MATLAB<sup>®</sup> basado en el expuesto por Lira, 2009.
- IPI2win<sup>©</sup>, programa de cálculo, análisis y modelación de resistividad aparente desarrollado por el Departamento de Geofísica de la Moscow State University, Rusia.

# Apéndice A

### El Problema de Inversión.

El método de inversión intenta, expresado en palabras simples, ajustar un modelo dado a un grupo de datos reales tomados a partir de la medición de alguna propiedad física.

La interpretación de datos geofísicos reales conlleva inevitablemente al enfrentarse a un problema clave: la no-unicidad de la solución del problema de la inversión. Esto significa que varios modelos obtenidos por un método de inversión, tal como los métodos de reconstrucción algebraica, coinciden con una misma curva de datos, pero no representan necesariamente lo que realmente está sucediendo en el proceso físico. Esta situación se da claramente en la modelación de un perfil vertical de la resistividad aparente, como el entregado por el arreglo Schlumberger para SEV. Tanto la inhomogeneidad como la anisotropía del suelo "conspiran" para evitar que se logre un perfil único a partir de los datos reales. Es por eso que la utilización de otros métodos independientes y la generación de un mapeo geológico tanto superficial como estructural de la zona de estudio son básicas para construir un perfil que sea consecuente con lo encontrado en terreno.

El problema de inversión más básico es el de inversión lineal, que puede ser descrito por:

$$d = Gm \tag{A.1}$$

donde m son los parámetros no conocidos del modelo que se relacionan linealmente con los datos d a través del operador de observación G.

En orden de poder encontrar un grupo de soluciones para m, varios softwares (como el IPI2win, usado en esta tesis) simplemente resuelven integrando numéricamente una ecuación de primer tipo de la forma:

$$d(x) = \int_{a}^{b} g(x, y)m(y)dy$$
(A.2)

y calculan la solución que tenga un menor error estadístico.

Sin embargo, este conjunto de parámetros m solución de la ecuación anterior será discreto y acotado sólo a los puntos de data específicos d, y no asegura una representación física real.

El software IPI2win resuelve el problema inverso para cada curva de datos introducida usando una variante del algoritmo de Newton tomando el menor número de capas posibles o un algoritmo de minimización de ajuste controlado por la Regularización de Tikhonov para resolver problemas incorrectos (Tychonoff, 1963); además presenta la opción de introducir información *a priori* de la resistividad o el espesor de alguna capa en particular para limitar el proceso de generación de un modelo.

Por otro lado, es posible acercarse a la solución de este problema de una forma directa, es decir, calculando los datos de un modelo dado, comparando esta curva teórica con la real y ajustando los

parámetros del modelo para que éstas se aproximen cada vez más. Este procedimiento, aunque es más lento que el anterior, asegura de alguna forma un control sobre el modelo, para que éste tenga bases tanto estadísticas como físicas.

El procesamiento de los datos comienza por considerar que la diferencia de potencial producida en el suelo y la corriente que circula por él están relacionados a través de la resistividad en la forma dada por la Ecuación 2.15:

$$\Delta V = \frac{I\rho}{2\pi k} \tag{A.3}$$

con k el factor geométrico que depende de la configuración utilizada en la toma de los datos. Luego, la resistividad aparente se calcula utilizando la ecuación para una tierra homogénea (Ec.2.16)

$$\rho_a = \left(\frac{2\pi\Delta V}{I}\right)k\tag{A.4}$$

Para los distintos arreglos,

Wenner 
$$k = a$$
  
Schlumberger  $k = \frac{L^2}{4l}$   
Doble dipolo  $k = n^3 l$ 

Para ajustar un modelo de n capas a este perfil de resistividad utilizando, por ejemplo, el arreglo tipo Schlumberger, es necesario expresar la resistividad aparente de la siguiente forma (Inman et al., 1973):

$$\rho_a = \rho_1 \left[ 1 + 2L^2 \int_0^\infty \lambda \theta_n(\lambda) J_1(L\lambda) d\lambda \right]$$
(A.5)

Aquí

$$\theta_n(\lambda) = \frac{P_n(u)}{H_n(u) - P_n(u)},$$

$$P_{j+1}(u) = P_j(u) + H_j(u^{-1})\kappa_j u^{D_j},$$

$$H_{j+1(u)} = H_j(u) + P_j(u^{-1})\kappa_j u^{D_j},$$

$$H_1 = 1, \quad P_1 = 0, \quad u = e^{-2\lambda},$$

$$\kappa_j = \frac{(\rho_{j+1} - \rho_j)}{(\rho_{j+1} + \rho_j)},$$

$$D_j = t_1 + t_2 + \dots + t_j,$$
(A.6)

n es el número de capas consideradas,  $J_1(x)$  es una funcion de Bessel de primer orden y  $t_j$  es el grosor de la j-ésima capa.

Reescribiendo la expresión A.5 en forma de una serie infinita:

$$\theta_n(\lambda) = \sum_{N=1}^{\infty} Q(N) u^N \tag{A.7}$$

 $\operatorname{con}$ 

$$Q(N) = P_n(N) + \sum_{i_1}^d [P_n(i) - H_n(i)]Q(N-i)$$

y  $d = min(D_{n-1}, N-1).$ 

Substituyendo esta expresión en la fórmula para la resistividad aparente, se tiene que:

$$\rho_a = \rho_1 \left[ 1 + 2 \sum_{N=1}^{\infty} Q(N) (1 + 4N^2/L^2)^{-3/2} \right]$$
(A.8)

Mooney et al. (1966) desarrolló criterios de convergencia para esta y otras expresiones de la resistividad aparente con un error específico.

Un programa escrito en FORTRAN IV para un computador IBM 7094 requiere aprox. 1.3 minutos para calcular 3.000 coeficientes Q(N) para un sistema de 10 capas, con el polinomio  $H_n(u) - P_n(u)$  de grado 100, y determinar así la curva de resistividad aparente para un arreglo Schlumberger de 10 espaciamientos diferentes (Mooney et al., 1966).

Sin embargo, la ecuacion A.8 no es completamente convergente, y su cálculo puede resultar complicado, por lo que Ghosh (1971) propuso solucionar este problema mediante la convolución de filtros digitales.

Según Lira (2009), es posible escribir la integral para la resistividad aparente de un arreglo Schlumberger (Ec. A.5) de la siguiente forma:

$$\rho_a = L^2 \int_0^\infty \lambda \theta(\lambda) J_1(\lambda) d\lambda \tag{A.9}$$

Esta ecuación puede escribirse como la convolución de dos funciones,  $\theta(y) \ge b(x) = e^{2x} J_1(e^x)$  de tal forma que:

$$\rho_a = \int_{-\infty}^{\infty} \theta(y) b(x-y) dy \tag{A.10}$$

Luego, expresando A.10 en el dominio de las frecuencias como un producto de funciones

$$F(\omega) = G(\omega)H(\omega) \tag{A.11}$$

en donde:

$$\rho_a(x) \to F(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} \rho_a(x) e^{-2xi\pi\omega} dx$$
(A.12)

$$\theta(y) \to G(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} \theta(y) e^{-2xi\pi\omega} dy$$
(A.13)

$$b(x) \to F(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} b(x) e^{-2xi\pi\omega} dx$$
 (A.14)

Ghosh logró determinar un par de soluciones particulares de A.11 tal es que pueden utilizarse para determinar los coeficientes del filtro  $H(\omega)$  en el dominio espacial b(x).

Finalmente, el cálculo de la resistividad aparente para un arreglo Schlumberger se genera a partir de la evaluación de una función  $\theta$  pesada como una media móvil de un filtro digital de Ghosh b en una distancia x:

$$\rho_a = \sum_{j=j_{min}}^{j_{max}} \theta((i-j)\Delta x)b(j\Delta x)$$
(A.15)

con  $j \in i$  representando resistividades y espesores de cada capa.

A partir de la Ecuación A.15 Lira (2009) desarrolló un algoritmo computacional que calcula la resistividad aparente  $\rho_a$  a partir de un modelo de n-1 capas sobre un semiespacio, con n, el espesor y la resistividad de cada capa como parámetros de entrada, sobre el cual está basada la rutina **sev\_s\_mod.m**, utilizada en este trabajo.

### Apéndice B

## Tablas de Datos.

AB/2 (m)	MN (m)	I (mA)	V (mV)	$\rho_{g}\left(\Omega m\right)$	k	$\rho_a\left(\Omega m\right)$
1	0.5	100	4433.42	278.56	5.89	261.15
1.5	0.5	200	1995.54	141.06	13.74	1387.14
2	0.5	200	726.31	91.27	24.74	89.84
3	0.5	200	188.86	53.40	56.16	53.03
4	0.5	200	88.86	44.67	100.14	44.49
5	0.5	200	54.04	42.44	156.69	42.32
7	0.5	500	77.27	47.58	307.48	47.52
10	0.5	200	19.70	61.89	627.93	61.85
15	0.5	500	32.31	91.35	1413.00	91.33
20	0.5	200	10.44	131.19	2513.00	131.17
25	0.5	500	21.04	165.25	3927.00	165.23
30	0.5	500	16.35	184.91	5654.00	184.90

Tabla B.1: Punto SEV N.1 Menetúe (ver Figura 6.2)

Tabla B.2: Punto SEV N.2 Menetúe (ver Figura 6.2)

AB/2 (m)	MN (m)	1 (mA)	V (mV)	$ ho_{g}\left(\Omega m ight)$	k	$ ho_{a}\left(\Omega m ight)$
1	0.5	500	7775.54	97.71	5.89	91.60
1.5	0.5	500	3137.42	88.71	13.74	86.24
2	0.5	500	1698.57	85.38	24.74	84.04
3	0.5	500	719.85	81.41	56.16	80.85
4	0.5	500	399.86	80.40	100.14	80.08
5	0.5	500	259.73	81.60	156.69	81.39
7	0.5	500	152.89	94.14	307.48	94.02
10	0.5	500	89.05	111.90	627.93	111.83
15	0.5	500	47.25	133.60	1413.00	133.56
20	0.5	500	29.96	150.60	2513.00	150.57
25	0.5	500	21.97	172.55	3927.00	172.53
30	0.5	500	16.99	192.15	5654.00	192.14

Posición		Posición			
electrodos (m)	I (mA)	electrodos (m)	V (mV)	n	$\rho_{g}\left(\Omega m\right)$
0 - 10	500	20 - 30	143.73	2	54.18
		30 - 40	59.04	3	89.03
		40 - 50	34.21	4	128.97
		50 - 60	25.01	5	188.57
		60 - 70	16.48	6	217.45
10 - 20	500	30 - 40	145.35	2	54.80
		40 - 50	53.31	3	80.39
		50 - 60	35.60	4	134.21
		60 - 70	22.89	5	172.59
		70 - 80	15.83	6	208.87
20 - 30	500	40 - 50	154.98	2	58.43
		50 - 60	72.72	3	109.66
		60 - 70	39.70	4	149.67
		70 - 80	24.05	5	181.33
		80 - 90	19.86	6	262.05
30 - 40	500	50 - 60	190.39	2	71.78
		60 - 70	83.31	3	125.63
		70 - 80	46.38	4	174.85
		80 - 90	36.64	5	276.26
		90 - 100	19.11	6	252.15
40 - 50	500	60 - 70	187.22	2	70.58
		70 - 80	81.53	3	122.94
		80 - 90	56.02	4	211.19
		90 - 100	26.81	5	202.14
		100 - 110	13.99	6	184.59
50 - 60	500	70 - 80	243.23	2	91.70
		80 - 90	124.32	3	187.47
		90 - 100	51.18	4	192.94
		100 - 110	24.33	5	183.44
		110 - 120	12.02	6	158.60
60 - 70	500	80 - 90	318.18	2	119.95
		90 - 100	103.53	3	156.12
		100 - 110	43.47	4	163.88
		110 - 120	19.81	5	149.36
		120 - 130	13.17	6	173.77
70 - 80	500	90 - 100	300.18	2	113.16
		100 - 110	98.06	3	147.87
		110 - 120	39.36	4	148.38
		120 - 130	24.30	5	183.22

Tabla B.3: Perfil Dipolo-dipolo (N.1) Menetúe (ver Figura 6.2)

continuación Tabla B.3							
Posición		Posición					
electrodos (m)	I (mA)	electrodos (m)	V (mV)	n	$\rho_{g}\left(\Omega m\right)$		
80 - 90	500	100 - 110	364.95	2	137.51		
		110 - 120	107.42	3	161.99		
		120 - 130	54.36	4	204.93		
90 - 100	500	110 - 120	233.80	2	88.14		
		120 - 130	75.22	3	113.58		
100 - 110	500	120 - 130	173.53	2	65.42		

Tabla B.4: Punto SEV Pellaifa (ver Figura 6.3)

AB/2 (m)	MN (m)	I (mA)	V (mV)	$\rho_{g}\left(\Omega m\right)$	k	$\rho_a\left(\Omega m\right)$
1	0.5	200	3657.17	114.89	5.89	107.71
1.5	0.5	200	1051.71	74.36	13.74	72.28
2	0.5	500	678.24	34.09	24.74	33.56
3	0.5	500	244.69	27.67	56.16	27.48
5	0.5	500	82.85	26.03	156.69	25.96
7	0.5	500	41.45	25.52	307.48	25.49
10	0.5	500	19.75	24.82	627.93	24.80
15	0.5	500	8.74	24.71	1413.00	24.70
20	0.5	200	1.90	23.88	2513.00	23.87
25	0.5	200	1.22	23.96	3927.00	23.95
30	0.5	200	1.04	29.40	5654.00	29.40

Tabla B.5: Perfil Dipolo-dipolo $\rm N.1$ Pellaifa (ver Figura 6.3)

Posición		Posición			
electrodos (m)	I (mA)	electrodos (m)	V (mV)	n	$\rho_{g}\left(\Omega m\right)$
0 - 3	100	6 - 9	3400.0	2	1922.66
		9 - 12	650.0	3	1470.26
		12 - 15	126.0	4	712.51
		15 - 18	25.2	5	285.00
		18 - 21	86.2	6	1706.07
		21 - 24	23.8	7	753.68
		24 - 27	24.0	8	1140.02
3 - 6	100	9 - 12	3900.0	2	2205.40
		12 - 15	680.0	3	1538.12
		15 - 18	188.7	4	1067.07
		18 - 21	92.7	5	1048.41
		21 - 24	38.2	6	756.06
		24 - 27	18.8	7	595.34
		27 - 30	7.4	8	351.51

Decisión	cont	<u>tinuación Tabla E</u> Docisión	8.5		
Fosicion	$\mathbf{I}(\mathbf{m}\mathbf{A})$	rosicioni	$\mathbf{V}(\mathbf{m}\mathbf{V})$	~	a (0m)
electrodos (III)	$\frac{1(IIIA)}{100}$	$\frac{12  15}{12}$	<u>v (mv)</u> <u>4200.0</u>	$\frac{n}{2}$	$\frac{\rho_g(32m)}{2275.04}$
0 - 9	100	12 - 13	4200.0 880.0	2	2070.04
		10 - 10 18 - 91	01 7	3 4	518 55
		10 - 21 21 - 24	191.1 19.3	5	478.40
		21 - 24 24 - 27	42.5 16.8	6	332 51
		24 - 21 27 - 30	5.0	7	186.84
		21 - 30	24.5	8	100.04 1163 77
9 - 12	100	15 - 18	5260.0	$\frac{0}{2}$	2974 46
0 12	100	18 - 21	1180.0	3	2669 10
		21 - 21	186.9	4	1056.89
		$21 \ 24$ 24 - 27	48.2	5	$545\ 13$
		24 21 27 - 30	4 4	6	87.09
		30 - 33	12.5	7	395.84
		33 - 36	20.5	8	973 77
12 - 15	100	18 - 21	7420.0	$\frac{0}{2}$	4195 91
12 10	100	21 - 24	120.0	3	2714 34
		$21 \ 24$ 24 - 27	312.5	4	1767.15
		27 - 30	41 7	5	471.62
		30 - 33	4 7	6	93.02
		33 - 36	19.3	7	611 18
		36 - 39	68.8	8	3268.06
15 - 18	100	21 - 24	5900.0	$\frac{0}{2}$	3336.37
10 10	100	24 - 27	1300.0	-3	2940.53
		27 - 30	160.0	4	2010.00 904 78
		30 - 33	43.2	5	488.58
		33 - 36	19.5	6	385.94
		36 - 39	59.8	7	1893.70
		39 - 42	50.3	8	2389.29
18 - 21	100	24 - 27	4700.0	2	2657.79
		27 - 30	530.0	3	1198.83
		30 - 33	133.9	4	757.19
		33 - 36	19.6	5	221.67
		36 - 39	54.2	6	1072.73
		39 - 42	52.2	7	1653.03
		42 - 45	38.0	8	1805.03
21 - 24	100	27 - 30	1600.0	2	904.78
		30 - 33	345.7	3	781.96
		33 - 36	18.9	4	106.88
		36 - 39	42.7	5	482.93
		39 - 42	52.8	6	1045.02
		42 - 45	15.5	7	490.84
		45 - 48	14.3	8	679.26

	cont	<u>tinuación Tabla E</u>	3.5		
Posición	т ( А`	Posición	<b>T</b> T ( <b>T</b> T)		$(\mathbf{O})$
electrodos (m)	$\frac{1 (mA)}{100}$	electrodos (m)	$\frac{V(mV)}{1500.0}$	$\frac{n}{2}$	$\rho_g(\Omega m)$
24 - 27	100	30 - 33	1500.0	2	848.23
		33 - 36	242.3	3	548.07
		36 - 39	40.3	4	227.89
		39 - 42	52.6	5	594.89
		42 - 45	12.9	6	255.32
		45 - 48	13.8	7	437.01
	100	48 - 51	23.6	8	1121.02
27 - 30	100	33 - 36	2420.0	2	1368.48
		36 - 39	496.4	3	1122.83
		39 - 42	52.3	4	295.75
		42 - 45	9.5	5	107.44
		45 - 48	13.8	6	273.13
		48 - 51	31.6	7	1000.68
		51 - 54	54.7	8	2598.30
30 - 33	100	36 - 39	4500.0	2	2544.69
		39 - 42	700.0	3	1583.36
		42 - 45	188.5	4	1065.94
		45 - 48	14.0	5	158.34
		48 - 51	33.9	6	670.95
		51 - 54	48.0	7	1520.03
		54 - 57	20.7	8	983.27
33 - 36	100	39 - 42	4500.0	2	2544.69
		42 - 45	800.0	<b>3</b>	1809.56
		45 - 48	137.2	4	775.85
		48 - 51	35.5	5	401.50
		51 - 54	43.6	6	862.93
		54 - 57	13.3	7	421.17
		57 - 60	0.6	8	28.50
36 - 39	100	42 - 45	5200.0	2	2940.53
		45 - 48	700.0	3	1583.36
		48 - 51	37.0	4	209.23
		51 - 54	40.1	5	453.52
		54 - 57	10.3	6	203.86
		57 - 60	2.3	7	72.83
		60 - 63	75.2	8	3572.07
39 - 42	100	45 - 48	2100.0	2	1187.52
		48 - 51	200.0	<b>3</b>	452.39
		51 - 54	38.1	4	215.45
		54 - 57	8.1	5	91.61
		57 - 60	3.3	6	65.31
		60 - 63	64.2	7	2033.04
		63 - 66	24.0	8	1140.02

	cont	<u>tinuación Tabla E</u>	3.5		
Posición		Posición			
electrodos (m)	I (mA)	electrodos (m)	V (mV)	n	$\rho_{g}\left(\Omega m\right)$
42 - 45	100	48 - 51	2800.0	2	1583.36
		51 - 54	100.0	3	226.20
		54 - 57	6.1	4	34.50
		57 - 60	3.3	5	37.32
		60 - 63	53.6	6	1060.85
		63 - 66	17.7	7	560.51
		66 - 69	42.3	8	2009.29
45 - 48	100	51 - 54	1680.0	2	950.02
		54 - 57	38.0	3	85.95
		57 - 60	15.3	4	86.52
		60 - 63	47.8	5	540.60
		63 - 66	16.7	6	330.53
		66 - 69	44.7	7	1415.53
		69 - 72	95.6	8	4541.08
48 - 51	50	54 - 57	300.0	2	339.29
		57 - 60	17.8	3	80.52
		60 - 63	44.1	4	498.76
		63 - 66	16.6	5	375.48
		66 - 69	45.3	6	1793.16
		69 - 72	87.6	$\overline{7}$	5548.10
		72 - 75	49.4	8	4693.09
51 - 54	50	57 - 60	153.1	2	173.15
		60 - 63	42.0	3	190.00
		63 - 66	16.8	4	190.00
		66 - 69	45.4	5	1026.92
		69 - 72	84.7	6	3352.77
		72 - 75	52.8	$\overline{7}$	3344.06
54 - 57	100	60 - 63	275.6	2	155.85
		63 - 66	17.3	3	39.13
		66 - 69	45.5	4	257.30
		69 - 72	81.5	5	921.74
		72 - 75	56.1	6	1110.33
57 - 60	100	63 - 66	450.1	2	254.53
		66 - 69	45.6	3	103.14
		69 - 72	79.9	4	451.82
		72 - 75	57.4	5	649.18
60 - 63	100	66 - 69	480.5	2	271.72
		69 - 72	78.3	3	177.11
		72 - 75	58.6	4	331.38
63 - 66	200	69 - 72	500.0	2	141.37
		72 - 75	59.2	3	66.95
66 - 69	200	72 - 75	61.2	2	69.22

Posición		Posición			
electrodos (m)	I (mA)	electrodos (m)	V (mV)	n	$\rho_{g}\left(\Omega m\right)$
0 - 10	500	20 - 30	397.4	2	149.82
		30 - 40	74.8	3	112.80
		40 - 50	230.4	4	868.59
		50 - 60	92.0	5	693.66
		60 - 70	45.4	6	599.04
		70 - 80	17.4	7	367.34
10 - 20	500	30 - 40	89.7	2	33.82
		40 - 50	234.4	3	353.47
		50 - 60	88.7	4	334.39
		60 - 70	40.4	5	304.61
		70 - 80	16.5	6	217.71
		80 - 90	18.8	7	396.90
20 - 30	500	40 - 50	235.4	2	88.74
		50 - 60	85.1	3	128.33
		60 - 70	37.4	4	141.00
		70 - 80	16.1	5	121.39
		80 - 90	1.9	6	25.07
		90 - 100	39.9	7	842.35
30 - 40	500	50 - 60	83.2	2	31.37
		60 - 70	34.0	3	51.27
		70 - 80	15.5	4	58.43
		80 - 90	3.6	5	27.14
		90 - 100	41.6	6	548.90
		100 - 110	66.3	7	1399.69
40 - 50	500	60 - 70	31.4	2	11.84
		70 - 80	14.3	3	21.56
		80 - 90	1.6	4	6.03
		90 - 100	43.3	5	326.47
		100 - 110	53.8	6	709.87
		110 - 120	47.0	7	992.24
50 - 60	500	70 - 80	15.4	2	5.81
		80 - 90	11.7	3	17.64
		90 - 100	44.2	4	166.63
		100 - 110	47.9	5	361.16
		110 - 120	44.9	6	592.44
		120 - 130	10.3	7	217.45
60 - 70	500	80 - 90	112.8	2	42.52
		90 - 100	46.2	3	69.67
		100 - 110	30.2	4	113.85
		110 - 120	43.6	5	328.74
		120 - 130	30.2	6	398.48
		130 - 140	7.2	7	152.00

Tabla B.6: Perfil Dipolo-dipolo N.2 Pellaifa (ver Figura 6.2)

	con	<u>tinuación Tabla l</u>	B.6		
Posición	_ /	Posición	()		<i>(</i> <b>–</b> )
electrodos (m)	I (mA)	electrodos (m)	V (mV)	n	$\rho_g \left(\Omega m\right)$
70 - 80	200	90 - 100	44.8	2	42.22
		100 - 110	26.7	3	100.66
		110 - 120	44.1	4	415.63
		120 - 130	30.6	5	576.80
		130 - 140	9.2	6	303.48
		140 - 150	58.9	7	3108.67
80 - 90	200	100 - 110	26.3	2	24.79
		110 - 120	44.4	3	167.38
		120 - 130	31.3	4	295.00
		130 - 140	10.5	5	197.92
		140 - 150	56.7	6	1870.35
		150 - 160	8.9	7	469.73
90 - 100	200	110 - 120	45.3	2	42.69
		120 - 130	31.8	<b>3</b>	119.88
		130 - 140	11.0	4	103.67
		140 - 150	54.2	5	1021.65
		150 - 160	5.8	6	191.32
		160 - 170	12.3	7	649.18
100 - 110	100	120 - 130	31.6	2	59.56
		130 - 140	11.5	<b>3</b>	86.71
		140 - 150	53.8	4	1014.11
		150 - 160	3.8	5	143.26
		160 - 170	8.3	6	547.58
		170 - 180	121.2	7	12793.57
110 - 120	100	130 - 140	12.6	2	23.75
		140 - 150	52.8	<b>3</b>	398.10
		150 - 160	2.7	4	50.89
		160 - 170	6.0	5	226.20
		170 - 180	101.4	6	6689.71
		180 - 190	4.2	$\overline{7}$	443.34
120 - 130	100	140 - 150	51.9	2	97.83
		150 - 160	1.6	<b>3</b>	12.06
		160 - 170	3.7	4	69.74
		170 - 180	84.2	5	3174.26
		180 - 190	5.1	6	336.46
		190 - 200	51.7	7	5457.32
130 - 140	100	150 - 160	84.2	2	158.71
		160 - 170	1.5	3	11.31
		170 - 180	72.7	4	1370.36
		180 - 190	6.2	5	233.73
		190 - 200	49.1	6	3239.30
		200 - 210	9.1	7	960.57

	cont	<u>tinuación Tabla E</u>	<u>3.6</u>		
Posición		Posición			
electrodos (m)	I (mA)	electrodos (m)	V (mV)	n	$\rho_{g}\left(\Omega m\right)$
140 - 150	100	160 - 170	62.7	2	118.19
		170 - 180	65.5	3	493.86
		180 - 190	7.2	4	135.72
		190 - 200	46.7	5	1760.55
		200 - 210	8.6	6	567.37
		210 - 220	19.5	7	2058.37
150 - 160	100	170 - 180	58.1	2	109.52
		180 - 190	8.0	3	60.32
		190 - 200	44.3	4	835.04
		200 - 210	8.1	5	305.36
		210 - 220	10.4	6	686.12
		220 - 230	23.3	7	2459.49
160 - 170	100	180 - 190	118.4	2	223.18
		190 - 200	41.4	3	312.15
		200 - 210	7.5	4	141.37
		210 - 220	2.1	5	79.17
		220 - 230	21.9	6	1444.82
		230 - 240	20.5	7	2163.93
170 - 180	NaN	190 - 200	NaN	2	NaN
180 - 190	NaN	200 - 210	NaN	2	NaN
190 - 200	NaN	210 - 220	NaN	2	NaN

### Apéndice C

### Cálculo del error en modelos

El error mostrado en forma de porcentaje de las Tablas 7.1, 7.2 y 7.3, correspondiente al modelo **sev\_s\_mod.m** se calculó utilizando la formulación estándar para la raíz del error cuadrático medio normalizado o *NRMSE*:

$$NRMSE = \frac{RMSE}{y_{max} - y_{min}} \times 100 \tag{C.1}$$

$$RMSE = \sqrt{MSE} \tag{C.2}$$

$$MSE = \frac{\sum_{i=1}^{n} (f(x_i) - y_i)^2}{n}$$
(C.3)

El error correspondiente al modelo del software IPI2win es calculado por el mismo, y corresponde a la diferencia relativa entre las curvas teórica y de resistividad aparente real, expresada en forma porcentual.

#### Apéndice D

### Salidas a Terreno.

El proceso de selección de las mejores zonas a estudiar para el desarrollo de esta tesis no fue fácil. Para decidirse por un lugar u otro es necesario tomar en consideración numerosos factores, siendo tal vez los más importantes la accesibilidad del lugar, la aceptación o negación de los dueños y administradores a la realización de mediciones y la configuración topográfica de la zona.

Por ejemplo, una de las primeras zonas consideradas para estudiar fue el Parque Cuevas Volcánicas, ubicado a 12 Km. al sureste de la ciudad de Pucón. A pesar de que el dueño, don Luis Hernán, se mostró más que de acuerdo a que se realizaran exploraciones en su propiedad, el acceso a la zona de interés era casi imposible de llevarse a cabo con los equipos, ya que sólo se podía ingresar a ella a caballo. Además, la topografía de la misma era difícil de explorar, ya que no presentaba un área lo suficientemente amplia como para desplegar los perfiles y los cables necesarios para hacer prospección resistiva.

Otra localidad que se tomó en consideración fueron unas termas cercanas al pueblo Coñaripe, que presentaba un área amplia y un ingreso accesible, pero los dueños y administradores se mostraron recelosos de nuestras intenciones y no permitieron la realización de ningún tipo de mediciones dentro de sus límites.

Así, pues, buscando y haciendo las averiguaciones correspondientes, se llegó al contacto con el señor Eugenio, del Parque Termal Mentúe, y con don Carlos, de las Termas Eco-Pellaifa, los cuales facilitaron con gran interés sus respectivas propiedades para la realización de las mediciones necesarias para la exploración de sus recursos. Estas termas, como se puede observar en la descripción de las zonas de estudio y en las fotografías de las Figuras D.1 a D.7, son suficientemente amplias, de relativo fácil acceso y cumplen con las condiciones geológicas y topográficas ideales para el estudio comprendido en esta tesis.

Los procesos de toma de datos en sí tampoco estuvieron exentos de problemas. Varios días de trabajo se perdieron a causa de las lluvias, ya que no se debe hacer prospección eléctrica cuando llueve, es muy peligroso y los datos son influenciados por el exceso de agua; otros debido a que el generador de corriente VIP 10000 presentó un problema y no nos fue posible interpretar el mensaje de error que exponía. Finalmente logramos identificar la falla (un simple cambio de fusible) y el equipo quedó nuevamente en funcionamiento.

A pesar de los problemas que surgieron, las mediciones se tomaron bastante rápido gracias a la experiencia y a la buena disposición del equipo de trabajo.



Figura D.1: Vista hacia el Este, Menetúe



Figura D.2: Vista hacia el Oeste, Menetúe



Figura D.3: Perfil dipolo-dipolo, Este, Menetúe



Figura D.4: Perfil dipolo-dipolo, Oeste, Menetúe

APÉNDICE D. SALIDAS A TERRENO.



Figura D.5: Vista hacia Sureste perfil No.1 dipolo-dipolo, Pellaifa



Figura D.6: Pozo termal Sureste, Pellaifa



Figura D.7: Pozo barro al Noreste, Pellaifa

#### APÉNDICE D. SALIDAS A TERRENO.

Algunos consejos prácticos:

- Llevar a terreno los manuales de funcionamiento y mantención de los equipos

- Viajar con repuestos de cualquier pieza o parte que pueda fallar o que tenga antecedentes de fallo previo

- Mantener a mano equipos eléctricos básicos (como un multímetro) y con herramientas (desatornillador) que puedan - Convertirse en indispensables dependiendo de la situación

- Dentro de lo posible facilitarse el acceso a internet y/o teléfono con buena señal - satelital si da el presupuesto

- SIEMPRE respaldar la información obtenida

- Hacer registro fotográfico de los pasos a seguir
- Anotar todos los datos con fecha y lugar (ojalá con coordenadas o lecturas GPS) y/o posición relativa
- Estacar los puntos de medición para evitar recalcular si es necesario volver al lugar días después.

Cosas obvias que pueden no ser tan obvias: llevar un poco más de dinero que el presupuestado, para emergencias. También averiguar previamente acerca de lugares donde alojar, calcular tiempos de viaje con horas extra y, por supuesto, buscar un grupo de personas apropiado para los distintos trabajos que surgen durante la toma de datos.

Finalmente, recordar que las cosas jamás resultan tal y como se planean, al mal tiempo buena cara y a disfrutar de todas las cosas que hacen de la Geofísica una ciencia tan hermosa.