

UNIVERSIDAD DE EL SALVADOR  
FACULTAD DE INGENIERIA Y ARQUITECTURA  
ESCUELA DE POSGRADO  
DIPLOMADO EN GEOTERMIA PARA AMERICA LATINA  
EDICION 2017



TEMA:

Metodología para la elaboración de modelo geofísico conceptual preliminar analizando información gravimétrica, MT-TDEM, flujo de calor y caso de estudio para una región de interés geotérmico en Chile

PRESENTAN:

Nelson Javier Albarrán Arriaga

Ronald Eduardo Martínez Estrada

ASESOR: Lic. José Antonio Rivas

CIUDAD UNIVERSITARIA, NOVIEMBRE 2017

## Índice

1. RESUMEN.....	1
2. INTRODUCCIÓN.....	2
3. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	2
4. JUSTIFICACIÓN DEL ESTUDIO.....	2
5. OBJETIVOS (OBJETIVO GENERAL Y OBJETIVOS ESPECÍFICOS).....	3
5.1. GENERAL.....	3
5.2. ESPECÍFICOS.....	3
6. MARCO TEÓRICO.....	3
6.1. METODO GRAVIMÉTRICO.....	3
6.1.1. Gravedad relativa.....	4
6.1.2. Gravedad absoluta.....	4
6.1.3. Gravedad teórica.....	4
6.1.4. Correcciones a las medidas.....	4
6.1.5. Corrección de deriva instrumental.....	5
6.1.6. Efectos de marea y su corrección.....	5
6.1.7. Efecto de aire libre y su corrección.....	5
6.1.8. Efecto Bouguer y su corrección.....	6
6.1.9. Efecto topográfico y su corrección.....	6
6.1.10. Medición corregida.....	6
6.2. METODO MT y TDEM.....	6
6.2.1. Resistividad eléctrica.....	6
6.2.2. Método Transiente Electromagnético (TEM).....	8
6.2.3. Método Magnetotelúrico (MT).....	9
6.2.4. Fuente de señal para el método MT.....	10
6.2.5. Teoría electromagnética básica para el método MT.....	10
6.2.6. Tierra homogénea y resistividad aparente.....	12
6.2.7. Tensor de impedancia.....	13
6.2.8. Modelo de la tierra.....	13
6.2.9. Solución del problema del corrimiento estático (static shift).....	14
6.2.10. Estación remota de referencia.....	14

6.3.	METODO DE FLUJO DE CALOR.....	15
6.3.1.	Trasferencia de calor conductivo .....	15
6.3.2.	Transferencia de calor convectivo.....	15
7.	METODOLOGÍA.....	16
7.1.	FLUJO DE CALOR .....	16
7.1.1.	Elaboración de grids .....	16
7.2.	GRAVIMETRÍA .....	16
7.2.1.	Control de calidad de los datos .....	16
7.2.2.	Selección de densidad de trabajo (método de Nettleton).....	17
7.2.3.	Mapas de isocontornos: Anomalía completa regional y residual de Bouger	17
7.3.	MT-TDEM.....	17
7.3.1.	Corrección de Static Shift .....	17
7.3.2.	Modelado 1D.....	18
8.	ANÁLISIS DE DATOS.....	19
8.1.	Flujo de Calor .....	20
8.2.	Gravimetría .....	21
8.2.1.	Control de calidad de los datos .....	21
8.2.2.	Selección de densidad de trabajo (método de Nettleton).....	21
8.2.3.	Mapa de isocontornos: Anomalía completa de Bouguer, Regional y Residual	23
8.3.	Magneto Telúrica .....	24
9.	RESULTADOS.....	26
9.1.	Modelamiento 2D .....	26
9.2.	Modelo Conceptual .....	27
9.3.	Caso Chile: Perfil MT-TDEM. ....	28
10.	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	29
11.	Agradecimientos .....	30
	BIBLIOGRAFÍA.....	31

## Índice de Figuras

Figura 6.1 Segmento de un material de longitud $L$ y sección $S$ , por el cual circula una corriente $I$ y se genera una densidad de corriente. ....	7
Figura 6.2 Instalación de una estación TEM; El bucle del receptor está en el centro del bucle del transmisor. Se muestra la forma de la corriente transmitida y la tensión transiente medida (Flóvenz, et al., 2012). ....	8
Figura 6.3 Configuración de una estación MT. Electrodo ( $E_x$ y $E_y$ ) para medir el campo eléctrico, bobinas ( $H_x, H_y$ y $H_z$ ) para el campo magnético, unidad de adquisición (Data Logger) para la grabación digital de los datos y GPS para la sincronización de los datos. (Manual Metronix) ....	10
Figura 7.1 Ajuste por Static Shift de la curva MT. ....	18
Figura 7.2 Modelado 1D de un sondeo MT ....	18
Figura 8.1 Mapa ubicación de las estaciones de medición geofísicas para los diferentes métodos (Gravimetría, MT-TDEM y Temperaturas) ....	19
Figura 8.2 Mapas de Análisis Térmico. (A) Mapa de Flujo de Calor en HFU. (B) Mapa de Isotermas a 90 cm de profundidad. (C) Mapa de gradiente térmico. ....	20
Figura 8.3 Verificación de la calidad de los datos ....	21
Figura 8.4 Vista en 3D de la superficie del terreno en el que se muestra el perfil O-E tomado para determinar la densidad por el método de Nettleton ....	22
Figura 8.5 Grafico de anomalías de Bouguer para diversas densidades (Escala a la izquierda en mgal) junto a perfil topográfico (escala a la derecha en msnm); el eje horizontal representa la distancia a lo largo del perfil. ....	22
Figura 8.6 Mapa de Gravedad Completa de Bouguer y Anomalía Regional medidos en mGal. ....	23
Figura 8.7 Mapa de anomalía residual gravimétrica de Bouguer. En el mapa también se ilustran estructuras geológicas y las estaciones gravimétricas (estrellas rojas). ....	24
Figura 8.8 Perfil MT en dirección O-E de resistividad eléctrica de las rocas. ....	25
Figura 8.9 Mapas en planta de resistividad eléctrica a elevación constante. ....	26
Figura 9.1 Modelamiento 2D de perfil O-E. El cuadro de línea roja discontinua marca la zona de interés que se modelara conceptualmente. ....	27
Figura 9.2 Modelo geofísico conceptual preliminar. ....	28
Figura 9.3 Perfil de sondeo MT-TDEM para el caso de Chile ....	29

## 1. RESUMEN

El presente trabajo expone los resultados del procesamiento e integración de información geofísica (gravimétrica, magnetotelúrica MT y flujo de calor), en un perfil de modelamiento gravimétrico 2D dentro de un área geotérmica. También se presentan resultados para un perfil MT, de una zona de interés en Chile. Ha sido utilizada la herramienta computacional WinGLink, con la cual se ha realizado el modelamiento 1D de resistividad, creación de mapas de gravimetría, integración de mapas y perfiles geofísicos, además, la creación del modelado gravimétrico 2D para el perfil trabajado. Los resultados obtenidos, permitieron construir un modelo geofísico conceptual preliminar, donde se identificó la posible fuente de calor, capa sello y reservorio. Además, se planteó un posible patrón de circulación de fluidos, basado en la información geofísica (resistividad y gravedad) en concordancia con las estructuras geológicas superficiales.

## **2. INTRODUCCIÓN**

En un ambiente geotérmico, la caracterización geofísica permite conocer y modelar la distribución y geometría del subsuelo, mediante un conocimiento técnico y científico que ofrece la geofísica. Se han desarrollado diferentes métodos o técnicas, como la gravimetría, magnetotelúrica y TDEM (siendo estos los más utilizados en la exploración geotérmica) que determinan propiedades físicas del material rocoso como la densidad, magnetización y resistividad (Valenta, 2015) ayudando a entender con mayor detalle los mecanismos que gobiernan la zona de interés a través de la identificación de estructuras y/o anomalías geofísicas que se relacionen con la existencia de un recurso geotérmico.

El método magnetotelúrico contribuye a definir los patrones de resistividad en profundidad los cuales son útiles para delimitar la forma y extensión de los elementos que componen un sistema geotérmico. Por su parte el método gravimétrico es útil para delimitar fallas y lineamientos estructurales a través del estudio de las variaciones gravitacionales a lo largo del área de estudio.

Los datos de temperatura medidos en superficie permiten el cálculo de gradientes y flujos de calor, que son de gran utilidad para identificar de manera general zonas calientes y de interés geotérmico.

Ya que las propiedades físicas no están directamente referidas a una condición geológica única (Valenta, 2015) existe un conjunto amplio de posibles configuraciones sub-superficiales por esta razón es importante ligar los datos geofísicos con información geológica y estructural del área, de esta manera es posible construir modelos más consistentes y representativos. Los modelos geofísicos son esenciales para la evaluación del potencial geotérmico en cualquier área.

## **3. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA**

El presente estudio se realizó sobre un campo geotérmico en base a la información geológica estructural y geofísica existente en un área de estudio, para ello se ejecutó el procesamiento e interpretación de datos gravimétricos, magnetotelúricos y flujo de calor para su integración en un modelado 2D.

## **4. JUSTIFICACIÓN DEL ESTUDIO.**

Los modelos geofísicos son instrumentos esenciales para la evaluación del potencial geotérmico de cualquier área, la necesidad de aprender la metodología para el procesamiento, análisis e interpretación de estos ha motivado el presente trabajo.

En un modelado 2D los cuerpos son considerados como de extensión finita, haciendo que el área de interpretación refleje un modelo más cercano a la realidad, facilitando la toma de decisiones más acertadas.

## 5. OBJETIVOS (OBJETIVO GENERAL Y OBJETIVOS ESPECÍFICOS)

### 5.1. GENERAL

Elaborar modelo geofísico conceptual preliminar, a partir de información gravimétrica, sondeos MT-TDEM y flujo de calor.

### 5.2. ESPECÍFICOS

- Construir mapas de anomalía gravimétrica regional.
- Elaborar modelo resistivo 1D a partir de datos MT-TDEM.
- Correlacionar e interpretar la información gravimétrica, MT-TDEM, flujo de calor y geológica para la obtención de un modelo Geofísico conceptual.
- Aplicar la metodología a un caso de interés geotérmico en Chile.

## 6. MARCO TEÓRICO.

### 6.1. METODO GRAVIMÉTRICO

Si la Tierra fuese homogénea, perfectamente esférica y permaneciese inmóvil en un espacio completamente vacío, la aceleración de gravedad  $g$  sería constante sobre toda su superficie. Sin embargo, en realidad  $g$  varía apreciablemente de unos puntos a otros de la Tierra.

La prospección Gravimétrica consiste en medir  $g$  (o sus variaciones) para, a continuación, aplicar a los valores observados un cierto número de correcciones para eliminar la influencia de otros cuerpos celestes, junto con la rotación y forma de la Tierra, con objeto de obtener anomalías que tengan como origen únicamente las variaciones de densidad en el subsuelo. En pocas palabras el método gravimétrico detectará las variaciones en las densidades del subsuelo. Con esto se podrá prospeccionar diversos tipos de materiales, aplicados a la investigación de hidrocarburos, investigaciones geológicas, etc.

El campo gravitatorio terrestre, o gravedad, no es más que un caso particular de la ley de atracción universal por lo que se puede decir que el peso de un cuerpo es igual a la atracción de la Tierra sobre dicho cuerpo, es decir, aplicando la ley de Newton:

$$mg = G \frac{Mm}{r^2} \quad \text{Ec. ( 1)}$$

Donde  $m$  y  $M$  son las masas del cuerpo considerado y de la Tierra;  $r$  es el radio terrestre;  $G$  la constante de gravitación universal y  $g$  la aceleración de gravedad.

La aceleración de gravedad  $g$  se expresa en  $[cm/s^2]$  o gales, en honor a Galileo. La unidad utilizada en prospección es el miligal que es  $10^{-3} [gal]$  y es igual a  $10^{-5} [m/s^2]$ .

#### 6.1.1. Gravedad relativa

El gravímetro como instrumento se encarga de medir diferencias de gravedad. Estas diferencias son en realidad mediciones relativas entre sí, que son detectadas por el instrumento por medio de un elemento interno (péndulo, resorte o elemento electrónico) que permite medir cambios relativos de medida, con respecto a una escala fijada por los mismos fabricantes. Estas lecturas se encuentran en unidades de medida que no corresponden a ninguna unidad física. Para poder conocer el resultado en miligales, se necesita saber la constante  $K$  del instrumento la cual es diferente para cada tipo de gravímetro, ya que cada fabricante tiene su propia constante.

#### 6.1.2. Gravedad absoluta

Es un valor fundamental que permite conocer la gravedad constante de un lugar, se obtiene con instrumentos especializados y de alta precisión. El valor de gravedad absoluta se utiliza generalmente para referenciar los valores de gravedad relativa.

#### 6.1.3. Gravedad teórica

También llamada corrección por latitud está directamente relacionada con la ubicación de la estación ya que depende de la latitud. Debido a que la tierra no es perfectamente esférica, presentando un achatamiento en los polos, la gravedad tiende a aumentar mientras más se aproxima a ellos. La última fórmula para el cálculo de la gravedad teórica se basó en el Sistema Geodésico de Referencia de 1967, siendo la fórmula:

$$g_{(\theta)} = 978031,846 \left( 1 + 0.005302357 \sin^2(\theta) - 0.000005864 \sin^2(2\theta) \right) [mGal] \quad \text{Ec. ( 2)}$$

Donde  $\theta$  es la latitud, que esta medida en radianes, a la cual se encuentra la estación.

#### 6.1.4. Correcciones a las medidas

Las mediciones gravimétricas están expuestas a distintos efectos que dependen tanto del tiempo como de las características geográficas de la zona de estudio. Estos datos no son de gran utilidad si no se les aplica un procesamiento previo para su posterior interpretación. El procesamiento se basa en correcciones aplicadas a la data original para conseguir la mayor exactitud y así hacer que los datos puedan ser comparables.

### 6.1.5. Corrección de deriva instrumental

Aunque el gravímetro es un instrumento simple y relativamente estable, produce deriva. Cuando se habla de deriva se refiere a que las lecturas varían levemente con el pasar del tiempo. Considerando su sensibilidad, el gravímetro es afectado por variaciones de temperatura y por fatiga de los mecanismos internos del mismo. Una manera para corregir esto es realizando repetidas mediciones en una misma estación, conocida como estación base, en intervalos de tiempo parecidos. Las distintas mediciones realizadas en la estación base se grafican con respecto al tiempo transcurrido para cada una, y se estima la pendiente, siendo éste el factor principal en la corrección de la deriva fórmula. Luego el valor de esta pendiente afectará a cada una de las estaciones que se hayan medido en el intervalo de tiempo transcurrido entre mediciones en la estación base. El principio de este procedimiento es llevar todas las medidas realizadas en campo a un tiempo cero, simulando como si todas las mediciones se realizaron en el mismo momento. Se admite que la deriva varía linealmente en un intervalo de tiempo de algunas horas.

### 6.1.6. Efectos de marea y su corrección

Las lecturas son afectadas además por las mareas que producen cambios periódicos en la gravedad a causa de la interacción entre la Luna y el Sol dependiendo de la hora o época del año. Esta interacción tiene un efecto periódico durante el día, produciendo pequeñas variaciones en las lecturas de gravedad que pueden alcanzan  $\pm 0.15$  [mGal] en amplitud períodos de 6 horas.

El efecto que producen las mareas en las lecturas gravimétricas realmente son muy lentas, por lo que muchas veces por medio de la corrección de la deriva instrumental se pasa de largo, se supone que se está corrigiendo implícitamente este efecto. Los equipos de última generación corrigen este efecto automáticamente, agilizando así el procesamiento y brindando un rango mayor de precisión.

### 6.1.7. Efecto de aire libre y su corrección

El efecto de aire libre se basa en la Ley de gravitación de Newton la cual predice que la gravedad varía con respecto a la variación de la distancia al centro de la Tierra. Por lo tanto, el cambio de altitud es el factor principal de este efecto.

La Corrección de Aire Libre, denominada también corrección de altitud, se calcula para corregir el decrecimiento en la aceleración gravitacional debido al cambio en la distancia al centro de la Tierra.

$$C_{Al} = 0.3086 \left[ \frac{mGal}{m} \right] * h \quad \text{Ec. ( 3)}$$

Donde h es la altura de la estación en metros. Esta corrección es positiva para z positivo.

### 6.1.8. Efecto Bouguer y su corrección

La diferencia de altura entre el nivel de referencia (nivel medio del mar) y la estación está conformada por material rocoso de cierta densidad. Este material rocoso a su vez es masa adicional que produce diferencias entre la gravedad real y la medida. Para corregir la diferencia entre gravedad real y medida, se utiliza la corrección de Bouguer la cual toma en consideración la densidad del material rocoso y la altura con respecto al nivel de referencia (generalmente al nivel medio del mar). La fórmula utilizada para esta corrección es:

$$C_B = -0.0419 \left[ \frac{mGal}{\left(\frac{g}{cm^3}\right)m} \right] * \rho * h \quad \text{Ec. ( 4)}$$

Donde  $h$  es la altura de la estación en metros y  $\rho$  [ $g/cm^3$ ] la densidad estimada del suelo.

### 6.1.9. Efecto topográfico y su corrección

La topografía siempre produce variaciones en la lectura de gravedad, debido a las características topográficas (valles, colinas, etc) en la vecindad de la estación de medición. Dichas variaciones se deben a la atracción gravitacional, tanto negativa como positivas, que producen dichas características.

La corrección de dicho efecto considera la atracción de las masas situadas por encima de la estación y corrige también las depresiones situadas por debajo del nivel de la misma. Puesto que la atracción de las masas más altas se ejerce por encima de la estación y se opone a la gravedad, se le suma a la gravedad observada para anular su efecto. Del mismo modo, la atracción del material que ocupa el valle inferior a la estación se debe restar a la corrección de Bouguer. Pero como este material en realidad no existe, debemos sumar su atracción para compensar. Por lo tanto, la corrección topográfica se suma siempre.

### 6.1.10. Medición corregida

Finalmente, la medición con que se trabaja se establece como:

$$M_p = g_{obs} - g_{teo} + C_{Al} - C_B + C_{topo} \quad \text{Ec. ( 5)}$$

Donde  $g_{obs}$  es la gravedad observada,  $g_{teo}$  la gravedad teórica y  $C_{topo}$  la corrección topográfica.

## 6.2. METODO MT y TDEM

### 6.2.1. Resistividad eléctrica

La resistividad eléctrica es la propiedad física que mide los métodos TEM y MT. El valor de resistividad describe el comportamiento de un material frente al paso de una corriente eléctrica, mientras más alto sea este valor mayor será el paso del flujo eléctrico. La

resistividad eléctrica es altamente sensible a la temperatura y a procesos de alteración geotérmicos, y está relacionado directamente a parámetros que caracterizan el reservorio. La ley de Ohm expresa la relación existente entre resistencia, diferencial de potencial y la intensidad de corriente eléctrica, **Ec. ( 6 )** .

$$R = \frac{V}{I} \quad \text{Ec. ( 6 )}$$

Donde la resistencia R se mide en ohmios ( $\Omega$ ), la diferencia de potencial V en volts (V) y la intensidad de corriente I en amperes (A), según el sistema internacional.

La ley de Ohm también puede ser escrita utilizando la densidad de corriente que se mide en Ampere partido por metro cuadrado ( $A/m^2$ ).

$$\vec{E} = \rho \cdot \vec{j} \quad \text{Ec. ( 7 )}$$

La resistividad eléctrica  $\rho$  depende de la forma del material a través del cual fluye la corriente, de la sección transversal (S) y la longitud (L) (véase Figura 6.1).

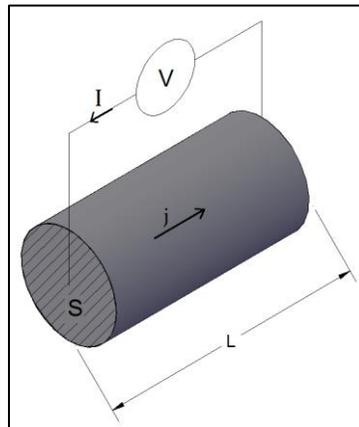


Figura 6.1 Segmento de un material de longitud L y sección S, por el cual circula una corriente I y se genera una densidad de corriente.

La densidad de corriente puede ser escrita como:

$$\vec{j} = \frac{\vec{i}}{S} \quad \text{Ec. ( 8 )}$$

Además, la diferencia de potencial en campo eléctrico constante puede ser definido como:

$$V = E \cdot L \quad \text{Ec. ( 9 )}$$

Donde L es la longitud del material y se mide en metros.

Finalmente reemplazando las **Ec. ( 7)**, **Ec. ( 8)** y **Ec. ( 9)** en la **Ec. ( 6)**, se obtiene:

$$\rho = \frac{R \cdot S}{L} \quad \text{Ec. ( 10)}$$

Donde  $\rho$  es la resistividad eléctrica del medio (como ya se mencionó) y se mide en ohm por metros ( $\Omega\text{m}$ ).

El inverso de la resistividad eléctrica es la conductividad eléctrica y se mide en Siemens partido en metros ( $\text{Sm}^{-1}$ ), entonces la **Ec. ( 10)** queda:

$$\sigma = \frac{L}{R \cdot S} \quad \text{Ec. ( 11)}$$

### 6.2.2. Método Transiente Electromagnético (TEM)

El método TEM consiste en inyectar una corriente eléctrica conocida (señal cuadrada) a través de un cable en forma de bucle<sup>1</sup> (transmisor) sobre el suelo. La corriente inducida se concentra inicialmente por debajo del bucle transmisor, pero después la corriente se difunde hacia abajo y hacia el exterior logrando mayores profundidades a medida que pasa el tiempo. No obstante, estas corrientes disminuyen, debido a las pérdidas resistivas, y el campo magnético secundario decae con el tiempo (Figura 6.2). Al conocer las pausas abruptas de la señal transmitida, se puede leer la señal electromagnética inducida que se recibe del subsuelo a través de un bucle receptor.

Existen dos arreglos TEM comúnmente utilizados en geotermia para corregir el corrimiento estático (que se verá en el apartado NN) el “Central Loop” y el “Coincident Loop”. El segundo arreglo es un caso particular del primero, en donde el bucle receptor tiene las mismas dimensiones del transmisor.

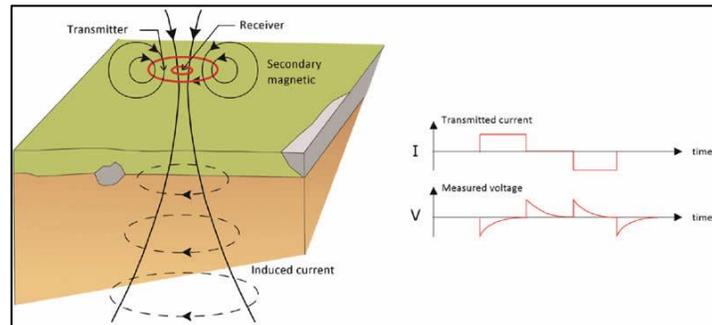


Figura 6.2 Instalación de una estación TEM; El bucle del receptor está en el centro del bucle del transmisor. Se muestra la forma de la corriente transmitida y la tensión transiente medida (Flóvenz, et al., 2012).

En los llamados tiempos tardíos de la transmisión, el voltaje inducido en el bucle receptor en un semi-espacio homogéneo de conductividad, viene dado como (Árnason, 1989):

$$V(t, r) \approx I_0 \frac{C(\mu_0 \sigma r^2)^{3/2}}{10\pi^{1/2} t^{5/2}} \quad \text{Ec. ( 12)}$$

<sup>1</sup> Un bucle de cable conductor puede ser considerado como una bobina de una espira. A los bucles se suele llamar “loops” que es su traducción en inglés.

Donde  $C = A_r n_r A_s n_s \frac{\mu_0}{2\pi r^3}$  y,

$t$ =Tiempo transcurrido después de que la corriente del transmisor está apagada (s).

$A_r$ =Área de la sección transversal del bucle receptor ( $m^2$ ).

$A_s$ =Área de la sección transversal del bucle transmisor ( $m^2$ ).

$n_r$ =Número de vueltas del bucle receptor.

$n_s$ =Número de vueltas del bucle transmisor.

$\mu_0$ =Permeabilidad magnética (H/m).

$I_0$ =Corriente en el bucle transmisor (A).

$r$ =Radio del bucle transmisor (m).

$V$ =Voltaje transiente (V).

El voltaje en el bucle receptor para tiempos tardíos, después de que la corriente en el transmisor se apaga abruptamente, es proporcional  $\sigma^{3/2}$  y decae con el tiempo  $t^{-5/2}$ . Estas aproximaciones conducen a la definición de resistividad aparente de tiempos tardíos, por ende, extrayendo la resistividad en la ecuación 7 da como resultado la **Ec. ( 13)**.

$$\rho_a = \frac{\mu_0}{4\pi} \left[ \frac{(2I_0\mu_0 A_r n_r A_s n_s)^{2/3}}{\left(5t^{5/2} V(t, r)\right)} \right]^3 \quad \text{Ec. ( 13)}$$

### 6.2.3. Método Magnetotelúrico (MT)

El método Magnetotelúrico fue creado y desarrollado por Tikhonov (1950) y Cagniard (1953). Es un método geofísico electromagnético de fuente pasiva que registra las propiedades eléctricas (resistividad) de la tierra. Las variaciones naturales del campo magnético de la tierra (fuente pasiva) inducen campos eléctricos (corrientes telúricas) en el subsuelo. Dependiendo de la frecuencia de la señal de la fuente y la resistividad del material del subsuelo, el método MT puede establecer estructuras geoelectricas desde profundidades de decenas de metros hasta de cientos de kilómetros (Vozoff, 1972 y 1991). Al medir el campo magnético fluctuante y el campo eléctrico en direcciones ortogonales sobre la superficie de la tierra (Figura 6.3) es posible inferir la resistividad del subsuelo y que se puede correlacionar con la resistividad del lugar de estudio.

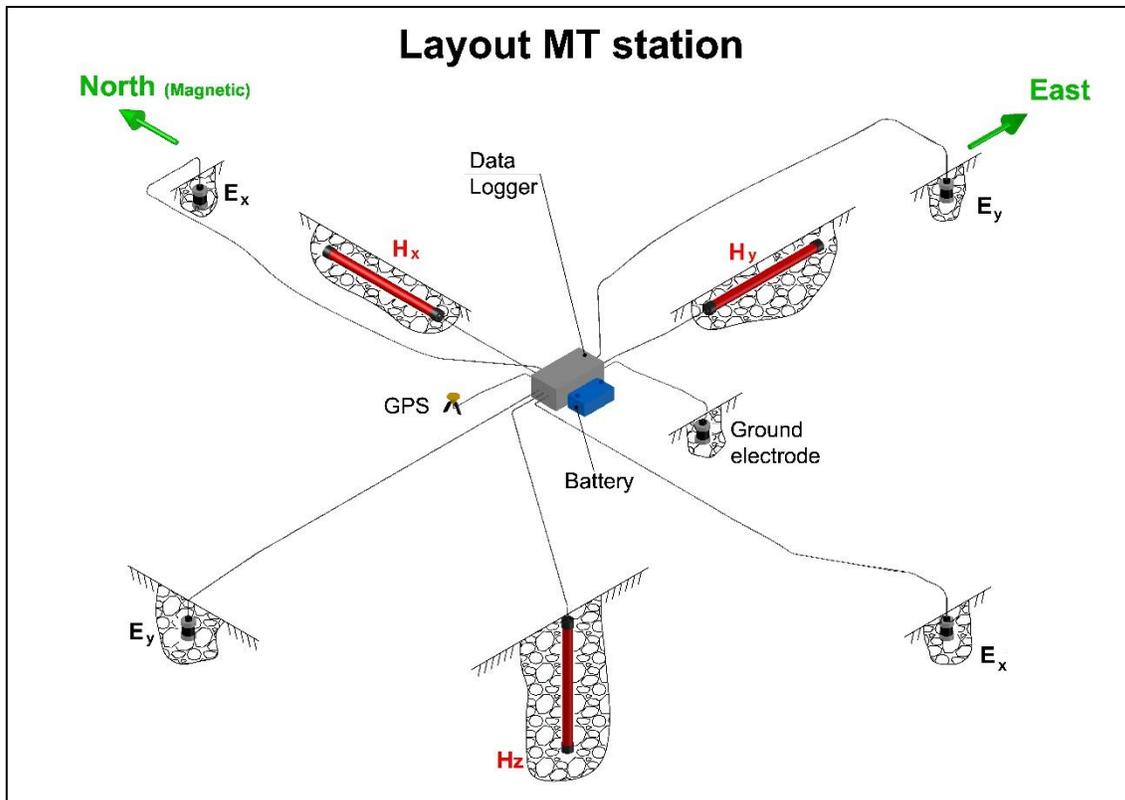


Figura 6.3 Configuración de una estación MT. Electrodo ( $E_x$  y  $E_y$ ) para medir el campo eléctrico, bobinas ( $H_x, H_y$  y  $H_z$ ) para el campo magnético, unidad de adquisición (Data Logger) para la grabación digital de los datos y GPS para la sincronización de los datos. (Manual Metronix)

#### 6.2.4. Fuente de señal para el método MT

Las principales fuentes naturales que dan lugar a la señal MT son las tormentas eléctricas y el viento solar. Por un lado, las actividades meteorológicas como las descargas de rayo, que se producen cerca del Ecuador, producen ondas electromagnéticas (EM) con frecuencias superiores a 1 Hz y que se propagan alrededor del mundo y se utilizan para sondear profundidades someras del subsuelo.

Las fluctuaciones electromagnéticas naturales tienen una magnitud baja para frecuencias entre aproximadamente 0,1 Hz y 10 Hz en la llamada banda muerta. Las mediciones MT en este rango de frecuencia suelen sufrir una mala calidad en la toma de los datos (Teklesenbet, 2012).

#### 6.2.5. Teoría electromagnética básica para el método MT

La teoría del método magnetotelúrico, usado en estudios de resistividad del subsuelo, está basado en las ecuaciones de Maxwell, las cuales relacionan el campo eléctrico y magnético.

El conjunto de ecuaciones que son usadas para describir el campo electromagnético en un medio conductor es:

$$\text{Ley de Faraday} \quad \nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad \text{Ec. ( 14)}$$

$$\text{Ley de Gauss} \quad \nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{j} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \quad \text{Ec. ( 15)}$$

$$\text{Ley de Gauss} \quad \mathbf{B} = 0 \quad \text{Ec. ( 16)}$$

$$\text{Ley de Gauss} \quad \nabla \cdot \mathbf{D} = \eta \quad \text{Ec. ( 17)}$$

Donde  $\mathbf{E}$  (V/m) es la intensidad de campo eléctrico,  $\mathbf{H}$  (A/m) es la intensidad de campo magnético,  $\mathbf{B}$  (T) es la inducción magnética,  $\mathbf{D}$  (C/m<sup>2</sup>) es el desplazamiento eléctrico,  $\eta$  (C/m<sup>3</sup>) es la densidad de carga de carga libre y  $\mathbf{j}$  (A/m<sup>2</sup>) es la densidad de corriente mostrada en la **Ec. ( 8)**

Para un medio lineal e isotrópico las ecuaciones de Maxwell, los vectores de campo pueden ser vinculados a través de relaciones constitutivas como:

$$\mathbf{j} = \sigma \mathbf{E} \quad \text{Ec. ( 18)}$$

$$\mathbf{D} = \varepsilon \mathbf{E} \quad \text{Ec. ( 19)}$$

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H} \quad \text{Ec. ( 20)}$$

Donde la densidad de corriente  $\mathbf{j}$  fue reescrita en función de la conductividad eléctrica  $\sigma$ ,  $\varepsilon = \varepsilon_r \varepsilon_0$  (F/m) es la permitividad dieléctrica y  $\mu = \mu_r \mu_0$  (H/m) es la permeabilidad magnética. Tanto  $\sigma$ ,  $\varepsilon$  y  $\mu$  describen las propiedades intrínsecas de los materiales a través de los cuales los campos electromagnéticos se propagan (Teklesenbet, 2012).

En campos de conductividad media, homogéneos e isotrópicos, la ley de Faraday y de Ampere se pueden reescribir, utilizando las ecuaciones constitutivas 13, 14 y 15, de la siguiente forma:

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\mu \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} \quad \text{Ec. ( 21)}$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \sigma \mathbf{E} + \varepsilon \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \quad \text{Ec. ( 22)}$$

Considerando que para tierra homogénea el campo eléctrico en z tiende al infinito el tipo de soluciones a las ecuaciones 16 y 17 son:

$$E_{x,y}(z) = C_{x,y} e^{-(kz-i\omega t)} \quad \text{Ec. ( 23)}$$

$$H_x(z) = -\frac{k}{i\omega\mu} \{C_y e^{-(kz-i\omega t)}\} \quad \text{Ec. ( 24)}$$

$$H_y(z) = \frac{k}{i\omega\mu} \{C_x e^{-(kz-i\omega t)}\} \quad \text{Ec. ( 25)}$$

Donde  $C_x$  y  $C_y$  son constantes,  $\omega$  es la frecuencia angular ( $\omega=2\pi\nu$ ;  $\nu$ =frecuencia= $1/T$ ;  $T$ =periodo) y  $k$  es el número de onda que puede ser escrito como:

$$k = \sqrt{i\omega\mu\sigma} = (1+i)\sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}} \quad \text{Ec. ( 26)}$$

Para el semi-espacio homogéneo, con conductividad  $\sigma$  y una onda electromagnética plana incidente normal, los campos  $E$  y  $H$  ortogonales son constantes en dirección y magnitud sobre planos perpendiculares a la dirección de propagación vertical,  $z$  positivo hacia abajo (Teklesenbet, 2012).

#### 6.2.6. Tierra homogénea y resistividad aparente

En una capa de tierra plana, homogénea e isotrópica una onda electromagnética se propaga de tal manera que los vectores de campo eléctrico y magnético son ortogonales y (Cagniard, 1953) y (Keller & Frischknecht, 1966). La relación de intensidad de campo eléctrico y campo magnético ( $E_x/H_y$ ) es una medida característica de las propiedades electromagnéticas que es llamada impedancia y se identifica por  $Z$ .

Combinando las ecuaciones 18 en 19 y 20 se obtiene:

$$H_x = -\frac{k}{i\omega\mu} C_y e^{-kz} e^{i\omega t} = -\frac{k}{i\omega\mu} E_y \quad \text{Ec. ( 27)}$$

$$H_y = \frac{k}{i\omega\mu} C_x e^{-kz} e^{i\omega t} = \frac{k}{i\omega\mu} E_x \quad \text{Ec. ( 28)}$$

Luego la impedancia  $Z$  puede ser escrita como:

$$Z = \frac{E_x}{H_y} = \frac{i\omega\mu}{k} = -\frac{E_y}{H_x} \quad \text{Ec. ( 29)}$$

Utilizando el número de onda  $k$  (ecuación 21) en una aproximación cuasi estática, la impedancia  $Z$  queda:

$$Z = \frac{i\omega\mu}{\sqrt{i\omega\mu\sigma}} = \sqrt{i}\sqrt{\omega\mu\rho} = \sqrt{\omega\mu\rho} e^{i\pi/4} \quad \text{Ec. ( 30)}$$

El  $\pi/4$  en la ecuación 25 es la diferencia de fase entre la componente  $E_x$  y  $H_y$ . Si la tierra es homogénea e isotrópica, entonces, la resistividad real esta relacionada con la definición de la impedancia que aparece en la ecuación 25 y queda de la siguiente forma:

$$\rho = \frac{1}{\omega\mu} |Z|^2 = \frac{1}{\omega\mu} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 = \frac{1}{\omega\mu} \left| \frac{E_y}{H_x} \right|^2 \quad \text{Ec. ( 31)}$$

Usando la relación constitutiva expuesta en la ecuación 15 la resistividad eléctrica se puede escribir como:

$$\rho = \frac{T\mu}{2\pi} \left| \frac{E_x}{B_y} \right| 10^6 \Rightarrow \rho = 0.2T |Z|^2 = 0.2T \left| \frac{E_x}{B_y} \right|^2 \quad \text{Ec. ( 32)}$$

Donde  $T$  es el periodo, que es igual a  $2\pi/\omega$ .

Y la fase viene dada por  $\Phi = \arg(Z) = \frac{\pi}{4} = 45^\circ$ . Para tierra homogénea,  $\rho$  y  $\Phi$  son independiente de  $T$ .

Para tierra no homogénea,  $\rho$  y  $\Phi$  son dependiente de  $T$ . Desde este principio se define la resistividad ( $\rho_a$ ) y fase ( $\Phi_a$ ) aparente como:

$$\rho_a(T) = 0.2T |Z_0|^2 = 0.2T \left| \frac{E_x}{B_y} \right|^2 \text{ y la fase } \Phi_a = \arg(Z_0) \neq 45^\circ \quad \text{Ec. ( 33)}$$

Donde  $Z_0$  es la impedancia de la superficie.

### 6.2.7. Tensor de impedancia

El tensor de impedancia describe la relación ortogonal entre el campo eléctrico y magnético en una frecuencia dada. La relación matricial viene dada por:

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad \text{Ec. ( 34)}$$

La relación matricial (29) puede ser escrita linealmente como:

$$\begin{aligned} E_x(\omega) &= Z_{xx}(\omega)H_x(\omega) + Z_{xy}(\omega)H_y(\omega) \\ E_y(\omega) &= Z_{yx}(\omega)H_x(\omega) + Z_{yy}(\omega)H_y(\omega) \end{aligned} \quad \text{Ec. ( 35)}$$

### 6.2.8. Modelo de la tierra

Para el caso de modelo de una dimensión (1D) las diferentes distribuciones de conductividad solo dependen de la profundidad (Teklesenbet, 2012). El resultado de esto

es que los elementos del tensor impedancia (ver ecuación 29)  $Z_{xx}$  y  $Z_{yy}$  son cero y los elementos diagonales  $Z_{xy}$  y  $Z_{yx}$  son iguales en magnitud, pero opuestos en signo (ver ecuación 31). Bajo estas consideraciones el tensor impedancia de la ecuación 29 queda:

$$Z_{1D} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{xy} \\ -Z_{xy} & 0 \end{pmatrix} \quad \text{Ec. ( 36)}$$

La correspondiente resistividad y fase aparente son definidas como:

$$\rho_a = \frac{1}{\omega\mu} |Z|^2 = 0.2T|Z|^2 = 0.2T \left[ (Re(Z_{xy}))^2 + (Im(Z_{xy}))^2 \right]$$

$$\Phi_a = \text{acr} \tan \left( \frac{Im(Z)}{Re(Z)} \right) = \text{acr} \tan \left( \frac{Im(Z_{xy})}{Re(Z_{xy})} \right) \quad \text{Ec. ( 37)}$$

### 6.2.9. Solución del problema del corrimiento estático (static shift)

El corrimiento estático es un fenómeno en el método MT causado por heterogeneidades de resistividad, cercanas a la superficie, que perturban el campo eléctrico. Estas heterogeneidades pueden tener una fuerte influencia sobre la interpretación, ya que, las curvas de resistividad aparente se desplazan hacia arriba o hacia abajo dando un modelo de resistividad incorrecto. Los corrimientos estáticos pueden ser un gran problema en zonas volcánicas, donde las variaciones de resistividad cercanas a la superficie son a menudo extremas (Gichira, 2012). Es posible resolver el problema del cambio estático en el método MT a través de la resistividad aparente lograda por el TEM. Las mediciones TEM (a tiempo tardíos) no tienen la distorsión del MT, ya que, no están midiendo el campo eléctrico sino solo la descomposición del campo magnético.

### 6.2.10. Estación remota de referencia

La estación remota de referencia (Gamble et al., 1979, Clarke et al., 1983) es un método en el cual se quiere limpiar la señal medida de una estación MT. En la práctica, se instala una estación remota de referencia (RR) alejada de la estación local de MT que se quiere medir. La parte natural del campo EM inducido puede ser coherente a lo largo de varios kilómetros y el ruido es generalmente aleatorio e incoherente en dos lugares alejados entre sí (10-100 km). Por lo tanto, al medir componentes electromagnéticos en sitios tanto remotos como locales en tiempos comunes, se pueden eliminar los efectos de la presencia de ruido que no está correlacionado entre los sitios (Lichoro, 2013). Sin embargo, el ruido está compuesto por ruido cultura (que es aleatorio, como ya se mencionó) y el ruido coherente. Este ruido correlacionado que está presente tanto en sitios locales como remotos no puede eliminarse mediante este método.

La distancia entre sitios locales y remotos debe ser lo suficientemente grande como para que las fuentes de ruido sean incoherentes. La distancia mínima ideal debe ser sobre los 10 km.

### 6.3. METODO DE FLUJO DE CALOR

Los mecanismos de transferencia de calor son la convección, conducción y radiación. En el caso ambientes geotermales, predominan los mecanismos de transferencia de calor conductivo y convectivo.

Las unidades que se utilizan para flujo de calor normalmente son en Watts sobre metros cuadrados ( $W/m^2$ ), también pueden expresarse como unidades HFU. La equivalencia entre estas unidades es:  $1 \frac{W}{m^2} = 23.9 HFU$ .

#### 6.3.1. Transferencia de calor conductivo

La conducción térmica está determinada por la ley de Fourier, donde el flujo de transferencia de calor debido a la conducción en un medio isótropo es proporcional y de sentido contrario al gradiente de temperatura en esa dirección. Pudiendo expresarse de la siguiente manera:

$$\dot{q} = -k\nabla T \quad \text{Ec. ( 38)}$$

Donde  $\dot{q}$  es el vector de flujo de calor por unidad de superficie en  $W/m^2$ , k es la conductividad térmica y  $\nabla T$  se refiere al gradiente del cambio de temperatura dentro de un material.

Considerando que el flujo se da solamente en dirección vertical, la expresión anterior se puede simplificar como:

$$q = k \frac{\partial T}{\partial z} \quad \text{Ec. ( 39)}$$

#### 6.3.2. Transferencia de calor convectivo

La convección en sí es el transporte de calor por medio del movimiento del fluido. La transferencia de calor por convección se expresa por medio de la Ley del enfriamiento de Newton, que se expresa como:

$$\frac{dQ}{dt} = hA_s(T_s - T_{inf}) \quad \text{Ec. ( 40)}$$

Donde h es el coeficiente de convección,  $A_s$  es el área del cuerpo en contacto con el fluido,  $T_s$  es la temperatura en la superficie de cuerpo y  $T_{inf}$  es la temperatura del fluido lejos del cuerpo.

## 7. METODOLOGÍA

### 7.1. FLUJO DE CALOR

Se cuenta con una base de datos de flujo de calor, que ha sido colectada en una zona de interés geotérmico de El Salvador, la información que se tiene es de Temperatura a 90 centímetros, gradiente geotérmico en °C/cm y un cálculo hecho para flujo de calor en unidades de flujo de calor HFU. Según la teoría del flujo de calor conductivo este último parámetro se obtiene de multiplicar una conductividad térmica por el gradiente de temperatura.

Castro (2003) describe una metodología para determinar la conductividad térmica partir de mediciones continuas de temperatura en una estación base, siendo la conductividad térmica, la pendiente generada entre una temperatura inicial mínima y una temperatura final máxima medidas en el suelo. El flujo de calor previamente fue calculado a partir de un valor de conductividad térmica en base a datos de temperatura de una estación base, siendo esta de  $5.52 \times 10^{-4} \frac{W}{K.m}$ .

#### 7.1.1. Elaboración de grids

El análisis de estos datos consiste en la elaboración de grid de las anomalías térmicas que luego servirán para definir perfiles de modelado en gravimetría los resultados del método gravimétrico y MT-TDEM, estas grids se elaboran en el software Golden Surfer. Estudios de este tipo se usan en las etapas iniciales de la exploración geotérmica, pues delimitan áreas de mayor interés con anomalías de temperatura. Partiendo de estos resultados, se suele recomendar zonas para realizar estudios de otro tipo, a modo de densificar los puntos cercanos a la zona anómala.

Los resultados de este tipo de investigación suelen interpretarse de manera cualitativa, pues debido a que el cálculo de gradiente se hace con diferencias de profundidad muy pequeñas (en este caso menores de un metro) la extrapolación de estos resultados puede no ser congruente con valores típicos encontrados en la bibliografía.

### 7.2. GRAVIMETRÍA

#### 7.2.1. Control de calidad de los datos

Partiendo de una base de datos ordenada en donde se poseen los datos gravimétricos con todas sus reducciones, el siguiente paso es hacer un control de calidad de estos. Este proceso consiste en graficar Gravedad Absoluta versus Elevación y descartar las estaciones que se desvíen de la tendencia lineal.

### 7.2.2. Selección de densidad de trabajo (método de Nettleton)

Boblin & Savit (1988) describen que el método de Nettleton consiste en graficar las anomalías de Bouguer calculadas con diferentes densidades a lo largo de un perfil, y compararlas con el perfil topográfico (Nettleton, 1976). La densidad se selecciona del perfil que posea menor correlación ya sea directa o inversa con respecto al perfil topográfico.

### 7.2.3. Mapas de isocontornos: Anomalía completa regional y residual de Bouguer

Con la densidad de trabajo elegida, se aplica la corrección topográfica a los datos de gravedad absoluta, obteniendo como resultado la anomalía completa de Bouguer. Con estos datos es posible construir mapas de isocontornos por diferentes métodos de interpolación, iniciando con la construcción del mapa de isocontornos de la anomalía de Bouguer completa, a partir del método de interpolación de Kriging.

El mapa de anomalía regional representa un promedio del comportamiento de la zona, se elabora a través de una interpolación por el método de regresión polinomial de grado tres.

Para aumentar el contraste, a la grid del mapa de anomalía completa, se le resta la grid de tendencia regional. A este resultado se le llama anomalía residual; mapa con el que es posible observar las variaciones espaciales gravimétricas e intentar asociar dichas variaciones a estructuras geológicas.

## 7.3. MT-TDEM

En el software de procesamiento, análisis e interpretación geofísica WinGLink, se creó una base de datos (con extensión “.wdb”) con un sistema de coordenadas definido, también se creó un proyecto de tipo “MT” donde se importaron las archivos EDI de las 42 estaciones magnetotéluricas. Igualmente se importaron otras 42 estaciones TEM, las cuales serán de vital importancia para corrección de static shift. Primero se importaron las coordenadas espaciales de los sondeos agrupadas en un archivo de texto y luego los archivos extensión “.edi” que contienen las curvas de resistividad aparente y fase de cada sondeo MT asociado al área de estudio.

Proceso análogo se realizó para los datos proveniente de la zona de interés en Chile, estos consisten en un perfil MT-TDEM de 11 sondeos.

### 7.3.1. Corrección de Static Shift

Se evaluó cada estación magnetotélurica depurando y ajustando los puntos que componen cada una de las curvas de resistividad (XY y YX), con las herramientas de edición que contiene el WinGLink (enmascaramiento y desplazamiento de puntos, verificación de tendencia de las curvas); posterior a ello, se asoció cada estación MT con una estación TEM, con el fin de corregir el efecto de static shift que se genera en las mediciones magnetotéluricas; la Figura 7.1 muestra la corrección de static shift hecha a un sondeo MT.

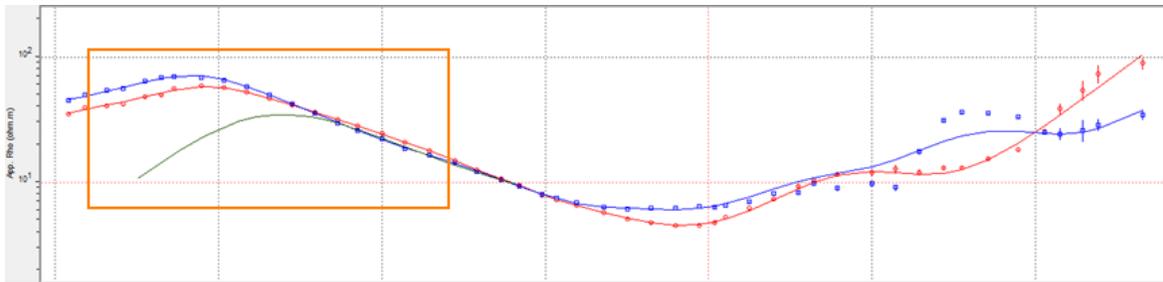


Figura 7.1 Ajuste por Static Shift de la curva MT.

### 7.3.2. Modelado 1D

Con las curvas ya depuradas, se elaboraron los modelamientos unidimensionales para cada estación MT. La Figura 7.2 muestra el ejemplo de modelado 1D para una estación magnetotélrica, el cual contiene las mediciones de la estación MT (puntos rojos), una curva interpolada por el software a partir de los datos medidos (color magenta) y una curva ajustada a través de un modelo discreto unidimensional (color verde) realizada por el técnico modelador. Estos modelos discretos se realizaron asignando espesores y valores de resistividad que permitieron ajustar la curva discreta a la curva interpolada; la finalidad de los modelos discretos es identificar distintos estratos geoelectrónicos, además de calcular las profundidades de penetración de cada medición. Se compararon estaciones cercanas para evaluar coherencias de capas durante el modelamiento. Se logró un total de 42 modelos unidimensionales (1D) para el caso de El salvador y 11 para la zona en Chile.

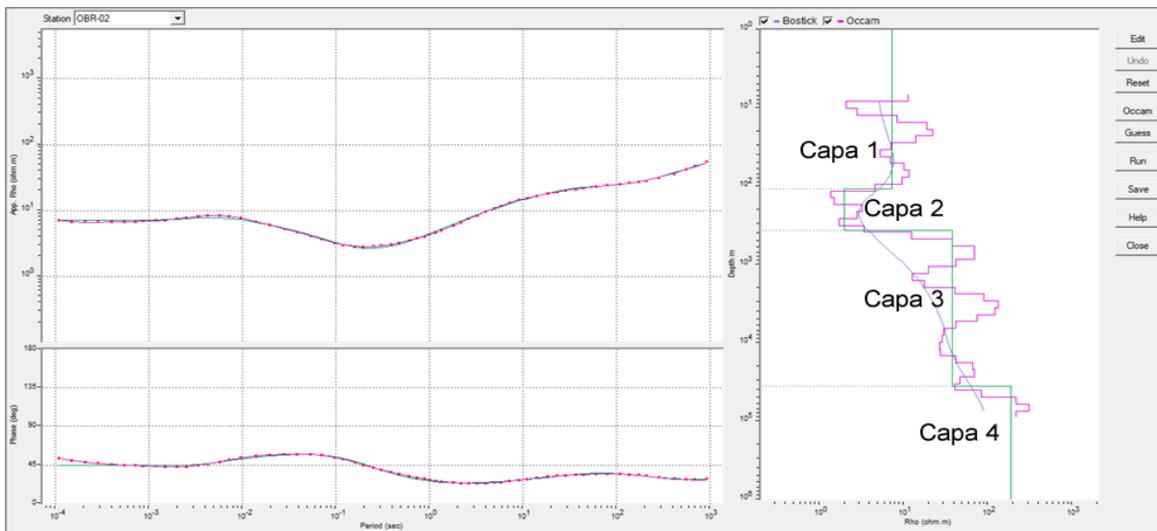


Figura 7.2 Modelado 1D de un sondeo MT

## 8. ANÁLISIS DE DATOS.

Se analizaron datos de flujo de calor con la finalidad de obtener un panorama general de la zona (áreas calientes y frías), dichos resultados se presentan en mapas de flujo de calor, isoterma a 90 cm y gradiente térmico del subsuelo. Se trazaron perfiles, sustentados en la información térmica. Estos perfiles se trabajaron tanto con gravimetría como con MT-TDEM (resistividad eléctrica).

En el siguiente mapa (Figura 8.1) se presenta la distribución espacial de los datos que se analizaron (Gravedad, MT-TDEM y Temperatura). Además, se ilustran estructuras geológicas y el perfil (O-E) que se ha trabajado en el análisis de la gravimetría, MT-TDEM y flujo de calor.

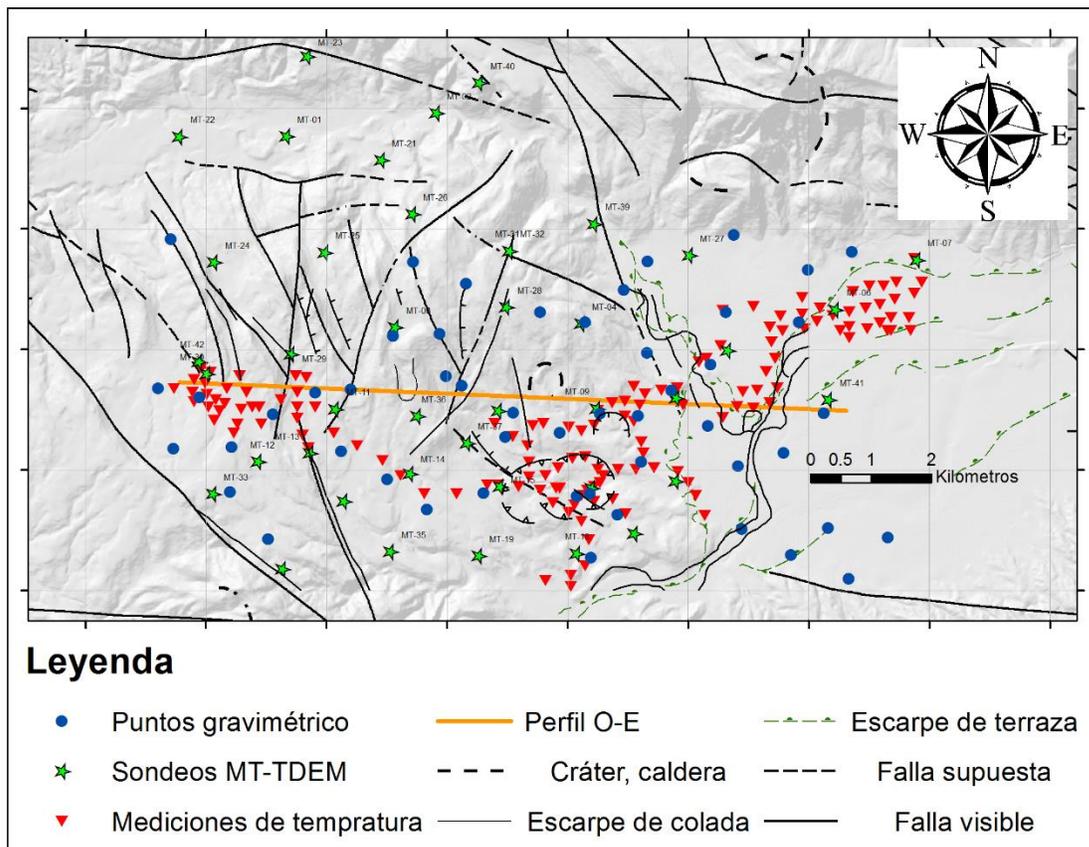


Figura 8.1 Mapa ubicación de las estaciones de medición geofísicas para los diferentes métodos (Gravimetría, MT-TDEM y Temperaturas)

## 8.1. Flujo de Calor

A partir de una base de datos previamente procesada, se han generado mapas de isocontornos de los parámetros: Isoterma a 90 cm, Gradiente de temperatura en °C/m y flujo de calor en HFU. Dichos mapas se presentan en la figura.

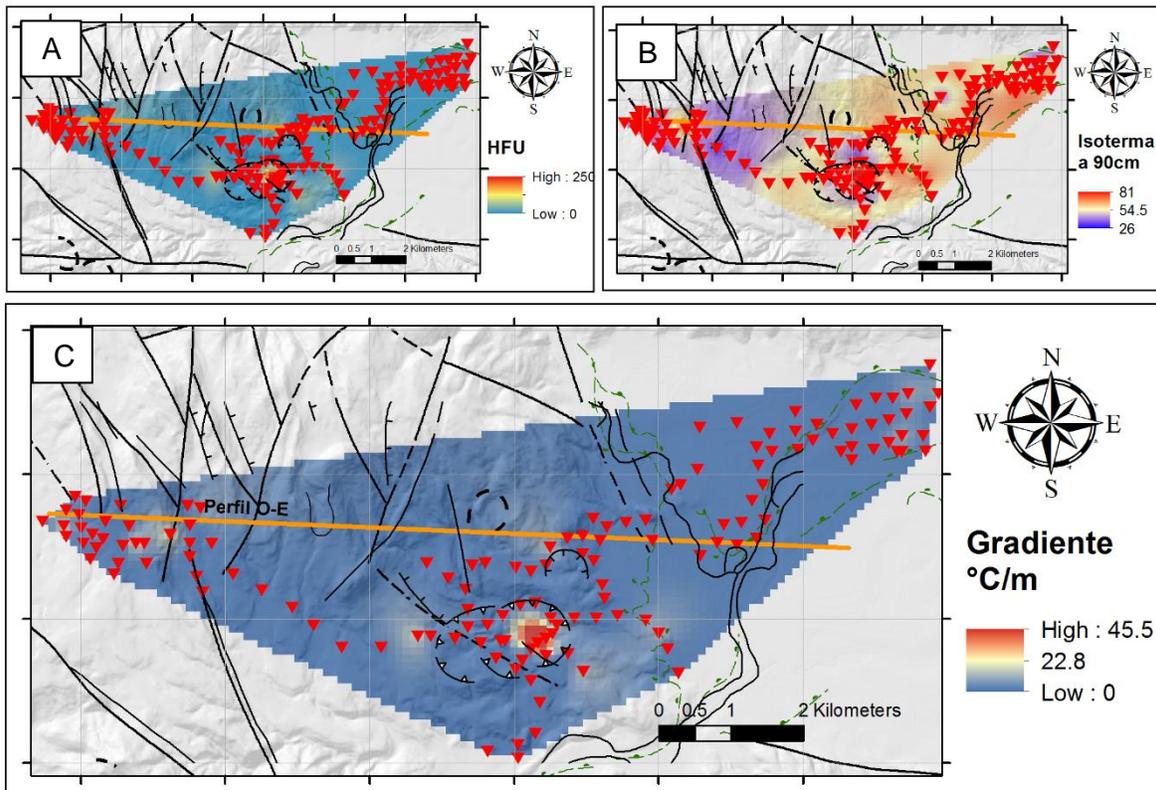


Figura 8.2 Mapas de Análisis Térmico. (A) Mapa de Flujo de Calor en HFU. (B) Mapa de Isotermas a 90 cm de profundidad. (C) Mapa de gradiente térmico.

En el mapa de gradiente térmico (C), se observan que los mayores gradientes están asociados a estructuras geológicas circulares y llegan a valores cercanos a 40 °C/m, muy por encima del valor promedio mundial. El mapa de isoterma a -90 cm (B), tiene un máximo muy marcado cercano a los 80°C, que también se relaciona con las mismas estructuras geológicas circulares. Finalmente, el mapa correspondiente a flujo de calor (A), muestra el mismo comportamiento con máximos entorno a los 250 HFU, que es consistente con las estructuras geológicas circulares. El perfil de trabajo fue trazado de tal forma que atraviesa la mayor cantidad de anomalías gravimétrica y que pase lo más cercano a las estructuras geológicas circulares calientes.

## 8.2. Gravimetría

Para el análisis gravimétrico, se cuenta con una base de datos previamente procesada, estos que incluye información sobre las coordenadas, elevación, gravedad absoluta, gravedad teórica, corrección de aire libre, anomalía de Bouguer para diferentes densidades (1.8, 2, 2.1, 2.2, 2.3, 2.4, y 2.67 kg/m<sup>3</sup>) y la corrección de terreno. Estas medidas se realizaron en un área de interés geotérmico de El Salvador.

### 8.2.1. Control de calidad de los datos

Inicialmente se procedió a verificar la calidad de los datos, verificando que las medidas tengan un comportamiento congruente con la elevación de cada punto. Los puntos anómalos se logran identificar al graficar la gravedad absoluta (observada) contra la elevación de cada punto. Los datos que se salen de la línea de tendencia deben ser descartados (Figura 8.3).

En esta gráfica se verifica una correlación lineal inversa, no observándose puntos que se salgan de la tendencia. El coeficiente de correlación obtenido es de 0.9936, lo que indica que se tiene buena calidad en los datos.

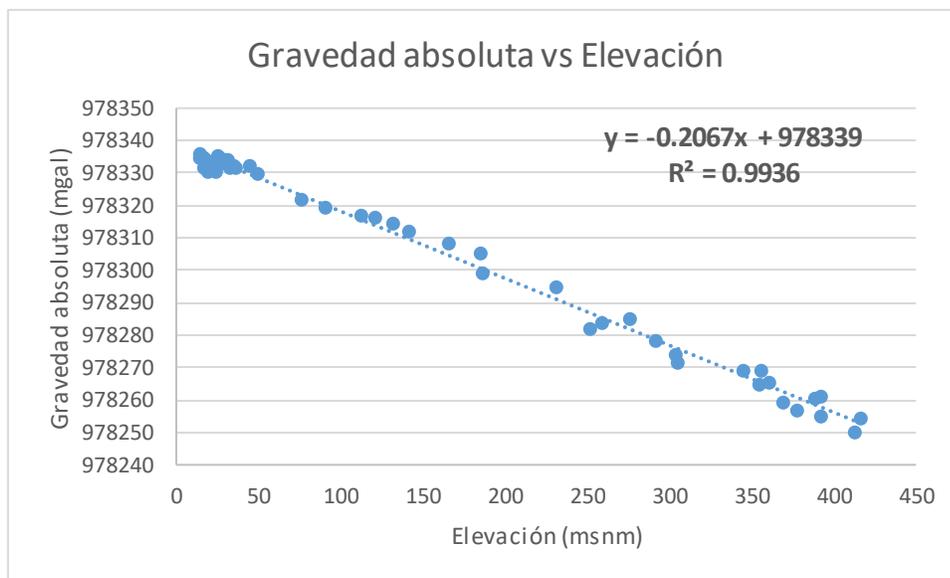


Figura 8.3 Verificación de la calidad de los datos

### 8.2.2. Selección de densidad de trabajo (método de Nettleton)

Para inferir la densidad de trabajo se ha trazado un perfil en dirección del Oeste al Este (Figura 8.4), a lo largo del cual, se han extraído valores de elevación y de anomalías de Bouguer para las densidades: 1.8 g/cm<sup>3</sup>, 2.0 g/cm<sup>3</sup>, 2.1 g/cm<sup>3</sup>, 2.2 g/cm<sup>3</sup>, 2.3 g/cm<sup>3</sup>, 2.4 g/cm<sup>3</sup> y 2.67 g/cm<sup>3</sup>.

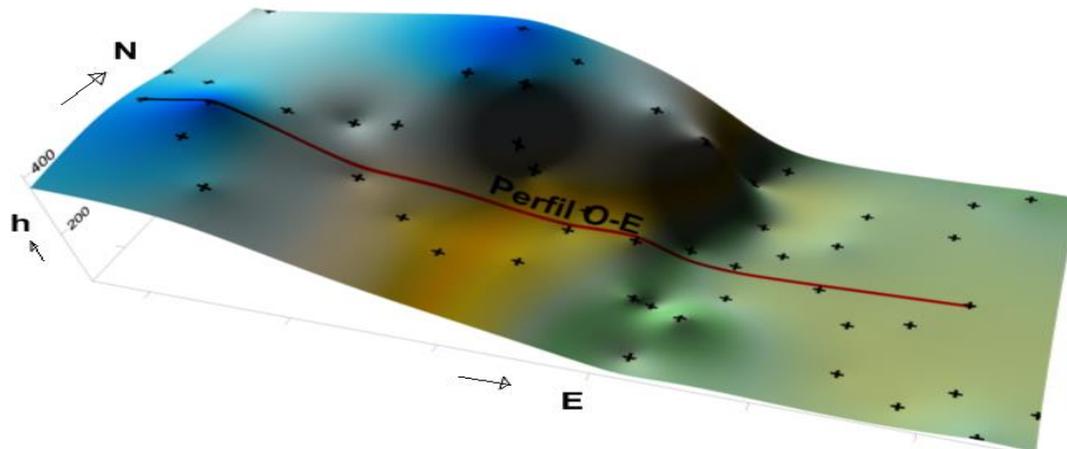


Figura 8.4 Vista en 3D de la superficie del terreno en el que se muestra el perfil O-E tomado para determinar la densidad por el método de Nettleton

En la Figura 8.5 se muestran las series de anomalías de Bouguer para diferentes densidades junto al perfil topográfico. Al utilizar el criterio antes descrito se determinó que la densidad de  $2.3 \text{ g/cm}^3$  es la que obtiene menor correspondencia con el perfil topográfico

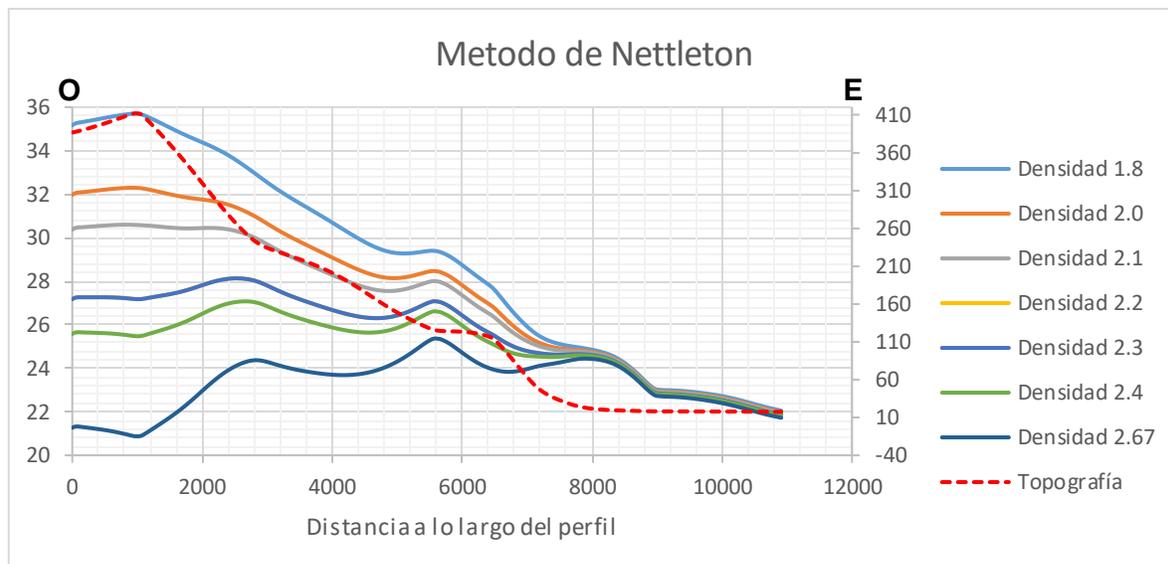


Figura 8.5 Grafico de anomalías de Bouguer para diversas densidades (Escala a la izquierda en mgal) junto a perfil topográfico (escala a la derecha en msnm); el eje horizontal representa la distancia a lo largo del perfil

Debido a que se cuenta con la corrección de terreno, esta se aplica a los datos de anomalía de Bouguer con densidad de  $2.3 \text{ g/cm}^3$  para obtener los datos de la anomalía de Bouguer completa (gt) y generar a partir de estos datos el mapa de isocontornos para su respectivo análisis.

### 8.2.3. Mapa de isocontornos: Anomalía completa de Bouguer, Regional y Residual

A partir de los datos de la anomalía de Bouguer completa (gt) se ha generado el mapa de isocontornos (Figura 8.6). En el mapa de anomalía regional se observa una marcada disminución en dirección NE que va desde máximos entorno a los 29.5 mGal llegando a un mínimo cercano a los 23 mGal, para luego recuperar y llegar a 26 mGal. Este mapa también presenta una tendencia suave al alza en dirección NO. Por otra parte, el mapa de anomalía completa hereda las tendencias regionales, presentando islas anómalas generadas por la corrección topográfica y pueden estar relacionadas con cuerpos de diferentes densidades a profundidades someras.

La anomalía regional puede ser obtenida a partir de una interpolación por regresión polinomial, para este caso específico se usó un polinomio de grado 3; con esto se genera un mapa que representa el promedio del comportamiento de los datos. En la Figura 8.6 se muestran los mapas de la anomalía de Bouguer completa, junto al mapa de anomalía regional.

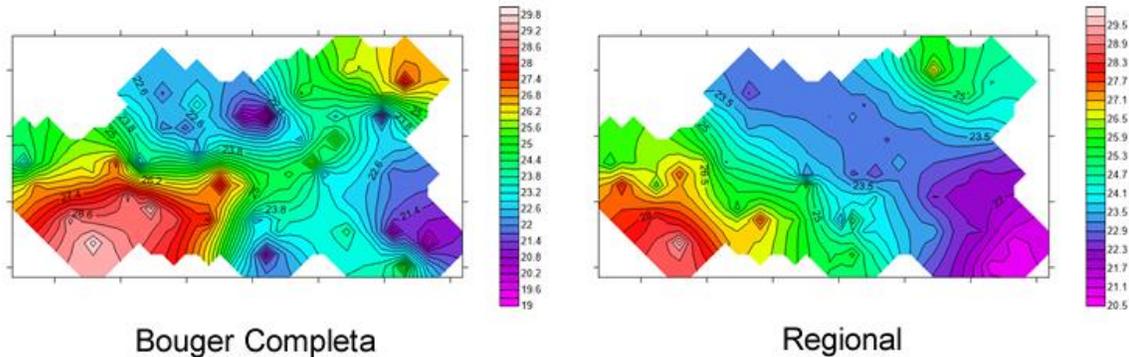


Figura 8.6 Mapa de Gravedad Completa de Bouguer y Anomalía Regional medidos en mGal.

Posteriormente puede ser calculada la anomalía residual (Figura 8.7) al hacer operaciones matemáticas de grid, restando a la anomalía de Bouguer completa, la anomalía regional. Este mapa se correlaciona con el mapa de estructuras geológicas.

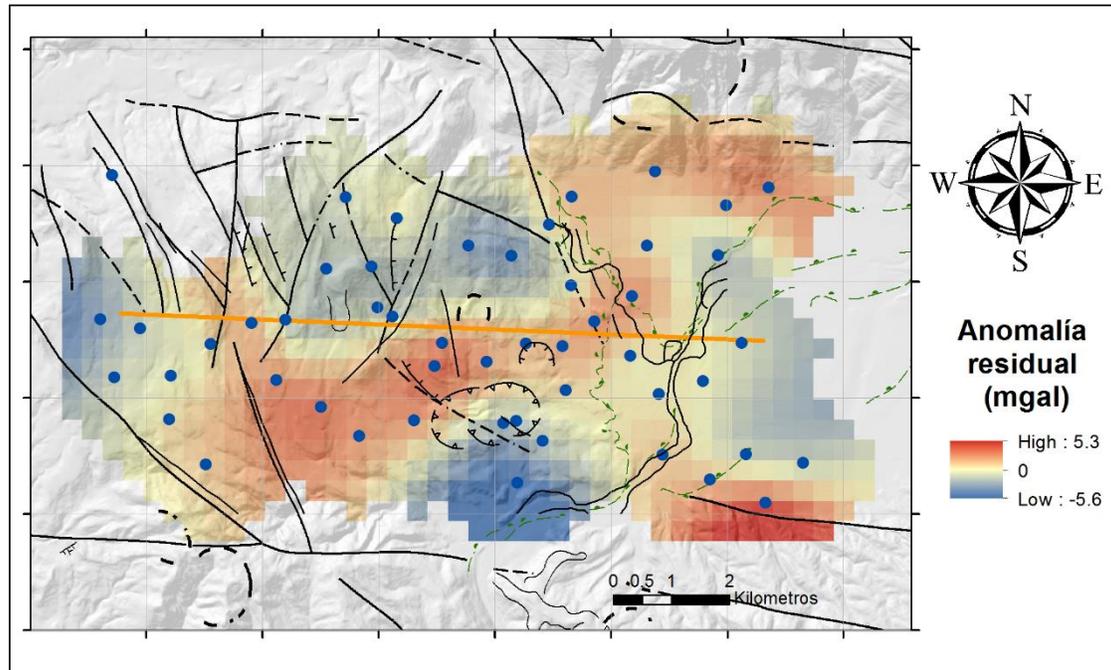


Figura 8.7 Mapa de anomalía residual gravimétrica de Bouguer. En el mapa también se ilustran estructuras geológicas y las estaciones gravimétricas (estrellas rojas).

En el mapa anterior se pueden observar ciertos contrastes entre anomalías gravimétrica positivas y negativas. Un tren de alto gravimétrico aparece en dirección OSO-ENE. Por otro lado, en el lado oeste del mapa se observa una tendencia de anomalía gravimétrica positiva en dirección SSE-NNO, coincidiendo con la dirección de fallas. Inicialmente se podría pensar que las áreas delimitadas por el gravimétrico positivo serían de mayor interés geotérmico.

### 8.3. Magneto Telúrica

Dentro del análisis de la información, se realizó el modelamiento unidimensional en donde fueron asignados espesores y resistividades a capas discretas (modelo Bostick), tomando como referencia un modelado multicapas (modelo Occam) diseñado por el software. Es posible obtener la profundidad máxima de la última capa, a partir del valor de frecuencia más bajo y la resistividad medida, empleando la ecuación de skin depth o penetración nominal.

Con esta ecuación se estima coherentemente los puntos de inflexión dentro de la curva y se ajusta el modelo de capas discretas unidimensional, además se conoce la profundidad máxima de penetración de cada estación. Se obtuvieron modelados 1D de 4 a 7 capas. Se construyó un perfil en dirección O-E a partir del modelado 1D, en el que se observa una discontinuidad cercana a los 4500 metros de longitud, zona que puede estar asociada con el ascenso de fluidos geotérmicos (Figura 8.8).

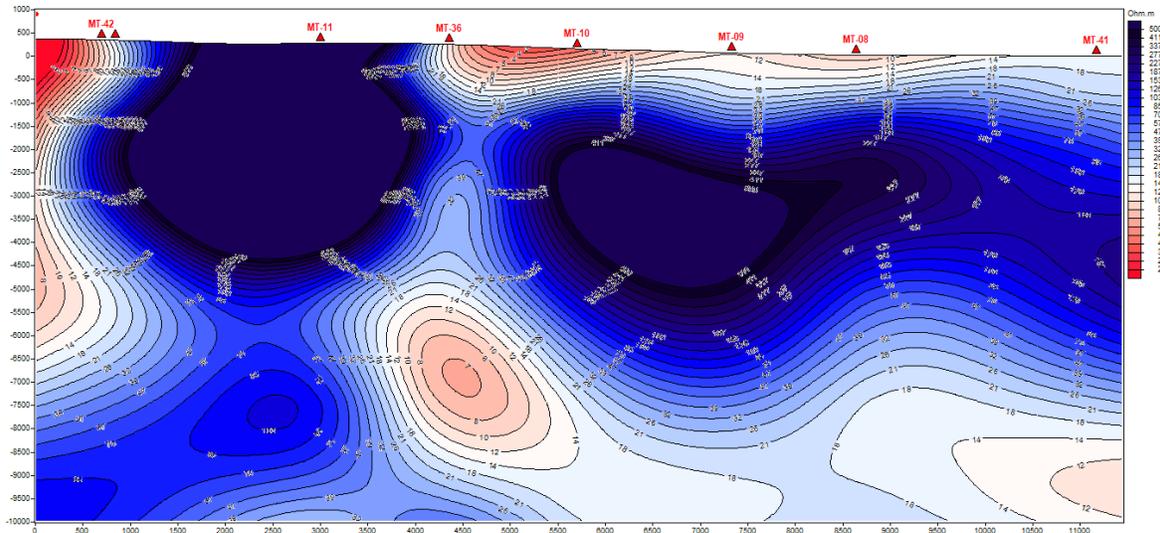


Figura 8.8 Perfil MT en dirección O-E de resistividad eléctrica de las rocas

También se generaron mapas en planta de la resistividad eléctrica, a diferentes elevaciones (0 msnm, -500 msnm, -1000 msnm y -1500 msnm). Estos se muestran en la Figura 8.9, pudiendo observar en el mapa a -500 msnm; un área conductiva (colores rojizos) que puede estar asociada con la capa sello de un posible reservorio geotérmico (área posible).

En el mapa a -1000 msnm se muestran un área de anomalía resistiva, que estaría representando en este caso la cúpula resistiva siendo la zona probable, el área barrida con valores de resistividad arriba de 26 ohm-m. A -1500 msnm la anomalía resistiva se amplía a una extensión de mayor área.

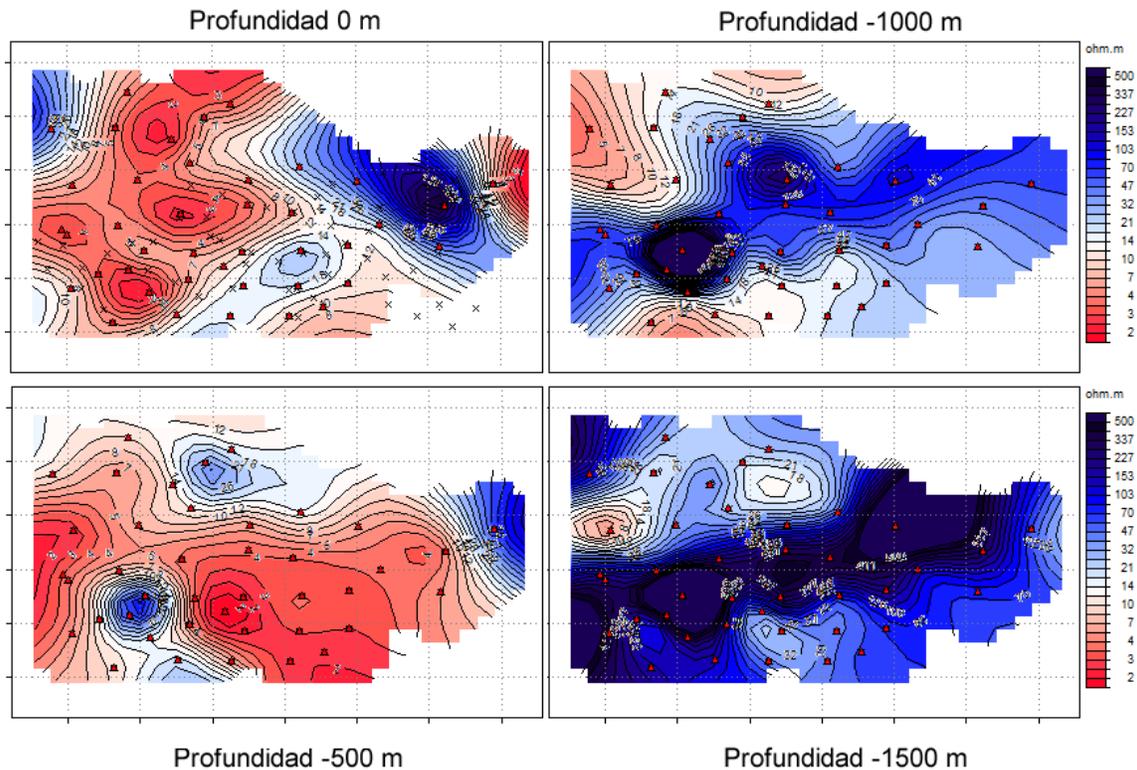


Figura 8.9 Mapas en planta de resistividad eléctrica a elevación constante.

También es importante destacar que el alto resistivo que aparece desde los -1000 msnm se correlaciona bastante bien con el tren de alto gravimétrico revelado en el mapa de anomalía residual (Figura 8.7).

## 9. RESULTADOS.

### 9.1. Modelamiento 2D

Se realizó un perfil gravimétrico, el primero en dirección O-E (Figura 8.1). Sobre estos perfiles se construyeron modelos 2D, consistentes en una distribución de cuerpos con distintas densidades, que se ajusten a una curva gravimétrica obtenida con las estaciones gravimétricas medidas y se apoya en la información de resistividad dada por el MT-TDEM.

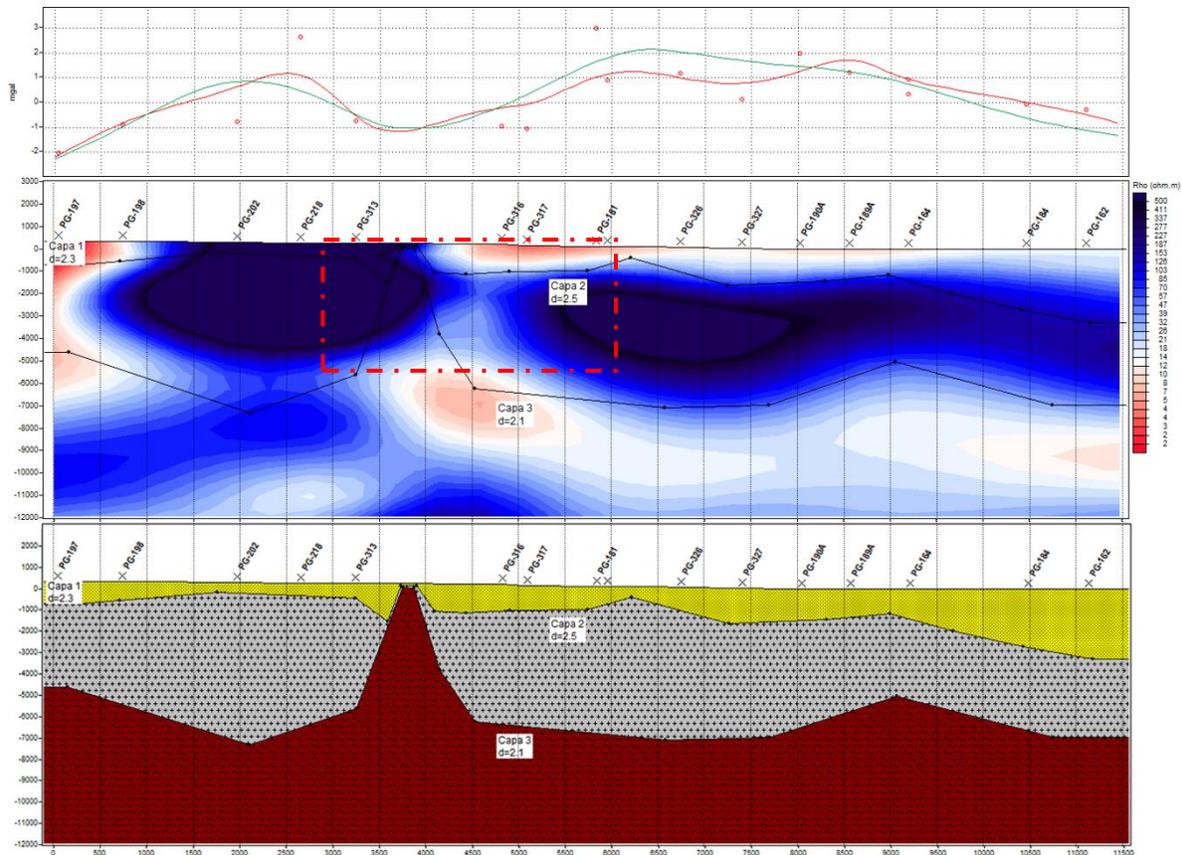


Figura 9.1 Modelamiento 2D de perfil O-E. El cuadro de línea roja discontinua marca la zona de interés que se modelara conceptualmente.

Se ajustó la curva gravimétrica del perfil, con una distribución de cuerpos de distintas densidades, utilizando como criterios la información de resistividad eléctrica y las estructuras geológicas mapeadas en el mapa de planta (Figura 8.1). En específico, se modeló la discontinuidad resistiva lateral como una falla. Introduciendo en el modelo inverso una capa de menor densidad ( $2.1 \text{ g/cm}^3$ ) que divide el basamento (densidad  $2.5 \text{ g/cm}^3$ ).

## 9.2. Modelo Conceptual

Al integrar la información geofísica analizada disponible (resistividad eléctrica, gravedad y flujo de calor), es posible construir un modelo conceptual preliminar, en donde se identifican la posible fuente de calor, la zona de ascenso de fluidos, capa sello y reservorio. Dicho modelo es montado sobre el perfil O-E que se ha trabajado, enfocándose en una zona acotada de este (Figura 9.1).

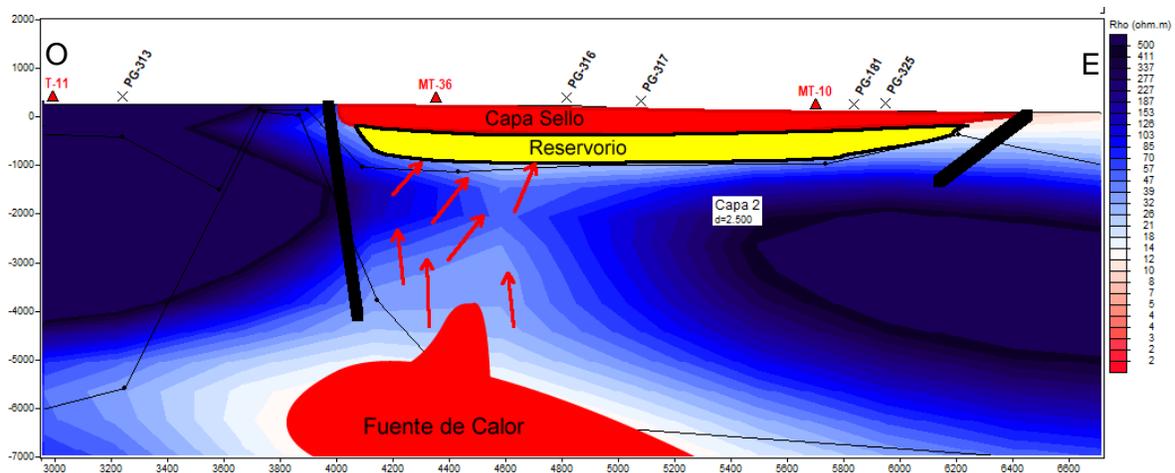


Figura 9.2 Modelo geofísico conceptual preliminar.

La fuente de calor ha sido asociada con una anomalía conductiva que posee valores entre 2 y 10 ohm-m. La zona asociada a la capa sello y el reservorio, se relacionan con la anomalía conductiva más superficial y la zona de transición conductivo-resistiva respectivamente. Además, es importante destacar que el sistema se encuentra confinado entre dos estructuras de tipo falla, que son indicadas en el mapa en planta (Figura 8.1) y son reflejadas tanto en el perfil de densidades (gravimetría) como en el de resistividad eléctrica (MT-TDEM). La dirección posible de ascenso de fluidos es representada por las flechas rojas y es controlada por el sistema de fallas anteriormente mencionado, este sistema también influencia la dirección lateral de los fluidos dentro del reservorio, los cuales descargan hacia el Este.

### 9.3. Caso Chile: Perfil MT-TDEM.

Para el caso de estudio en Chile se contaba con información Gravimétrica regional, la cual posee una distancia Inter estación promedio de 5 Km y además la ubicación de esta información no coincidió con el área de ubicación de un perfil MT compuesto por 11 estaciones, por lo que se consideró no conveniente analizar la información gravimétrica y su correlación con los datos MT.

El perfil MT-TDEM compuesto por 11 estaciones se analizó por estar vinculado a un área de interés geotérmica. Se analizó este perfil mediante modelos 1D y sus correlaciones están mostrada en la Figura 9.3.

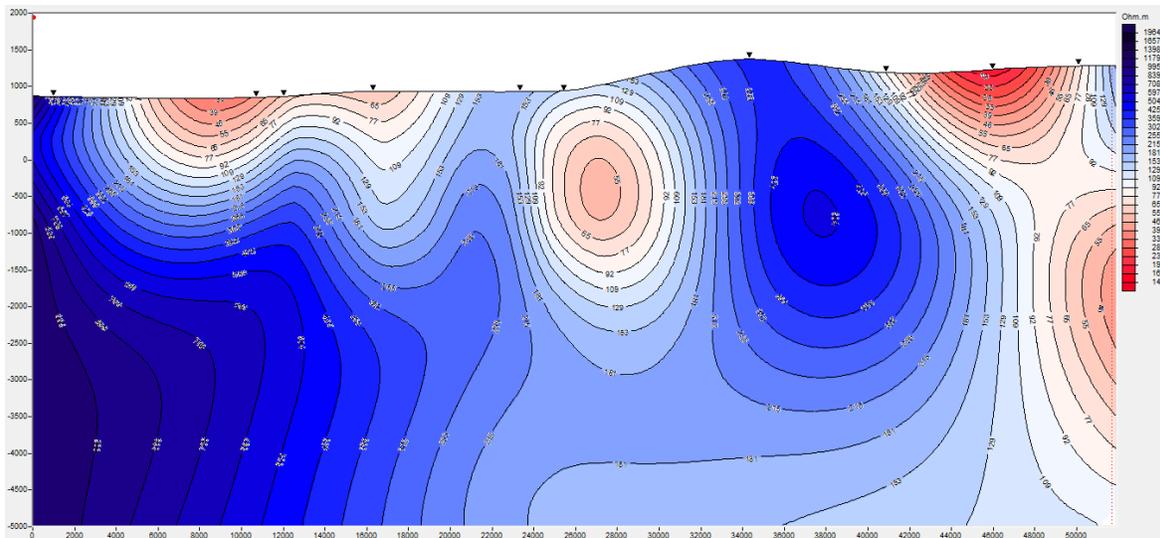


Figura 9.3 Perfil de sondeo MT-TDEM para el caso de Chile

El mapa resistividad muestra zonas conductivas algo someras que pueden ser asociados a alteraciones hidrotermales. También se observa una discontinuidad lateral de resistividad que puede ser debida a la presencia de una estructura geológica que actúa como barrera. Sin contar con más información geofísica y/o geológica, es difícil realizar mayores interpretaciones y mucho menos construir un modelo conceptual preliminar. Por otra parte, los resultados obtenidos de este perfil, basándose en las anomalías resistivas sugieren la realización de posteriores estudios más acabados.

## 10. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.

- Se logro integrar la información geofísica disponible para la zona geotérmica de El Salvador construyendo un modelo conceptual preliminar, el cual situó la fuente de calor a -5000 msnm asociado a un conductivo profundo. La capa sello se modelo entorno a conductivo superficial con un espesor de 500 m. Bajo esta se situó el reservorio.
- Los modelamientos magnetotelúricos 1D proporcionaron los criterios para el ajuste del modelado gravimétrico, delimitando los espesores de cada capa en las zonas del perfil donde la información de pozos fue limitada o inexistente.
- De acuerdo con el mapa de anomalía completa de Bouguer para una densidad de  $2.3 \text{ g/cm}^3$  reconoce cierto lineamiento estructural con anomalía gravimétrica positiva en dirección SSE-NNO, coincidiendo con la dirección de fallas.
- El sistema geotérmico se encontraría confinado entre un sistema de fallas, el cual posiblemente controla el patrón de flujo.

- Se recomienda que, para el caso de Chile, se realice gravimetría local junto con más sondeos MT-TDEM, para complementar la información existente y poder realizar un modelamiento 2D.

## 11. Agradecimientos

Agradecemos en primer lugar a nuestras familias por el apoyo incondicional que nos han brindado para llevar adelante este diplomado y concluirlo con éxito.

A las instituciones UES, LAGEO, UNU-GTP y NDF, que hicieron posible la realización de este proyecto muchas gracias por confiar en nosotros y brindarnos la oportunidad de ser partícipes en este Diplomado que sin duda alguna aportará en gran medida a nuestro crecimiento profesional.

Agradecemos profundamente a nuestros asesores José Rivas y Pedro Santos. Y a nuestros amigos que nos han acompañado y ayudado a madurar este proyecto.

A todos, muchas gracias.

## BIBLIOGRAFÍA

Árnason, K., 1989. Central loop transient electromagnetic sounding over a horizontally layered earth. *Orkustofnun, Reykjavík, report OS-89032/JHD-06*, p. 129.

Cagniard, L., 1953. *Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting*, s.l.: Society of Exploration Geophysicists.

Castro Serrano, L. E., 2003. *Programa de aplicación para flujo de calor*, s.l.: s.n.

Clarke, J. y otros, 1983. Remote-reference magnetotellurics: equipment and procedures. *Geophysical Prospecting*, pp. 149-170.

Dobrin, M. B. & Savit, C. H., 1988. *Introduction to geophysical prospecting*. 4 ed. s.l.:McGRAW-HILL INTERNATIONAL EDITIONS.

Flóvenz, Ó. G., Hersir, G. P., Ármannsson, H. & Fridriksson, T., 2012. Geothermal Energy Exploration Techniques. In: *Syigh, A, (ed.) Comprehensive Renewable Energy, Volume 7, Elsevier, Oxford*, pp. 51-95.

Gamble, T. D., Goubau, Wolfgang, M. & Clarke, J., 1979. Magnetotellurics with a remote magnetic reference. *Geophysics*, pp. 53-68.

Gichira, Joseph & others, 2012. Joint 1D inversion of MT and TEM data from Menengai geothermal field, Kenya. *United Nations University*.

Keller & Frischknecht, 1966. *Electrical methods in geophysical prospecting*.

Lichoro, Mutura & others, 2013. Multi-dimensional interpretation of electromagnetic data from Silali geothermal field in Kenya: Comparison of 1-D, 2-D and 3-D MT inversion. *Doctoral dissertation*.

Nettleton, L. L., 1976. Gravity and magnetics in oil prospecting. *McGraw-Hill Companies*.

Simpson, F. & Bahr, K., 2005. *Practical magnetotellurics*. Cambridge University Press.

Teklesenbet, A., 2012. Multidimensional inversion of MT data from Alid Geothermal area, Eritrea. Comparison with geological structures and identification of a geothermal reservoir.

Tikhonov, A. N., 1950. Determination of the electrical characteristics of the deep strata of the earth's crust. *Dok. Akad. Nauk. SSSR*, pp. 295-297.

Valenta, J., 2015. Introduction to Geophysics. Lecture Notes. *Czech Republic, Development Cooperation*.

Vozoff, K., 1991. The magnetotelluric method. In *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*. Society of Exploration Geophysicists, pp. 641-712.

Vozoff & Vozoff, K., 1972. The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins. *Geophysics*, pp. 98-141.

