

UNIVERSIDAD DE EL SALVADOR
FACULTAD DE INGENIERIA Y ARQUITECTURA
ESCUELA DE POSGRADO

DIPLOMADO EN GEOTERMIA PARA AMERICA LATINA
EDICION 2017



MODELO GEOFÍSICO INTEGRADO DE UN SISTEMA
GEOTÉRMICO DE ALTA ENTALPÍA

PRESENTAN:

María Florencia Ahumada
Rosmery Nery Flores Jacobo

ASESOR:

Lic. Pedro Antonio Santos

CIUDAD UNIVERSITARIA, NOVIEMBRE 2017

CONTENIDO

RESUMEN.....	1
I. INTRODUCCIÓN	2
II. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	2
III. JUSTIFICACION DEL ESTUDIO	3
IV. OBJETIVOS	3
General:	3
Específicos:	3
V. MARCO TEÓRICO.....	3
V.1 METODOS GEOFISICOS APLICADOS EN LA ZONA DE ESTUDIO	3
V.1.1 METODO MAGNETOTELURICO MT.....	3
V.1.2 METODO ELECTROMAGNETICO EN DOMINIO DE TIEMPO	9
V.1.3 CORRECCION STATIC SHIFT	10
V.2 MÉTODO GRAVIMÉTRICO	11
V.3 MÉTODO MAGNETOMÉTRICO	15
VI. METODOLOGÍA	19
VII. ANÁLISIS DE DATOS	20
VII.1. PROCESAMIENTO MT	20
VII.2. PROCESAMIENTO DE DATOS GRAVIMÉTRICOS	25
VII.3. PROCESAMIENTO DE DATOS MAGNÉTICOS.....	27
VIII. PRESENTACIÓN DE LOS RESULTADOS	29
VIII. 1. Resultados MT	29
VIII.2 Resultados Gravimetría	31
VIII. 3 Resultados Magnetometría	34
VIII. 4 Modelo Geofísico Integrado	39
IX. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	41
XI. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	42

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Arreglo geométrico del equipo en campo.	6
Figura 2. Diagramas polares del tensor de impedancia (Tomado de Berdichevsky, M. N., y V.I.Dmitriev, 2002).....	9
Figura 3. Configuración TDEM del loop central (Tomado de Arnason, 1989).	10
Figura 4. Muestra un sondeo MT con efecto de static shift y un sondeo corregido.	11
Figura 5. El punto P en un sistema de coordenadas cartesianas. Las tres componentes del vector B son: B_x en la dirección norte, B_y en la dirección Este y B_z hacia abajo. La inclinación es el ángulo B respecto a la horizontal y la declinación D es el azimuth de la proyección de B . (Blakely, 1996).17	17
Figura 6. Curva de resistividad yx (azul), xy (rojo) y curva de TDEM (verde) para la corrección de static shift (recuadro negro).	21
Figura 7. Diagramas polares para 0.5 Hz.	22
Figura 8. Vector de inducción para 0.5 Hz.	22
Figura 9. Mapa de strike para 0. 5 Hz.	23
Figura 10. Modelado 1D de uno de los sondeos MT.	24
Figura 11 Mapa que muestra la orientación de los perfiles 2D realizados (suroeste- noreste) (Perfil 1y 3).....	25
Figura 12.Parámetros de ingreso para obtener las correcciones de Bouguer y aire libre.	26
Figura 13. Anomalías de Bouguer simple y completa.	26
Figura 14. Separacion de la Regional – Residual.	27
Figura 15. Parámetros para calcular el (IGRF).	27
Figura 16. Cálculo de la reducción al polo magnético.	28
Figura 17. Cálculo de la señal analítica.	28
Figura 18. Cálculo de la Derivada Tilt.	29
Figura 19. Modelo magnetotelúrico 2D (Perfil 1), las flechas amarillas indican el posible patrón de circulación de los fluidos.....	30
Figura 20. Modelo magnetotelúrico 2D (Perfil 3), las flechas amarillas indican el posible patrón de circulación de los fluidos.....	30
Figura 21. Mapas de distribución de resistividad eléctrica a diferentes profundidades, donde se muestran las áreas potenciales para realizar pozos exploratorios (línea negra entrecortada).	31
Figura 22.Mapa de Anomalía de Bouguer, se muestra resaltado las anomalías principales.....	32
Figura 23. Mapa de Residual Gravimétrica, se muestra resaltado las anomalías principales.	33
Figura 24. Mapa de Regional Gravimétrica.....	33
Figura 25. Mapa de lineamientos Gravimétricos.	34
Figura 26. Mapa Magnético del campo total, resaltado la anomalía magnética.....	35
Figura 27. Mapa de Señal Analítica a partir del campo magnético.	36
Figura 28. Mapa de Reducción al Polo magnético, resaltando la anomalía magnética.	37
Figura 29. Áreas de potencial geotérmico propuestas a partir de Gravimetría y Magnetometría....	38
Figura 30. Perfil de resistividad eléctrica, donde se muestran los componentes principales de sistema geotérmico.	39
Figura 31. Modelo geofísico conceptual en planta.....	40

RESUMEN

En el presente trabajo se exponen los resultados del procesamiento, análisis e integración de diferentes datos geofísicos (gravimetría, magnetometría, magnetotelúrica y TDEM), en forma de mapas y perfiles (2D), dentro de un área donde se ha identificado la presencia de un sistema geotérmico de alta entalpía. Este estudio pretende obtener un modelo geofísico integrado, en el cual se determine la distribución espacial y la geometría de los principales componentes del sistema geotérmico (fuente de calor, reservorio y capa sello), así como de las principales estructuras que actuaría como vías de ascenso de los fluidos hidrotermales. A partir del modelamiento e inversión 1D y 2D de datos magnetoteluricos (MT) se obtuvieron mapas y perfiles de resistividad eléctrica. Además, se obtuvieron mapas de gravimetría y magnetometría con el fin de detectar las principales estructuras. Los resultados muestran una anomalía conductiva ($< 10 \Omega \cdot m$) desde la superficie hasta los 2000 metros de profundidad, asociada a la capa sello (*clay cap*), una anomalía resistiva ($10-60 \Omega \cdot m$) desde los 2000 metros hasta los 4500 metros de profundidad posiblemente vinculada al reservorio y una anomalía conductiva a los 10000 metros de profundidad, probablemente asociada a la fuente de calor del sistema geotérmico. Del análisis de los datos gravimétricos se identificó una anomalía positiva controlada por los principales lineamientos con dirección noroeste-sureste y a partir de los datos magnéticos se detectó una anomalía negativa en la parte central del área de estudio. Los principales sistemas estructurales que controlan el sistema geotermal tienen dirección noroeste-sureste y norte-sur.

I. INTRODUCCIÓN

En el marco del “Diplomado en Geotermia para América latina 2017, el cual requiere como requisito conclusivo, la presentación de un Trabajo Final para la aprobación del Diplomado de Especialización en Geotermia, se realizó el presente trabajo titulado “Modelo geofísico integrado de un sistema geotérmico de alta entalpía”.

Los estudios geofísicos son el único medio que permiten delinear las características del subsuelo en profundidad, además de las perforaciones. Pueden ser usados para cubrir grandes áreas en un corto periodo de tiempo y a mucho menor costo, cuando se lo compara con los costos de una perforación.

Además, de las principales características estructurales superficiales y profundas, abordan otras cuestiones relacionadas con la exploración geotermal. Incluyendo la fuente de calor, extensión del reservorio en profundidad, zona de ascenso fluidos, áreas altamente permeables y evaluación del potencial energético. Las técnicas geofísicas pueden proveer insumos valiosos para entender el movimiento de los fluidos de sistema geotérmico en estudio. Las anomalías geofísicas asociadas con los prospectos geotermiales son usualmente causadas por contraste entre las propiedades físicas de las rocas y fluidos dentro o cerca del reservorio y lo que está afuera. Las propiedades físicas más comunes que son detectadas en una exploración geofísica son la temperatura, resistividad, densidad, porosidad, susceptibilidad magnética y velocidades sísmicas.

El objetivo principal de este trabajo fue obtener un modelo geofísico integrado de un sistema geotérmico de alta entalpía (según datos de geotermómetros), a partir de datos de gravimetría, magnetometría, magnetotelúrica (MT) y TDEM, para proponer posibles áreas para realizar pozos exploratorios.

II. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Las investigaciones geofísicas constituyen una parte esencial de cualquier programa de exploración, en conjunción con estudios geológicos, hidrogeológicos y geoquímicos. Ayudan a la identificación de los principales elementos de un sistema geotérmico (fuente de calor, reservorio, capa sello, etc.).

La elaboración de un modelo conceptual consistente con la información disponible es el elemento más importante a la hora de definir un *target* de perforación geotérmica o evaluar la capacidad del recurso. Por ello se decidió abordar esta problemática mediante la confección de un modelo geofísico integrando diferentes técnicas (MT/TDEM, gravimetría y magnetometría).

III. JUSTIFICACION DEL ESTUDIO

La determinación de zonas promisorias para continuar con los trabajos de exploración que permitan ampliar la capacidad del recurso actual es una de las cuestiones más importantes durante el desarrollo de un campo geotérmico en explotación. Se pretende confeccionar un modelo geofísico integrado de la zona de estudio para que a futuro sirva de ayuda para proponer posibles áreas para realizar pozos exploratorios del recurso geotérmico.

IV. OBJETIVOS

General:

Obtener un modelo geofísico integral de un sistema geotermal de alta entalpía.

Específicos:

- Aplicar diferentes técnicas de análisis e interpretación de datos geofísicos.
- Identificar los principales sistemas estructurales predominantes en la región, a partir de datos gravimétricos y magnetométricos.
- Identificar los límites del sistema geotermal.
- Identificar y caracterizar el reservorio y capa sello asociada al sistema geotérmico, a partir de datos MT y TDEM.
- Identificar la posible fuente de calor del sistema.
- Proponer áreas potenciales para realizar pozos exploratorios.

V. MARCO TEÓRICO

V.1 METODOS GEOFISICOS APLICADOS EN LA ZONA DE ESTUDIO

V.1.1 METODO MAGNETOTELURICO MT

La magnetotelúrica (MT) es una técnica de exploración geofísica de fuente natural basada en el fenómeno de la inducción electromagnética. La fuente externa se asocia tanto a las perturbaciones electromagnéticas producidas por las tormentas, como a las corrientes ionosféricas, que en ambos casos inducen en el subsuelo unas densidades de carga y corrientes eléctricas cuya distribución depende de la resistividad eléctrica del subsuelo. En el método MT se asume que los campos en la superficie pueden ser considerados como ondas planas. La determinación de la distribución de resistividad es el objetivo del método magnetotelúrico (Simpson y Bahr, 2005).

Los campos electromagnéticos dentro de un material en un marco de referencia no acelerado pueden ser completamente descritos por las ecuaciones de Maxwell, quien, en 1873, formula las ecuaciones básicas que relacionan los campos eléctrico y magnético. Para

la base teórica del método, estas relaciones se completan con las denominadas ecuaciones de continuidad, que especifican el comportamiento de los campos eléctrico y magnético para medios con discontinuidades. A partir de estas ecuaciones, se puede determinar el comportamiento de una onda de MT durante su propagación por un medio determinado.

a) Ley de Faraday: Establece que el voltaje inducido en un circuito cerrado es directamente proporcional a la rapidez con que cambia en el tiempo el flujo magnético que atraviesa una superficie cualquiera con el circuito como borde. Por el Teorema de Stokes, se obtiene la forma diferencial:

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad \text{Ecuación (5.1)}$$

Donde, \vec{E} : intensidad del campo eléctrico (Volt/m)

\vec{B} : inducción magnética (W/metro²)

b) Ley de Ampère: En su forma original, se basa en la observación de que una corriente eléctrica, J, genera un campo magnético B, y los relaciona en forma diferencial, de la siguiente manera:

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{J} \quad \text{Ecuación (5.2)}$$

Donde, \vec{H} : intensidad del campo magnético (Ampère/metro)

\vec{J} : densidad de corriente eléctrica (Ampère/ metro²)

Ley de Ampère-Maxwell o Ley de Ampère: Generalizada es la misma ley corregida por Maxwell que introdujo la corriente de desplazamiento, que en forma diferencial para medios materiales:

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad \text{Ecuación (5.3)}$$

Donde, \vec{D} : vector de desplazamiento eléctrico (Coulomb/m²)

c) Ley de Gauss: El flujo del campo eléctrico a través de una superficie cerrada es igual al cociente entre la carga (q) o la suma de las cargas que hay en el interior de la superficie y la Permitividad eléctrica en el vacío (ϵ_0), que en forma diferencial se expresa:

$$\nabla \cdot \vec{E} = \frac{\rho}{\epsilon_0} \quad \text{Ecuación (5.4)}$$

Donde, ρ_f : densidad de carga libre (Coulomb/metro³)

Esta expresión es para una carga en el vacío, para casos generales se debe introducir una cantidad llamada densidad de flujo eléctrico, \vec{D} y la expresión obtiene la forma:

$$\nabla \cdot \vec{D} = \rho_f \quad \text{Ecuación (5.5)}$$

d) Ley de Gauss: para el campo magnético indica que las líneas de los campos magnéticos deben ser cerradas, ya que, los campos magnéticos, a diferencia de los eléctricos, no comienzan y terminan en cargas diferentes. Se basa en la observación de que el flujo magnético es continuo. En otras palabras, sobre una superficie cerrada no se podrá encerrar una fuente o sumidero de campo, esto expresa la no existencia del monopolo magnético. En forma diferencial se expresa así:

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0 \quad \text{Ecuación (5.6)}$$

Fundamentos del Método Magnetotelurico

El método consiste en la medición simultánea de las componentes ortogonales de los campos eléctrico (E_x , E_y y E_z) y magnético (H_x y H_y) sobre la superficie de la tierra (Figura 1), en la banda de periodos entre 0.1 segundos hasta miles de segundos. El método MT permite obtener las propiedades eléctricas de la tierra desde unos cientos de metros hasta profundidades de varios kilómetros, dependiendo de los valores de resistividad eléctrica de la misma, seleccionando el apropiado rango de frecuencia del campo electromagnético natural, siendo las frecuencias bajas (1×10^{-4} Hz hasta 1×10^1 Hz) para obtener mayor profundidad de penetración y las frecuencias más altas (1×10^1 Hz hasta 1×10^4 Hz) para profundidades más superficiales. Debido a esto es una de las técnicas estándares usadas en la exploración de recurso geotérmicos, por su capacidad de penetrar hasta varios kilómetros de profundidad (Simpson y Bahr, 2005).

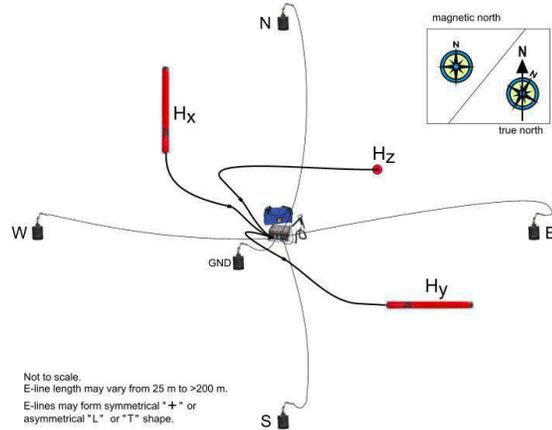


Figura 1. Arreglo geométrico del equipo en campo.

Tensor de impedancia

Un sondeo MT consiste en la medición de las tres componentes del campo magnético H_x , H_y y H_z así como, de las componentes horizontales del campo eléctrico E_x y E_y . A partir del procesamiento de estas componentes, finalmente, se obtiene un modelo de resistividades del terreno. En primer lugar, al procesar los datos, se obtienen los campos en el dominio de las frecuencias (ω) y el *Tensor de Impedancia* Z (Simpson y Bahr, 2005; Vozoff, 1972). El *Tensor de Impedancia* $Z(\omega)$ es un tensor de segundo orden (2x2) y es el operador que relaciona de forma lineal las componentes horizontales del campo eléctrico E y del campo magnético H (Cantwell, 1960) que, en el dominio de las frecuencias y sistema de ejes de coordenadas X e Y, se relacionan a través de la ecuación:

$$\vec{E} = \vec{Z} \vec{H} \quad \text{Ecuación (5.7)}$$

que en forma matricial se expresa como:

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix}$$

$$E_x = Z_{xx} H_x + Z_{xy} H_y$$

$$E_y = Z_{yx} H_x + Z_{yy} H_y$$

En este trabajo, se utiliza el Tensor de Impedancia Z , donde sus componentes Z_{ij} ($ij = xx, xy, yx, yy$) son, además, magnitudes complejas. Sus expresiones son $Z_{ij} = \text{Re}(Z_{ij}) + i.\text{Im}(Z_{ij})$ en forma cartesiana y $Z_{ij} = |Z_{ij}|e^{i\phi}$ en la forma polar.

A partir del módulo y de la fase en la expresión en la forma polar, o sea, de la estimación de la impedancia para cada una de las frecuencias analizadas, se procede a calcular las resistividades aparentes ρ_{ap} y los ángulos de fase φ correspondientes, que son dos magnitudes escalares. La resistividad aparente ρ_{ap} es la resistividad que tendría la Tierra si fuera uniforme para un valor medido de Impedancia y depende de la frecuencia (ω) y de la posición de las estaciones, o, dicho de otra forma, es la resistividad promedio para el volumen de la Tierra, medido para un período (T) determinado, mientras que, la Resistividad real ρ del subsuelo depende en el caso más general de (x, y, z).

$$\rho_{ij}(\omega) = \frac{1}{\omega\mu} |Z_{ij}(\omega)|^2 (\Omega.m) \quad \text{Ecuación (5.8)}$$

El Ángulo de fase φ , es la fase del componente Z_{ij} , o sea, el ángulo de fase en función de la frecuencia, entre $E_x(\omega)$ y $H_y(\omega)$. Para una onda electromagnética que viaja en un semi-espacio E_x y H_y estará en fase con $\varphi(\omega) = 0$. Provee información adicional de la conductividad de las estructuras.

$$\varphi_{ij}(\omega) = \frac{1}{\omega\mu} \frac{\text{Im}(Z_{ij}(\omega))}{\text{Re}(Z_{ij}(\omega))} \quad \text{Ecuación (5.9)}$$

Penetración Nominal o Skin Depth

Se define la profundidad nominal como la profundidad a la cual la amplitud de los campos se reduce en un factor “e”, de su valor en la superficie y tiene una relación inversa con la conductividad de las rocas, por lo tanto, la impedancia como función del periodo T , contiene información sobre la resistividad eléctrica a distintas profundidades. De tal forma se puede ver que la penetración es mayor cuanto más resistivo es el medio, lo cual hace que el método sea muy favorable para mapear estructuras resistivas de gran tamaño Vozoff (1972).

$$\delta(\omega) = \sqrt{2/\omega\mu\sigma} \quad \text{Ecuación (5.10)}$$

Esta expresión muestra que la amplitud decrece rápidamente con la profundidad para conductividades y frecuencias elevadas. Siendo $\mu = \mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7} \text{Vs/Am}$ y $\omega = 2\pi/T$, donde T es el periodo del campo, así tenemos:

$$\delta(\omega) \sim 0.5 \sqrt{\rho T} \quad \text{Ecuación (5.11)}$$

La penetración del campo dependerá del periodo de sondeo y de la conductividad de las estructuras en la Tierra, siendo que a una mayor frecuencia la profundidad es menor y a menor frecuencia mayor profundidad según Vozoff (1972).

Vector de inducción

Un método para estudiar las variaciones laterales de la conductividad es el que utiliza los vectores de inducción (vectores de Parkinson). Los vectores de Parkinson se definen como la proyección en el plano horizontal de la recta normal del plano de Parkinson o plano preferencial, definido por Parkinson en 1959 donde indica que en dicho plano es donde las variaciones del campo magnético son preferenciales (Jones A, 1988).

La ecuación vectorial que relaciona las variaciones del campo eléctrico y magnético inducido es la siguiente (Sutarno y Vozoff, 1989).

$$\nabla \times E = -\mu \frac{\partial H}{\partial t} \quad \text{Ecuación (5.12)}$$

De esta ecuación se observa que E y H son perpendiculares y además que existe una componente vertical de H cuando el $\nabla \times E$ también tenga una componente vertical. La relación entre Hz y las componentes del campo magnético horizontal a cualquier frecuencia se puede escribir como:

$$H_z = A.H_x + B.H_y \quad \text{Ecuación (5.13)}$$

Siendo A y B números complejos

La magnitud (I) y dirección (β) de los vectores de inducción se expresa de la siguiente forma (Waff et al., 1988).

$$I = (A^2 + B^2)^{1/2} \quad \text{Ecuación (5.14)}$$

$$B = \tan^{-1}(B/A) \quad \text{Ecuación (5.15)}$$

Ya que A y B son números complejos, se deben tomar por separado la parte real e imaginaria para hacer los cálculos correspondientes.

Diagramas polares

Un diagrama polar (Figura 2) es la traza de la punta de un vector cuando la dirección de ese vector se mueve a través de 360°. En un diagrama polar, el vector tiene una amplitud cuya longitud es igual a la amplitud del campo del tensor elemento y un ángulo igual al ángulo de rotación.

Los diagramas de polarización pueden ser usados para juzgar acerca de la geometría de una inhomogeneidad y también provee información acerca de la dimensionalidad de los datos MT. Para una estructura de resistividad 1D, los diagramas polares son circulares. Para estructuras de resistividad 2D o 3D, la impedancia principal se encuentra elongada en una dirección ya sea paralela o perpendicular al strike (Reddy et al., 1977).

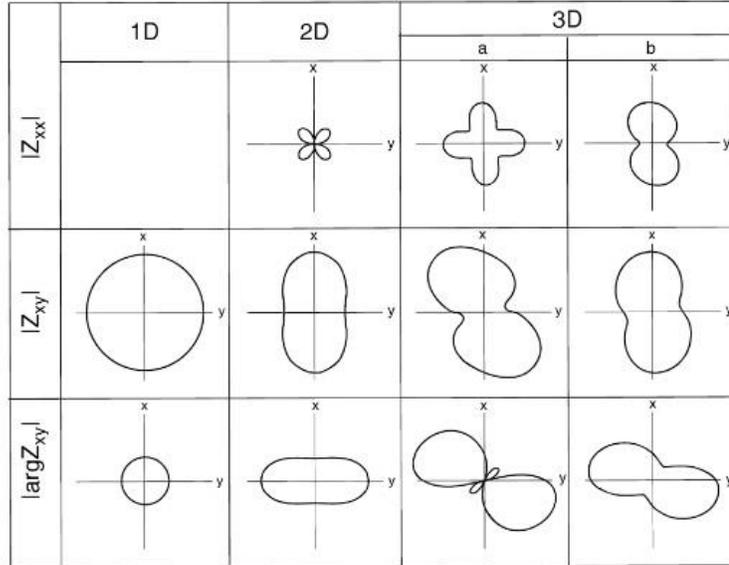


Figura 2. Diagramas polares del tensor de impedancia (Tomado de Berdichevsky, M. N., y V.I.Dmitriev, 2002)

V.1.2 METODO ELECTROMAGNETICO EN DOMINIO DE TIEMPO

En este método un circuito (*loop*) de alambre se coloca en el suelo y una corriente constante es construido en ella (Figura 3). La corriente se enciende y se apaga a determinados tiempos. Cuando la corriente se apaga, causa repentinos cambios en el campo magnético que además causa un flujo de corriente. Esta corriente crea una imagen del circuito para un corto tiempo. Ya que no hay una fuente para soportar la corriente inducida que muere generando un nuevo campo magnético secundario que varía con el tiempo y que consecuentemente induce un nuevo corriente en el suelo. Esta densidad de corriente migra hacia abajo y hacia afuera de la tierra. La razón de decaimiento del campo magnético se mide en la parte central del circuito (*loop*) por una bobina receptora. La distribución de la corriente y la razón de decaimiento del campo magnético secundario depende de la estructura de resistividad de la tierra, con un decaimiento más gradual sobre un cuerpo conductivo (Árnason, 1989).

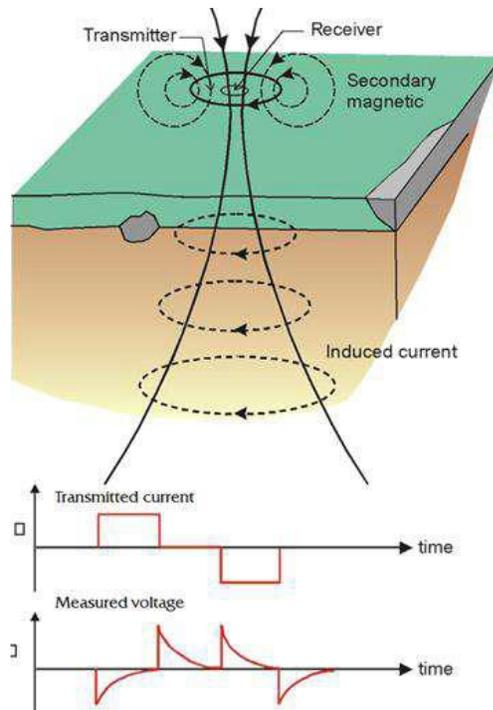


Figura 3. Configuración TDEM del loop central (Tomado de Arnason, 1989).

V.1.3 CORRECCION STATIC SHIFT

El *static shift* es un fenómeno que surge debido a un cuerpo conductor superficial o subsuperficial que cambia el campo eléctrico en dirección y magnitud. Esto ocurre cuando las dimensiones del cuerpo anómalo son mucho menores que el *skin depth*. Este fenómeno puede ser causado por cualquier contraste de conductividad multidimensional que tenga profundidades y dimensiones menores que la verdadera profundidad de penetración de los campos electromagnéticos. Las discontinuidades de conductividad causan la distorsión local de las amplitudes de los campos eléctricos como resultado de la conservación de la carga eléctrica, causando magnitudes de impedancia para ser mejorado o disminuido por factores de escala reales. Esta carga eléctrica se obtiene de la derivada de la ecuación de dispersión en la que se asume que $\nabla \cdot \vec{E} = 0$, en este caso cuando una corriente atraviesa una discontinuidad las cargas se acumulan a lo largo de la discontinuidad, lo que se interpreta en las curvas de resistividad aparente como "estática" porque, a diferencia de la inducción, la conducción no es un proceso dependiente del tiempo (Simpson y Bahr, 2005).

La presencia de desplazamiento estático (Figura 4) es más fácilmente identificable en los datos medidos en el que las resistividades aparentes se desplazan entre sí, pero las fases de impedancia se encuentran juntas. Como resultado del cambio estático, las curvas de resistividad aparente se desplazan mediante un factor de escala real constante y, por lo tanto, conservan la misma forma que las curvas de resistividad aparente no desplazada en el rango de períodos en que ocurre el desplazamiento estático. Los cambios estáticos son

generalmente más frecuentes en entornos altamente resistivos, donde las heterogeneidades de conductividad a pequeña escala tienen un efecto más significativo en los campos eléctricos (Simpson y Bahr, 2005).

Las correcciones para *static shift* pueden clasificarse en tres grandes métodos:

- 1) Correcciones de periodos cortos, es decir, de las mediciones cerca de la superficie (por ejemplo, TDEM, DC).
- 2) Estadística (promedios), tiende a dar una relación, en lugar de valores absolutos del *static shift*, esta técnica es buena para conservar las dimensiones de una anomalía en un medio multidimensional, pero arroja valores erróneos en cuanto a conductividad y profundidad del cuerpo.
- 3) Correcciones de periodo largo, basándose en las estructuras profundas, o funciones de transferencia magnética.

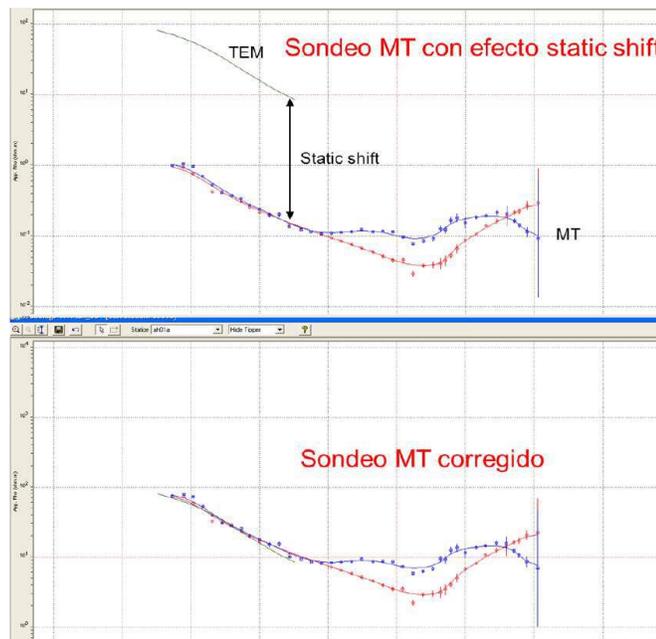


Figura 4. Muestra un sondeo MT con efecto de static shift y un sondeo corregido.

V.2 MÉTODO GRAVIMÉTRICO

El método gravimétrico tiene como objetivo determinar las anomalías o variaciones de gravedad generadas por los contrastes de densidad de cuerpos ubicados de manera irregular a diferentes profundidades en el subsuelo y mediante la interpretación de los datos obtenidos permite definir las estructuras geológicas tales como fallas, lineamientos estructurales, zonas de alteración y localización de cuerpos intrusivos profundos.

Teoría Básica

La gravimetría es un método pasivo en el cual se mide las variaciones del campo gravimétrico terrestre en superficie. Esta medida proporciona información sobre las densidades de las rocas del subsuelo y ayuda a tener un mejor entendimiento de la geología del mismo. El equipo utilizado para la medición de la variación del campo gravitatorio de la Tierra es el gravímetro.

La gravitación es la fuerza de atracción mutua que experimentan los cuerpos por el hecho de tener una masa determinada. La existencia de dicha fuerza fue establecida por el matemático y físico inglés Isaac Newton en el siglo XVII.

La base del método gravimétrico se encuentra en 2 leyes definidas por Newton, la ley de la gravitación universal y la segunda ley del movimiento.

Ley de la gravitación universal

La ley de gravitación universal establece que la fuerza de atracción que experimentan dos cuerpos dotados de masa es directamente proporcional al producto de sus masas e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia que los separa. En consecuencia, cuanto mayor es la distancia que separa el centro de las masas, más pequeña es la fuerza de atracción entre ellos.

$$F = G \times \left(\frac{M \times m}{R^2} \right) \quad \text{Ecuación (5.16)}$$

Dónde:

G: constante de gravitación universal

M: masa de la Tierra

m: masa de un cuerpo

R: distancia entre masas

Esta ley incluye una constante de proporcionalidad (G) que recibe el nombre de constante de la gravitación universal y cuyo valor, determinado mediante experimentos muy precisos, es de:

$$G=6.67 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2/\text{Kg}^2$$

Ley del movimiento

Para determinar la intensidad del campo gravitatorio asociado a un cuerpo con un radio y una masa determinada, se establece la aceleración con la que cae un cuerpo de prueba (de radio y masa unidad) en el seno de dicho campo. Mediante la aplicación de la segunda ley de Newton tomando los valores de la fuerza de la gravedad y una masa conocida, se puede obtener la aceleración de la gravedad. Dicha aceleración tiene valores diferentes dependiendo del cuerpo sobre el que se mida, así para la Tierra se considera un valor de 9.8 m/s² (que equivalen a 9.8 N/kg).

La ley de movimiento expresa que cuando se aplica una fuerza a un objeto, éste se acelera y dicha aceleración que tiene la misma dirección que la fuerza que la genera es proporcional a su intensidad e inversamente proporcional a la masa que se mueve. Ahora si la aceleración es en una dirección vertical, entonces la fuerza que la genera es principalmente debida a la gravedad (g). En forma teórica la ley de movimiento de Newton:

$$F = m \times g \quad \text{Ecuación (5.17)}$$

Las ecuaciones 5.16 y 5.17 pueden ser combinadas para obtener otra relación simple:

$$F = G \times \left(\frac{M \times m}{R^2} \right) = m \times g \quad \text{Ecuación (5.18)}$$

Así

$$g = G \times \left(\frac{M}{R^2} \right) \quad \text{Ecuación (5.19)}$$

El valor normal de (aceleración de la gravedad) en la superficie de la Tierra es de 980 cm/s². En honor a Galileo la unidad de aceleración de la gravedad es 1 Gal = 1 cm/s² ó 1 mGal = 10⁻³ Gal y además 1 mGal = 10 gu (unidades de gravedad)

El potencial y el campo gravitatorio de la Tierra

El potencial en un punto de un campo dado se define como el trabajo rendido por la fuerza al mover una masa unitaria desde un punto arbitrario de referencia (usualmente ubicándose en una distancia infinita) hacia el punto en cuestión.

El potencial correspondiente al cuerpo de la masa m_1 se calcula: $P = -f \times m_1/r$.

La diferencia en los potenciales $P_2 - P_1$ describe el trabajo rendido en contra de la masa al mover una masa unitaria desde el centro del cuerpo m_1 al centro del cuerpo m_2 .

Las superficies equipotenciales (superficies, que unen todos los puntos del mismo valor potencial) referidas a este cuerpo de masa m_1 son superficies esféricas. El potencial correspondiente al espacio exterior de una esfera de estructura de estratos es igual al potencial correspondiente al punto material central, en que está concentrada la masa total de esta esfera. Este hecho se aplica para describir y cuantificar el campo potencial gravitatorio de la Tierra.

Dos fuerzas distintas contribuyen al campo gravitatorio de la Tierra. En un lugar de la superficie terrestre la fuerza gravitatoria neta G_N ejercida se constituye de la fuerza gravitatoria dirigida hacia el centro de la Tierra G_T y la fuerza centrífuga G_C dirigida perpendicularmente al eje rotativo y hacia afuera referente a la Tierra. Por consiguiente, $G_N = G_T + G_C$. La fuerza centrífuga se calcula de la manera siguiente:

$$G_C = m_T \times a_C = m_T \times \omega^2 \times r_r \times \sin v \quad \text{Ecuación (5.20)}$$

Donde $\nu = 90^\circ - \beta$, β = latitud geográfica
 ω = velocidad angular de la rotación de la tierra = $7.29 \times 10^5 \text{ S}^{-1}$
 r_T = radio de la Tierra
 m_T = masa de la Tierra

Salvo en los polos, donde $a_c = 0$, debido a $\nu = 0^\circ$, la fuerza centrífuga actúa en todos los demás lugares de la superficie terrestre y es apreciadamente menor en comparación a G_T . Por esto se abrevia la fuerza gravitatoria neta solo con "g". En la medición de la fuerza gravitatoria neta no se puede distinguir entre G_T y G_c .

La aceleración gravitatoria presente en una dirección definida se obtiene por diferenciación del potencial con respecto a la distancia en esta dirección. La superficie caracterizada por valores del potencial constante se denomina superficie equipotencial. A lo largo de una superficie equipotencial se puede mover un cuerpo de un lugar al otro sin esforzarse en la misma dirección o en dirección opuesta a la gravedad. Una superficie equipotencial es la superficie del mar, aun la fuerza gravitatoria varía a lo largo de esta superficie más que 0,5% entre el ecuador y los polos.

Correcciones Gravimétricas

El valor de gravedad observada está influenciado por efectos sobre el punto de observación como: latitud, altitud, topografía alrededor del punto de observación, mareas terrestres, así como cambios laterales en la distribución de la densidad. Generalmente, este último parámetro es mucho menor que la combinación de los otros cuatro; sin embargo, el auge en el desarrollo de paquetes de software cada vez más robustos, hacen que remover estos efectos de ruido sea más efectivo (Dobrin, 1976; Telford, 1976; Burger 1992, Reynolds, 1997; Lowrie, 1997; Udías, 1997).

De ahí que la anomalía gravimétrica final es el resultado de un conjunto de correcciones que son:

$$\Delta g = \Delta g_m - \Delta g_r \mp C^{AL} \mp C^B + (C^T + C^M + C^O + C^I)$$

Anomalía Completa de Bouguer

Donde
 Δg : anomalía gravimétrica total
 Δg_m : anomalía gravimétrica medida
 Δg_r : anomalía gravimétrica de referencia
 C^{AL} : corrección de aire libre
 C^B : corrección de Bouguer
 C^T : corrección topográfica

C^M : corrección por marea
 C^0 : corrección por latitud
 C^I : corrección de isostacia

Anomalía de Bouguer

La anomalía de Bouguer representa el residuo que queda después de un proceso de filtración de todas las posibles componentes del modelo de la Tierra. Por tanto, será el resultado de heterogeneidades en la densidad debido a la geología local.

$$g_t = g_{obs} - g_n + 0.3086 h - 0.04193r h + TC(mGal) \quad \text{Ecuación (5.21)}$$

Donde:

g_{obs} : gravedad observada
 g_n : corrección por latitud
 h : corrección por altura
 r : radio de la Tierra
 TC : corrección topográfica

Separación regional – residual

En todo estudio gravimétrico es necesario realizar la separación regional – residual al mapa de anomalía de Bouguer, ya que éstos manifiestan un efecto combinado de dos fuentes: una regional y otra de carácter local o residual. Las anomalías regionales se caracterizan por ser de gran amplitud y representan la configuración estructural de la corteza terrestre. Por otro lado, las distorsiones locales de menor amplitud y extensión están asociadas a estructuras o eventos del subsuelo relativamente muy cercanos a la superficie y que son conocidas como anomalías residuales (Rodríguez, 1974).

$$G_{br} = G_t - G_r \quad \text{Ecuación (5.22)}$$

Donde:

G_t : Anomalía de Bouguer
 G_r : Anomalía Regional
 G_{br} : Anomalía Residual

V.3 MÉTODO MAGNETOMÉTRICO

El método magnético busca anomalías causadas por el cambio de las propiedades magnéticas de las rocas. Siendo las rocas ígneas y metamórficas las que presentan efectos magnéticos similares.

Los métodos magnéticos en la exploración geotérmica se aplican en la cartografía geológica, con el objetivo de localizar y determinar la profundidad de intrusivos ocultos, trazando los diques y fallas. También para determinar la profundidad, la localización de las zonas de alteración hidrotermal y paleomagnetismo.

El método magnético es un método potencial pasivo que mide fenómenos de origen natural, es decir, pequeñas variaciones, localizadas en el campo magnético de la Tierra. En estudios de magnetometría, se mide la fuerza del campo magnético de la tierra, el cual variará localmente en función de la cantidad de material magnético en las rocas subyacentes. Cuando las rocas tienen una alta susceptibilidad magnética, el campo magnético local será elevado y dichas zonas se mostrarán como áreas de alta intensidad de campo magnético.

Teoría básica

Si dos polos de fuerza P_0 y P_1 respectivamente están separados por una distancia r , la fuerza F entre ellos será:

$$F = \frac{1}{\mu} \frac{P_0 P_1}{r^2} \quad \text{Ecuación (5.23)}$$

La constante μ es conocida como la permeabilidad que depende del medio en donde los polos están situados. La fuerza F será de repulsión cuando los polos tengan la misma polaridad, si por el contrario la polaridad es diferente, entonces la fuerza será de atracción. Se define como unidad de intensidad magnética (unidad de polo), la intensidad de dos polos magnéticos que a la distancia de 1 cm se repelen con la fuerza de 1 dina. (Cantos, 1987)

Campo magnético

Un campo magnético existe en un punto, si se ejerce una fuerza producida por una carga en movimiento en dicho punto. La intensidad del campo magnético en un punto se define como la fuerza por unidad de polo que se ejercería cuando un pequeño polo de fuerza P_0 se colocara en dicho punto. Por lo tanto, la intensidad de campo H , debido al polo de fuerza P situado a una distancia r :

$$F = \frac{F}{P_0} = \frac{P}{\mu r^2} \quad \text{Ecuación (5.24)}$$

Desde un punto de vista técnico, el campo magnético se entiende como el espacio alrededor de un imán dentro del cual actúa su influencia. La intensidad o potencia de un campo magnético en un punto, es numéricamente igual a la fuerza en dinas, actuando sobre una unidad de polo magnético situado en ese punto.

Componentes del campo geomagnético

Para estudiar los componentes de la intensidad del campo magnético (B , H y M) deben ser descritos en un marco de referencia fijo con respecto a los puntos de observación en la superficie de la tierra, esto se puede realizar de dos formas (Figura 5).

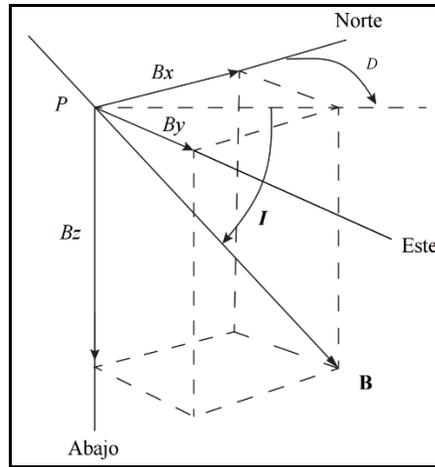


Figura 5. El punto P en un sistema de coordenadas cartesianas. Las tres componentes del vector B son: B_x en la dirección norte, B_y en la dirección Este y B_z hacia abajo. La inclinación es el ángulo I respecto a la horizontal y la declinación D es el azimuth de la proyección de B . (Blakely, 1996).

El vector se puede describir en términos de tres componentes cartesianas ortogonales como se muestra en la (Figura 5) (Blakely, 1996), donde x se incrementa al norte, y al este y z hacia abajo, expresados en unidades de nT . La intensidad de la componente horizontal por lo tanto es:

$$H = \sqrt{B_x^2 + B_y^2} \quad \text{Ecuación (5.25)}$$

A su vez, el vector de intensidad total puede ser descrito como:

$$T = \sqrt{B_x^2 + B_y^2 + B_z^2} \quad \text{Ecuación (5.26)}$$

La Inclinación es el ángulo entre el vector y el plano horizontal

$$I = \arctan \frac{B_z}{\sqrt{B_x^2 + B_y^2}} \quad \text{Ecuación (5.27)}$$

Por convención, la inclinación es positiva cuando el vector tiene una inclinación por debajo del plano horizontal y negativa cuando está por encima del plano horizontal. El plano vertical que contiene al vector se le llama meridiano magnético, y la declinación se define como el azimuth de dicho meridiano, positivo hacia el este y negativo hacia el oeste.

$$D = \arctan \frac{B_y}{\sqrt{B_x^2 + B_y^2}} \quad \text{Ecuación (5.28)}$$

El campo geomagnético internacional de referencia (IGRF)

La necesidad de correlacionar las distintas mediciones del campo magnético terrestre observadas en diferentes momentos y comparar las respuestas individuales magnéticas en

diferentes áreas, ha permitido el desarrollo de modelos que estimen el cambio del campo magnético de la tierra con respecto del tiempo. Uno de estos modelos es el IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*). El IGRF es un modelo matemático del campo magnético terrestre y sus variaciones temporales. Consiste en los coeficientes de Gauss hasta de grado 10 ($n = 1, 2, \dots, 10$), estos términos de bajo orden representan en gran parte el campo originado por el núcleo de la tierra. El modelo fue desarrollado en 1965, por la IAGA (*International Association of Geomagnetism and Aeronomy*), el cual publica sus cálculos cada cinco años, asumiendo que cada coeficiente de Gauss cambia linealmente con el tiempo (Blakely, 1996).

La IAGA ha publicado la décima generación de referencia de campo geomagnético Internacional y se utiliza ampliamente en los estudios del interior de la Tierra, su corteza, ionosfera y magnetósfera, concluyendo los trabajos en diciembre de 2004 (IAGA, 1995).

Procesamiento de datos magnéticos

Reducción al polo magnético

En la mayoría de los casos la reducción al polo es estable, solo en casos de zonas cercanas al ecuador magnético en donde la declinación es $< 10^\circ$ no lo es. El algoritmo de transformación está expresado como (Whitehead y Musselman, 2007):

$$L(\theta) = \frac{[\text{sen}(I) - i \cdot \cos(I) \cdot \cos(D - \theta)]^2}{[\text{sen}^2(Ia) + \cos^2(Ia) \cdot \cos^2(D - \theta)][\text{sen}^2(I) + \cos^2(I) \cdot \cos^2(D - \theta)]} \quad \text{Ecuación (5.29)}$$

Si $(|Ia| < |I|), Ia = I$

Donde I es la inclinación geomagnética, Ia es la inclinación usada para hacer la corrección en la magnitud (nunca menor que I) y D es la declinación geomagnética.

Señal analítica

La señal analítica se expresa de la siguiente manera (Whitehead y Musselman, 2007):

$$A_S = \sqrt{dX^2 + dY^2 + dZ^2} \quad \text{Ecuación (5.30)}$$

Donde dx , dy , dz son las derivadas parciales con respecto a los ejes x , y , y z respectivamente de la componente del campo magnético analizado, esta ecuación es utilizada para localizar el centro de los cuerpos magnéticos responsables de las anomalías, en donde el magnetismo remanente y las bajas latitudes magnéticas complican la interpretación (Whitehead y Musselman, 2007).

Derivada tilt

La derivada tilt permite mapear estructuras del basamento con ventajas distintivas sobre las derivadas convencionales, ya que resaltan las medianas y cortas longitudes de ondas, producidas por homogeneidades en los primeros kilómetros de la corteza, auscultando las heterogeneidades del basamento tales como fallas y discontinuidades. La derivada tilt está definida por:

$$TDR = \tan \text{tang}^{-1} \left(\frac{VDR}{THDR} \right) \quad \text{Ecuación (5.31)}$$

Donde VDR y THDR son primeras derivadas verticales de la derivada horizontal respecto a la intensidad del polo magnético T.

$$VDR = \frac{\partial T}{\partial x} \quad \text{Ecuación (5.32)}$$

$$THDR = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2} \quad \text{Ecuación (5.33)}$$

La derivada horizontal de la derivada tilt está definida por:

$$HD_TDR = \sqrt{\left(\frac{\partial TDR}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial TDR}{\partial y}\right)^2} \quad \text{Ecuación (5.34)}$$

VI. METODOLOGÍA

Se procesaron y analizaron un total de 85 sondeos de magnetotelúrica (MT) en formato EDI, e igual número de sondeos TDEM. Para el procesamiento de los datos se utilizó el programa WINGLINK®.

Se realizó un análisis previo sobre la calidad de los datos. Se analizaron las curvas de resistividad y posteriormente se realizó la corrección de *static shift*, junto con la curva de TDEM. Luego se obtuvieron los diagramas polares, los mapas de *strike* y los vectores de inducción, para el análisis de la dimensionalidad de los datos a diferentes frecuencias. Una vez realizado este procesamiento, se continuó con la inversión 1D de los datos, utilizando el algoritmo de inversión de Occam de DeGroot y Constable (1990), para la inversión 2D se aplicó el algoritmo de inversión del gradiente conjugado no-lineal (NLCG) desarrollado por Rodi y Mackie (2001) y fueron corridos en la plataforma WINGLINK®.

Para el estudio magnetométrico y gravimétrico, se analizaron 972 estaciones de magnetometría y 461 estaciones de gravimetría. Los equipos utilizados para el levantamiento fueron magnetómetros *Overhauser* modelo GSW-19 y gravímetro digital *Syntrex CG5*.

El procesamiento para ambos métodos se realizó en el *software Geosoft*. Para los datos magnéticos se utilizó la interpolación (*gridding*) con el algoritmo RANGRID del programa. Las imágenes se generaron aplicando la Transformada de Fourier (FFT) y el uso de imágenes con filtros para la reducción al Polo, señal analítica y derivada Tilt, entre otros se realizó con

el *Oasis Montaj*, convirtiendo estos mapas a formatos con extensión *.GRD desde *Oasis Montaj* v.8.2.

Los datos de gravimetría fueron procesados a partir de la gravedad observada obteniendo la anomalía de Bouguer simple y completa, la interpolación de los datos (*gridding*) se realizó con el algoritmo RANGRID del programa. La separación de regional – residual fue realizado a través del módulo MAGMAP del programa *Oasis Montaj*, los datos se filtraron por medio de un filtro gaussiano paso bajo con una longitud de 0.045 rad/km.

VII. ANÁLISIS DE DATOS

VII.1. PROCESAMIENTO MT

Se procesaron y analizaron uno total de 85 sondeos MT realizados en la zona de estudio. Luego de la adquisición de los datos en el campo, se continúa con la transformación de las series de tiempo a su forma espectral de donde se estiman los productos cruzados entre las componentes Hx y Ey y entre las componentes Hy y Ex utilizando el software del equipo para adquirir los datos. A partir de estos pares se calculan las impedancias en los ejes principales (Zxy y Zyx) de donde se obtienen dos curvas de resistividad y dos de fase correspondientes a la dirección de la estructura principal y en la dirección perpendicular a ésta. En el ejemplo de la figura 6 se observa un modelo de curvas de resistividades obtenido de uno de los sondeos, se puede apreciar las curvas de resistividad yx (azul) y xy (rojo) y la fase, además se muestra un ejemplo de la curva de TDEM (verde), para la corrección del *static shift*.

En forma gráfica se puede determinar cualitativamente como es el medio, observando el comportamiento de las curvas xy e yx de resistividad en función de la frecuencia. Si estas van prácticamente solapadas el medio tiene un comportamiento 1D, en cambio cuando se comienzan a separar significa que existe alguna anomalía o discontinuidad en una de las direcciones, por lo que el medio se empezaría a comportar como 2D o 3D. En el ejemplo mostrado en la figura 6, se puede analizar que para frecuencias aproximadamente >0.5 Hz, el medio tiene un comportamiento unidimensional (las curvas de resistividad son iguales) y para frecuencias < 0.5 Hz, el medio presenta un comportamiento bidimensional.

Debido a que la calidad de la señal registrada presenta variación durante el tiempo de medida es necesario realizar un filtrado de los datos para eliminar valores que fueron adquiridos durante periodos con ruido o con baja amplitud de la señal. Cada una de estas curvas se puede utilizar independientemente para la estimación de la estructura del subsuelo, pero de la interpretación conjunta de resistividad y fase se obtiene un ajuste mucho más robusto y por lo tanto más preciso. Previo a la interpretación de los sondeos es necesario realizar la corrección de *static shift* utilizando la curva de TDEM obtenida en el mismo sitio donde se realizaron cada uno de los sondeos MT. Estos pasos se realizan para cada uno de los sondeos. El siguiente paso es obtener los modelos 1D para cada uno de los sondeos medidos.



Figura 6. Curva de resistividad yx (azul), xy (rojo) y curva de TDEM (verde) para la corrección de static shift (recuadro negro).

Diagramas polares

Mediante este método es posible observar la dimensionalidad del medio a diferentes frecuencias. Para estructuras con un comportamiento 1D, los diagramas polares son círculos ya que las componentes Z_{xx} y Z_{yy} (color rojo) degeneran a un punto, son cero y las componentes Z_{yx} y Z_{xy} (color negro) son iguales. Para un comportamiento 2D o 3D las componentes Z_{xx} y Z_{yy} generan tréboles y las componentes Z_{yx} y Z_{xy} en vez de círculos se obtienen elipses. Las elipses se alargan en función a la anisotropía del medio. Mientras mayor sea esta, más alargada será la elipse y la dirección de sus ejes dará idea de la ubicación de zonas de anisotropía. Se obtuvieron diagramas polares para diferentes frecuencias (100 Hz, 10 Hz, 1 Hz, 0.5 Hz y 0.1 Hz). Para frecuencias más altas (100 Hz y 10 Hz) los diagramas son círculos, por lo que se trataría de un medio 1D. En cambio, para frecuencias menores (1 Hz a 0.01 Hz), se comienzan a observar diagramas en forma de tréboles en las componentes Z_{xx} y Z_{yy} y alargamiento en las elipses, interpretándose como un medio de comportamiento 2D. A continuación, se pone a modo de ejemplo la gráfica de diagramas polares para 0.5 Hz de frecuencia (Figura 7).

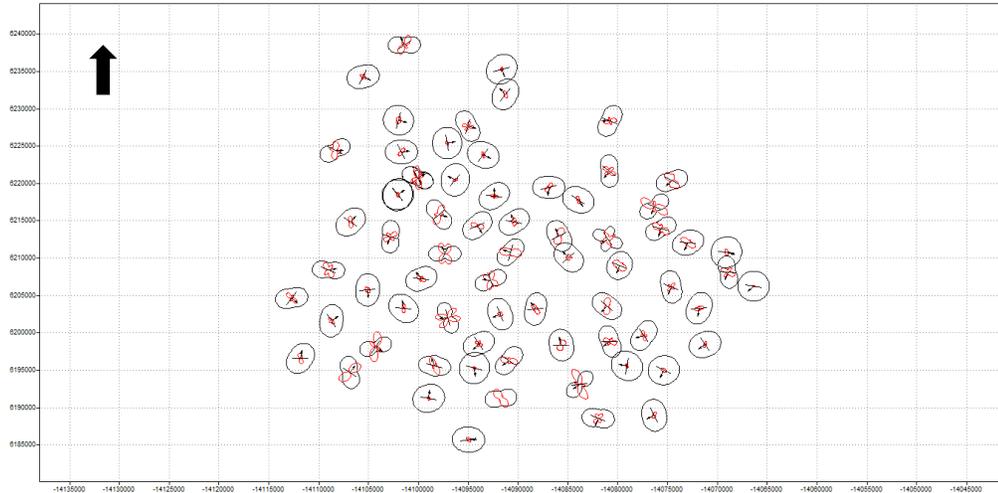


Figura 7. Diagramas polares para 0.5 Hz.

Vector de inducción

Estos vectores muestran la posición, extensión y polaridad de los cambios laterales de conductividad. La parte real apunta en la dirección normal al conductor y la magnitud del vector está en relación directa con la cercanía del mismo o bien con el contraste en conductividad, siendo mayor cuando el contraste de conductividad lo es. Se obtuvieron los vectores de inducción para diferentes frecuencias (100Hz, 10Hz, 1Hz, 0.5Hz y 0.1 Hz).

A continuación, se muestra como ejemplo el mapa de vector de inducción para 0.5 Hz de frecuencia (Figura 8), del cual se puede observar que los vectores no tienen una dirección preferencial, pero la magnitud de los mismo para cada una de las frecuencias analizadas es menor en la parte central del área de estudio, lo que se interpreta como la capa conductiva que envuelve el reservorio MT, caracterizado por una cúpula resistiva en profundidad.

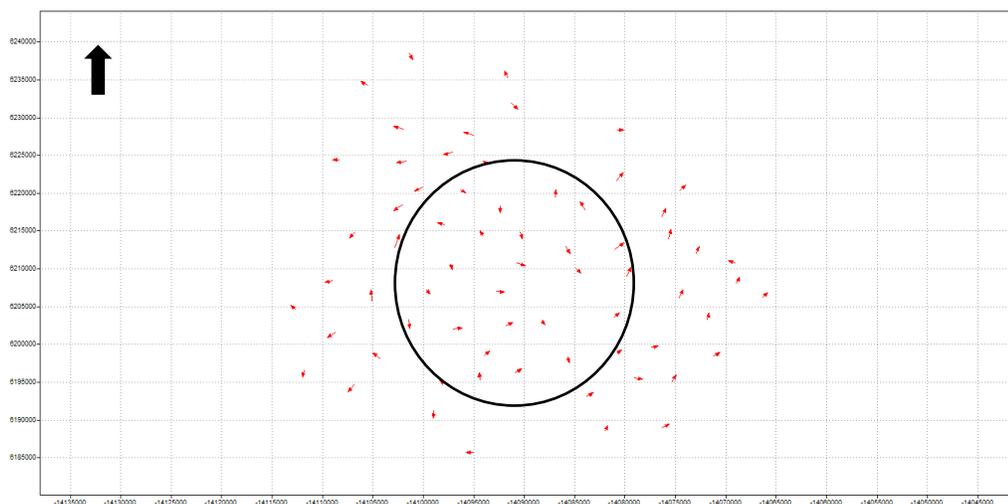


Figura 8. Vector de inducción para 0.5 Hz.

Mapas de strike

El tensor de impedancia Z determinado a partir de datos MT, contiene información acerca de la dimensionalidad y dirección preferencial del desplazamiento de las corrientes telúricas. El análisis del strike permite estimar esta dirección preferencial, que en teoría corresponde a la dirección de los principales sistemas de fallas activos dentro del área geotérmica en estudio. Los perfiles seleccionados para la inversión 2D se trazan perpendicular a la dirección principal el strike.

Se obtuvieron mapas de *strike* para frecuencias 100, 10, 1, 0.5 y 0,1 Hz. Del análisis de los mismos se puede deducir tres direcciones preferenciales de strike noroeste- sureste, noreste-suroeste y este-oeste aproximadamente, como lo muestra el mapa de strike para la frecuencia 0.5 Hz, presentado en la figura 9.

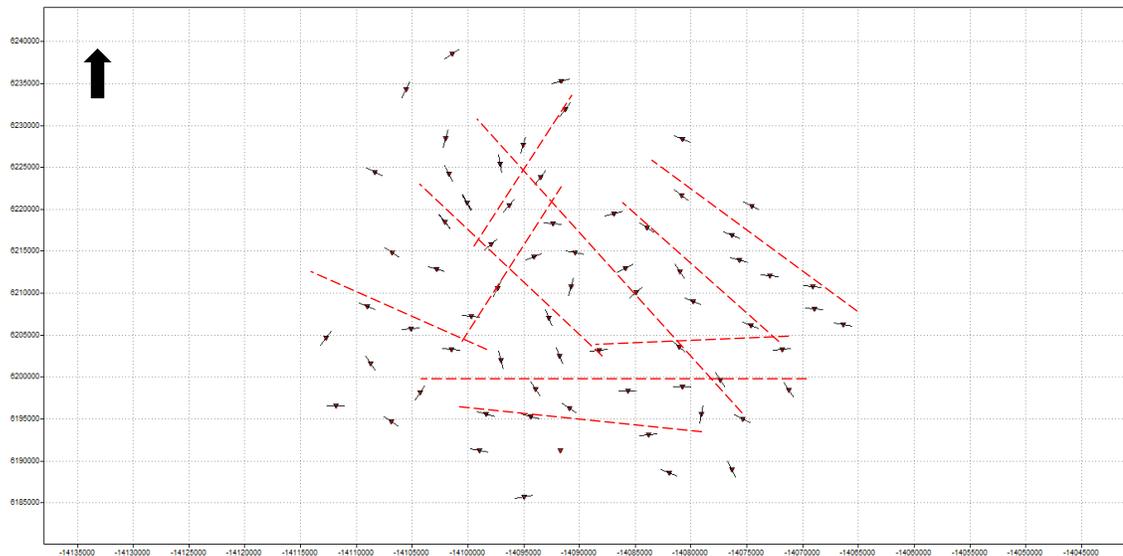


Figura 9. Mapa de strike para 0.5 Hz.

Inversión Unidimensional (1D)

Posteriormente al análisis de la distorsión electromagnética (corrección de *static shift*, vectores de inducción y diagramas polares), se realizó la inversión 1D de los datos mediante la utilización del programa comercial WINGLINK®, que utiliza el algoritmo de Occam. El mismo presenta la ventaja de obtener modelos suavizados con el fin de evitar una sobreinterpretación de los datos y se realiza sobre el promedio geométrico de las curvas de resistividad y fase (Constable *et al.*, 1987).

A continuación, se muestra un ejemplo de modelado 1D para un sondeo magnetotelúrico (Figura 10), 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). 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 y sus respectivas resistividades. Se realizaron un total de 85 modelos 1D.

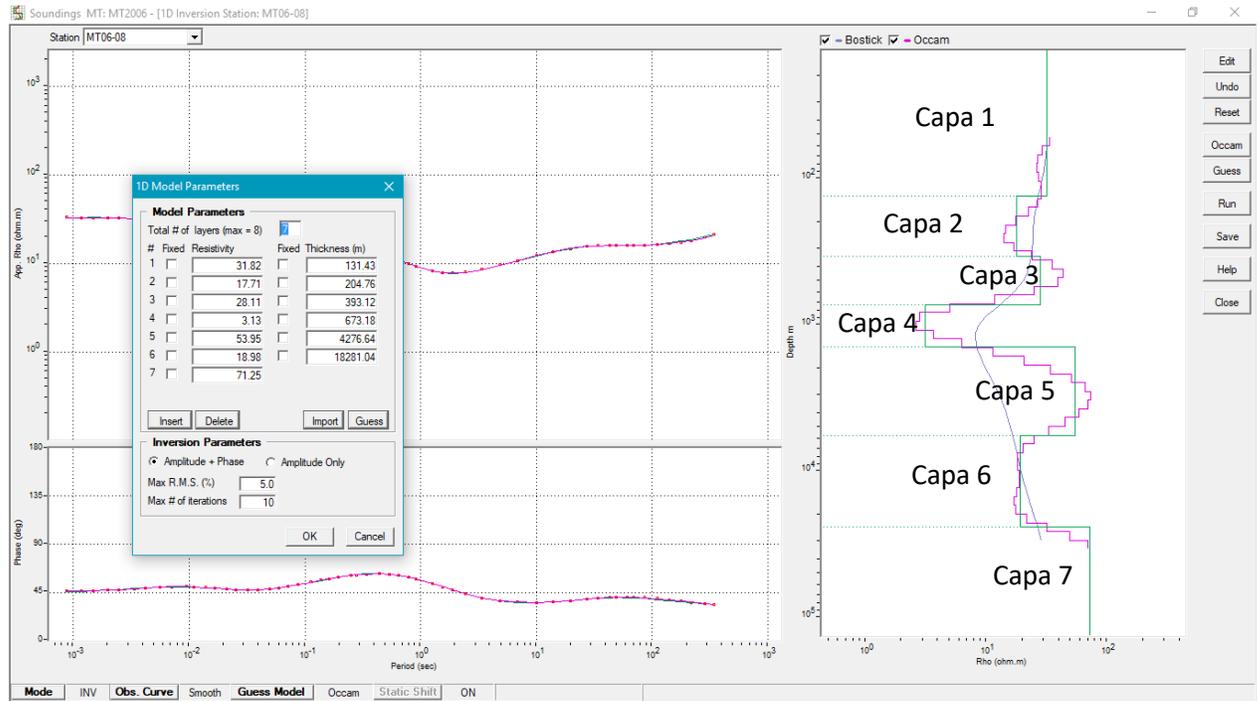


Figura 10. Modelado 1D de uno de los sondeos MT.

Inversión bidimensional (2D)

Un medio se considera anisótropo cuando la corriente fluye en una o varias direcciones preferenciales. Cuando la estructura geológica se encuentra próxima a un sondeo, se definen en el caso 2D dos resistividades y dos fases, una a lo largo de la estructura regional y otra perpendicular a ésta. Esto determina dos modos de polarización, uno cuando el flujo de corriente es máximo paralelo a la estructura (TE), y otro perpendicular a la misma (TM). Con el objetivo de interpretar el rango de frecuencias debajo de 0.5 Hz, se llevó a cabo una inversión 2D a los sondeos, utilizando el programa WINGLINK®. El programa cuenta con dos rutinas diferentes, ambas desarrolladas por Rodie y Mackie (2001). La primera de ellas llamada *Smooth model inversion routine*, hace una regularización de la ecuación de Tikhonov (Tikhonov *et al.*, 1977) mediante el método de gradientes conjugados no lineales. La segunda llamada *Sharp boundary model inversion routine*, está basada en la inversión de datos por interfaces discretas. Las interfaces se describen a partir de una serie de nodos, en los cuales se fija la posición horizontal. La posición vertical se ajusta con la inversión. La resistividad de la capa se asigna a la serie de nodos fijados horizontalmente entre las capas, además se asume que varían linealmente entre nodo y nodo. La posición de las interfaces y

resistividades se proyecta sobre una malla, y a partir de la inversión se calculan las mejores localizaciones de los nodos de las interfases y resistividades para el ajuste de los datos observados. Una suposición común a ambas rutinas es que el perfil al que se va a hacer la inversión es perpendicular al campo eléctrico. Por esta razón es importante estimar el azimut de la estructura regional y rotar la impedancia al sistema de referencia definido por las estructuras principales. Se llevaron a cabo varios perfiles 2D para diferentes direcciones, de los cuales se escogieron dos perpendiculares al strike geoelectrico, aproximadamente noreste-suroeste (Figura 11), cuyos resultados se presentan y analizan en la sección VIII.

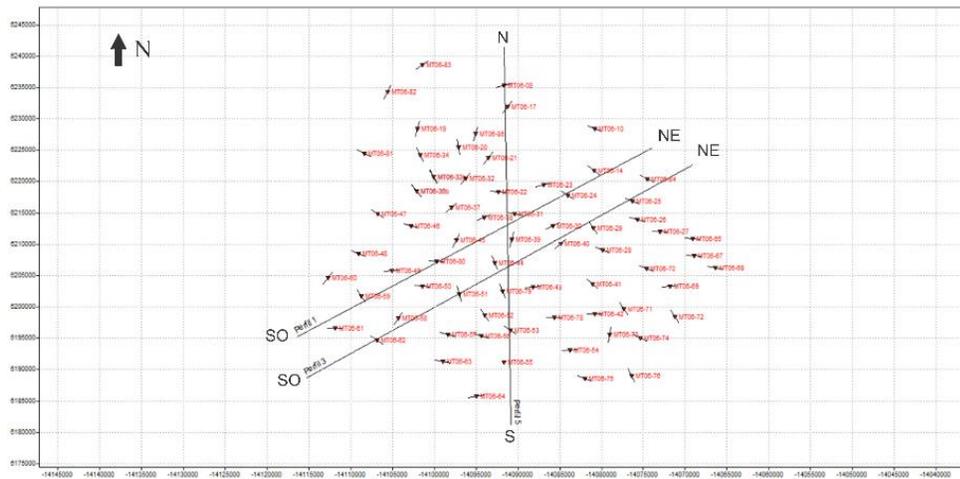


Figura 11 Mapa que muestra la orientación de los perfiles 2D realizados (suroeste-noreste) (Perfil 1 y 3).

VII.2. PROCESAMIENTO DE DATOS GRAVIMÉTRICOS

Se realizó el análisis y procesamiento de 461 estaciones gravimétricas, adquiridas en la zona de estudio. Los datos fueron procesados a partir de la gravedad observada ingresando los parámetros necesarios (Figura 12) como la densidad de la tierra de 2.4 g/cm³ y la densidad de aire 1 g/cm³ y así obtenemos la corrección de Bouguer completa, la corrección de Bouguer simple y la corrección de aire libre.

Gravity Free Air and Bouguer anomaly ? X

Database:	Grav_CH.gdb
Absolute gravity channel:	Grav_Absolut
Terrain correction channel:	Terr_Correc
Output Bouguer Anomaly channel:	Bouguer
Latitude correction:	1967
Free-air correction:	0.308596 mGal/m
Curvature (Bullard B) correction?:	Yes
Earth density g/cc:	2.4
Water density g/cc:	1.00
Ice density g/cc:	0.95
Survey type:	Ground Survey

OK Cancel

Figura 12. Parámetros de ingreso para obtener las correcciones de Bouguer y aire libre.

Anomalía de Bouguer

A partir de las correcciones se generan los Gridding usando la interpolación de mínima curvatura de anomalía de Bouguer y la corrección por aire libre (Figura 13).

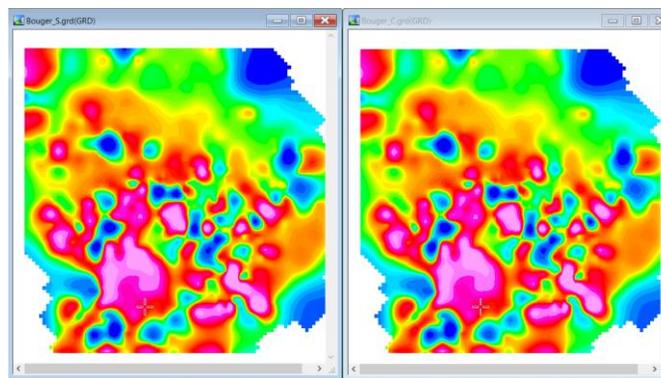


Figura 13. Anomalías de Bouguer simple y completa.

Separación regional – residual

En base al Grid de la anomalía de Bouguer completa, se realizó la separación de la regional y residual (Figura 14) con el objetivo de separar las amplitudes locales y regionales y analizar con relación a las estructuras superficiales. La separación de regional – residual para el presente estudio fue realizado a través del módulo MAGMAP los datos se filtraron por medio de un filtro gaussiano paso bajo considerando una longitud de 0.045 rad/km.

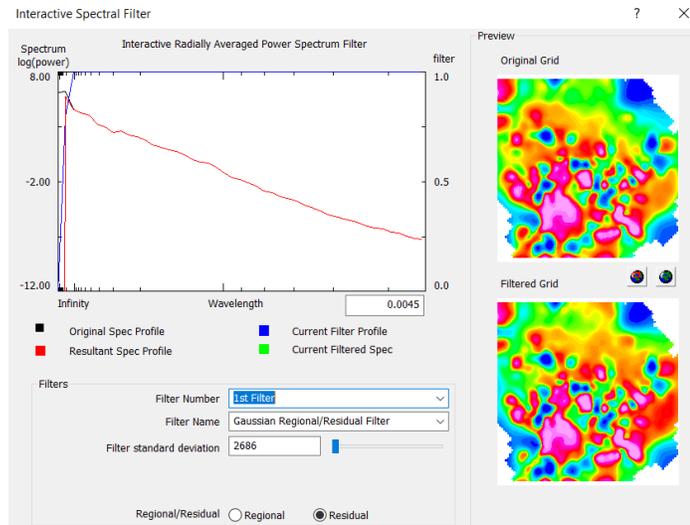


Figura 14. Separacion de la Regional – Residual.

VII.3. PROCESAMIENTO DE DATOS MAGNÉTICOS

Para el método magnético se procesaron 972 estaciones de magnetometría, adquiridas en la zona de estudio. Los datos magnéticos se procesaron a partir del campo total, seguidamente fueron analizados y se realizó la corrección de IGRF para esto se usó los siguientes parámetros (Figura 15):

Figura 15. Parámetros para calcular el (IGRF).

Reducción al polo magnético

El cálculo de reducción al polo (Figura 16) se realizó a partir del campo magnético corregido por el IGRF, en el módulo de MAGMAP mediante la transformada FFT considerando la declinación de 41.2° y la inclinación de 0.4°

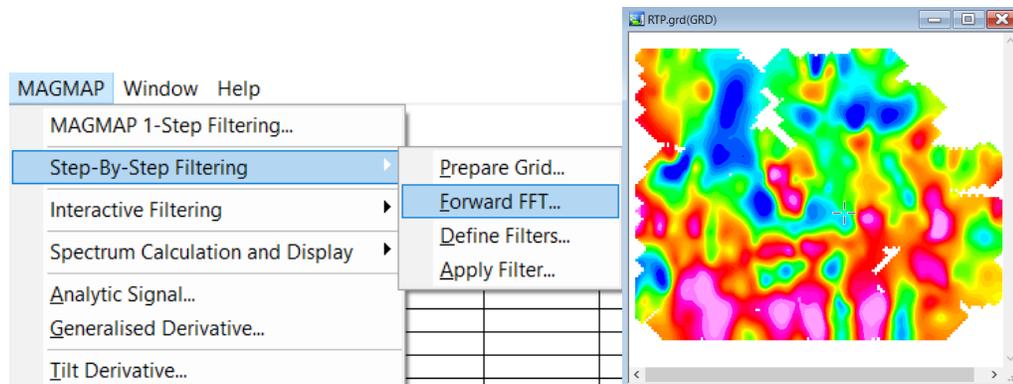


Figura 16. Cálculo de la reducción al polo magnético.

Señal analítica

La señal analítica (Figura 17) se generó en el módulo MAGMAP a partir de los datos corregidos por el IGRF con el objetivo principal de analizar y resaltar las anomalías profundas, utilizando una coloración representativa.

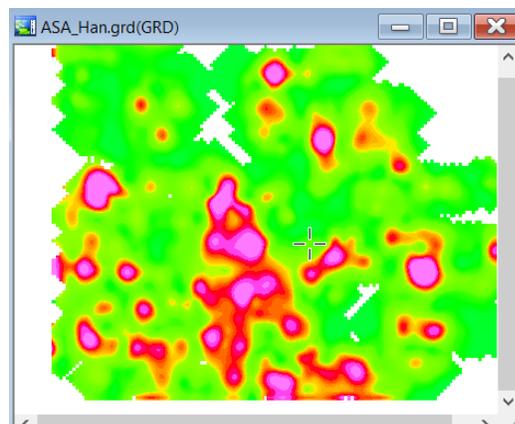


Figura 17. Cálculo de la señal analítica.

Derivada tilt

El cálculo de la derivada tilt (Figura 18) se obtiene a partir de los datos corregidos por el IGRF, mediante el módulo de MAGMAP, principalmente para identificar y analizar los lineamientos magnéticos, resaltando medianas y cortas longitudes de onda producidas por la homogeneidad del basamento

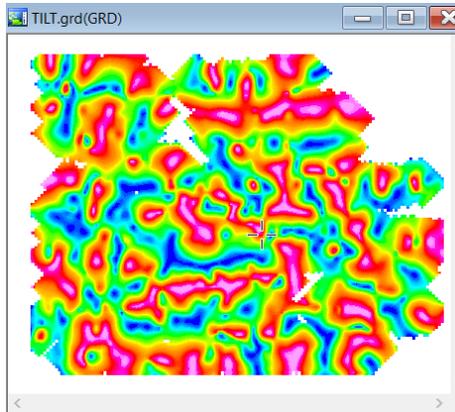


Figura 18. Cálculo de la Derivada Tilt.

VIII. PRESENTACIÓN DE LOS RESULTADOS

VIII. 1. Resultados MT

Se realizaron dos perfiles 2D en dirección suroeste-noreste, aproximadamente perpendiculares a la dirección de *strike* geoelectrico principal (noroeste-sureste) (ver figura 11). A partir de estos perfiles, se pudo determinar la geometría y la extensión de los elementos principales del sistema geotérmico.

En el perfil 1 (Figura 19), se detectó una anomalía conductiva superficial ($< 10 \Omega \cdot m$) extendida desde la superficie hasta los 2000 metros de profundidad aproximadamente, relacionada con la capa sello (*clay cap*). Un estrato resistivo subyacente a la capa sello, desde los 2000 metros hasta los 4500 metros de profundidad con valores de resistividades entre $10 \Omega \cdot m$ y $60 \Omega \cdot m$ y un espesor promedio de 2500m, interpretado como el posible reservorio (e.g. Pellerin *et al.*, 1996, Muñoz 2014). Además, se detectó la presencia de una anomalía conductiva muy profunda, a partir de los 10000 metros de profundidad, probablemente asociada a la fuente de calor del sistema geotérmico, una cámara magmática del sistema vulcanológico de área de estudio, a partir de la cual asciende el calor y los fluidos hidrotermales (*up flow*).

En el perfil 3 (Figura 20), también se pudo detectar alguno de los componentes del sistema geotérmico (capa sello y reservorio) y, además, la presencia de una zona de ascenso (*up flow*) de fluidos hidrotermales asociada a una posible estructura, que actuaría como barrera del sistema hacia el noreste.

En la figura 21, se presentan mapas de resistividad eléctrica a diferentes profundidades (0 m, -500 m y -1000 m). Del análisis de estos mapas se puede observar una anomalía resistiva en el centro del área, asociada a la cúpula del reservorio geotérmico que se va extendiendo hacia el sureste a mayor profundidad. Estas zonas podrían ser recomendadas como *target* para realizar pozos exploratorios.

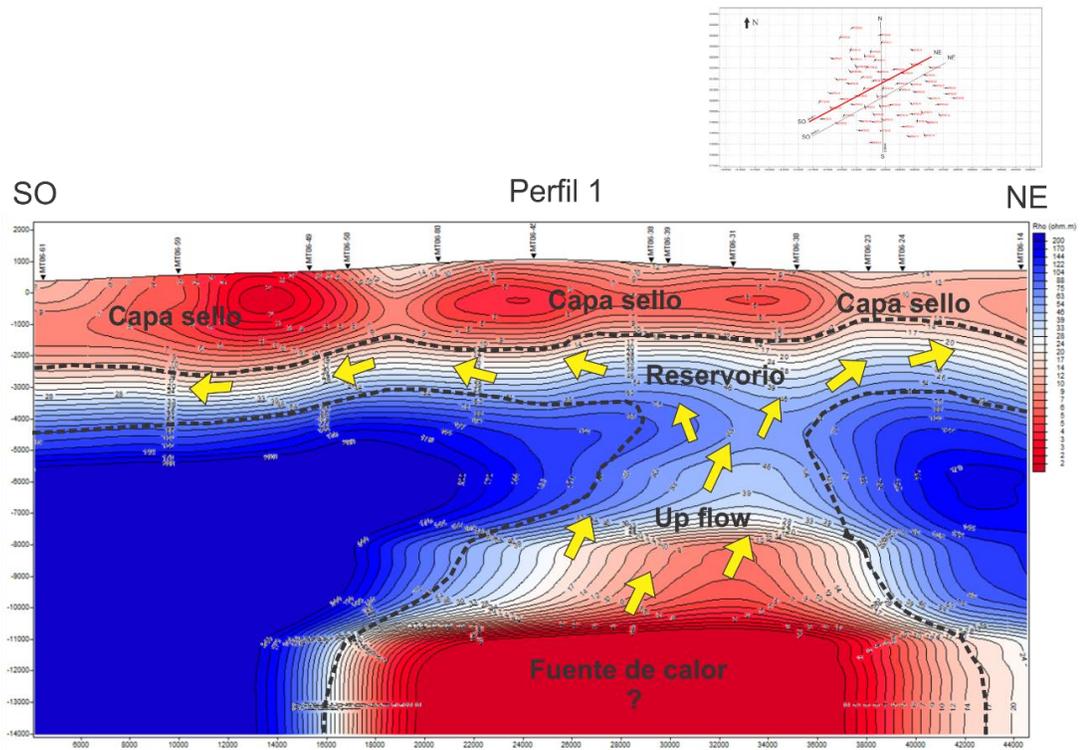


Figura 19. Modelo magnetotelúrico 2D (Perfil 1), las flechas amarillas indican el posible patrón de circulación de los fluidos.

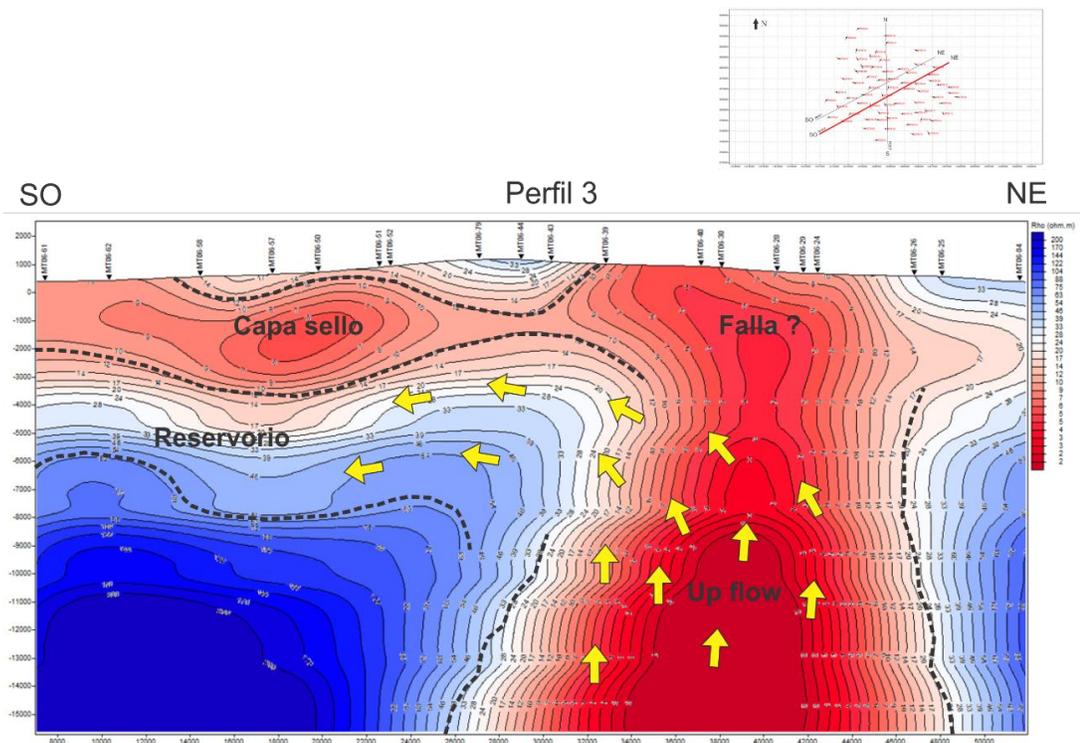


Figura 20. Modelo magnetotelúrico 2D (Perfil 3), las flechas amarillas indican el posible patrón de circulación de los fluidos.

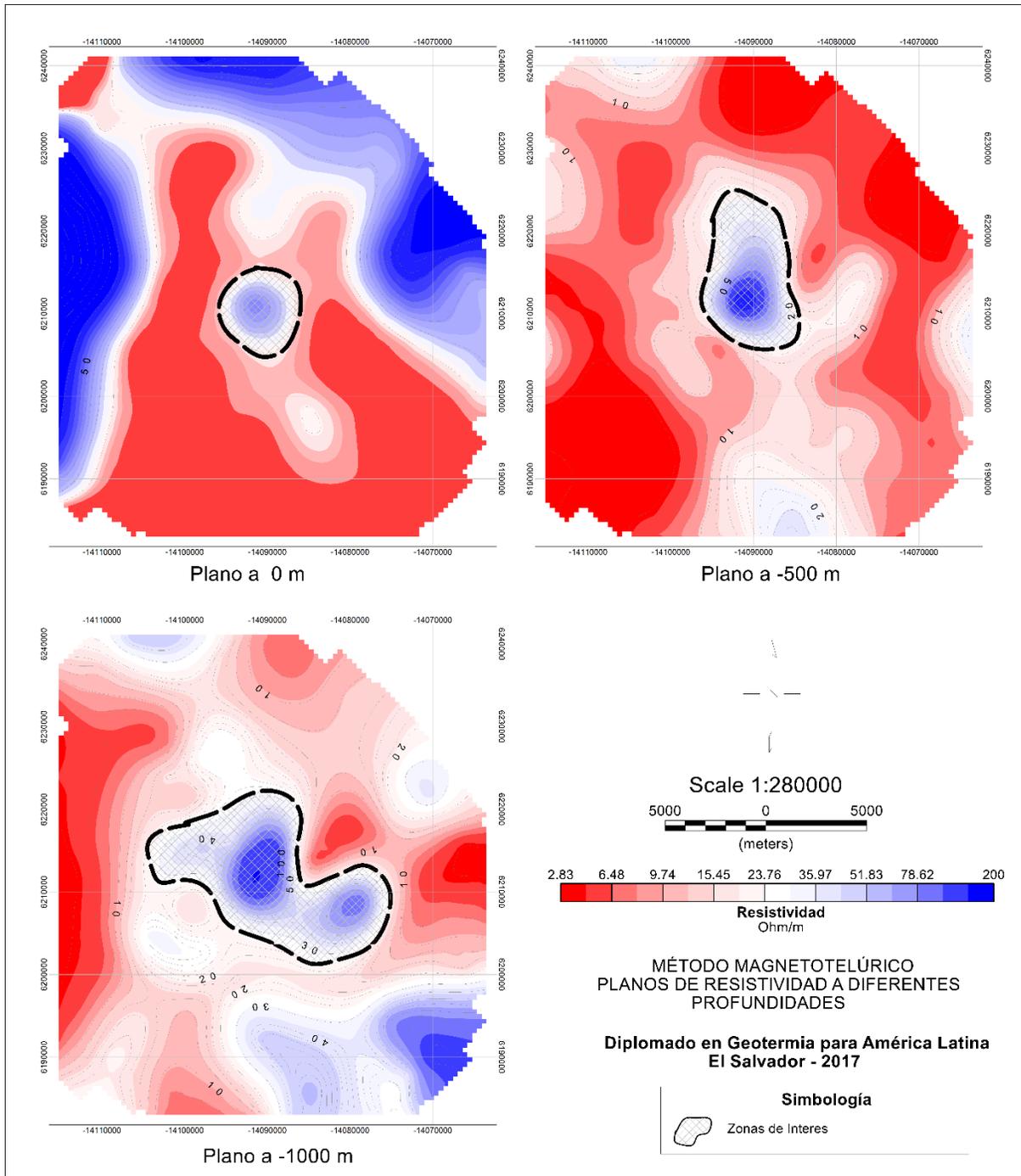


Figura 21. Mapas de distribución de resistividad eléctrica a diferentes profundidades, donde se muestran las áreas potenciales para realizar pozos exploratorios (línea negra entrecortada).

VIII.2 Resultados Gravimetría

De acuerdo con el mapa de anomalía completa de Bouguer con valores -42 hasta 52 mGal, el área de estudio se encuentra circundante con anomalías gravimétrica positiva lo cual se observa en la figura 22. Desde el punto de vista geofísico un alto gravimétrico puede estar

asociado a un levantamiento del basamento o a una densificación del subsuelo por precipitación mineral (caso de un reservorio geotérmico); por el contrario un bajo gravimétrico puede estar vinculado a un hundimiento tectónico o a la presencia de materiales menos densos como arcillas, lavas alteradas y fracturas.

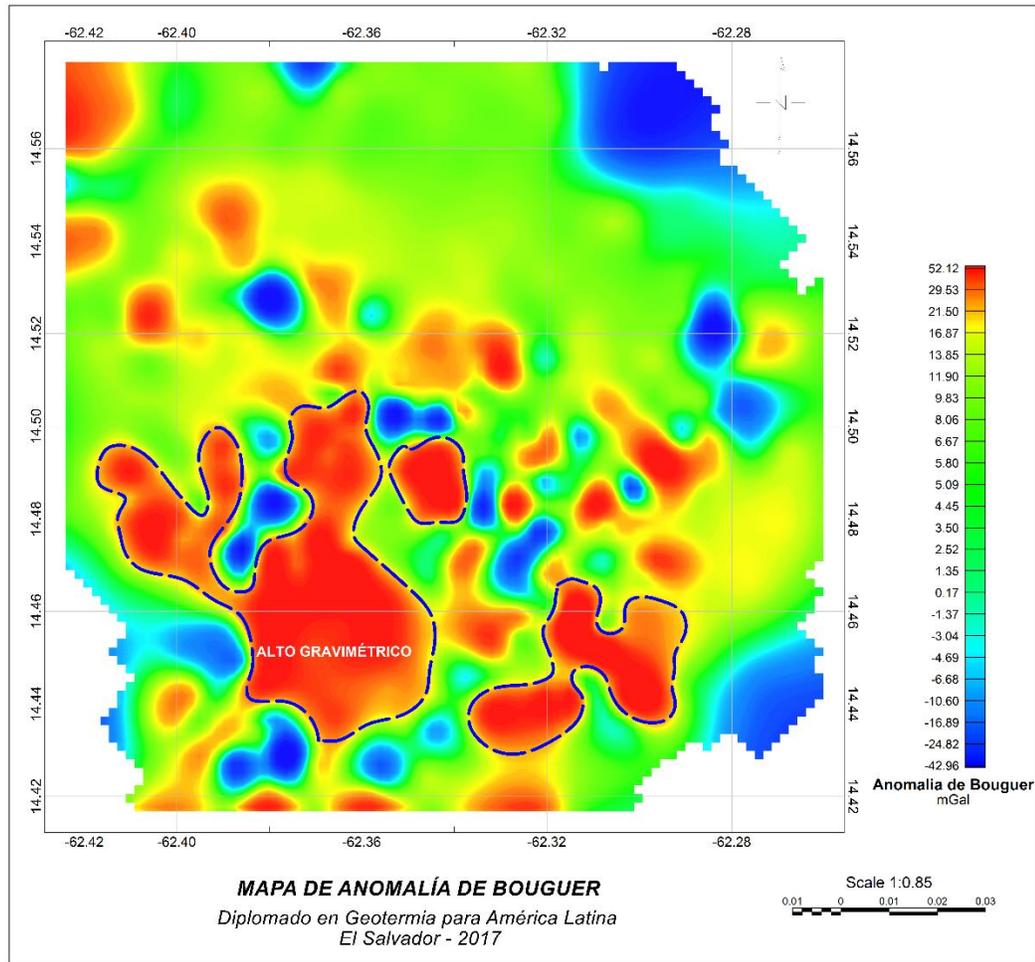


Figura 22. Mapa de Anomalía de Bouguer, se muestra resaltado las anomalías principales.

El mapa de residual gravimétrica muestra anomalías positivas y anomalías negativas (Figura 23). Las anomalías positivas se encuentran alineadas con dirección norte-sur y con dirección noroeste - sureste. Probablemente asociadas a estructuras geológicas que controlan el sistema geotermal del área de estudio. Así mismo se muestra el mapa de la regional gravimétrica, donde se observa que los cuerpos más profundos estarían en la parte central del área de estudio (Figura 24).

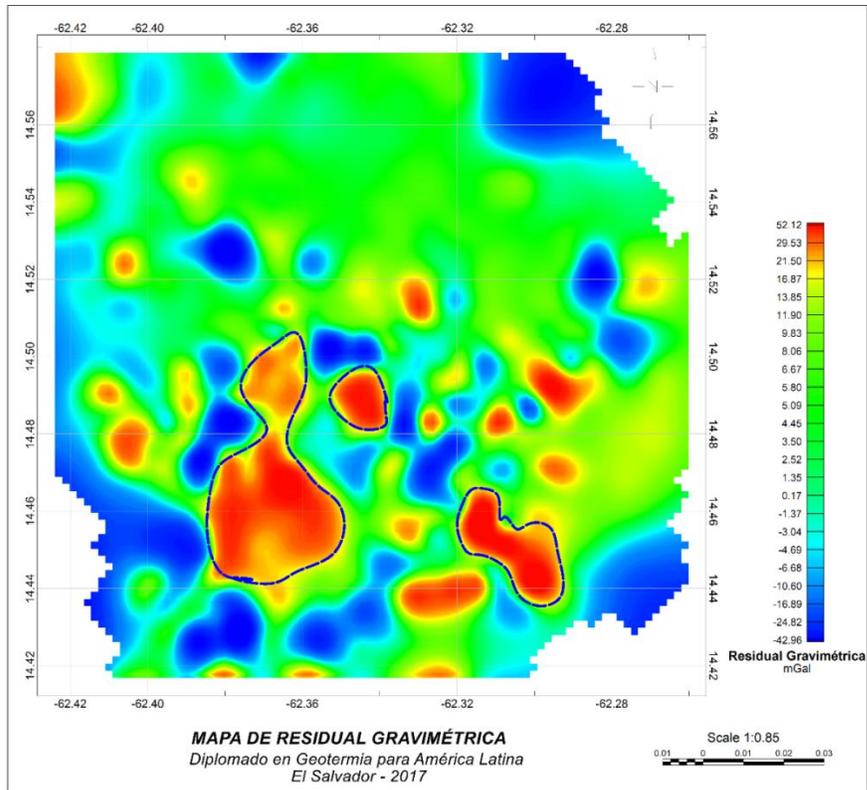


Figura 23. Mapa de Residual Gravimétrica, se muestra resaltado las anomalías principales.

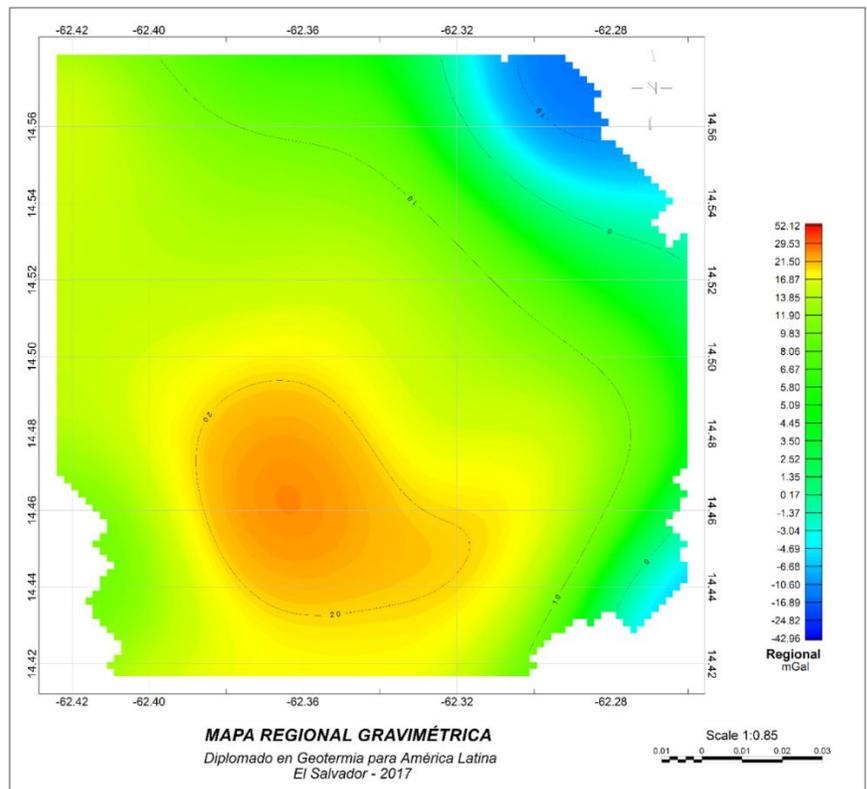


Figura 24. Mapa de Regional Gravimétrica.

La respuesta de lineamientos que han sido identificados y digitalizados principalmente en base al análisis gravimétrico de la información de los mapas de la Primera Derivada Vertical y la Derivada Tilt (Figura 25), el cual permitió resaltar los efectos sutiles de las estructuras. Algunas estructuras tienen un efecto tan fuerte que son visualizadas desde diferentes ángulos. En este estudio se interpreta tres patrones de lineamientos con dirección noroeste-sureste y norte-sur, además también se identificó un lineamiento con dirección este-oeste al norte del área de estudio, que controla a los lineamientos anteriormente mencionados, este probablemente asociado al graben regional que caracteriza a la zona en estudio.

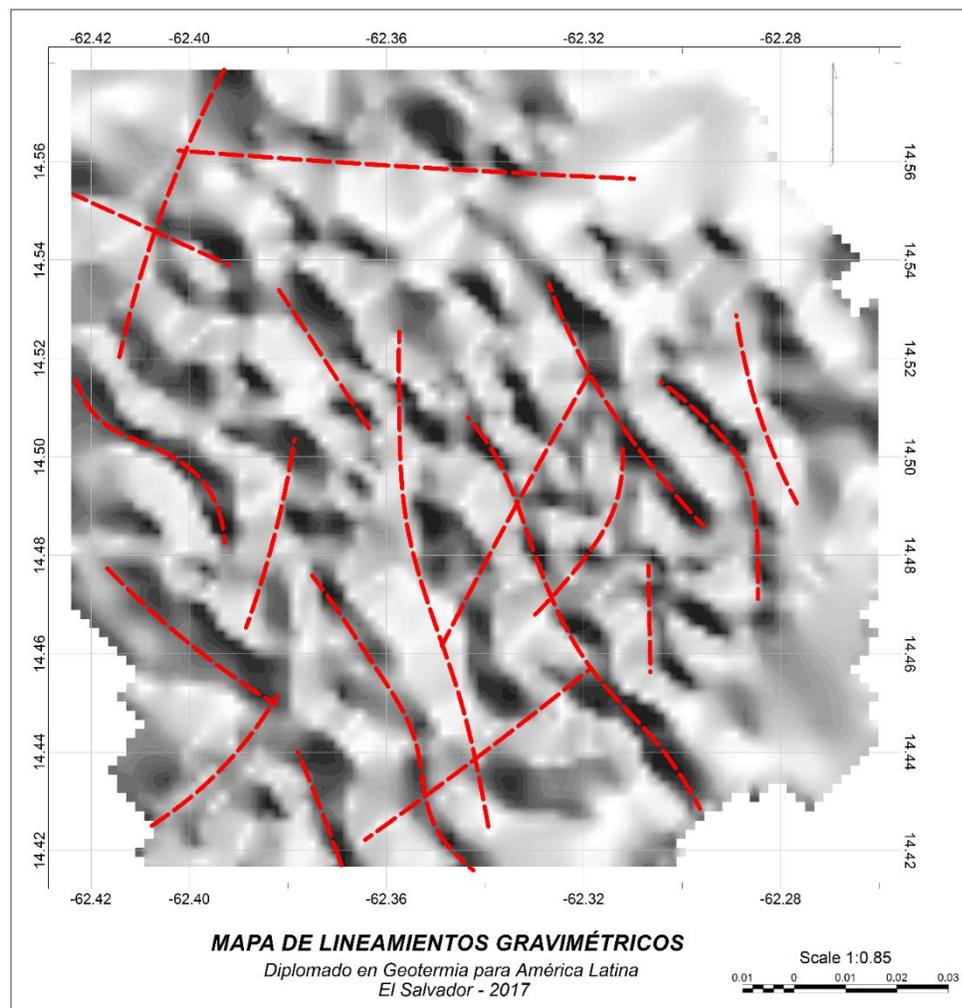


Figura 25. Mapa de lineamientos Gravimétricos.

VIII. 3 Resultados Magnetometría

La información magnética para este estudio no cubre toda el área de interés, esto imposibilita su análisis e integración con la información gravimétrica y MT. Sin embargo, se

realizó un procesamiento e interpretación a los mapas de campo total, señal analítica y reducción al polo utilizando la transformada de Fourier FFT.

En el mapa de la intensidad del campo magnético (Figura 26), se muestra una anomalía negativa posiblemente asociada a un área, donde las rocas y minerales han perdido dentro de su composición mineralógica interna aquellos minerales ferromagnéticos, que pudieron ser causados por fluidos que han sido transportados a través de fallas y/o fracturas desde el interior de la tierra y han destruido los minerales ferromagnéticos.

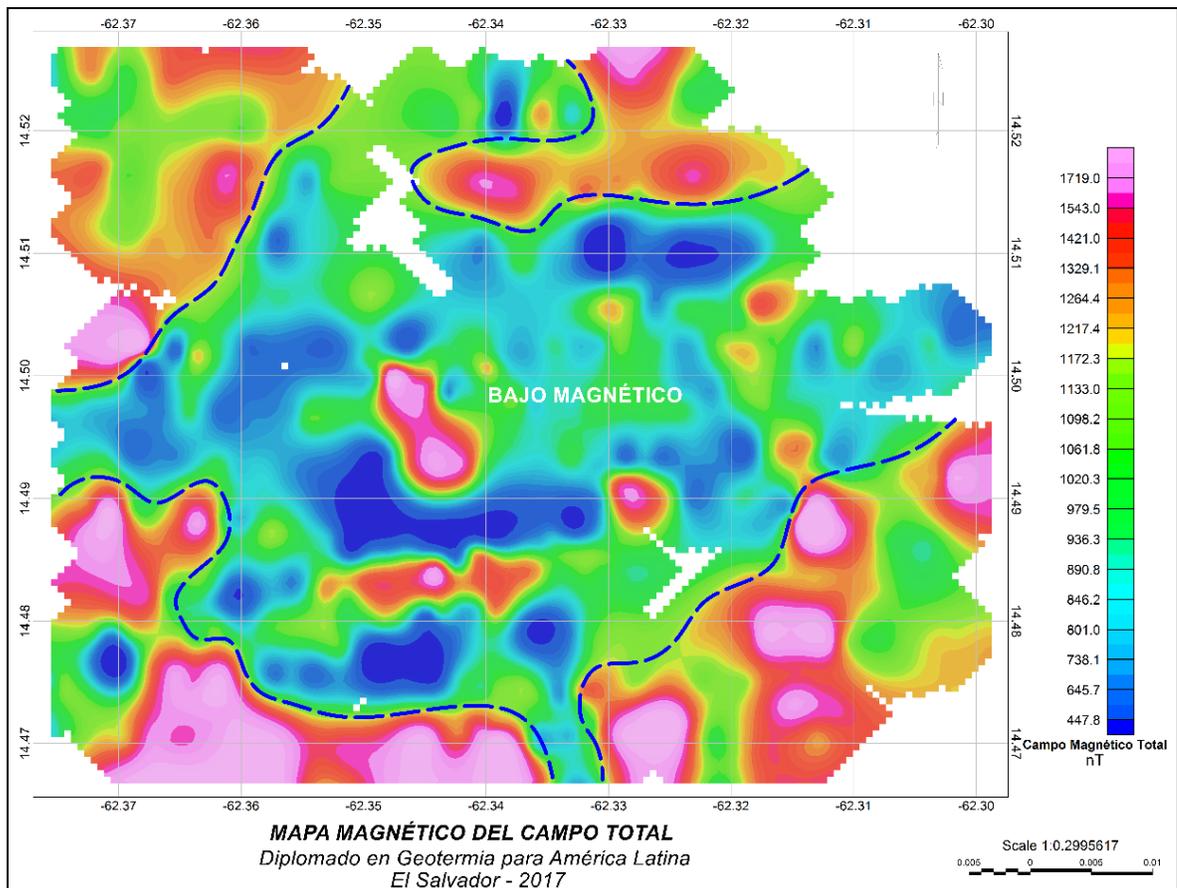


Figura 26. Mapa Magnético del campo total, resaltado la anomalía magnética.

La señal analítica (Figura 27), está relacionada a una anomalía positiva resaltando los picos altos de los cuerpos, que se observa incompleta hacia el sur del área de estudio, dependiendo únicamente de la fuerza del campo magnético y no de la dirección del cuerpo magnetizado, estas anomalías estarían asociadas a una fuente de magnetización remanente propias de la roca.

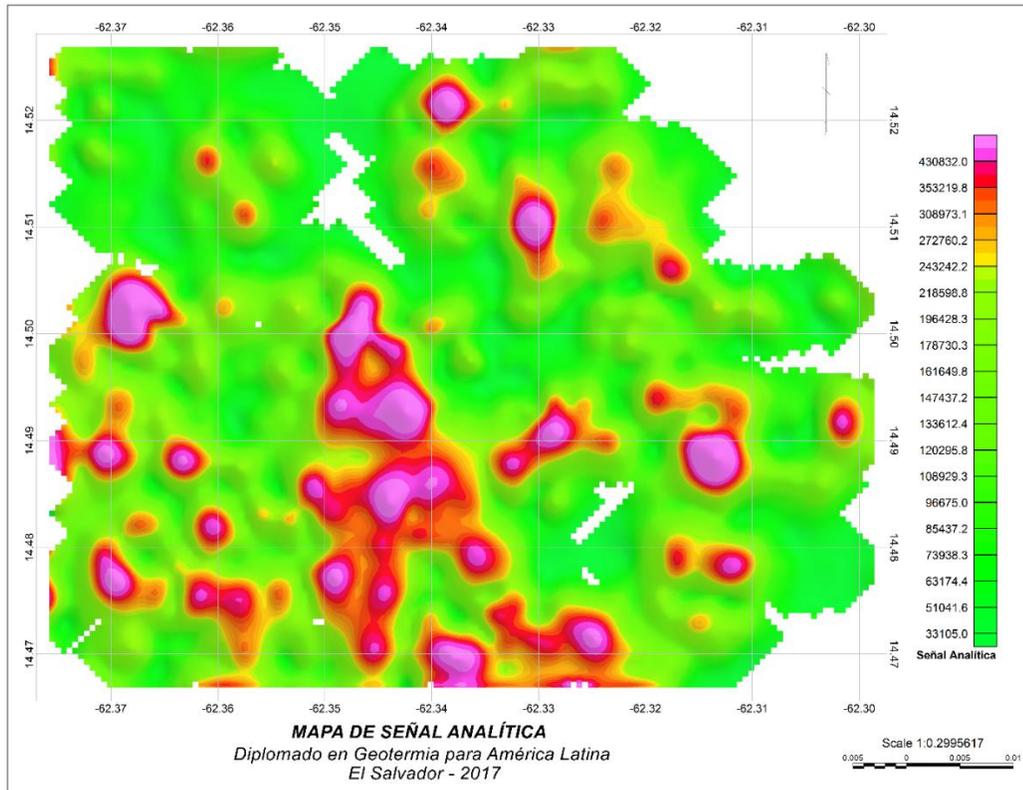


Figura 27. Mapa de Señal Analítica a partir del campo magnético.

La Reducción al Polo Magnético (Figura 28), muestra anomalías positivas con dirección al sur del área de estudio y anomalías negativas al norte, estas anomalías (negativas) estarían asociadas al graben y a zonas con alto contenido de fracturas.

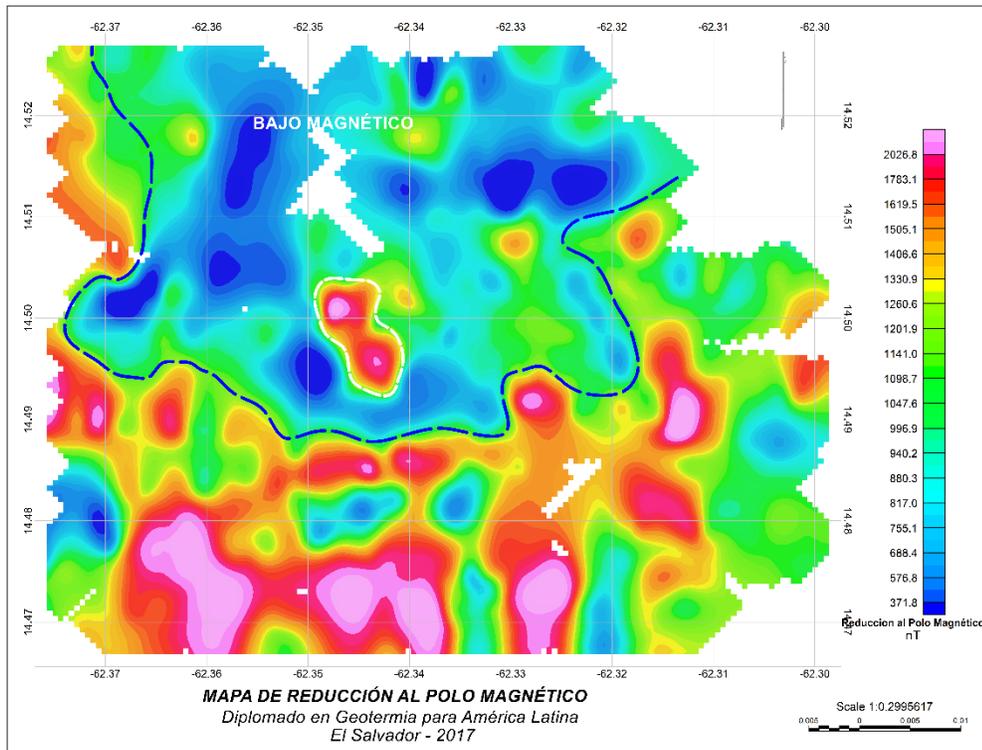


Figura 28. Mapa de Reducción al Polo magnético, resaltando la anomalía magnética.

Finalmente se muestra en la figura 29 la superposición de la señal analítica del campo magnético y la residual gravimétrica que permitió visualizar la anomalía principal, la cual se muestra limitada por las estructuras con dirección noroeste–sureste. Esto conlleva a proponer dos áreas potenciales (Área I y II) para realizar pozos exploratorios.

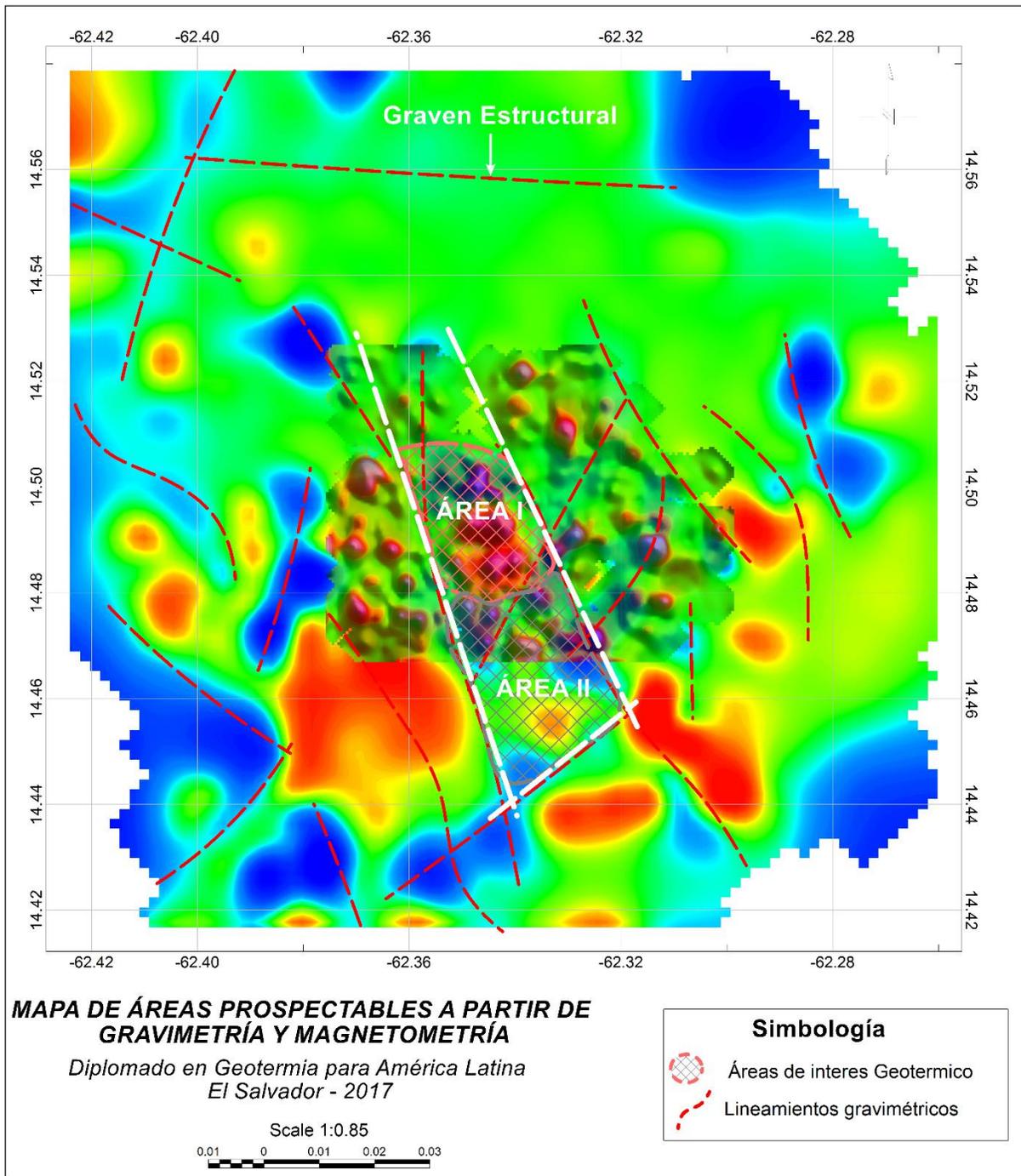


Figura 29. Áreas de potencial geotérmico propuestas (Área I y II), a partir de Gravimetría y Magnetometría.

VIII. 4 Modelo Geofísico Integrado

A continuación, se expone el modelo geofísico integrado del área de estudio, donde se distinguen los diferentes componentes del sistema geotérmico en perfil (Figura 30), y en planta (Figura 31).

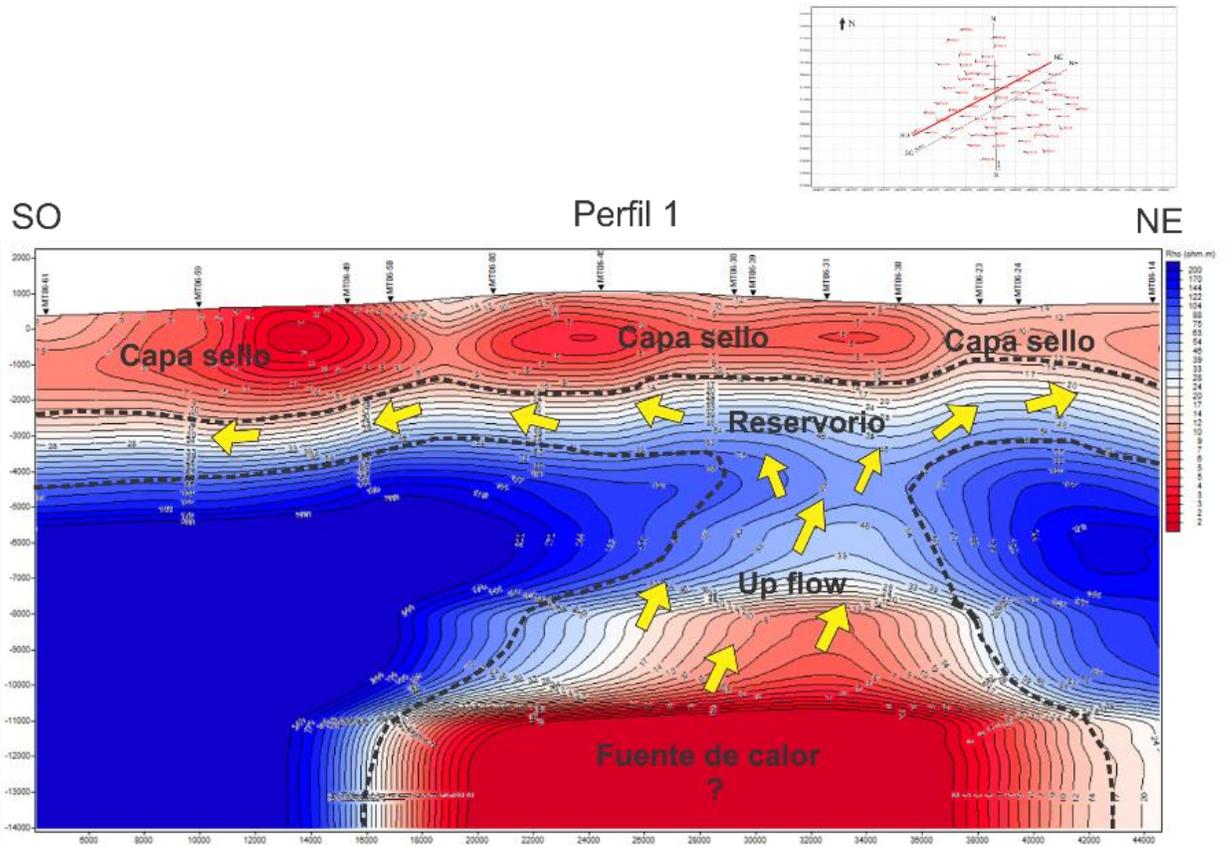


Figura 30. Perfil de resistividad eléctrica, donde se muestran los componentes principales de sistema geotérmico.

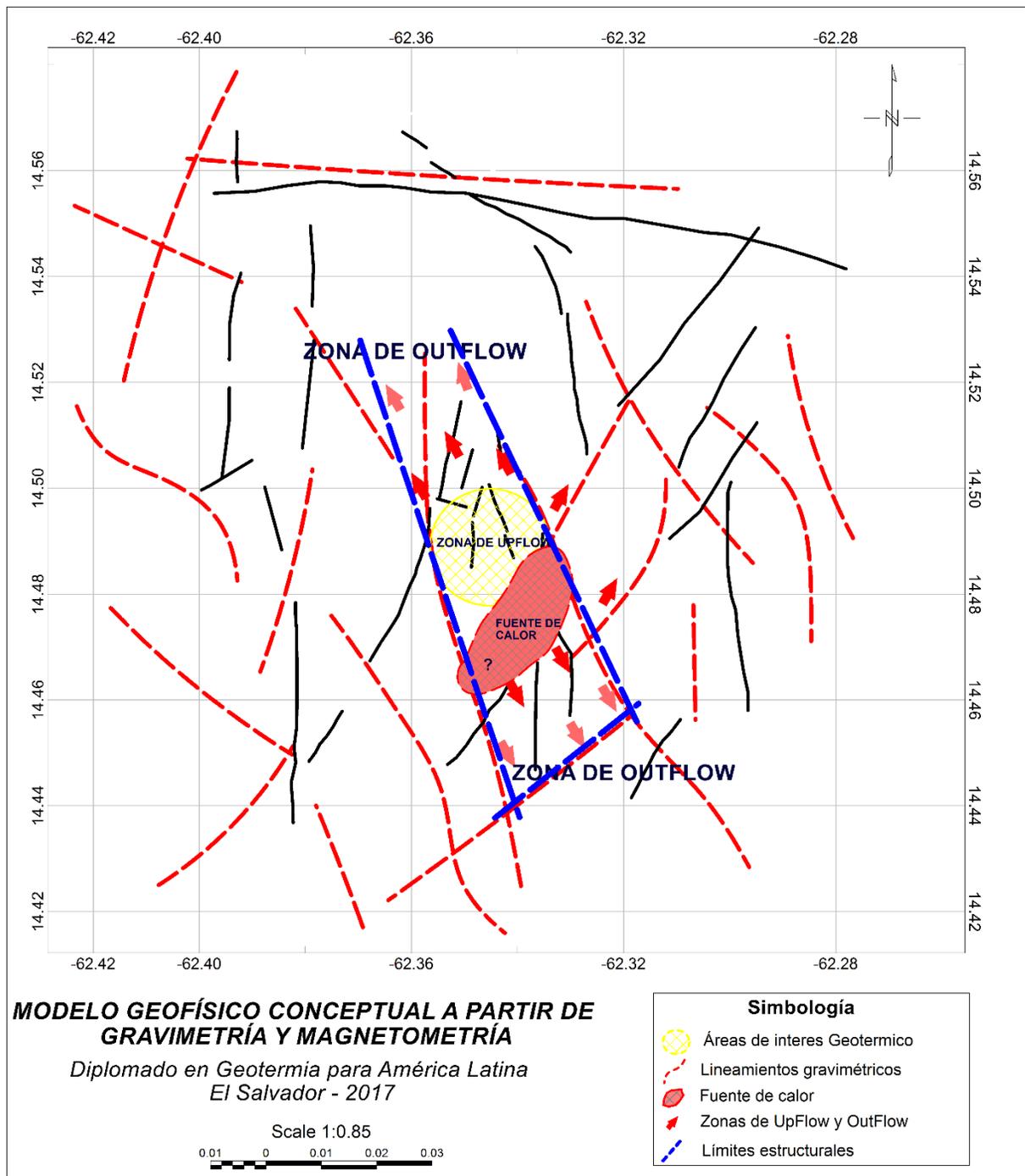


Figura 31. Modelo geofísico conceptual en planta.

Capa sello (*clay cap*): Anomalía conductiva con valores de resistividad $< 10 \Omega \cdot m$, desde superficie hasta los 2000 metros de profundidad. Espesor aproximado entre 1500 y 2000 metros.

Reservorio: Anomalía resistiva con valores de resistividad entre $10 \Omega \cdot m$ y $60 \Omega \cdot m$, desde los 2000 metros hasta los 4500 metros de profundidad. Espesor aproximado de 2500 metros.

Fuente de calor: Anomalía conductiva a 10000 metros de profundidad, asociada a una cámara magmática.

Zona de ascenso (*up flow*): Relacionada con el ascenso de los fluidos hidrotermales desde donde se encuentra la fuente de calor, controlada por las estructuras principales que generan una permeabilidad secundaria en las rocas.

Zona de descarga (*out flow*): Hasta el noroeste y sureste del área de interés, controlada por las estructuras noroeste- sureste.

Patrón de circulación: Hacia el noroeste y sureste controladas por las estructuras noroeste- sureste, y una posible descarga lateral hacia el noreste.

IX. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Del análisis de los datos magnetotelúricos (MT), se detectó la presencia de una anomalía conductiva ($< 10 \Omega \cdot m$) desde la superficie hasta los 2000 metros de profundidad, relacionada con la capa sello (*clay cap*). Una anomalía resistiva ($10 \Omega \cdot m - 60 \Omega \cdot m$) desde los 2000 metros hasta los 4500 metros de profundidad, vinculada posiblemente con el reservorio del sistema y por último una anomalía conductiva a los 10000 metros de profundidad asociada posiblemente a la fuente de calor del sistema (cámara magmática).

A partir de los mapas de anomalía de Bouguer y residual gravimétrica se muestra una anomalía positiva alineada con dirección norte-sur, limitadas por estructuras y lineamientos gravimétricos con dirección noroeste – sureste.

De acuerdo con los resultados del estudio de magnetometría se identificó una anomalía negativa, probablemente asociado a un sistema de fallas, que favorecería al sistema geotermal permitiendo la circulación de fluidos en profundidad.

Las principales direcciones de lineamientos gravimétricos y magnéticos se encuentran en tres direcciones, la primera con mayor predominio es noroeste – sureste, seguidamente lineamientos con dirección norte – sur y por último con dirección este – oeste asociadas al graben principal.

Se recomienda continuar con las mediciones de magnetotelúrica hacia el sector sur del área de estudio, donde posiblemente el sistema continúa extendiéndose y correlacionar a futuro el análisis de los modelos 2D con información de geología de pozos para ajustar las profundidades y espesores de los elementos del sistema con datos de facies minerales y datos de temperaturas.

Se recomienda completar el estudio magnético para tener mayor información de las anomalías que se muestran incompletas, además para poder corroborar con la información gravimétrica existente.

Por otro lado, es importante correlacionar los resultados geofísicos con información geológica como mapa de alteraciones minerales, mapas estructurales y otros, para tener mayor certeza de los resultados.

Se recomienda llevar a cabo la exploración profunda en las áreas propuestas (Área I y II), de acuerdo a los estudios geofísicos.

X. AGRADECIMIENTOS

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

Agradecemos a las instituciones UES, LAGEO, UNU-GTP y NDF, que nos brindarnos la oportunidad de ser partícipes en este Diplomado que sin duda alguna aportará en gran medida a nuestro crecimiento profesional.

Agradecemos profundamente a nuestro asesor Pedro Santos, coordinadores del Diplomado y profesores por la enseñanza impartida.

Agradecemos al Área de Geofísica de LAGEO, a cada uno de sus integrantes por la buena predisposición a la hora de ayudarnos a realizar este trabajo final y a Arturo Quezada, por brindarnos la información geológica que nos ayudó a tener una visión más integral del área de estudio.

XI. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- *Árnason, K. 1989. Central loop transient electromagnetic soundings over a horizontally layered earth. Orkustofnun, Reykjavík, report OS-89032/JHD-06, 129 pp.*
- *Berdichevsky, M. N., y Dmitriev, V. I. 2002. Magnetotellurics in the context of ill-posed problems. Society of Exploration Geophysicists.*
- *Blakely, R., 1996 Potential Theory in Gravity & Magnetic Applications*
- *Burger, H, Robert - Prentice Hall PTR – 1992. Exploration Geophysisc of the Shallow Subsurface*
- *Cantwell, T. 1960. Detection and analysis of low frequency magnetotelluric signals (Doctoral dissertation, Massachusetts Institute of Technology).*
- *Cantos, J., 1987, Tratado de Geofísica Aplicada Tercera Edición.*

- Constable S.C.; Parker R.L.; Constable C.G., 1987. "Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data." *Geophysics*, 52, 3, pp 289-300.
- De Groot-Hedlin, C., Constable, S. 1990. Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional model from magnetotelluric data. *Geophysics*, 55 (12), 1613- 1624.
- Dobrin, M. B.; Savit, C. H. 1988, *Introduction to Geophysical Prospecting*. Mc. Graw Hill, New York.
- Jones, A. G. 1988. Static shift of magnetotelluric data and its removal in a sedimentary basin environment. *Geophysics*, 53(7), 967-978.
- Lowrie, W. 2007. *Fundamentals of geophysics*. Cambridge University Press. New York. 374 p.
- Muñoz, G. 2014. Exploring for geothermal resources with electromagnetic methods. *Surveys in geophysics* 35: 101-122.
- Pellerin, L., Johnston, J.M. y Hohmann, G.W. 1996. A numerical evaluation of electromagnetic methods in geothermal exploration. *Geophysics* 61 (1): 121–130.
- Reddy, I.K., Rankin, D., y Phillips, R.J. 1977: Three-dimensional modelling in magnetotelluric and magnetic variational sounding. *Geophysics. J. R. Astr.Soc.*, 51, 313-325.
- Reynolds, J. M. 1997. *An Introduction to applied environmental geophysics*. Jhon Wiley and Sons Ltda. England. 796 p.
- Rodi, W. y Mackie, R., 2001. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. *Geophysics*, Vol. 66, N° 1, pp. 174–187.
- Rodriguez V, G, 1994 Digital terrain model for Spain, *Mare Nostrum* 4, pp 19-31.
- Simpson, F. y Bahr, K. 2005. *Practical Magnetotellurics*. Cambridge University Press, 272 p., Cambridge.
- Sutarno, D., y Vozoff, K. 1989. Robust M-estimation of magnetotelluric impedance tensors. *Exploration Geophysics*, 20(3), 383-398.
- Tikhonov, A.; Arsenin, V., 1977, *Solutions of ill-posed problems*: V. H. Winston and Sons.
- Telford, W., Geldart, L. y Keys, D., 2004. *Applied geophysics*, Cambridge University press. Cambridge, version digital, pp 860.
- Udias, A., and Mezcua, J., 1997 *Fundamentos de Geofísica*
- Vozoff, K. 1972. The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins. *Geophysics*, 37(1), 98-141.
- Weaver, J. T., Agarwal, A. K., & Lilley, F. E. M. 2000. Characterization of the Magnetotelluric impedance tensor. *Geophys J Inter*, 129, 133-142.
- Whitehead N and Musselman C; 2007. Montaj magmap filtering: 2D frequency domain processing of potencial field data Extension for Oasis montaj v6.1.