

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

DIPLOMADO EN GEOTERMIA PARA AMERICA LATINA
EDICION 2017.



TEMA: Elaboración y comparación de los Modelos Resistivos
MT 1D, 2D y 3D de un área geotérmica de alta temperatura.

PRESENTAN:

Osmany René José Aparicio Monjarás

Ricardo Amílcar Canjura Guzmán

ASESOR:

Lic. Pedro Antonio Santos

CIUDAD UNIVERSITARIA, NOVIEMBRE 2017.

Contenido

1.	Resumen.....	4
2.	Introducción.....	4
3.	Planteamiento del problema.....	5
4.	Justificación del estudio.....	5
5.	Objetivos.....	6
	□ Objetivo general.....	6
	□ Objetivos específicos.....	6
6.	Marco Teórico.....	7
6.1.	Conceptos básicos del método magnetotelúrico (MT).....	7
6.1.1.	Tensor de impedancia.....	9
6.1.2.	Distorsión Electromagnética (Static Shift).....	10
6.1.3.	Skin Depth.....	10
6.2.	Parámetros de MT.....	11
6.2.1.	El Strike y los Diagramas Polares.....	11
6.2.3	Vector Tipper.....	12
6.3.	El método magnetotelúrico en 1D.....	13
6.3.1.	Algoritmos de inversión 1D.....	13
6.4.	El método magnetotelúrico en 2D.....	14
6.4.1.	Algoritmo de inversión 2D.....	17
6.5.	El método magnetotelúrico en 3D.....	17
7.	Metodología.....	18
7.1.	Corrección Static shift.....	18
7.2.	Depuración de datos.....	18
7.3.	Modelado 1D.....	19
7.4.	Determinación de perfiles.....	20
7.5.	Modelado 2D.....	21
7.6.	Modelo inicial 3D.....	22
8.	Presentación y Análisis de Resultados.....	23
8.1.	Mapa de Diagramas Polares.....	23
8.2.	Mapas de Strike.....	23
8.3.	<i>Mapa de Vectores de Inducción</i>	24
8.4.	Mapas de Resistividad del modelado inverso 1D, a 500 m.s.n.m., 0 m.n.s.m., -500 m.s.n.m., -1500 m.s.n.m.....	25

8.5. Comparación de resultados de modelados 1D, 2D Y 3D	27
8.5.1 Perfil 1. Modelados inversos 1D, 2D, 3D.....	27
8.5.2 Perfil 2. Modelados inversos 1D, 2D, 3D.....	29
8.6. Relación de resistividades y facies geológicas.	32
8.7. Propuesta de Modelo Conceptual Resistivo.	34
8.8. Zonas de interés Geotérmicos.....	35
9. Conclusiones.....	36
10. Recomendaciones.....	37
11. Agradecimientos.....	38
12. Referencias bibliográficas.....	39

1. Resumen

El método geofísico electromagnético magnetotelúrico (MT) es fundamental para la obtención de información de la resistividad eléctrica del subsuelo profundo para exploración de recursos geotérmicos de alta entalpía; complementado con estudios de señales electromagnéticas con dominio en el tiempo (TDEM), para elaborar la corrección static shift, para establecer las profundidades y resistividades correctas.

Los distintos parámetros que provee la técnica MT tales como: los diagramas polares, el strike, el Tipper, y vectores de inducción, sirven para determinar la dimensionalidad, el patrón estructural, y la identificación de cuerpos de baja resistividad, respectivamente a diferentes profundidades.

Debido a la complejidad geológica que pueden presentar ambientes volcánicos donde se desarrolla este tipo de recursos, ha sido necesario el perfeccionamiento de modelos matemáticos de inversión 1D, 2D y 3D, para superar la calidad de resolución de las resistividades a mayores profundidades geológicas.

Este trabajo construye un modelo conceptual geofísico resistivo del área de estudio, identificando posibles fuentes de calor, patrón de estructuras, zonas de ascenso y descargas; a partir de la elaboración e interpretación de diferentes mapas y perfiles de modelados inversos 1D, 2D y 3D.

La comparación de estos modelados entre sí, permite identificar y fortalezas como corroborar diferentes características y elementos del sistema geotérmico asumido en equilibrio térmico.

2. Introducción

El presente trabajo constituye la construcción de un modelo conceptual geofísico resistivo, construido a partir del procesamiento de 43 sondeos MT y sus correspondientes sondeos TDEM, en un área geotérmica de alta entalpía. El procesamiento fue llevado a cabo a partir de análisis de diferentes parámetros electromagnéticos, caracterizando los sondeos y optimizando la construcción de los modelados de inversión resistivo 1D y 2D. El modelado de inversión 3D del área de estudio fue proporcionado por al área de geofísica.

El trabajo aporta inicialmente un apartado de conceptos básicos descriptivos de la técnica del método MT, como base para la comprensión de las formulaciones físicas y asunciones aplicados en el respectivo modelado inverso planteado, que rigen dicha técnica. Posteriormente se presenta la metodología, sus diferentes etapas implementadas desde la depuración de data y procesamiento para la construcción de los modelos de inversión resistivos 1D y 2D del área de estudio.

Finalmente los principales resultados obtenidos son presentados en mapas y perfiles de secciones transversales que con sus respectivos análisis e interpretación permiten establecer características resistivas del área de estudio y concluir en el respectivo modelo conceptual resistivo.

3. Planteamiento del problema

Parte de la caracterización de un reservorio geotérmico, puede ser obtenida aplicando la técnica geofísica denominada método magnetotelúrico (MT). En los últimos años con el desarrollo de la tecnología este método ha evolucionado hasta convertirse en una de las herramientas de mayor aplicación para determinar anomalías resistivas profundas. La aplicación de esta técnica, implica la utilización de modelos de inversión con software especializados que permiten determinar el comportamiento de la resistividad en 1, 2, y 3 dimensiones. Es por ello que la aplicación de un modelo de inversión adecuado, representa una de las apuestas más importantes para la implementación de este tipo de estudio, de lo contrario se obtendrían resultados inconclusos o inconsistentes implicando considerables costos económicos para las etapas de desarrollo de un proyecto geotérmico.

4. Justificación del estudio

El método magnetotelúrico, es una de las principales herramientas de la geofísica para determinar las anomalías resistivas profundas, esto implica el interés que los datos obtenidos por este método puedan ser procesados con modelos de inversión actualizados, para determinar las zonas de mayor interés en exploraciones profundas.

5. Objetivos

✓ **Objetivo general**

Comprender los diferentes criterios geofísicos en el procesamiento de datos magneto telúrico para la caracterización de un posible recurso geotérmico de interés comercial.

✓ **Objetivos específicos**

Elaborar de un modelado resistivo 1D y 2D del área de estudio.

Identificar posibles estructuras geológicas en el área geotérmica del estudio a través del modelo resistivo.

Realizar, comprender y documentar el modelo resistivo 2D en al menos 2 perfiles seleccionados con criterio geofísico.

Realizar una comparación técnica de los modelos resistivos 1D, 2D y 3D.

Construir un modelo conceptual geofísico resistivo, a través de la estimación del área probable y posible del recurso a través de la interpretación de los modelados de inversión 1D, 2D y 3D.

6. Marco Teórico

6.1. Conceptos básicos del método magnetotelúrico (MT)

El método magnetotelúrico (MT) es una técnica geofísica de fuente natural, basado en el estudio del fenómeno de inducción electromagnética, que permite caracterizar la resistividad eléctrica del subsuelo. Esta técnica, utiliza como fuente las fluctuaciones del campo magnético terrestre, producida en la ionosfera a causa, principalmente de la actividad solar.

Cuando esta energía externa, en forma de onda electromagnética, conocida como el campo electromagnético primario, alcanza la superficie de la tierra, parte de esta es reflejada, y la parte restante penetra en la tierra. La Tierra actúa como un buen conductor, por lo tanto, las corrientes eléctricas, conocidas como corrientes telúricas, son inducidas y producen a su vez, un campo magnético secundario.

La técnica MT se basa en la medida simultánea, en superficie, de las variaciones temporales de los campos eléctrico y magnético ($\vec{E}_{(t)}$ y $\vec{B}_{(t)}$), como resultado de la superposición de los campos primarios y secundarios. Dado el comportamiento vectorial de ambos campos, es posible determinar las tres componentes del campo magnético (H_x, H_y, H_z) y las dos componentes del campo eléctrico (E_x, E_y).

De acuerdo a la propiedad de las ondas electromagnéticas en los conductores, la penetración de la onda electromagnética depende de la frecuencia de oscilación, esto implica que el valor de penetración dependa de la frecuencia del campo electromagnético.

Las señales MT son generadas por dos fuentes:

1. Las de baja frecuencia, generalmente menores a 1Hz, o más de 1 ciclo por segundo, estas son generadas cuando el viento solar interacciona con el campo magnético de la Tierra.
2. Las de alta frecuencia, superiores a 1Hz menores a 1ciclo por segundo, son generadas en el planeta tierra por las tormentas, usualmente cercanas al Ecuador.

Las ecuaciones de Maxwell describen el comportamiento de los campos eléctricos y magnéticos, además de la interacción entre ellos. Esto constituye la base teórica del método magnetotelúrico, y es descrito por las siguientes ecuaciones:

$$\nabla \times E = -\frac{\partial B}{\partial t} \quad \text{Ley de Faraday.}$$

$$\nabla \times H = J + \frac{\partial D}{\partial t} \quad \text{Ley de Amper.}$$

$$\nabla \cdot D = \rho_V \quad \text{Ley de Gauss para el campo eléctrico.}$$

$$\nabla \cdot B = 0 \quad \text{Ley de Gauss para el campo magnético.}$$

Donde, $E(\text{v/m})$ y $H(\text{A/M})$ son intensidades del campo eléctrico y magnético respectivamente, $B(\text{T})$ es la inducción, $D(\text{C/m}^2)$ es el desplazamiento eléctrico, $J (\text{A/mt}^2)$ es la densidad de corriente y $\rho_V (\text{C/mt}^3)$ es la densidad de carga eléctrica.

Las magnitudes vectoriales presentes en estas ecuaciones están relacionadas a través de las ecuaciones constitutivas del medio.

$$J = \sigma E$$

$$D = \epsilon E$$

$$B = \mu H$$

Donde σ, ϵ y μ describen las propiedades intrínsecas de los materiales a través de los cuales se propaga el campo electro magnético.

Asunciones en el método Magnetotelúrico.

- 1) Se cumplen las ecuaciones generales del electromagnetismo planteadas por Maxwell.
- 2) La Tierra no puede generar energía electromagnética, solo puede ser disipada o absorbida
- 3) Todos los campos pueden ser tratados como conservativos y ser analizados en dirección de la fuente.
- 4) Las fuentes de campo magnético utilizados, son generados por corriente de gran escala en la ionósfera lejos de la superficie, incidiendo como ondas planas y un campo electromagnético uniforme, con ondas casi verticales incidiendo sobre la subsuelo.
- 5) No existe acumulación de carga en ninguna capa dentro de la Tierra.
- 6) La carga se conserva y la Tierra se comporta como un buen conductor óhmico obedeciendo la ecuación $j = \sigma E$.
- 7) El campo de desplazamiento eléctrico para un sondeo MT es causi-estático.
- 8) Cualquier variación en las permisividades eléctricas y permeabilidades magnéticas de las rocas se supone insignificante en comparación con las variaciones de la conductividad a gran dimensión.

Con las formulaciones anteriormente descritas y las hipótesis aplicadas a la inducción electromagnética para el caso de MT, las leyes de Faraday y Ampere expresadas en el dominio de la frecuencia quedan de la siguiente forma:

$$\vec{\nabla} \times \vec{E} = -i\omega \vec{B}$$

$$\vec{\nabla} \times \vec{B} = -i\omega \vec{E}$$

Las respuestas magnetotelúricas o funciones de transferencia son aquellas que se relacionan para una frecuencia dada, las componentes de los campos electromagnéticos registrados en superficie. Dependen únicamente de las propiedades del medio por el cual se propagan las ondas electromagnéticas y no de la fuente que las genera. Por lo tanto, se caracterizan por la distribución de la conductividad eléctrica de los diferentes

materiales por el cual se han propagado, proporcionando así, información de las estructuras geológicas del subsuelo a diferentes profundidades según la frecuencia de registro.

Las funciones de transferencia más comunes son el tensor de impedancia magnetotélúrico, la función de transferencia geomagnética, conocida como Tipper, los invariantes rotacionales o el tensor de fase. El tensor que contiene los valores de resistividad eléctrica del subsuelo es el tensor de impedancia que es utilizado en los diferentes métodos de inversión.

6.1.1. Tensor de impedancia

El tensor de impedancia es una matriz representada por $Z_{(\omega)}$, es una matriz compleja de orden 2 que relaciona las componentes horizontales de los campos eléctrico \vec{E} y magnético ($\vec{H} = \vec{B} / \mu_0$), para una frecuencia dada (ω). Es representado por la siguiente ecuación.

$$\vec{E}(\omega) = Z \vec{H}(\omega)$$

O bien podemos expresar como:

$$\begin{pmatrix} E_{x(\omega)} \\ E_{y(\omega)} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_{x(\omega)} \\ H_{y(\omega)} \end{pmatrix}$$

Las componentes del tensor de impedancia se determinan, para cada frecuencia a partir del procesamiento de los datos. Son magnitudes complejas que en la práctica se descomponen en la resistividad aparente que es proporcional al módulo, y en la fase, que coincide con el argumento. En general, la interpretación de los datos magnetotélúrico se realiza a partir de las componentes de estas resistividades aparentes y fases.

Resistividad aparente

$$\rho_{aij(\omega)} = \frac{1}{2\pi\mu\omega} |Z_{ij(\omega)}|^2$$

Retomando la ecuación $\vec{E}(\omega) = Z \vec{H}(\omega)$ este puede tomar la forma de $Z = \frac{\vec{E}(\omega)}{\vec{H}(\omega)}$, asumiendo la propagación de una onda plana, asegurando la perpendicularidad entre los campos al atravesar un medio homogéneo infinito e isotrópico sin acumulaciones de carga, entonces la resistividad aparente puede ser obtenida de la siguiente manera:

$$\rho_{aij(\omega)} = \frac{1}{2\pi\mu\omega} \left| \frac{E_{i(\omega)}}{H_{j(\omega)}} \right|^2$$

Y la fase:

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

Donde $ij = xx, xy, yx, yy$.

De este modo el tensor de impedancia aporta información sobre los valores de la resistividad eléctrica de las diferentes estructuras del subsuelo, se representa normalmente en gráficos de resistividades aparente y/o fases en función del periodo, estas gráficas varían en forma según las estructuras geoelectricas localizadas a diferentes profundidades.

6.1.2. Distorsión Electromagnética (Static Shift)

La principal dificultad en la interpretación magnetotelúrica son las inhomogeneidades en las capas más superficiales que pueden distorsionar las curvas magnetotelúricas. Principalmente, se mencionan la distorsión galvánica o corrimiento estático relacionadas con la acumulación de carga en la parte superficial del terreno, lo que hace que la curva de resistividad aparente se desplace verticalmente y se identifica fácilmente entre sondeos realizados dentro de la misma zona o sobre la misma litología al observar una diferencia de resistividades entre ellos. Existen dos tipos de Static Shift.

1. Distorsión de voltaje (depende del campo eléctrico y de la resistividad donde se mide el voltaje).
2. Distorsión de corriente (canalización de corriente).

6.1.3. Skin Depth

El principio que rige el Skin Depth electromagnético, está relacionado con el decaimiento exponencial de los campos electromagnéticos, cuando estos se difunden en un medio es representado por la siguiente ecuación:

$$p(T) = (T/\pi\mu\bar{\sigma})^{1/2}$$

Donde $p(T)$ es el Skin Depth electromagnético en metros dado por el periodo T , $\bar{\sigma}$ es la conductividad del medio penetrado y μ es la permeabilidad magnética. Ya que a una profundidad $p(T)$, el campo electromagnético es atenuado por e^{-1} amplitudes de la superficie de la tierra, este decaimiento del campo, disminuye la resolución para estructuras conductivas a la profundidad $p(T)$, por lo tanto en estudios MT, el skin electromagnético es generalmente igualado a la profundidad de una onda electromagnética en la tierra. En la Tierra que usualmente se asigna el valor de permeabilidad del espacio al factor μ , siendo este valor $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} \text{ Hm}^{-1}$. Y la ecuación se aproxima como:

$$p(T) \approx 500\sqrt{T\rho_a}$$

Donde ρ_a es la resistividad aparente o el promedio de resistivo de un espacio uniforme equivalente. De las ecuaciones anteriores podemos deducir que para un valor del periodo de un sondeo, la profundidad lograda por un sondeo EM pasivo esta dictado por la conductividad promedio de la capa subyacente de tierra que es penetrado.

6.2. Parámetros de MT

6.2.1. El Strike y los Diagramas Polares

El strike eléctrico revela la información sobre la dirección en que los elementos diagonales del tensor impedancia (Z_{xx} , Z_{yy}) se llevan a una mínima expresión, muchas veces coincide con la dirección preferencial de las fallas geológicas, utilizando la ecuación del ángulo Swift, (Swift 1967):

$$\tan 4\alpha = \frac{(Z_{xx} - Z_{yy})(Z_{xy} + Z_{yx})^* + (Z_{xx} + Z_{yy})^*(Z_{xy} + Z_{yx})}{|Z_{xx} - Z_{yy}|^2 |Z_{xy} + Z_{yx}|^2}$$

Rotar en este ángulo el tensor de impedancia permite acercar un modelo geológico complejo de 3D a un modelo 2D, cabe mencionar que el ángulo es tomado con respecto al norte magnético.

La dimensionalidad de las estructuras es determinada primero por el parámetro Skew S:

$$S = \left| \frac{Z_{xx} + Z_{yy}}{Z_{xy} - Z_{yx}} \right|$$

Un valor alto de S implica dimensionalidad 3D en la estructura geológica del subsuelo, para el caso 1D, S equivale a cero y en casos 2D el valor S se acerca a cero.

Este análisis puede ser expresado de manera gráfica a partir del cálculo del parámetro de elipticidad, que se define como la razón de la suma de los elementos diagonales con respecto a la diferencia de los elementos no diagonales del tensor de impedancia E, pero rotados al ángulo de Swift de rotación α :

$$E(\alpha) = \left| \frac{Z_{xx}(\alpha) - Z_{yy}(\alpha)}{Z_{xy}(\alpha) + Z_{yx}(\alpha)} \right|$$

Este resultado es graficado en diferentes formas de elipses, circulares hasta elipses alargadas con formas de hojas de trébol.

6.2.3 Vector Tipper

Es un vector complejo adimensional indicador que relaciona el campo magnético vertical y los componentes magnéticos horizontales y la variación lateral de la conductividad, se denomina función de transferencia geomagnética.

$$H_z(\omega) = T_x H_x(\omega) + T_y H_y(\omega)$$

En un medio homogéneo 1D, no existe campo magnético vertical inducido y las funciones de transferencias T_x y T_y , son cero, caso contrario es cuando los campos magnéticos horizontales viajan entre diferentes medios con diferentes resistividades.

Los subsuelos con estructuras geológicas complejas están asociados a mayores contrastes resistivos que puede relacionarse a partir del cálculo de la magnitud Tipper, que se expresa de la siguiente manera:

$$|T| = \sqrt{T_x^2 + T_y^2}$$

Por lo que cuando esta magnitud $|T| > 0.2$, este describe dimensionalidad 2D y proporcionalmente entre mayor es el valor, mayor es la complejidad geológica y su asignación de dimensionalidad 3D.

La expresión vectorial del Tipper, puede ser descompuesto en sus componentes real e imaginario en los planos horizontales (x, y). La componente real de los respectivos vectores son denominados vectores de inducción, e infieren bajo la convención Parkinson (Parkinson 1959), las variaciones laterales de corriente eléctrica. Las flechas poseen una magnitud real (en fase) y cuadrado (fuera de fase), los cuales se obtienen en las siguientes ecuaciones:

$$M_{real} = \sqrt{RT_{zx}^2 + RT_{zy}^2}$$

$$M_{fuera\ fase} = \sqrt{iT_{zx}^2 + iT_{zy}^2}$$

La orientación es obtenida por medio de la siguiente relación:

$$\alpha_{real} = \tan^{-1} \left(\frac{RT_{zy}^2}{RT_{zx}^2} \right)$$

$$\alpha_{fuera\ fase} = \tan^{-1} \left(\frac{iT_{zy}^2}{iT_{zx}^2} \right)$$

Esta función de Tipper, también puede ser rotada como el tensor de impedancias, hasta que Tx sea mínimo cuya dirección será perpendicular a la estructura geológica.

$$H_z = \begin{bmatrix} T_x & T_y \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix}$$

$$H_z = \begin{bmatrix} T_x & T_y \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix}$$

$$H_z = T \cdot H$$

6.3. El método magnetotelúrico en 1D

Para un comportamiento 1D de la conductividad, la distribución varía sólo con la profundidad, de la tierra, como resultado de esto las funciones de transferencia MT son independientes de los ejes de medición, los elementos de la diagonal del tensor de impedancia Z_{xx} y Z_{yy} son cero y los elementos fuera de la diagonal Z_{xy} y Z_{yx} son iguales en magnitud pero opuestos en signos. Para este caso se representa el tensor de impedancia de la forma.

$$Z_{1D} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{xy} \\ -Z_{yx} & 0 \end{pmatrix}$$

Y la correspondiente resistividad aparente y la fase se definen por:

$$\rho_a = \frac{1}{\mu\omega} |Z|^2 \quad y \quad \phi_a = \tan^{-1} \left(\frac{Im Z}{Re Z} \right)$$

6.3.1. Algoritmos de inversión 1D

Transformada de Bostick

La transformada de Bostick crea básicamente una distribución continua de la resistividad en función de la profundidad propuesta por Bostick (1977) descrita por las siguiente expresión.

$$\rho_{(z)} = \rho_{a(\omega)} \left(\frac{\pi}{2\phi_{(\omega)}} - 1 \right)$$

$$Z = \sqrt{\frac{\rho_a(\omega)}{\mu\omega}}$$

Donde ϕ es la fase, μ es la permeabilidad magnética del vacío y ω es la frecuencia angular. Los valores de Z corresponden a las profundidades esperadas de semi espacios isotrópicos y homogéneos de resistividad aparente para cada valor de frecuencia.

Algoritmo de Occam

Según este algoritmo tiene la ventaja que obtiene modelos suavizados con el fin de evitar una sobre interpretación de los datos, proceso logrado a partir del concepto de aspereza, que se define como la integral del cuadrado de derivada de las resistividades (R_1) respecto a la profundidad Z así:

$$R_1 = \int \left(\frac{dm}{dz}\right)^2 dz$$

En el caso discreto puede calcularse como.

$$R_1 = \sum_{i=2}^N (m_i - m_{i-1})^2$$

Donde m_i es la resistividad de la capa i y N el número de capas.

El problema inverso se resuelve buscando el modelo de resistividades que hace mínimo R_1 (modelo más suavizado posible) con la condición de que ajuste los datos suficientemente. Se resuelve mediante el método de los multiplicadores de Lagrange. El funcional a minimizar es:

$$X^2 = R_1 + \lambda \sum_{j=1}^M \frac{d_j - [F_j(m)]^2}{\rho_j^2}$$

Donde λ es el multiplicador de Lagrange, d_j son los datos, $F_j(m)$ la respuesta del modelo m , M el número de datos y ρ_j es el error estimado del j -ésimo dato.

6.4. El método magnetoteléurico en 2D

La base del comportamiento 2D de la resistividad eléctrica de la tierra se basa en las leyes que rigen la conservación del flujo de corriente, en un modelo de comportamiento 2D la conductividad está cambiando en un sentido horizontal y vertical, pero se mantiene constante en la otra dirección horizontal. Para este caso los elementos del tensor de impedancia Z_{xx} y Z_{yy} , son iguales en magnitud pero opuestos en signos, los elementos que no están dentro de la diagonal Z_{xy} y Z_{yx} son diferentes entre sí. Con este

comportamiento de los elementos del tensor la matriz de impedancia para un caso 2D se representa de la siguiente manera:

$$Z_{2D} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & -Z_{yy} \end{pmatrix}$$

Se le llama strike geoelectrico o strike electromagnético al sentido donde la conductividad eléctrica se mantiene constante, en este caso los tensores de la matriz de impedancia puede ser representando de la siguiente forma:

$$Z_{2D} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{pmatrix}$$

Donde:

$$Z_{yx} = Z_{TE} = \frac{E_x}{H_y} \quad \text{y} \quad Z_{xy} = Z_{TM} = \frac{E_y}{H_x}$$

Para estructuras resistivas eléctricas 2D representadas en la Figura 1, las ecuaciones de Maxwell se desacoplan en dos modos. En un modo donde el campo eléctrico es paralelo al strike geoelectrico, depende solo de la componente magnética perpendicular al strike (E-polarización o modo TE círculo rojo Figura 1), y el otro modo done el campo magnético es paralelo al strike geoelectrico depende solo de la componente eléctrica perpendicular al strike (B-polarización o modo TM círculo celeste Figura 1).

En la Figura 1, se representa un cuerpo separado en dos regiones de diferente conductividad σ_1 y σ_2 .

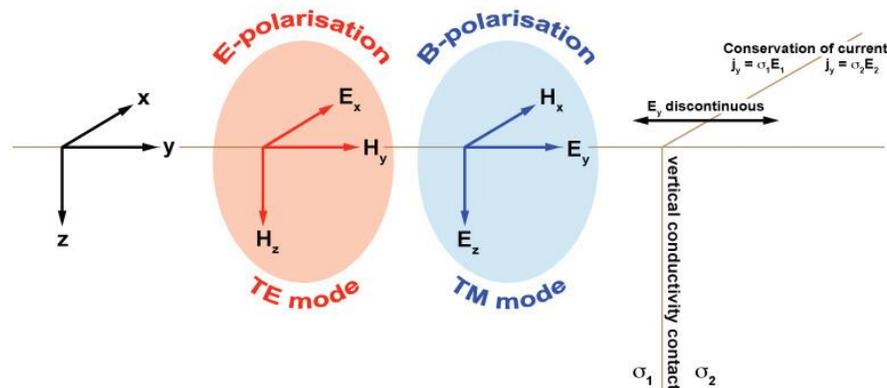


Figura 1. Modelo simple 2D y esquema de polarización en el método MT

La dirección de la corriente en los límites de los cuerpos viene dada por:

$$j_y = \sigma E_y$$

Representada la conservación de la corriente a través del contacto, donde la conductividad cambia de σ_1 a σ_2 haciendo que el campo eléctrico E_y sea discontinuo,

todos los demás componentes del campo electromagnético son continuos al atravesar el contorno.

La ecuación $j_v = \sigma E_v$, nos proporciona la magnitud de la discontinuidad del campo E_v . Por lo tanto, Z_{yx} es σ_2 / σ_1 y la magnitud de la resistividad aparente correspondiente (ρ_{yx}) perpendicular al strike será $(\sigma_2 / \sigma_1)^2$. La Figura 2, muestra las variaciones de los modos TE y TM en la discontinuidad. En el modo TE, E_x y H_z son continuos, es decir varían suavemente a través de la discontinuidad. En este caso, ρ_{xy} que es proporcional a E_x/H_y varía suavemente a través de la discontinuidad.

Mientras que en el modo TM, las componentes H_x y E_z son continuas a través de la discontinuidad pero E_y es discontinuo, y así ρ_{yx} que es proporcional a E_y/H_x es discontinua. Como consecuencia del comportamiento discontinuo experimentado ρ_{yx} , las resistividades del modo TM poseen mayor sensibilidad en la detección de las variaciones conductivas laterales que el modo TE. Sin embargo, el modo TE también puede detectar contrastes conductivos por medio del análisis de la razón de los componentes magnéticos vertical y horizontal H_z/H_y que están asociados a las variaciones espaciales de estos.

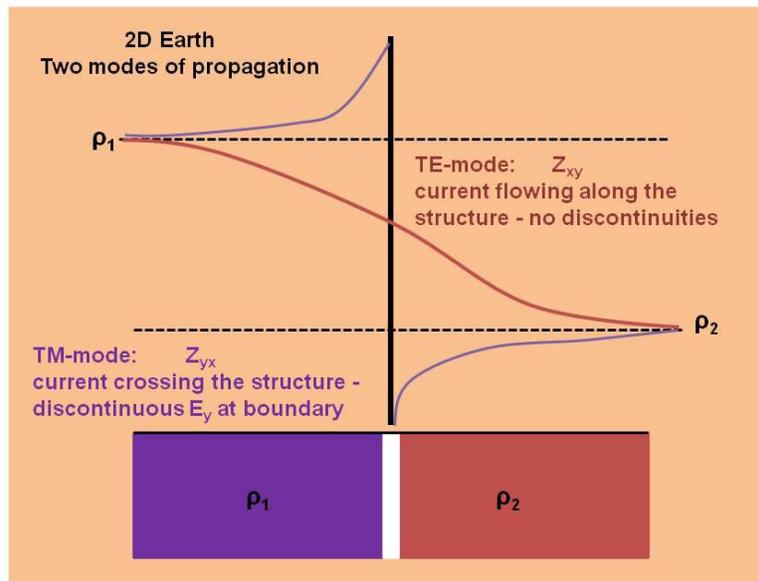


Figura 2. Modo transverso magnético (TM) y modo transverso eléctrico (TE).

En un modelo 2D, las medidas en general no se toman en la dirección del strike, ya que no pueden ser conocidas las estructuras geológicas del área de estudio, sin embargo es posible rotar las mediciones de los eje matemáticos de las mediciones realizadas por un ángulo α en el plano horizontal, esto hace que los elementos de la diagonal del tensor impedancia tomen valores de cero, y el nuevo eje rotado sea paralelo al strike geológico.

6.4.1. Algoritmo de inversión 2D

Los campos eléctricos y magnéticos son calculados de forma simultánea a partir del registro de las series temporales, los cuales son discretizados por medio de la función de Hanning o una función rectangular. Así, la solución del problema inverso se puede expresar para cada resistividad aparente (y fase) como la solución m del siguiente sistema lineal:

$$d = F(m) + e$$

Donde d es el vector de datos, m es el vector de parámetros del modelo, e es el vector de error y F es una función de cálculo del modelo directo compuesto por las ecuaciones de Maxwell de forma diferencial para un modelo de Tierra bidimensional (2D) (Rodi and Mackie, 2001), el cual es resuelto de forma numérica por medio de diferencias finitas. Dicha solución se alcanza bajo el condicionamiento de una función objetivo obtenida por Tikhonov and Arsenin (1977) cuyo resultado se denomina como "solución regularizada", esta plantea una función a minimizar expresada como:

$$\psi(m) = (d - F(m))^T V^{-1} (d - F(m)) + \lambda m^T L^T L m$$

Donde λ es el parámetro positivo de regularización, es la matriz asociada a la varianza del vector error e , L generalmente está relacionado con la matriz de diferenciación de segundo grado, el cual arroja como resultado cuando el modelo de bloques es uniforme el valor de como el Laplaciano de Log ρ ; el último término de la función objetivo se conoce como un estabilizador de la función sobre el modelo espacial propuesto.

6.5. El método magnetotelúrico en 3D

Este es el caso más general de estructuras geoelectricas, en este caso la conductividad eléctrica cambia en todas las direcciones ($\sigma = \sigma_{(x,y,z)}$), para este caso las ecuaciones de Maxwell no pueden ser separadas en dos modos, las funciones de transferencia toman la forma general asignando un valor diferente a cada valor del tensor de impedancia, que no es cero. Es representado por la siguiente matriz.

$$Z_{3D} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix}$$

No existe una dirección de rotación a través de la cual los elementos de la diagonal del tensor de impedancia puedan desaparecer.

La capacidad de una rutina de inversión tridimensional de datos MT, es un progreso importante, ya que el 2D no puede explicar con certeza las regiones geológicamente complejas. La elaboración de algoritmos para la inversión de estos datos es de gran utilidad en los últimos años, pero requiere de un costo económico alto, ya que estos algoritmos son ejecutados en clúster de microprocesadores de alto rendimiento.

El código de inversión usa los tensores de MT medidos para estimar la distribución tridimensional de la resistividad eléctrica en el subsuelo. Para ello utiliza la técnica de inversión, en la cual se busca un modelo de resistividades del subsuelo cuyas respuestas MT sean similares a las impedancias. Para esto el subsuelo es representado a través de un modelo de celdas de distintos tamaños y valores de resistividad. Las respuestas MT del modelo (modelamiento directo) se calculan usando la formulación de diferencias finitas de Mackie (1993), en la cual se escriben las integrales de contorno que representan las ecuaciones de Maxwell como operadores lineales sobre las diferencias finitas de los campos EM en las celdas del modelo. El código utiliza directamente como datos de entrada los tensores de impedancia (Z_{xx} , Z_{xy} , Z_{yx} , Z_{yy}) medidos en cada estación MT.

7. Metodología

En la presente sección, se establece una serie de etapas empleadas para la depuración, procesamiento e inversión de los datos MT, utilizados en este trabajo.

7.1. Corrección Static Shift

El efecto de distorsión static shift que presentaron los sondeo MT, corregidos en el software Geotool ajustando las curvas MT al respectivo sondeo TDEM.

En la Figura 3B, se puede apreciar el resultado de este tipo de correcciones.

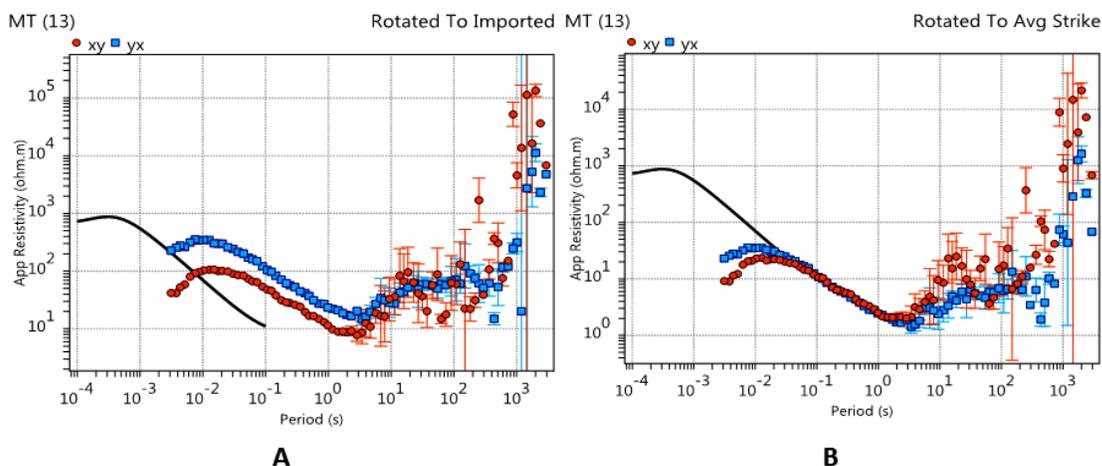


Figura 3. Ejemplo de la corrección de static shift

7.2. Depuración de datos

La depuración de datos consistió en los siguientes criterios.

1. Eliminar los valores de resistividad y fase que presentan distorsión evidente relacionada con valores de error altos en el registro de estos. Tal como se muestra en la Figura 4.

2. Depurar el Tipper que no describe la tendencia de la curva, Figura 3B.

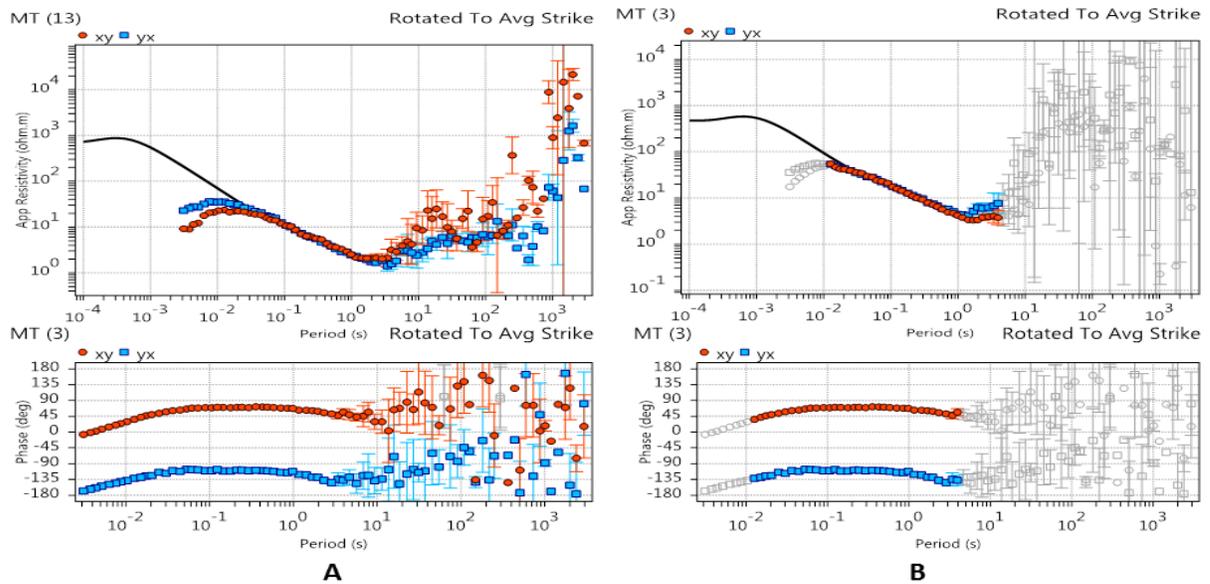


Figura 4. Depuración de la resistividad y la fase

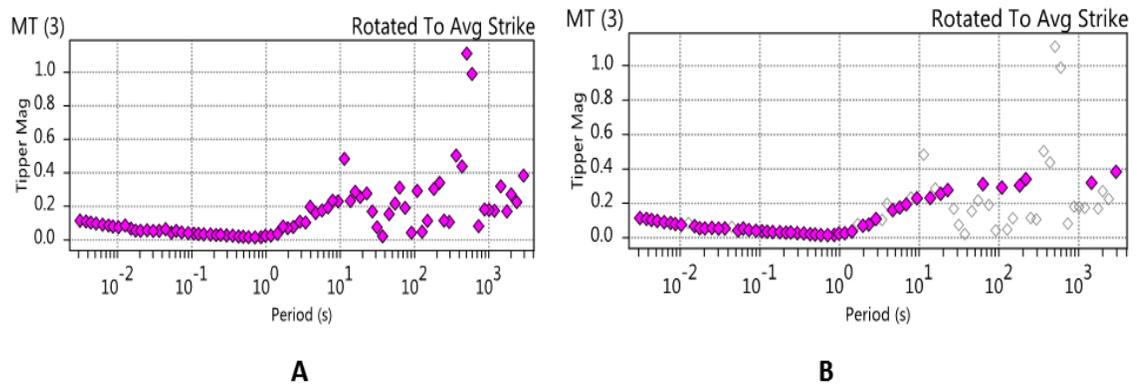


Figura 5. Depuración del Tipper

7.3. Modelado 1D

Este proceso se llevó a cabo ajustando una curva calculada (rojo), a la curva de campo suavizada (verde) corrida con el modelo de inversión Occam, (Figura 6), mediante el uso del programa Geotools, el cual utiliza un algoritmo de inversión de ajuste de mínimos cuadrados para el cálculo de la resistividad invariante, a partir de esto se genera un modelo inicial de resistividad, con valores de espesor de estratos y resistividad.

Esto termina generando un modelado de capas y un modelado suavizado para mostrar en mapas de planta y perfiles de corte transversal.

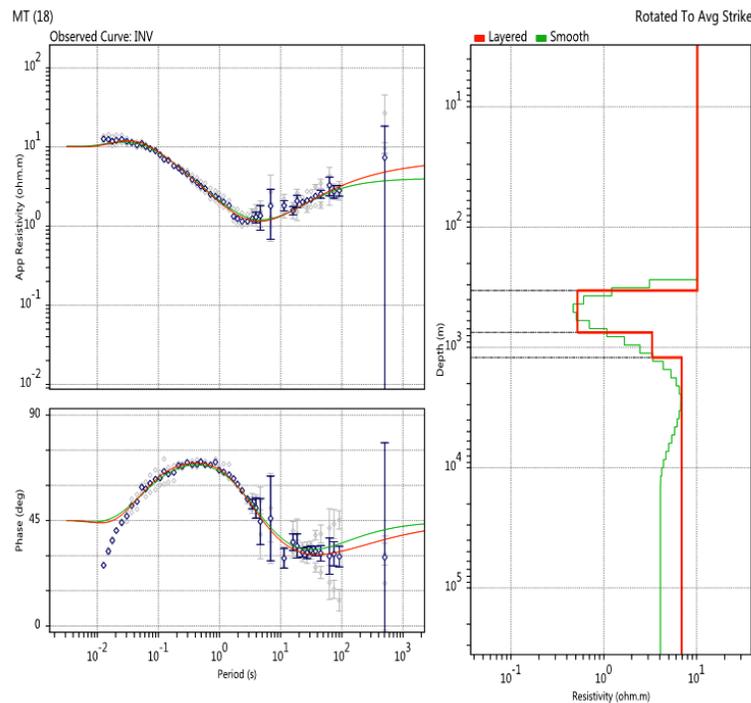


Figura 6. Modelado 1D en el software Geotools

7.4. Determinación de perfiles

Los perfiles a trazar se determinaron después de la depuración de los parámetros electromagnéticos y después del modelado 1D, con la finalidad de optimizar la información que se obtiene del área en estudio; los criterios para determinar la orientación de los perfiles fueron los siguientes:

- Se trazaron perfiles que interceptan perpendicularmente la orientación preferente del strike.
- Se trazaron perfiles con trayectoria N-S, buscando interceptar las anomalías identificadas en los mapas de planta de resistividades suavizadas por el modelado 1D.

7.5. Modelado 2D

Posterior al modelado 1D y trazados de perfiles, se realizó el corrido del modelado inverso 2D. Procediendo a crear un modelo inicial que consiste en crear una malla transversal del perfil a modelar y asignarle valores de resistividad, acordes al resultado del modelado de capas 1D de sondeos a frecuencias con la dimensionalidad correspondiente. Los modelos fueron ejecutados con 50 iteraciones y con error de tolerancia máxima de 5%. En la Figura 7B se presenta el modelo inicial para la ejecución del modelo 2D.

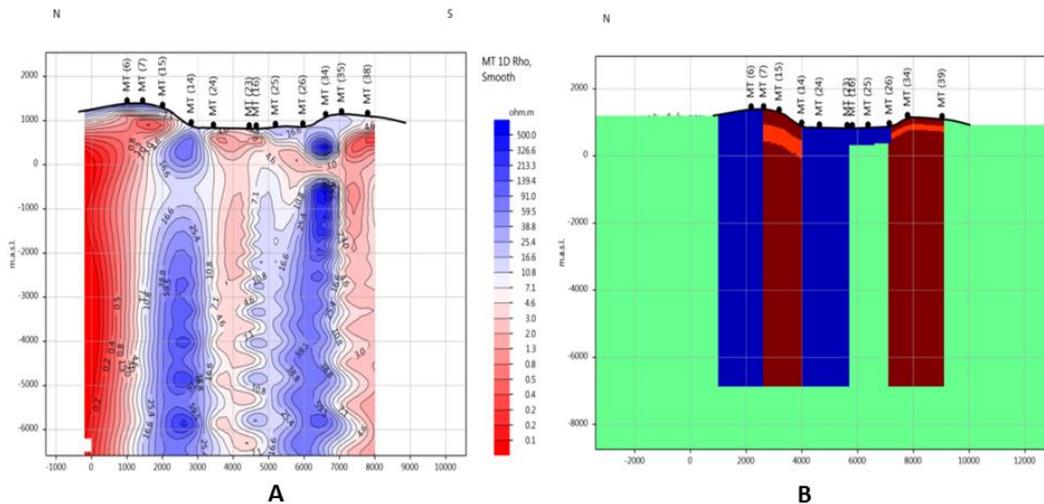


Figura 7. A) Modelo 1D, B) Modelo inicial para la ejecución del modelado 2D.

El resultado del modelado 2D, Figura 8, con un RMS 5.57, rango aceptable para este tipo de estudios. En el apartado de análisis y discusión se abordara la interpretación de estos resultados.

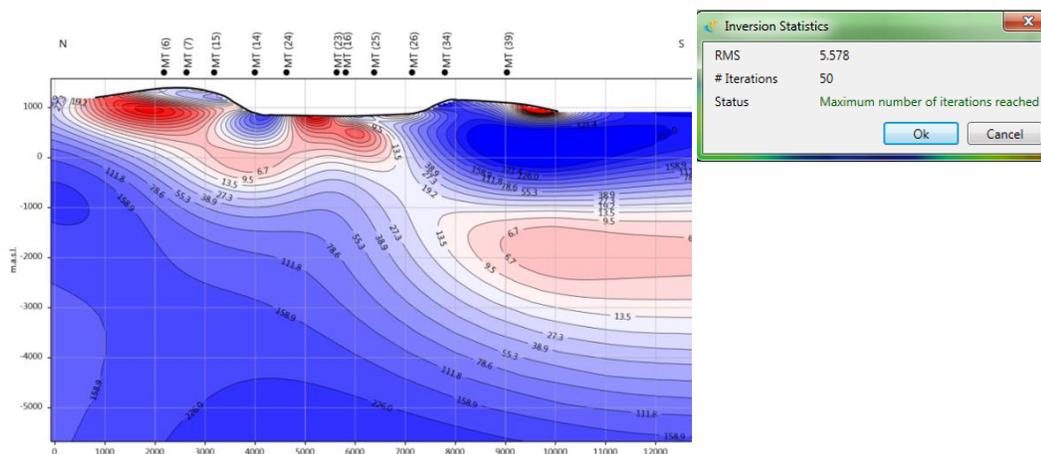


Figura 8. Modelo final 2D, tabla de los parámetros finales de la inversión.

7.6. Modelo inicial 3D.

Para iniciar el modelo 3D, es importante verificar la calidad de los sondeos, esta calidad de los criterios es similar a los tomados en cuenta para el modelado 1D. Para la creación del modelo inicial 3D es necesario tener un mapa de elevación digital de la zona de estudio y las coordenadas de cada sondeo, con esto se proceden a realizar la malla que es utilizada en el modelo de inversión, (Figura 9). La malla es creada en uno de los módulos de la inversión 3D que el software Geotools posee, y con las siguientes especificaciones.

Configuración Vertical:

- Se estable una relación de 1/10 de la profundidad de penetración para los bloques más conductivos, es decir más superficiales.
- Incrementando el espesor de cada bloque en un factor de 1.2 a 1.5 hasta que el espesor de los bloques sean 1/3 de la profundidad correspondiente a baja frecuencia.

Configuración Horizontal:

- El ancho de los bloques pueden incrementar por un factor de 1.2 a 1.5 entre estación dependiendo el espaciamiento.
- Los bloques de la malla deben contener solo un sondeo por celda, para sondeos locales.

Los parámetros de error permitidos para el ajuste de la inversión fueron del 5%, para el ajuste de las curvas de resistividad, es importante mencionar que el rango de frecuencias por década, influyen en la resolución de la profundidad y en el modelo de la resolución.

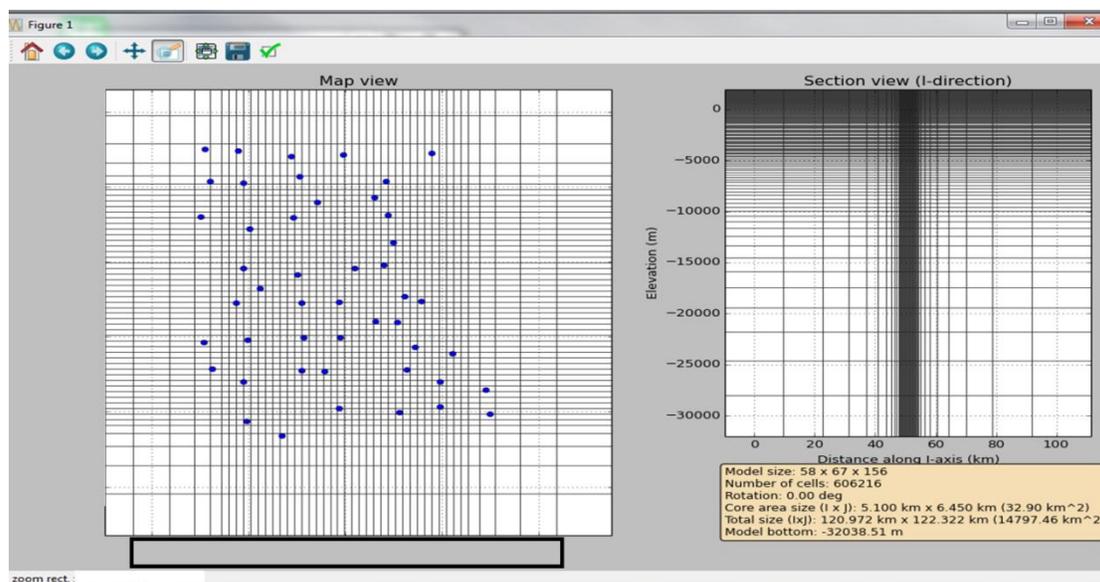


Figura 9. Ejemplo de un construcción de mallado para la corrida de inversión 3D.

8. Presentación y Análisis de Resultados

A continuación se muestran los resultados obtenidos de, mapas de diagramas polares para definir la dimensionalidad del medio, mapas de strike para definir la dirección preferencial de las estructuras. Los mapas de resistividad eléctrica en planta a diferentes profundidades para determinar áreas de interés y definir los perfiles que permiten caracterizar el posible recurso geotérmico.

8.1. Mapa de Diagramas Polares

La dimensionalidad del medio se estableció por las formas los diagramas polares a diferentes frecuencias. Para frecuencia de 1 Hz (Figura 10) se observa, dimensionalidades 1D y 2D y algunas dimensionalidades 3D en los sondeos ubicados al NE, lo que implica en esos casos una complejidad geológica a una profundidad aproximada de 500 m.s.n.m.

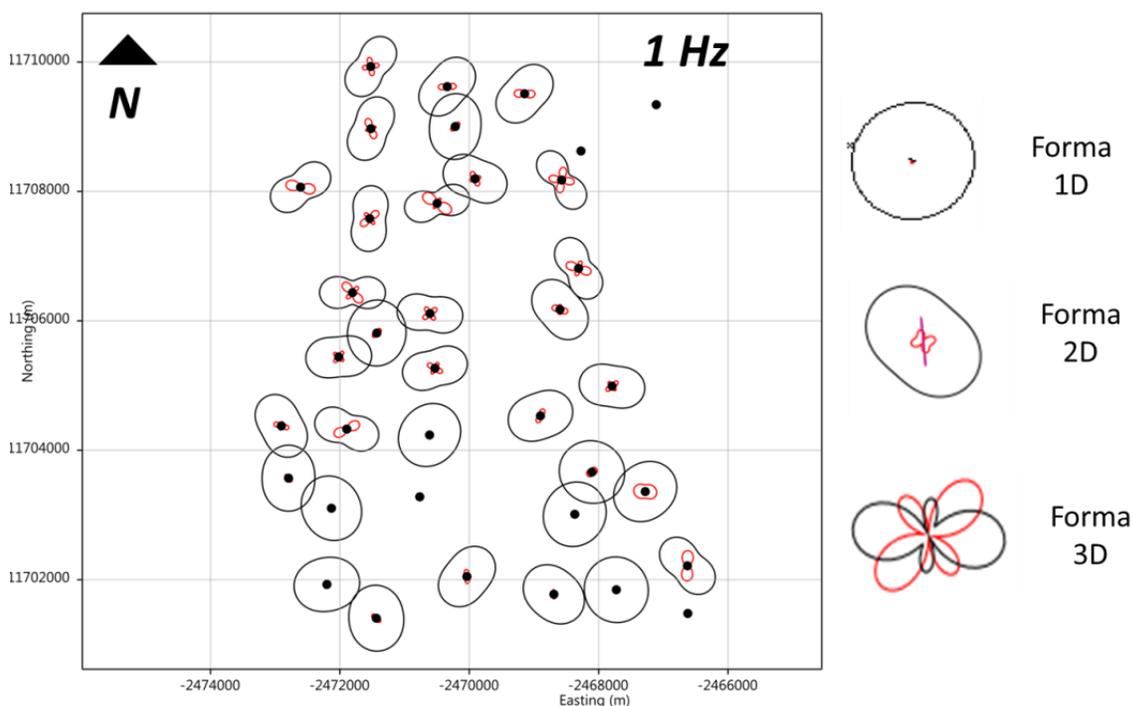


Figura 10. Mapa de diagramas polares a la frecuencia de 1Hz.

8.2. Mapas de Strike

En el caso del área de estudio los sondeos fueron rotados a 20° NE, que es el ángulo promedio observado con los mapas de strike a diferentes periodos: 100 Hz, 0.1 Hz, 0.01 Hz, y 0.001 Hz, desde lo somero a lo más profundo, en este caso se muestra en el mapa para un periodo de 0.1 Hz (Figura 11).

Este muestra una tendencia general NE-SO del strike, a excepción de algunas tendencias NNE-SSO (MT12 y MT17), que limitan la posible estructura caldérica, también se observa una tendencia de NNO-SSE (MT 25 y MT 26), esto evidencia la complejidad geológica del área.

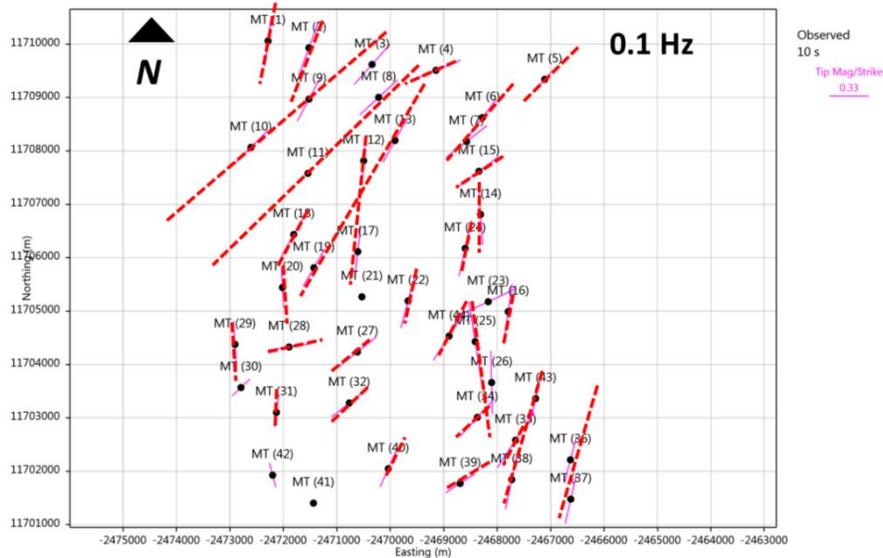


Figura11. Mapas del strike en la frecuencia 0.1 Hz.

8.3. Mapa de Vectores de Inducción

En el área de estudio se observa que las líneas de de inducción eléctrica con su componente real apuntan hacia cuerpos conductivos, y la magnitud de las flechas indican de manera proporcional la cercanía o lejanía de estos cuerpos. Estos vectores en frecuencias altas, son asociados a la identificación de la posible capa sello de un sistema geotérmico, mientras que a bajas frecuencias son asociados a la posible ubicación de la fuente de calor.

En la frecuencia baja de 0.001 Hz (Figura 12), se señalan anomalías en el sector N como en el S, con contornos verdes, y los demás vectores señalan en su mayoría en dirección S, lo que puede interpretarse como dos posibles fuentes de calor.

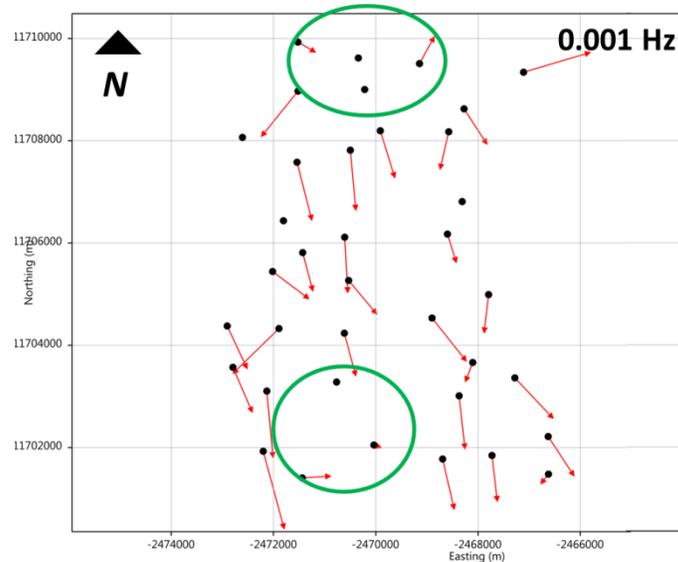


Figura 12. Mapa de vectores de inducción en la frecuencia 10 Hz.

8.4. Mapas de Resistividad del modelado inverso 1D, a 500 m.s.n.m., 0 m.n.s.m., - 500 m.s.n.m., -1500 m.s.n.m.

El mapa a 500 m.s.n.m. (Figura 13), muestra resistivos superficiales que delinean un posible contorno de estructura calderica (remarcada con un discontinuo negro), también se evidencia en el costado SE (MT 34 y MT 35), un contraste de un conductivo desarrollado (resistividad de 5 $\Omega \cdot m$) y un resistivo (resistividad mayor de 100 $\Omega \cdot m$) que podría estar reflejando un fenómeno intercalderico.

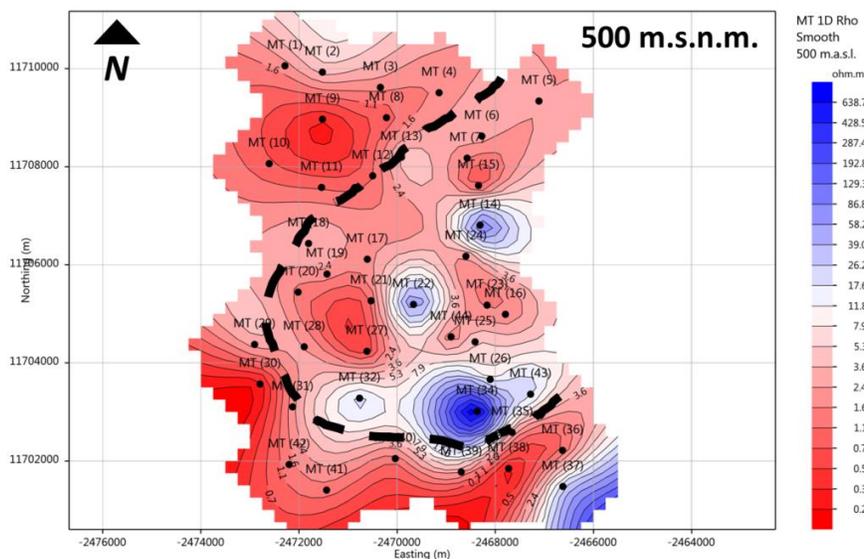


Figura13. Mapa de resistivo a 500 m.s.n.m.

El mapa de resistividad eléctrica a profundidad de 0 m.s.n.m.(Figura 14), continúa mostrando la posible estructura caldérica (interlineado negro), y según los contrastes define un tren conductivo hacia el NE y otro desde SE hacia NO, entre dos resistivos asociados a las estaciones MT 24 y MT 34.

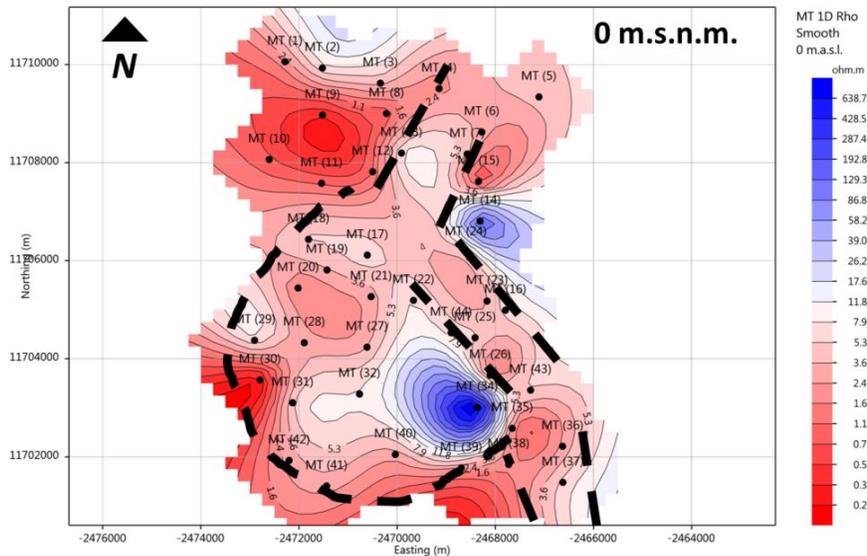


Figura14. Mapa de resistividad 1D a 0 m.s.n.m.

La figura 15, muestra el mapa resistivo a -1500 m.s.n.m., donde se continúa observando el resistivo debajo del sondeo MT 34 y el MT 14, lo que podría asociarse a fenómenos intracaldéricos como domos volcánicos y por ende a posibles fuentes de calor. También se observa una posible zona de descarga entre las estructuras en orientación SO-NE, al S del confinamiento caldérico.

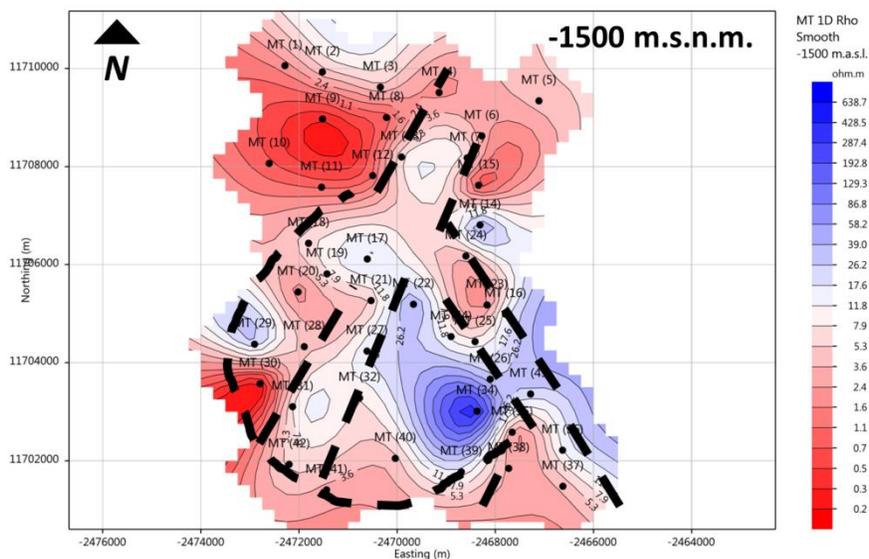


Figura 15. Mapa de resistividad 1D a -1500 m.s.n.m.

8.5. Comparación de resultados de modelados 1D, 2D Y 3D

La comparación de los resultados de los diferentes modelados fueron realizados a partir de los perfiles 1 y 2 (Figura 16). El perfil 1, está orientado en dirección NO-SE, perpendicularmente a las líneas preferentes del strike hasta la frecuencia de 0.001 Hz, el strike promedio calculado es de 20° NNE. El perfil 2, se encuentra orientado con dirección N-S, para interceptar las anomalías conductivas y resistivas vistas en los mapas en planta de resistividad de la sección anterior (Figuras 13, 14 y 15).

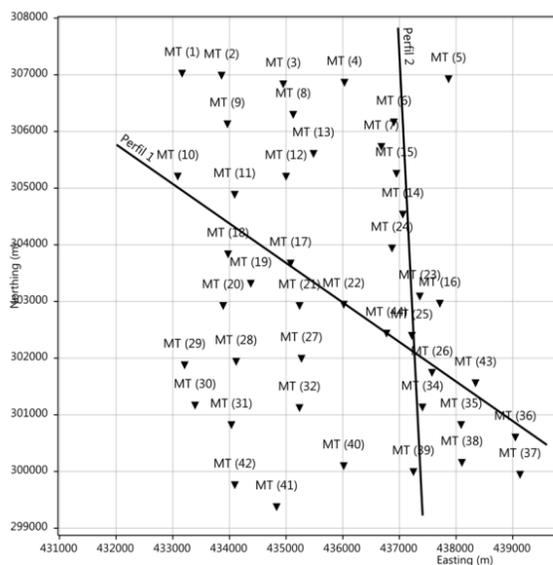


Figura 16. Ubicación de perfiles en el mapa del área de estudio.

8.5.1 Perfil 1. Modelados inversos 1D, 2D, 3D

El modelado inverso 1D del perfil 01 (Figura 17), muestra un resistivo pronunciado debajo de los sondeos MT 44, MT 26 y MT 43, ubicados al SE, desde las profundidades de -4000 m.s.n.m. y alzándose alrededor de los -1000 m.s.n.m. con valores de resistividad aparente mayores a 20 $\Omega \cdot m$, este resistivo se profundiza en el centro del perfil y vuelve alzarse abajo del sondeo MT 17, esto puede ser interpretado como una cúpula alzada, (interlineado cuadrado negro), pero es interrumpida por posibles fallas que confinan el conductivo (interlineados rectangulares), resaltados por la sensibilidad vertical del modelado 1D.

Analizando la parte superficial del perfil 01, los sondeos ubicados al NW (MT 10 y MT 18) definen una capa conductiva desarrollada con valores de resistividad aparente menores de 4 $\Omega \cdot m$, que se extiende y profundiza conforme a la topografía. En los sondeos MT 26 y MT 43, se profundiza debajo de un resistivo en superficie que corresponde al posible fenómeno intercalderico evidenciado en los mapas en planta.

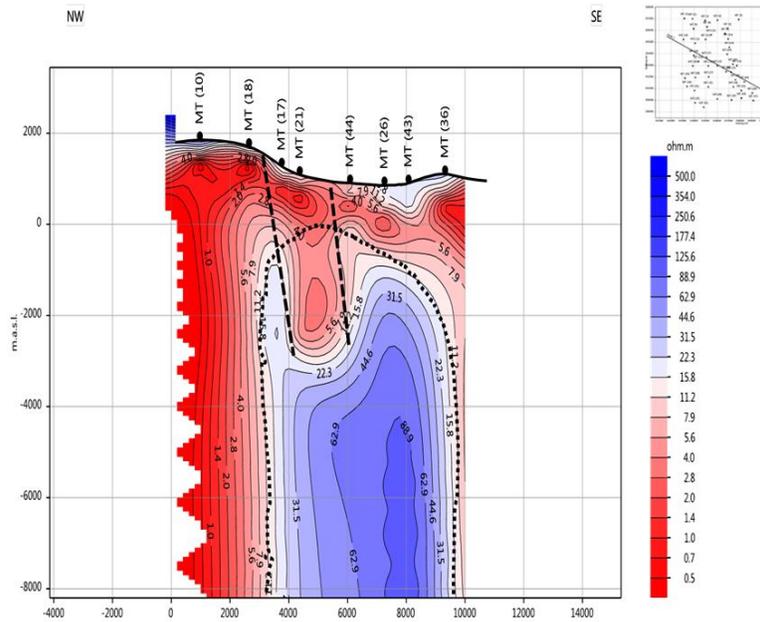


Figura 17. Mapa modelado inverso 1D del perfil 1.

En el modelado inverso 2D de este perfil, (Figura 18) se observa la capa conductiva extendida (líneas discontinuas en color negro), esta capa tiene mayor desarrollo en la parte NW del perfil; con valores de resistividad aparente menores a $2.0 \Omega \cdot m$, a medida se extiende al SE se discontinua, indicando posibles fallas (líneas discontinuas amarillas), entre los sondeos MT 44 y MT 43, que coinciden con las líneas preferentes de strike. Este perfil en 2D, define de mejor manera la parte superficial que lo profundo. Al SE del perfil se identifica el resistivo profundo a partir de los -4000 m.s.n.m.

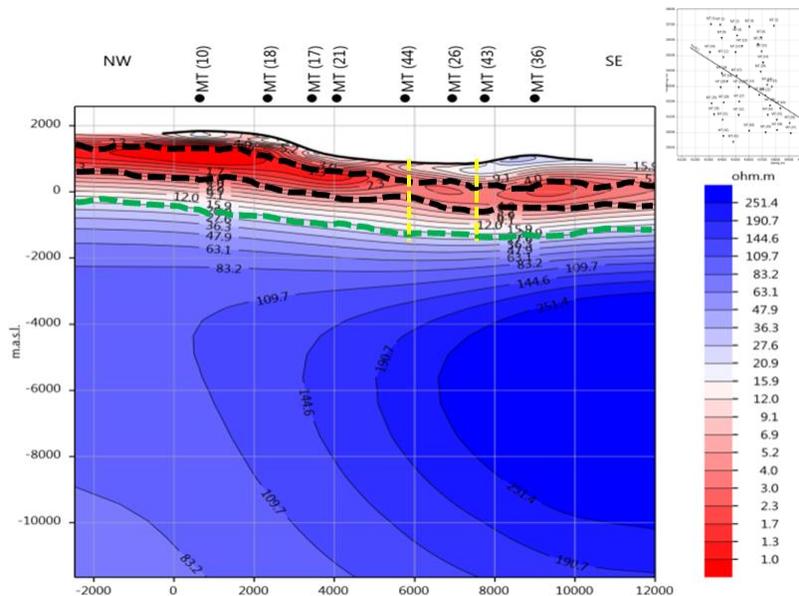


Figura 18. Modelado inverso 2D del perfil 01.

El modelado inverso 3D (Figura 19), se define un modelo clasico geotermico donde se observa una cupula resistiva alzada con resistividades mayores de $40 \Omega \cdot m$ (interlineado verde), a una profundidad estimada de -2000 m.s.n.m, luego una transición resistiva entre 10 a $40 \Omega \cdot m$ y finalmente la capas sello (interlineado negro), a partir del 0 m.s.n.m hasta los -1500 m.s.n.m. Tambien se observa que en dirección SE, a partir del MT 17 hasta el MT 44, la discontinuidad resistiva puede asociarse posiblemente a estructuras a través de las cuales ascienden fluidos geotermicos.

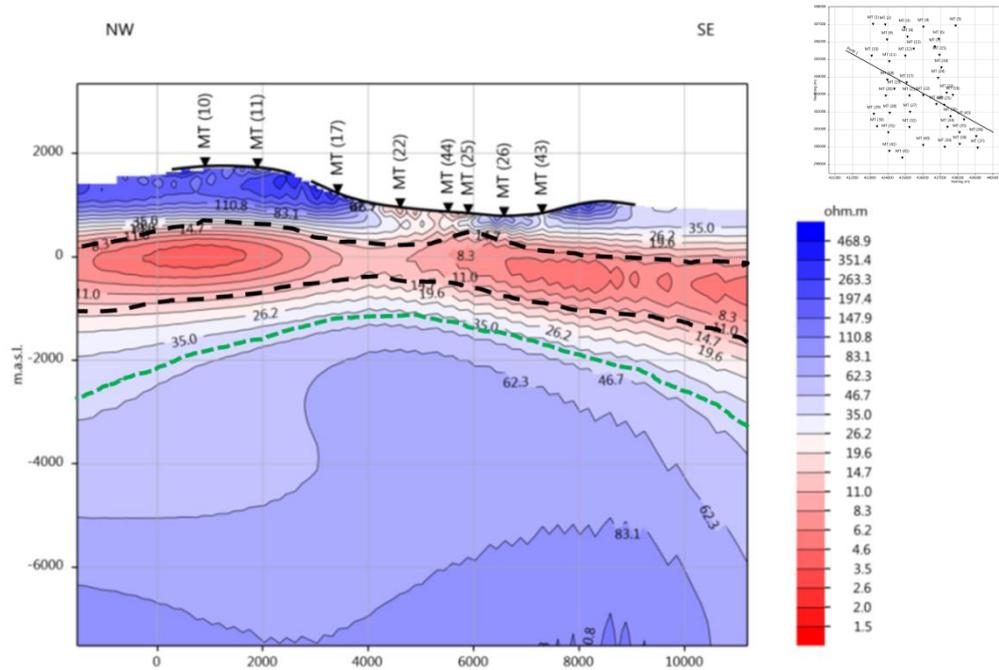


Figura 19. Modelado inverso 3D de perfil 01.

8.5.2 Perfil 2. Modelados inversos 1D, 2D, 3D

En el caso del modelado inverso 1D (Figura 20), se observa dos estructuras resistivas principales paralelas debajo de los sondeos MT 14 y el MT 34, estos pueden asociarse a posibles límites de una caldera que confinaría un conductivo profundo (circulo naranja) esto se evidencia a partir de los $-10,000$ m.s.n.m., considerándose una posible fuente de calor del sistema. También se observa otro conductivo profundo en el costado S (circulo naranja), entre los sondeos MT 35 y MT 38, que se extiende a partir de los -6000 m.s.n.m., que puede vincularse también, a otra posible fuente de calor, que alimenta el resistivo alzado evidenciado a los -2000 m.s.n.m. en el centro del perfil.

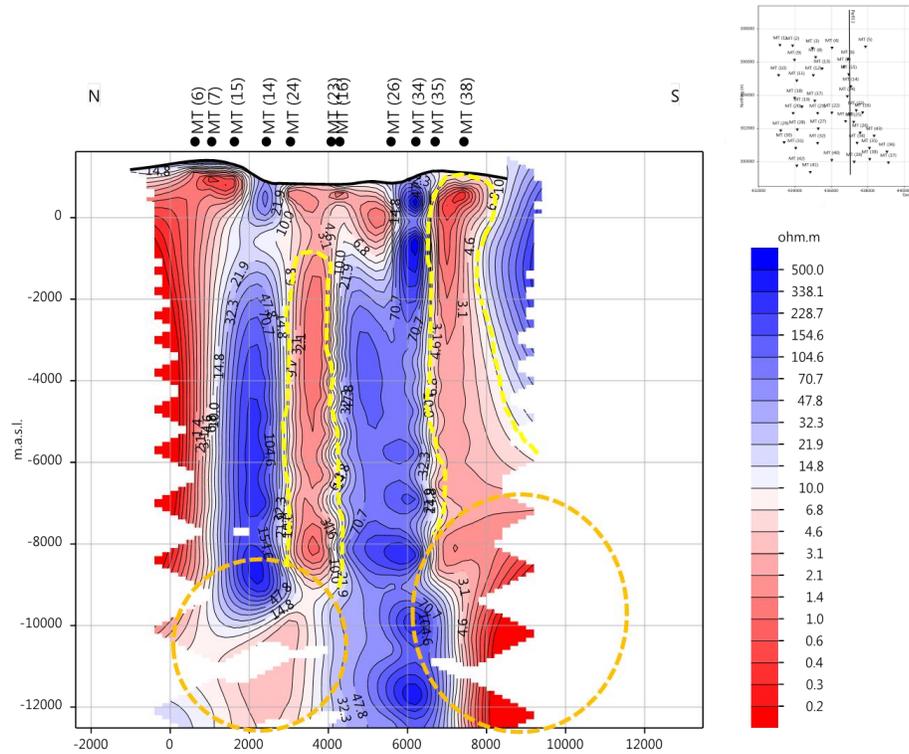


Figura 20. Mapa resistivo del modelado inverso 1D a -12,000 m.s.n.m.

En el acercamiento del modelado 1D del perfil 01 a -5000 m.s.n.m. (Figura 21) se evidencia de mejor manera que debajo de la estación MT 23 y MT 16, la presencia de un conductivo (resistividad aparente menor a $5 \Omega \cdot m$), que luego se profundiza en dirección al S hasta el sondeo MT 26 a -1000 m.s.n.m., lo que podría asociarse a la capa sello que confina el sistema.

El interlineado negro cuadrado sugiere posibles estructuras o fallas delimitadas por la discontinuidad de la capa sello y también por los contrastes con los resistivos altos que pueden ser considerados bordes de caldera. El interlineado negro delinea un posible resistivo alzado que es alimentado por el conductivo profundo visto en la anterior (Figura 20).

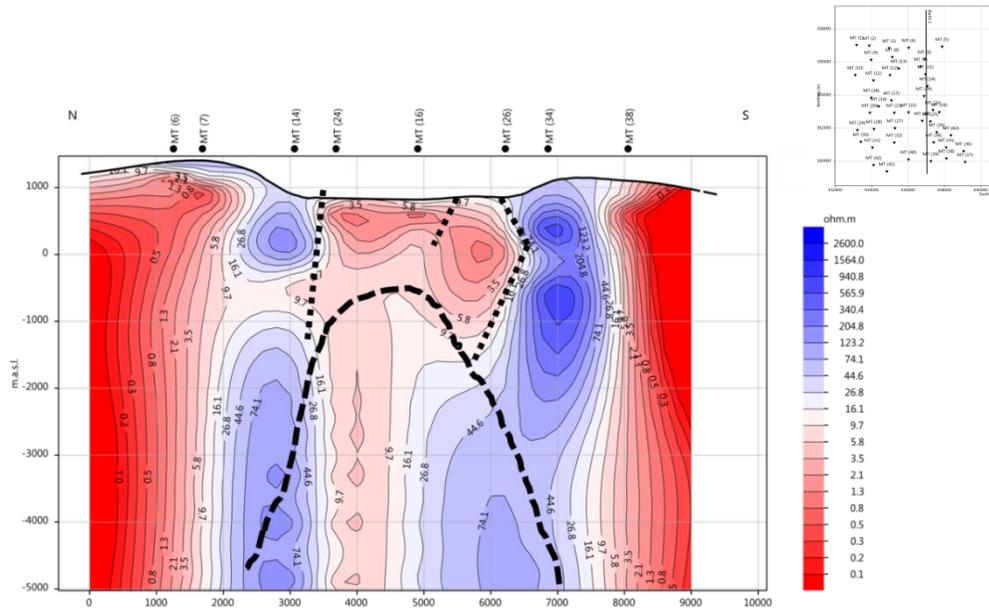


Figura 21. Mapa resistivo del modelado inverso 1D a -5,000 m.s.n.m.

El modelado inverso 2D, (Figura 22), evidencia una capa conductiva en forma de cúpula (líneas discontinuas negras), con un espesor aproximado de 500 m en los extremos y espesor de 1500 m en la zona más alzada. Es importante mencionar que las interconexiones observadas en este perfil con los conductivos en la parte norte a una elevación de 1000 m.s.n.m. y en la parte sur a -1500 m.s.n.m. es un efecto generado por la resolución lateral que el 2D presenta. Este perfil nos evidencia una cúpula resistiva alzada a -500 m.s.n.m. (línea verde discontinua).

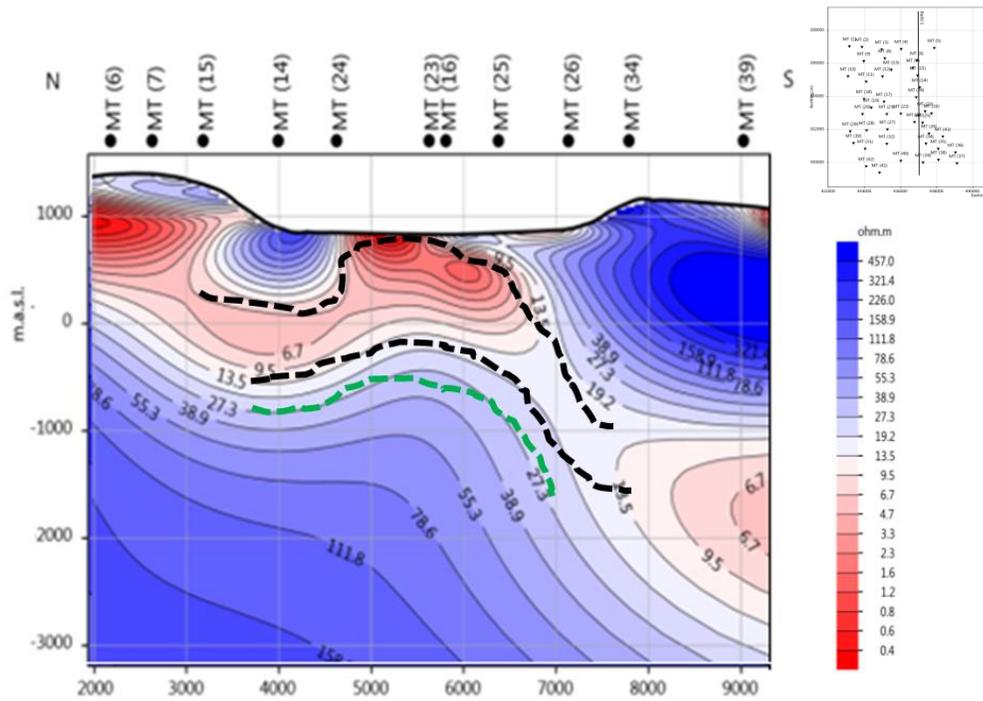


Figura 22. Modelado inverso 2D de perfil 2.

En el caso del modelado inverso 3D (Figura 23), se observa una mejor definición de cúpula resistiva alzada (interlineado verde), aproximadamente a los -1500 m.s.n.m., asociada a un posible reservorio geotérmico de aproximadamente 1500 m de espesor, definido por las resistividades intermedias (10 a 40 Ω . m) (interlineado verde y negro). El conductivo que se observa se vincula con la capa sello (entrelineado negro), que se profundiza al N y S del perfil a partir de los 0 m.s.n.m.

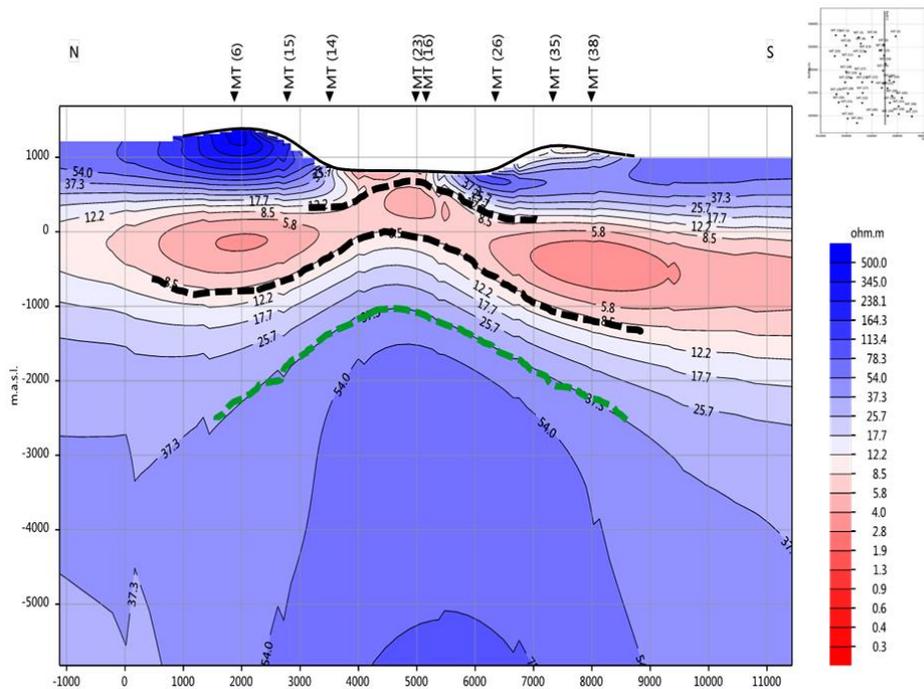


Figura 23. Modelado inverso 3D de perfil 2.

8.6. Relación de resistividades y facies geológicas

Identificando los diferentes elementos de un sistema geotérmico en equilibrio de alta entalpía en un perfil de estratos resistivos, resultado de la inversión 3D (Figura 24), puede relacionarse a minerales caracterizados geoquímicamente para inferir temperaturas.

Se asocia a la cúpula resistiva con valores mayores a 40 Ω . m, la facie propilítica (P) donde se encuentran minerales como Epidota y Wairakita en medios con PH neutros y que infieren temperaturas mayores a 250°C.

La capa anterior es una fuente de transmisión de calor hacia la capa denominada reservorio, con un espesor de aproximadamente de 700m, que en su parte inferior presenta resistividades entre 20 a 40 Ω . m, asociada la facie filítica-propilítica (FP), de los que minerales como Epidota, Clorita e Ilíta, se relacionan una temperatura promedio de 235°C. La parte superior del reservorio presenta una temperatura promedio de 200°C, con resistividades de 10 a 20 Ω . m, asociada a la facie filítica (F), constituida por minerales

como: Clorita, Illita y Calcita, este último mineral resultado de procesos químicos en medios con PH ácidos como la hidrólisis y lixiviados de rocas calcitas.

La capa sello con rangos resistivos de 1 a 10 $\Omega.m$ y con un espesor de 500 m en la parte más alzada del perfil, confina el sistema por estar constituida de arcillas hidratadas con alta porosidad, pero poca permeabilidad, específicamente diferentes tipos de Esmectitas y Corrensitas, ambas constituyen la facie filítica-argilítica, que estima rangos de temperatura de 120 a 180°C.

El estrato superior a la capa sello, es asociado a la facie argilítica (A), que también está constituido de minerales arcillosos (Esmectitas), pero que suelen estar en el rango de menor temperatura del sistema desde 50 a 120 °C.

Finalmente se estima la existencia de un recurso reservorio geotérmico en la transición entre la capa conductiva y un resistivo profundo con valores que oscilan en los resistivos de 15 a 40 $\Omega.m$, a una elevación -1000 m.s.n.m. como se observa en la Figura 24.

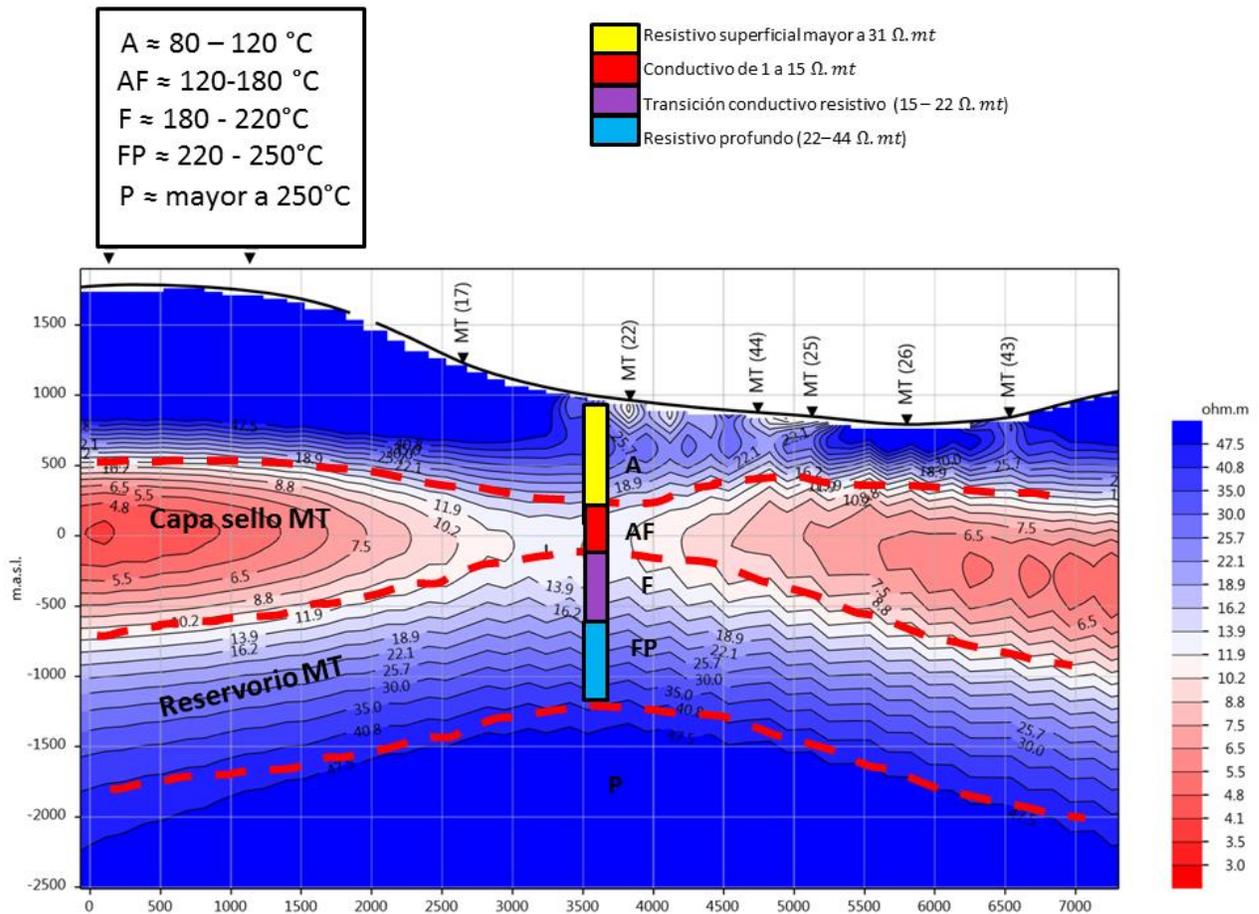


Figura 24. Mapa de relación de resistividades y las facies geológicas de un sistema geotérmico en equilibrio.

8.7. Propuesta de modelo conceptual resistivo

Los modelados resistivos analizados cualitativamente permitieron constuir un modelo conceptual geofísico a partir de valores resisitivos y sus respectivos contrastes, permitiendo diferenciar diferentes cuerpos y estructuras geologicas que componen un modelo de sistema geotermico, como la fuente de calor, capa sello, reservorio, estructuras, posibles zonas de ascenso de calor y direcciones de descarga del fluido hidrotermal del sistema.

A continuacion en la Figura 25, se presenta el modelo conceptual: retomando el análisis de los diferentes mapas resistivos a diferente profundidades, se toma de base el mapa resistivo a -1500 m.s.n.m., el cual se asume que corta de manera transversal la cúpula resistiva identificada en los perfiles análizados, es posible delinear una estructura circular que podría vincularse con un estructura caldérica, los contrastes de altos valores resistivos, señalados con círculos amarillos, que perduran a diferentes profundidades alrededor de la caldera, definen posibles fuentes de calor.

El mapa de strike preferencial del área de estudio permite mostrar las estructuras, (interlineados negros) que coincidentemente confinan conductivos (menores a 10 $\Omega \cdot m$) y resitivos intermedios (de 10 a 14 $\Omega \cdot m$), en direcciones NE-SO y NO-SE, que delinear las posibles direcciones de descarga de fluidos hidrotermales, que provienen de la concentración de un área con resistivos intermedios en medio de la caldera, identificada como zona de ascenso de calor (interlineado rojo), que es alimentado por las fuentes de calor intercaldericas.

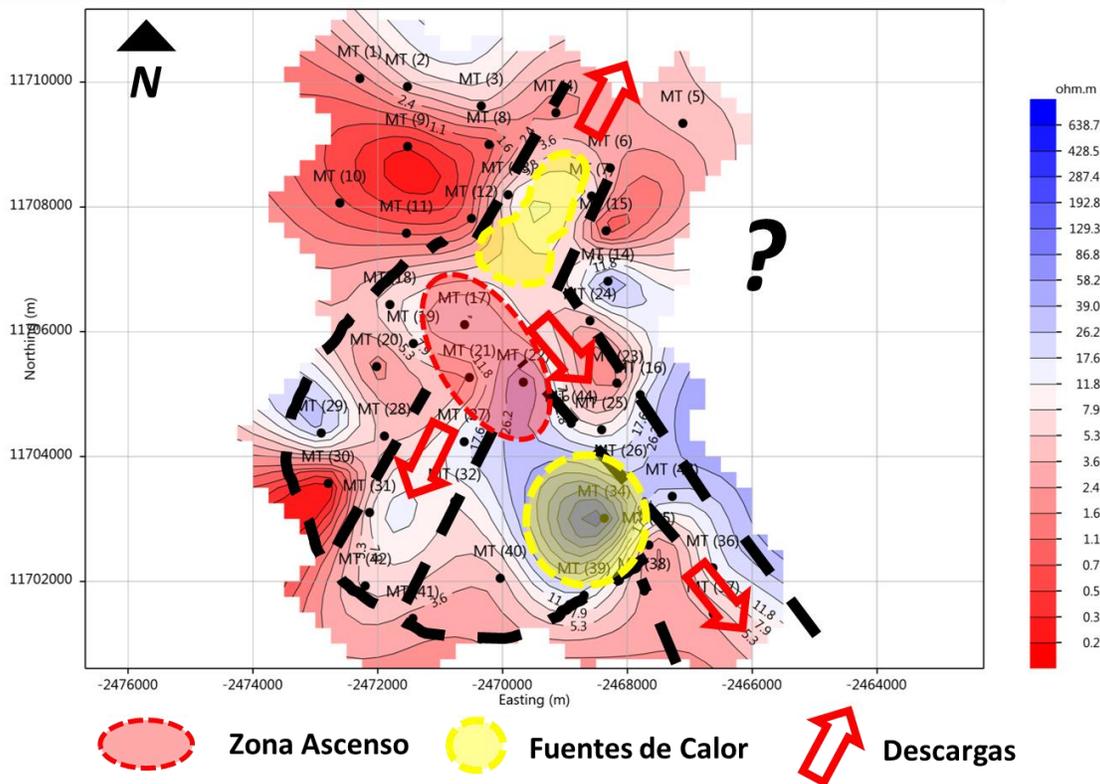


Figura 25. Modelo conceptual resistivo.

8.8. Zonas de interés geotérmicos

Para los intereses de desarrollo de un proyecto geotérmico tanto de generación energética o usos directos, además de definir la zona de explotación o extracción de fluidos hidrotermales, es necesario definir zonas de reinyección de los fluidos extraídos.

En base al modelo conceptual geofísico (Figura 26), la zona de ascenso de calor (círculo verde) sería la zona de mayor interés de explotación para la generación directa debido a la mayor probabilidad de encontrar temperaturas mayores a 180°C , y sumado a que se encuentra confinado dentro de una posible estructura caldérica y la intersección entre posibles estructuras orientadas NE-SO y NO-SE, aumentando la probabilidad de generación de permeabilidad secundaria para poder encontrar y extraer los fluidos hidrotermales.

En caso de encontrar y poder explotar el recurso se propone zonas de interés de reinyección (círculos celestes), predominantemente por el criterio de posibles direcciones de descarga de los fluidos. Sin embargo es de tomar consideraciones tales como la topografía de los sitios propuestos, y casos particulares como la propuesta de reinyección ubicada al SO, se encuentre confinado por la estructura caldérica este podría estar condicionado la reinyección de fluidos calientes para evitar enfriar el sistema.

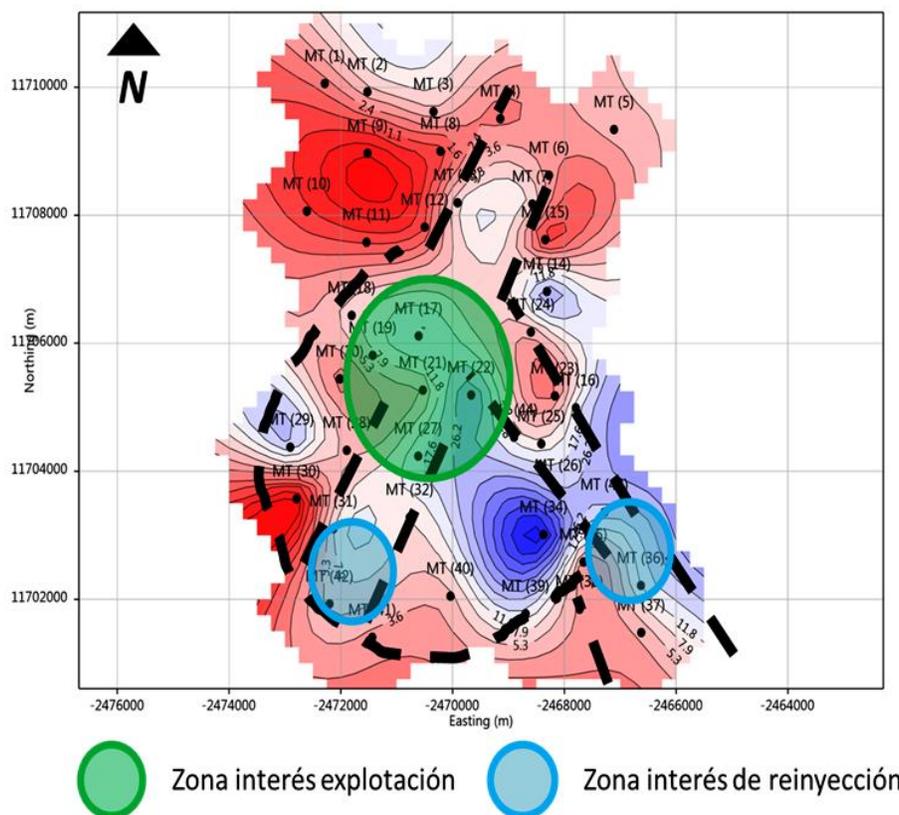


Figura 26. Mapa de propuestas de zonas de interés para un proyecto geotérmico.

9. Conclusiones.

Los modelos de inversión 1D presentan una resolución vertical, identificando posibles estructuras. El modelo de inversión 2D suaviza en un gran factor los contrastes verticales identificando unas cúpulas resistivas en el área central de la zona de estudio. El resultado de la inversión 3D identifica una cúpula y capa sello alzada en el área central de la zona de estudio. Es importante mencionar que los tres modelos de inversión identifican una capa sello y una transición hacia un resistivo profundo a una profundidad promedio de -500 m.s.n.m. ubicada en la zona central del área de estudio.

Del resultado del mapa de strike geoelectrico a diferentes profundidades y de las anomalías resistivas, se identifica la existencia de un posible recurso geotérmico confinado por estructuras preferenciales NE-SO, también se identifica en el área de estudio una forma semi-circular, a la cual se ha atribuido un posible borde de caldera que confina el sistema.

La identificación de intensos contrastes resistivos por medio de los mapas de resistividad y mapas de los vectores de inducción eléctrica parte real y sus magnitudes ambos a diferentes profundidades; identifican dos posibles fuentes de calor: una fuente de calor profunda, aproximadamente a -10,000 m.s.n.m. en la zona norte del sistema que alimenta al sistema por medio del borde calderico existente en esa zona; la segunda fuente de calor superficial, aproximadamente -4,000 m.s.n.m., atribuida a un fenómeno inter caldera existente en la zona sureste del área, alimenta el sistema en dirección norte y noroeste.

La contribución de las dos posibles fuentes de calor, evidencian un área de ascenso de fluido hidrotermal, ubicada en la zona central del área estudiada, el sistema muestra en los perfiles resistivos de modelado inverso 3D una forma ideal de una cúpula resistiva alzada con resistividades mayores a 40 ohmios metros, que alimenta calor a un reservorio con las siguientes características: un área que se extiende 6.25 km² y un estimado espesor promedio de 500 m con valores resistivos intermedios de 10 a 40 ohmios metro, a una profundidad de al nivel -200 m.s.n.m. Esta zona representa un alto grado de interés para una etapa de investigaciones profundas y posibles etapas de desarrollo de un proyecto geotérmico de alta entalpia.

La circulación propuesta, determinada por los lineamientos del strike, identifican patrones de circulación hacia la zona NE y SO en la fuente calor ubicada en el norte del sistema, y otro patrón de circulación hacia el SE y SW relacionado con la fuente de calor ubicada en el sur del sistema.

En el caso del sistema geotérmico se encuentre en equilibrio térmico la relación de estudios de las facies geológicas en diferentes campos geotérmicos y áreas geotérmicas estudiadas por La Geo, S.A. de C.V., y estudios de magnetotéluricos en esta área sugieren que los recursos de fluidos hidrotermales a temperaturas mayores de 200°C posiblemente sean a partir de los -500 m.s.n.m.

Partiendo del modelo geofísico resistivo de patrón de descarga con dirección hacia SO y el SE de la zona de interés de exploración profunda, son propuestos 2 zonas de interés para la reinyección de los fluidos hidrotermales.

10. Recomendaciones.

Es necesario ejecutar otra campaña MT, que permita obtener información con sondeos en la parte central del área de estudio que no fue medida, y repetir sondeos defectuosos, para poder obtener mayor profundidad de prospección.

También es necesario estudiar la zona NE del área de estudio para poder caracterizar el posible conductivo profundo inferido y explorar las posibles extensiones del sistema.

Es necesario correlacionar este estudio MT con otros estudios geofísicos, geoquímicos y fundamentalmente geológicos, para poder ser una contribución a un modelo conceptual integrado.

Es necesario profundizar en los fundamentos de los algoritmos físicos matemáticos de los modelados inversos 2D y 3D, con el fin de optimizar el aprendizaje y uso de distintos software de corridos 2D y 3D.

11. Agradecimientos.

Agradecimientos a la solidaridad del pueblo de los países nórdicos que a través del Fondo Nórdico (NDF) y el programa entrenamiento geotérmico de Universidad de Naciones Unidas (UNU-GTP) por el financiamiento y apoyo en la ejecución del Diplomado en Geotermia para América Latina, Edición 2017.

A la planta docente de La Geo, S.A. de C.V. y de la Universidad de El Salvador por su compromiso y aporte en el proceso de enseñanza-aprendizaje del Diplomado en Geotermia para América Latina, Edición 2017.

Al área de Geofísica de La Geo, liderado por nuestro asesor Lic. Pedro Santos, por la sostenibilidad y compromiso en nuestro desarrollo profesional y académico.

12. Referencias bibliográficas.

- [1] Andemarian Teklesenbet, Msc. Tesis, Universidad de Islandia, 2012
- [2] Perla Piñas Vargas, Doc. Tesis, Universidad de Barcelona, 2014.
- [2] Naidu, G. Dhanunjaya, Doc. Tesis, Universidad de Osmania, 2012.
- [3] F. Simpson and K. Bahr, "Practical Magnetotellurics", 1^oed, CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS , Cambridge, United Kingdom, 2005.
- [4] Rojas-Sarmiento, O.E. 2014.
- [5] Charles Muturia Lichoro, in Proceedings World Geothermal Congress, Melbourne, 2015.
- [6] Layegh Haghghi, T., Montahaei, M., Oskooi, B., Journal of Applied Geophysics (2017) (a ser publicado).
- [7] Weerachai Siripunvaraporn et al, Physics of the Earth and Planetary Interiors 150, 3 (2005).
- [8] Juan Andrés Bascur Torrejón, Msc Tesis, Universidad de Chile, 2015.
- [9] E. Torio Henríquez, Diplomado Geotermia 2017, Modulo II: Geología Aplicada a la Geotermia 4. Alteración Hidrotermales en los Sistemas Geotérmicos, Universidad de El Salvador, La Geo, El Salvador, 2017.