

**UNIVERSIDAD DE EL SALVADOR
FACULTAD DE INGENIERÍA Y ARQUITECTURA
ESCUELA DE POSGRADOS
DIPLOMADO EN GEOTERMIA PARA AMÉRICA LATINA
EDICIÓN 2016**



**MODELADO E INTERPRETACIÓN 2.5 D A PARTIR DE
INTEGRACIÓN DE DATOS GRAVIMÉTRICOS,
MAGNETOTELÚRICOS Y GEOLOGÍA DE POZOS**

PRESENTAN:

**Jennifer Susana Aguilar Vásquez
Edwin Fabián Morales Urbano
Julián Oswaldo Romero Rozo**

ASESORES:

**Lic. Pedro Antonio Santos
Lic. José Antonio Rivas**

CIUDAD UNIVERSITARIA, DICIEMBRE 2016

CONTENIDO

RESUMEN.....	4
1. INTRODUCCIÓN.....	5
2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	6
3. JUSTIFICACIÓN DEL ESTUDIO.....	6
4. OBJETIVOS.....	7
4.1 OBJETIVO GENERAL.....	7
4.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	7
5. MARCO TEÓRICO.....	7
5.1 MÉTODO GRAVIMÉTRICO.....	7
5.1.1 LEY DE GRAVITACIÓN UNIVERSAL.....	8
5.1.2 GRAVEDAD DE LA TIERRA.....	9
5.1.3 ANOMALÍAS, CORRECCIONES Y REDUCCIONES DE GRAVEDAD.....	10
5.1.4 FILTROS EN EL DOMINIO DE LA FRECUENCIA.....	14
5.1.5 MODELAMIENTO GRAVIMÉTRICO.....	15
5.2 MÉTODO MAGNETOTELÚRICO.....	18
5.2.1 MODELAMIENTO INVERSO 3D DE MT.....	21
5.3 FACIES DE ALTERACIÓN HIDROTERMAL.....	23
6. METODOLOGÍA.....	25
6.1 PROCESAMIENTO DE DATOS MAGNETOTELÚRICOS (MT).....	25
6.1.1 PROCESAMIENTO MT HACIENDO USO DE SSMT2000 Y MTEEDITOR.....	25
6.1.2 PROCESAMIENTO DE MODELAMIENTO 1D DE MT HACIENDO USO DE WINGLINK.....	28
6.2 PREPARACIÓN DE INFORMACIÓN GRAVIMÉTRICA, MODELADO 3D DE MT Y GEOLOGÍA DE POZOS.....	30
6.3 INTEGRACIÓN DE INFORMACIÓN Y ELABORACIÓN DE MODELADO 2.5D.....	31
7. ANÁLISIS DE DATOS.....	33
8. RESULTADOS.....	37
8.1 PERFIL NORTE - SUR.....	37
8.2 PERFIL NOROESTE - SURESTE.....	38
9. CONCLUSIONES.....	39
10. AGRADECIMIENTOS.....	40
11. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	41
APÉNDICE.....	43
A. RUTINA DE PROCESAMIENTO EN SSMT 2000.....	43
B. DENSIDADES PARA DISTINTOS TIPOS DE ROCAS.....	47

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 5.1 Modelo de geoide y elipsoide.....	10
Figura 5.2 Corrección Topográfica (Modificada de Cantos, 1978).	12
Figura 5.3 Atributos geométricos de cuerpos elongados con secciones transversales poligonales en un plano (x, y) para 2D, 2.5D y 2.75 asimétrico, relativo al perfil principal (Adaptado por SAAD y BISHO).	17
Figura 5.4 Ilustraciones isométricas de coordenadas y parámetros usados en los algoritmos GAMMA 2.5D y 2.75D (tomado de William, Ralph & Afif, 2013).	18
Figura 5.5 Despliegue de estación MT para adquisición de datos.	19
Figura 5.6 Series de tiempo para las componentes horizontales del campo eléctrico y magnético, obtenidas por estación MT.	20
Figura 5.7 Ejemplo de rejilla (mesh) construida para inversión 3D.....	22
Figura 5.8 Construcción de rejilla para modelado 3D: Área con total de estaciones MT denominada “core area” (línea verde); área de extensión (línea roja).	23
Figura 6.1 Perfiles de trabajo trazados.	25
Figura 6.2 Archivos crudos de un sondeo MT.....	26
Figura 6.3. Resumen de pasos a realizar para obtención de archivos a procesar en MTeditor: 1. Editar uno o más archivos TBL; 2. Editar parámetros, series de tiempo a transformadas de Fourier; 3. Conversión de series temporales a transformadas de Fourier; 4. Editar parámetros para procesamiento robusto; 5. Correr procesamiento robusto.....	27
Figura 6.4 Sondeo MT visualizado en MTeditor.....	28
Figura 6.5 Ajuste de curva TDEM para corrección de static shift.	29
Figura 6.6 Ejemplo de modelado 1D, ajuste de curva de resistividad aparente interpolada con modelo discreto de capas.	30
Figura 6.7 Proyectos trabajados y opción de modelado 2.5D para el procesamiento de perfiles. ..	31
Figura 6.8 Selección de estaciones gravimétricas y de pozos para perfil NO-SE.....	32
Figura 6.9 Gráfica gravimétrica y perfil con topografía y background de modelado de resistividad 3D de MT para realizar el modelamiento 2.5D.	33
Figura 7.1 Mapa de anomalía completa de Bouguer a 2.4 g/cm ³	34
Figura 7.2 Mapa de primera derivada horizontal a partir de la anomalía completa de Bouguer a 2.4 g/cm ³	35
Figura 7.3 Ajuste para una capa infinita basado en el registro de unidades litológicas de pozos... 35	
Figura 7.4 Modelamiento 2.5D realizado con apoyo de información MT 3D y modelos 1D de estaciones MT cercanas al perfil.....	36
Figura 7.5 Modelamiento 2.5D realizado con apoyo de información 3D de estaciones MT cercanas al perfil NO-SE.....	36
Figura 8.1 Perfil gravimétrico 2.5D con dirección Norte-Sur.	37
Figura 8.2 Perfil gravimétrico 2.5D con dirección Noroeste-Sureste.	38

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 5.1 Relaciones típicas entre minerales primarios y minerales de alteración.....	24
Tabla 5.2 Facies de alteración mineralógica y su temperatura típica.	24
Tabla 6.1 Cantidad de sondeos propuestos en los perfiles de trabajo.....	25
Tabla 8.1 Capas del modelado 2.5D para el perfil N – S.	38
Tabla 8.2 Capas del modelado 2.5D para el perfil NO – SE.	39
Tabla B1. Promedio de densidades para rocas ígneas comunes.....	47

RESUMEN

El presente trabajo expone los resultados del procesamiento e integración de información geofísica (gravimétrica y magnetotelúrica MT), en dos perfiles de modelamiento gravimétrico 2.5D ajustados a la información geológica de pozos en una zona de 110 km² aproximadamente, dentro de un área geotérmica. Este estudio pretende aportar información necesaria para la calibración y consolidación de la posible distribución y geometría de los elementos del sistema geotérmico bajo superficie, ajustándolo a los modelos existentes. Han sido utilizadas las herramientas SSMT 2000, MTeditor y WinGLink, con las cuales se ha logrado la depuración de señales MT, modelamiento 1D de resistividad, creación de mapas de gravimetría, integración de mapas y perfiles geofísicos con geología de pozos, además, la creación del modelado gravimétrico 2.5D para los dos perfiles trabajados. Los resultados reflejan una distribución general de capas, compuesta por un basamento resistivo profundo, un reservorio suprayacente, una capa sello conductiva y estratos superficiales. Estas distinciones se han realizado con criterios aportados por la geología de pozos, permitiendo asignar densidades exactas de acuerdo al material rocoso presente y a partir de modelos geofísicos resistivos (1D y 3D) en las zonas donde no existe información geológica de pozos.

1. INTRODUCCIÓN

En un ambiente geotérmico, la caracterización geofísica permite conocer y modelar la distribución y geometría del subsuelo, dicha caracterización se hace a través del soporte técnico y científico que ofrecen disciplinas de la geofísica, por esta razón se han desarrollado diferentes métodos o técnicas, como la gravimetría, magnetotelúrica y TDEM (siendo estos los más utilizados en la exploración geotérmica) que determinan propiedades del material rocoso como la densidad, magnetización y resistividad (Valenta, 2015) facilitando comprender con mayor detalle la zona de interés, identificando posibles estructuras y/o anomalías que se relacionen con la existencia del recurso geotérmico.

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

Ya que las propiedades físicas no están directamente referidas a una condición geológica única (Valenta, 2015), existe un amplio rango de posibles configuraciones sub-superficiales por lo cual es imprescindible el conocimiento previo de la geología y estructura del área que en conjunto con el criterio técnico profesional proporcionan los insumos para una interpretación del modelo generado que se aproxime a la realidad

Los modelos geofísicos son esenciales para la evaluación del potencial geotérmico en cualquier área, en un modelado 2.5D los cuerpos son considerados como de extensión finita, haciendo que el área de interpretación refleje un modelo más cercano a la realidad.

2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

El presente estudio se realizó sobre un campo geotérmico en base a la información geológica y geofísica existente en un área de estudio, para ello se ejecutó el procesamiento e interpretación de datos gravimétricos y magnetotelúricos que fueron contrastados con la información geológica de los pozos existentes en el área para su integración en un modelado 2.5D. Este resultado pretende proponer una distribución geológica del subsuelo basada en la calibración y ajuste de la información geofísica con la geológica de pozos.

Los modelos 2D son representaciones de extensión infinita lo cual limita la certeza de las asunciones que se puedan realizar; buscando mejorar este aspecto se calibran y ajustan los datos de los modelos existentes llevándolos a una modelación 2.5D que se aproxima más a la realidad ya que los cuerpos tienen una extensión finita de acuerdo al contexto geológico.

3. JUSTIFICACIÓN DEL ESTUDIO

Los modelos geofísicos son instrumentos esenciales para la evaluación del potencial geotérmico de cualquier área, la necesidad de tener un modelo calibrado y ajustado a los datos geofísicos y geológicos más recientes ha motivado la realización del presente estudio.

En un modelado 2.5D los cuerpos son considerados como de extensión finita, haciendo que el área de interpretación refleje un modelo más cercano a la realidad, facilitando la toma de decisiones más acertadas.

El estudio aportará información necesaria para calibrar y consolidar la información de lo que posiblemente exista bajo superficie, ajustándolo a los modelos existentes del sistema geotérmico.

4. OBJETIVOS

4.1 OBJETIVO GENERAL

Elaborar un modelamiento geofísico 2.5D a partir de la integración de información gravimétrica, magnetotelúrica y geología de pozos, con el fin de interpretar anomalías geofísicas asociadas a los componentes de un sistema geotérmico.

4.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Elaborar e interpretar el modelado 2.5D de dos perfiles gravimétricos de anomalía completa de Bouguer a partir de los resultados del modelado de datos magnetotelúricos ajustados a la información de los pozos existentes en el área de estudio.
- Procesar los datos de algunas estaciones magnetotelúricas y gravimétricas a lo largo de dos perfiles Norte-Sur y Noroeste-Sureste trazados en el área de estudio, reconociendo e interpretando las anomalías geofísicas asociadas al posible reservorio y capa sello del sistema geotérmico.
- Incorporar la información geológica de pozos del área de estudio ajustando y relacionando las variaciones geofísicas con los cambios litológicos y mineralógicos registrados.

5. MARCO TEÓRICO

5.1 MÉTODO GRAVIMÉTRICO

El método gravimétrico mide el campo gravitatorio de la Tierra, que es la perturbación que un cuerpo produce en el espacio que lo rodea por el hecho de tener masa (Santos & Rivas, 2016) La fuerza del campo gravitatorio es directamente proporcional a la masa y por lo tanto, a la densidad de los materiales del subsuelo. La unidad de medición de la aceleración de la gravedad en un punto es el miligal (mgal) (Lichoro, 2014) Este método trata de caracterizar el subsuelo a partir de las distribuciones de masa de los materiales, con base en mediciones del campo gravitacional.

Los valores obtenidos se pueden relacionar con distintos valores de densidad el subsuelo y de esta manera se puede identificar diferentes estratos o fallas.

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

5.1.1 LEY DE GRAVITACIÓN UNIVERSAL

En principio, la prospección gravimétrica está basada en fundamentos descritos por Newton, quien tomó ideas de Galileo, Copérnico y Kepler, las unificó y mejoró para así formular la Ley de Gravitación Universal, la cual comúnmente se enuncia como:

“Todo cuerpo material en el universo atrae a los otros cuerpos con una fuerza que es directamente proporcional al producto de las masas de los cuerpos e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia entre ellos. La dirección de esta fuerza es a lo largo de la línea que los une” (Serway, 1998).

Desde el punto de vista matemático, esta expresión tiene la siguiente forma:

$$F = \left(\frac{G * m_1 * m_2}{r^2} \right) \quad \text{Ecuación (5.1)}$$

Donde:

F : Magnitud de la fuerza gravitacional

m₁ y *m₂*: Masas de los cuerpos

r: Distancia entre los cuerpos

G: Constante gravitacional universal

Esta ley incluye una constante de proporcionalidad (G) que recibe el nombre de constante de la gravitación universal, cuyo valor es:

$$G = 6.67 \times 10^{-11} \text{Nm}^2/\text{Kg}^2 \quad \text{Ecuación (5.2)}$$

La aceleración gravimétrica de una masa puntual es el cociente entre la magnitud de su fuerza gravitacional y su masa, de forma que:

$$a = \frac{F}{m_2} = \frac{G * m_1}{r^2} \quad \text{Ecuación (5.3)}$$

La aceleración a es igual a la fuerza gravitacional por unidad de masa debido a m_1 , de esta forma si m_1 representa la masa de la tierra m_t ; y r pasa a ser el radio de la tierra r_t , entonces la aceleración de la gravedad viene dada por:

$$g = \frac{G \cdot m_t}{r_t^2} \quad \text{Ecuación (5.4)}$$

El valor normal de aceleración de la gravedad en la superficie de la Tierra es de 980 cm/s^2 , en honor a Galileo, quien por primera vez midió la aceleración de la gravedad en su famoso experimento en la torre inclinada de Pisa, la unidad de aceleración de la gravedad es:

$$1Gal = 1 \text{ cm/s}^2 \text{ ó } 1mGal = 10^{-3}Gal \text{ y además } 1mGal = 10gu \text{ (unidades de gravedad).}$$

5.1.2 GRAVEDAD DE LA TIERRA

La gravedad en la Tierra varía de un punto a otro debido a que no posee una forma esférica ni es homogénea, es por ello que la magnitud de la gravedad depende de diversos factores como la rotación, elevación, topografía de los alrededores, latitud, variaciones de densidad en el subsuelo y mareas. La exploración gravimétrica se encarga del análisis de anomalías debidas al último factor, las cuales por lo general son las que producen las menores alteraciones de entre todos los factores (Telford, Geldart, & Sheriff, 1995). Pese a esto, las variaciones en la atracción gravitacional que no están asociadas a características geológicas anómalas tienen cierto grado de predicción (Dobrin & Savit, 1988).

La forma real de la Tierra se describe mediante su superficie equipotencial normal, coincidente con la superficie del mar y su extensión en los continentes; la cual recibe el nombre de geode. El geode involucra las variaciones del potencial gravimétrico debidas a las irregulares distribuciones de masas en la corteza (Lowrie, 1997).

Teóricamente el geode se aproxima a un elipsoide de rotación. Las variaciones geométricas entre el elipsoide de rotación y el geode se denominan ondulaciones del geode, así las ondulaciones máximas del geode respecto al elipsoide alcanzan los $\pm 100\text{m}$. (Dehlinger, 1978).

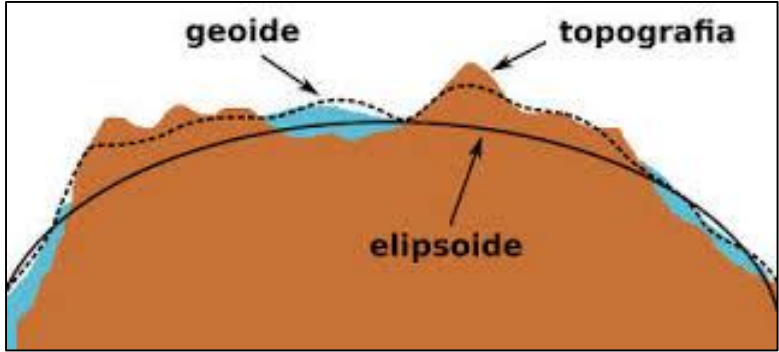


Figura 5.1 Modelo de geoide y elipsoide.

En 1930, la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica propuso una fórmula estándar para calcular el valor teórico de la gravedad en función de cuatro elementos: latitud, radio ecuatorial terrestre, coeficiente de achatamiento y masa total. Sin embargo, la expresión original de la fórmula ha sufrido modificaciones en diversas oportunidades.

5.1.3 ANOMALÍAS, CORRECCIONES Y REDUCCIONES DE GRAVEDAD

Si el interior de la Tierra fuera totalmente uniforme, las variaciones en la gravedad medida sobre la superficie de referencia, dependerían sólo de la latitud. Como este no es el caso y sumado al hecho de que muchas mediciones no son realizadas sobre la superficie de referencia, es necesario realizar ciertas correcciones para llevarlas todas a un mismo nivel de referencia (Telford, Geldart, & Sheriff, 1995).

Más aun, es necesario realizar diversas correcciones asociadas a la topografía circundante y a los efectos de las mareas terrestres entre otras, dado que estas no proveen información útil al momento de construir el modelo del subsuelo.

Correcciones por elevación: Las correcciones asociadas a la elevación toman en cuenta dos efectos; el efecto del aire libre y el efecto de Bouguer.

Corrección del aire libre: Como la gravedad varía de forma inversamente proporcional al cuadrado de la distancia (Ecuación 5.4), es necesario llevar la gravedad observada a una altura h a su equivalente en el nivel de referencia calculado. Esta corrección no toma en cuenta la densidad del material que se encuentra en el desplazamiento vertical que se le realiza al dato. Así, suponiendo una Tierra esférica, la gravedad en cualquier punto vendría dada por:

$$g = \frac{Gm_t}{r_t^2} \qquad \text{Ecuación (5.5)}$$

Calculando el gradiente vertical:

$$\Delta g_{AL} = \frac{d_g}{d_z} = \frac{d_g}{d_r} = \frac{-2Gm_t}{r_t^3} = \frac{-2g}{r_t} = -0.0386h(mGal) \quad \text{Ecuación (5.6)}$$

La constante 0.0386 se obtiene tomando un radio de la tierra (r_t) igual a $6,367 \times 10^8$ cm, y un valor de gravedad teórica sobre el nivel del mar y a 45° de latitud igual a $9,80629 \mu Gal$. Para calcular la corrección del aire libre, la altura debe estar en metros; además es importante destacar que la corrección debe ser positiva para estaciones ubicadas sobre el nivel de referencia, debido a que esto compensa la disminución de la gravedad por la altitud, y de forma análoga, negativa para estaciones ubicadas por debajo del nivel de referencia (Lowrie, 1997).

Corrección de Bouguer: Este tipo de corrección trata de compensar la alteración producida en la medición de la gravedad debido al material existente entre la estación de medición y el nivel de referencia.

Esta corrección se aplica suponiendo que en el espacio ubicado entre la estación de medición y el nivel de referencia se encuentra una placa horizontal infinita de densidad uniforme. Si asumimos una placa de densidad ρ , la corrección de Bouguer viene expresada como:

$$\Delta g_{Bouguer} = -2\pi G\rho\Delta h \quad \text{Ecuación (5.7)}$$

Para aquellas altitudes que se encuentran por encima del geoide, esta corrección es negativa, debido a que trata de sustraer el efecto de atracción de la placa, mientras que es positiva siempre que la estación de medición se encuentre por debajo del geoide ya que trata de compensar la deficiencia de la masa (Cantos, 1978).

Corrección Topográfica: Este tipo de corrección compensa los efectos causados por las irregularidades de la superficie en las zonas aledañas a la estación de medición (valles, montañas, mesetas, etc.), con lo que se eliminan los efectos causados por la topografía irregular. Existen gran cantidad de métodos para calcular este tipo de corrección, todos coinciden en que debe conocerse la zona donde se ubica la estación de medición y además poseer un mapa de contornos detallado de la zona (Telford, Geldart, & Sheriff, 1995).

La corrección topográfica es siempre positiva; el material que se encuentra por encima de la estación ejercerá una atracción con sentido opuesto a la gravedad, y un material que se encuentra por debajo de la estación actuará en sentido opuesto como se evidencia en la figura 5.2 (Lowrie, 1997).

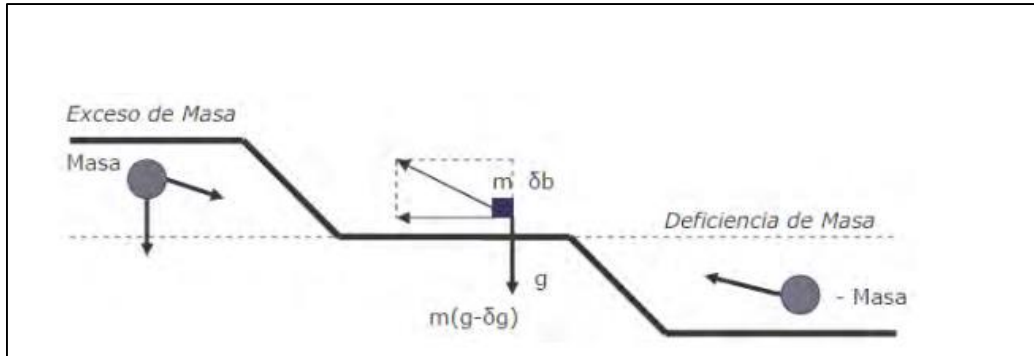


Figura 5.2 Corrección Topográfica (Modificada de Cantos, 1978).

Corrección por variación de latitud: Tanto la rotación de la tierra como el abultamiento presente en el ecuador producen un incremento de la gravedad con la latitud. Debido a que la atracción gravitatoria de un cuerpo es menor en el ecuador que en los polos se hace necesaria este tipo de corrección, ya que compensa las variaciones de la gravedad a medida que nos desplazamos del ecuador a los polos o viceversa.

Las variaciones en la gravedad producidas por movimientos latitudinales se corrigen refiriendo los valores de las estaciones de observación a un punto base con coordenadas geográficas conocidas mediante la fórmula:

$$\Delta g_{\text{Latitud}} = (0,0081 \text{ sen}^2 \beta) m \text{Gal} / 10m \quad \text{Ecuación (5.8)}$$

Este valor de corrección por variación de latitud debe restarse al valor observado cuando la estación base se encuentra más cerca de los polos, mientras que si está más cerca del ecuador la corrección debe sumarse al valor de la medición en la estación base. En la ecuación 5.8, el valor β corresponde a la latitud de la estación base.

Corrección por el efecto de mareas: El campo gravitacional terrestre se ve afectado por el comportamiento de otros planetas dentro del sistema solar, ya que estos mediante la atracción ejercida por su gran masa producen el fenómeno de las mareas, el cual afecta las mediciones de los gravímetros en hasta $\pm 0.3 \mu \text{Gal}$. La variación en la gravedad calculada que se produce por el efecto de las mareas dependen de la hora, fecha y ubicación del lugar de adquisición del dato (Lowrie, 1997).

Corrección por deriva instrumental: Consiste en estimar las variaciones producidas directamente por el gravímetro al tomar medidas en el mismo punto en diferentes momentos. Estas variaciones se producen básicamente debido a que los resortes y fibras de torsión que componen el gravímetro no son perfectamente elásticos y su desempeño se ve afectado por la temperatura y el efecto de las mareas.

Anomalías gravimétricas: Las anomalías gravimétricas son las variaciones de los valores medidos tomando como referencia el geoide, con respecto a la gravedad teórica después de haber aplicado todas las correcciones necesarias (Blake, 1995). Estas anomalías surgen debido a que la distribución de densidad en el interior de la Tierra no es homogénea; estas anomalías se calculan dependiendo del tipo de corrección empleada y dentro de las más comunes tenemos:

Anomalía del Aire Libre(AL): Está definida por la aplicación de las correcciones de influencia de mareas, deriva instrumental, latitud, topográfica y de aire libre. Se expresa como:

$$AL = G_{Observada} + (\pm \Delta g_{Aire Libre} + \Delta g_t + \Delta g_m) - G_{Teórica} \quad \text{Ecuación (5.9)}$$

Donde:

$G_{Observada}$: Representa la gravedad observada

$\Delta g_{Aire Libre}$: Corrección del aire libre

Δg_t : Corrección Topográfica

Δg_m : Corrección por el efecto de mareas

$G_{Teórica}$: Gravedad Teórica

Anomalía de Bouguer (AB): Se obtiene aplicando las correcciones arriba mencionadas, incluyen la corrección de Bouguer; se divide en dos tipos dependiendo si incluye la corrección topográfica o no. De esta forma tenemos:

Anomalía de Bouguer simple (ABs):

$$AB_s = G_{Observada} + (\pm \Delta g_{Aire Libre} + \Delta g_{Bouguer} + \Delta g_m) - G_{Teórica} \quad \text{Ecuación (5.10)}$$

Anomalía de Bouguer compuesta (ABc):

$$AB_c = G_{Observada} + (\pm \Delta g_{Aire Libre} + \Delta g_m + \Delta g_t) - G_{Teórica} \quad \text{Ecuación (5.11)}$$

Ambas expresiones de la anomalía de Bouguer toman esta forma sólo si la fórmula del geoide de referencia contiene la corrección por latitud, en caso contrario es necesario agregar esta última.

Regionales y Residuales: Las anomalías gravimétricas son el resultado de la desigual distribución de densidades en la Tierra; de esta forma si tenemos un cuerpo de densidad ρ , rodeado por un entorno de densidad ρ_0 , la diferencia de densidad entre ellos $\Delta\rho = \rho - \rho_0$ representa el contraste de densidad del cuerpo con respecto a su entorno; es por

esto que si el cuerpo posee mayor densidad que su entorno el contraste es positivo, en caso contrario el contraste es negativo.

El contraste de densidad es directamente proporcional a la señal de la anomalía, de forma que es posible saber si la densidad del cuerpo es mayor o menor que la de su entorno, sin embargo, no es tan sencillo determinarlo debido a que la apariencia de una anomalía gravimétrica está determinada por las dimensiones, el contraste de densidad y la profundidad del cuerpo anómalo; es por ello que se utiliza la longitud de onda aparente.

La longitud de onda aparente no es más que la extensión horizontal de la anomalía; de forma que cuerpos profundos y grandes reflejan longitudes de ondas largas, mientras que cuerpos pequeños y someros se asocian a longitudes de ondas cortas (Lowrie, 1997).

Las anomalías de longitudes de ondas largas se deben a diferencias de densidades profundas, están presentes en la corteza y/o el basamento, y reciben el nombre de anomalías regionales; este tipo de anomalía da información a larga escala sobre la estructura de la corteza de la tierra bajo rasgos geográficos mayores. Por otro lado, las anomalías de longitudes de ondas cortas, son el producto de contrastes de densidades someros y se denominan anomalías residuales; pueden dar información a nivel exploratorio y es necesario para su análisis conocimiento geológico de la zona (Lowrie, 1997).

Específicamente para la obtención de mapas residuales se aplican diversos métodos de filtrados, tales como filtros en el dominio de número de onda, filtros en el dominio de la frecuencia, filtros digitales y continuaciones analíticas entre otros; todo ello con el fin de eliminar el “ruido”, es decir, las señales que nos son de interés para el estudio.

5.1.4 FILTROS EN EL DOMINIO DE LA FRECUENCIA

Cuando se aplica un filtrado en el dominio de la frecuencia, la finalidad es sacar provecho de las ventajas de la transformada de Fourier en dos dimensiones; con lo cual se logra transformar los datos al dominio del número de onda (frecuencia), posteriormente se busca aplicar los filtros adecuados en ese dominio para finalmente realizar la transformada inversa al dominio del tiempo (Quijada, 2006); en este último paso suelen ser removidas las longitudes de onda largas, relacionados al efecto regional.

El termino número de onda se refiere a las matemáticas involucradas en el programa de computación, donde el primer número de onda corresponde a la frecuencia asociada a la primera amplitud (Quijada, 2006). Este parámetro varía en un rango que va de 0 hasta $\frac{1}{2}$ veces la distancia entre estaciones. La cantidad de número de ondas en este rango depende de la cantidad de datos.

Filtros pasa banda, paso alto, paso bajo.

Al utilizar este tipo de filtros, se busca eliminar cierto contenido o rango de frecuencias que no pertenecen a la categoría de interés. Una de las formas de obtener el rango de señales es utilizando el espectro de potencia, el cual consiste en un gráfico del logaritmo de la energía contra el número de onda. A partir de este gráfico se obtiene la profundidad a la que se encuentran los cuerpos que producen dicha señal, la cual viene representada por la mitad de la pendiente de la curva.

Adicionalmente, puede realizarse un análisis espectral de los datos de frecuencia obtenidos en campo, ya que la profundidad y la extensión espacial de las fuentes de las anomalías gravimétricas están relacionadas a la frecuencia o la longitud de onda. Bajas frecuencias o largas longitudes de onda son generadas por anomalías más profundas o regionales, mientras que altas frecuencias o cortas longitudes de onda son generadas por anomalías más superficiales (Santos & Rivas, 2016). Se realiza un gráfico del logaritmo de la potencia versus el número de onda y la profundidad de las principales fuentes de anomalías se calcula dividiendo la pendiente entre 4π .

También en el procesamiento, el uso de las derivadas verticales ha sido un método estándar para destacar los valores de alta frecuencia de los datos. La primera derivada vertical es comúnmente aplicada al total de los datos del campo gravimétrico para resaltar las anomalías asociadas a las fuentes geológicas más superficiales de la estructura regional (Contreras & Castillo, 2016).

Para medir la variación en el campo gravitatorio de la Tierra se utiliza un equipo llamado gravímetro de medición relativa, que mide el cambio de la aceleración entre dos puntos; consiste de un resorte con una masa, que se estira donde la aceleración es más fuerte (Rivas, 2009). Los equipos LaCoste & Romberg, y Scintrex, son los más utilizados y tienen una precisión de 0.01 mGal (Lichoro, 2014).

5.1.5 MODELAMIENTO GRAVIMÉTRICO

Dentro de los procedimientos fundamentales a la hora de realizar una interpretación cuantitativa de datos gravimétricos tenemos el modelado gravimétrico.

Esta técnica se centra en realizar una ponderación del efecto gravimétrico producido por una distribución de densidades, y su subsecuente comparación con los datos observados en campo; es por ello que para la elaboración de un modelado gravimétrico se utilizan tanto datos geológicos como geofísicos del área de estudio.

A fin de obtener un ajuste lógico entre los datos observados y el modelo generado, se realiza de forma repetida el cálculo de la siguiente expresión:

$$\gamma_{(x,y,z)} = \frac{\partial U}{\partial z} = -G \int_{z'}^z \int_{y'}^y \int_{x'}^x \rho(x', y', z') \frac{(z-z')}{\sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2 + (z-z')^2}} dx' dy' dz' \quad \text{Ecuación (5.12)}$$

En los casos que se presenten configuraciones geológicas de alta complejidad, es útil modificar la ecuación anterior para optimizar el desempeño en tiempo del cálculo computacional; en este tren de ideas, se dividen los cuerpos en elementos simples que se expresan de la siguiente forma:

$$G_m = \sum_{n=1}^N \rho_n \Psi_{mn} \quad \text{Ecuación (5.13)}$$

Donde:

G_m : Representa la atracción vertical al m – esimo de observación

ρ_n : Es considerado comola densidad de la porción n

Ψ_{mn} : Simboliza la atracción gravitatoria en el punto m debido a la porción n de densidad unitaria.

Dependiendo de la forma y dimensiones reales de las estructuras, existe una variación de dimensionalidades que puede acoger un modelamiento gravimétrico (figura 5.3). Dentro de las más conocidas se encuentran la 2D, 3D y su intermedia 2.5D. Esta última se utiliza debido a que pocas veces las estructuras geológicas son mucho más largas que anchas, por esta razón es recomendable realizar modelados en dos dimensiones y media (2.5D). En este tipo de modelado, los cuerpos pueden variar con la profundidad (eje Z), a lo largo del perfil (eje X), y en la dirección del rumbo (eje Y), (Suarez, 2006).

El modelo 2.5D está basado en una sección transversal construida a partir de datos geológicos y gravedad observada. También se puede definir como la reducción de un volumen 3D del subsuelo a una representación casi 3D a través del uso de superficies. Esas superficies, representan planos estratificados, por ejemplo, pueden ser contornos, presentados como vistas isométricas o representadas como facetas en una red irregular triangular (TIN).

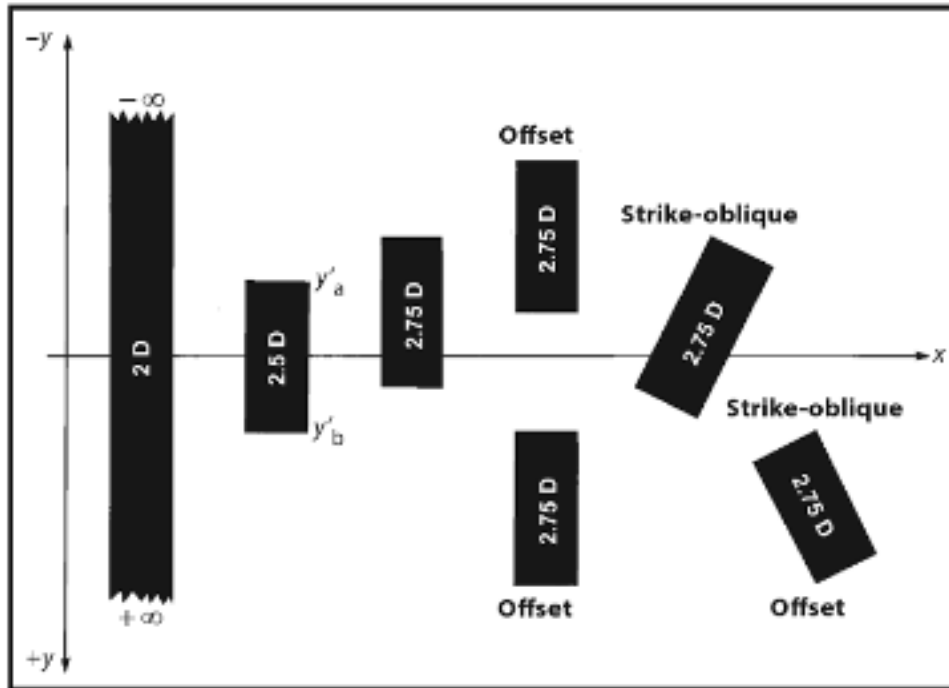


Figura 5.3 Atributos geométricos de cuerpos elongados con secciones transversales poligonales en un plano (x, y) para 2D, 2.5D y 2.75 asimétrico, relativo al perfil principal (Adaptado por SAAD y BISHO).

Matemáticamente, el factor de corrección gravimétrica para una fuente alargada con sección transversal circular (por ejemplo un cilindro horizontal, HC) está dado por (William, Ralph, & Afif, 2013):

$$\frac{g(HC)}{G(HC)} \cong \frac{1}{2} \left[\frac{y'_a}{(r_c^2 + y'^2_a)^{1/2}} + \frac{y'_b}{(r_c^2 + y'^2_b)^{1/2}} \right] \quad \text{Ecuación (5.14)}$$

Donde:

g = Efecto de gravedad 3D de un cilindro horizontal de longitud y

y'_a y y'_b = distancias del perfil a extremos de masa alargada

G = Efecto 2D de un cilindro horizontal de longitud y , infinito

r_c = Distancia de la estación al eje central de la fuente

El efecto 2.5D se obtiene cuando dentro de la ecuación 5.14 se cumple que:

$$|y'_a| = |y'_b| < \infty \quad \text{Ecuación (5.15)}$$

Si estas dos variables son diferentes entre sí, el resultado corregido es llamado efecto 2.75. El término 2.5 y 2.75 se refieren a cuerpo 3D con potenciales gravimétricos 3D.

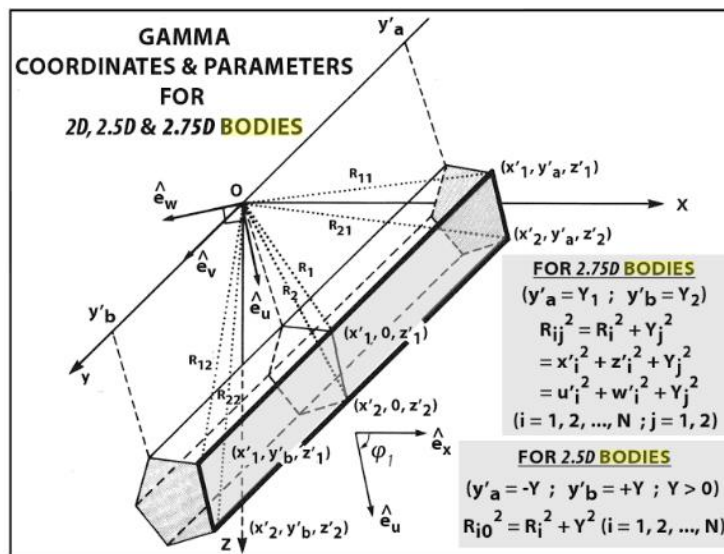


Figura 5.4 Ilustraciones isométricas de coordenadas y parámetros usados en los algoritmos GAMMA 2.5D y 2.75D (tomado de William, Ralph & Afif, 2013).

El modelamiento 2.5D consta de algoritmos GAMMA (Gravity and Magnetic Modeling Applications) (figura 5.4) que están basados en atributos geométricos de una fuente alargada con una sección transversal perpendicular al strike el cual no varía a lo largo de la dirección del strike, siendo finita y simétrica con respecto al perfil.

Si bien fuentes bidimensionales son más fáciles de computarizar y de modelar que los 2.5D o 3D, debido a que solo considera las variaciones laterales (eje X) de los cuerpos y en profundidad (eje Z), el objetivo del enfoque 2.5D es reducir la complejidad computacional del problema de modelado para efecto 3D y convertir un modelo infinito de capa en una dirección a un modelo finito, que es lo que se posee en el entorno real.

5.2 MÉTODO MAGNETOTELÚRICO

De todos los métodos electromagnéticos, el método magnetotelúrico (MT) tiene un amplio rango de variación espectral ($10^4 - 10^{-4}$ Hz) siendo una de las herramientas geofísicas más eficaces y poderosas para la prospección del subsuelo, capaz de alcanzar profundidades de varios kilómetros.

En particular, el método MT proporciona información valiosa de las estructuras conductoras (y resistivas) de sistemas geotérmicos basado en la relación directa entre resistividad

eléctrica y parámetros como permeabilidad, porosidad, salinidad, temperatura y alteración geoquímica-hidrotermal, posibilitando la identificación de la mayor parte de los elementos que componen el sistema geotérmico, tales como la capa sello, la fuente de calor y el reservorio geotérmico, diferenciados por sus contrastes de resistividad eléctrica. Una de las ventajas más notables es su carácter tensorial que permite determinar la orientación de las estructuras a través de su azimut eléctrico, la dimensionalidad del medio en función de la frecuencia y la dirección de la inducción eléctrica local y regional (Vozzof, 1991).

El método magnetotelúrico es una técnica geofísica que consiste en medir simultáneamente en una misma estación (figura 5.5) las variaciones temporales naturales de los campos eléctrico (E) y magnético (H) (figura 5.6), estas variaciones son producto de la interacción entre el viento solar, la ionosfera y el campo magnético de la tierra (fuente de bajas frecuencias) así como las tormentas eléctricas (fuente de altas frecuencias). Desde la ionosfera, estas fluctuaciones se propagan hasta incidir en la superficie de la Tierra, que al ser un cuerpo conductor genera un fenómeno de inducción electromagnética.

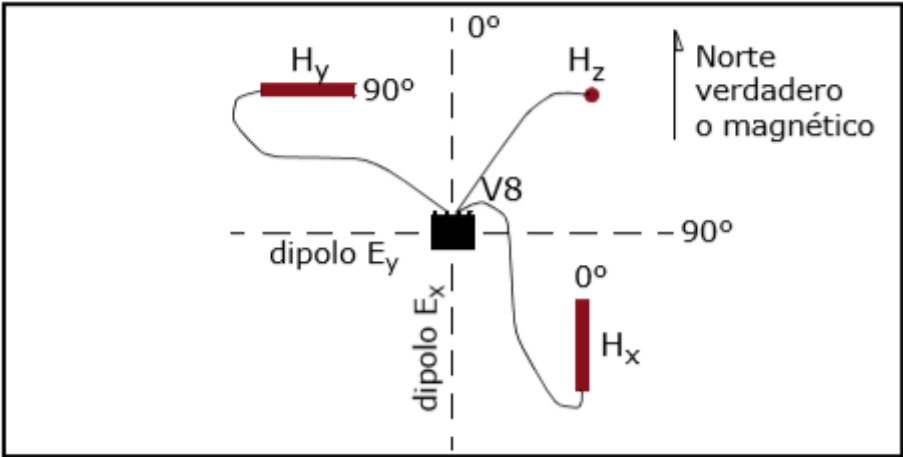


Figura 5.5 Despliegue de estación MT para adquisición de datos.

El comportamiento de los campos electromagnéticos a cualquier frecuencia, para un medio polarizable y magnetizable (como el planeta tierra) es descrito por las ecuaciones de Maxwell como:

$\nabla \times H = J_c + \frac{\partial D}{\partial t}$ Ley de Ampere. Ecuación (5.16)

$\nabla \times E = - \frac{\partial B}{\partial t}$ Ley de Faraday. Ecuación (5.17)

$\nabla \cdot D = \rho$ Ley de Gauss para campos eléctricos. Ecuación (5.18)

$\nabla \cdot B = 0$ Ley de Gauss para campos magnéticos. Ecuación (5.19)

Donde:

$H =$ Intensidad del campo magnético [A/m]

$E =$ Intensidad del campo eléctrico [V/m]

$B =$ Vector de inducción magnética [Wb/m²]

$D =$ Vector de desplazamiento eléctrico [C/m²]

$J =$ Densidad de corriente[A/m²]

La propagación de las ondas dependerá de las propiedades conductivas del medio y de la frecuencia de propagación; las relaciones constitutivas describen la dependencia de la propagación electromagnética en las tres dimensiones del medio, estas relaciones se pueden simplificar asumiendo la existencia de un medio lineal e isotrópico, como se describe a continuación:

$$\sigma = \begin{bmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{zz} \end{bmatrix} \text{ Se simplifica } \sigma = \begin{bmatrix} \sigma_{xx} & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_{yy} & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_{zz} \end{bmatrix} \text{ Ecuación (5.20)}$$

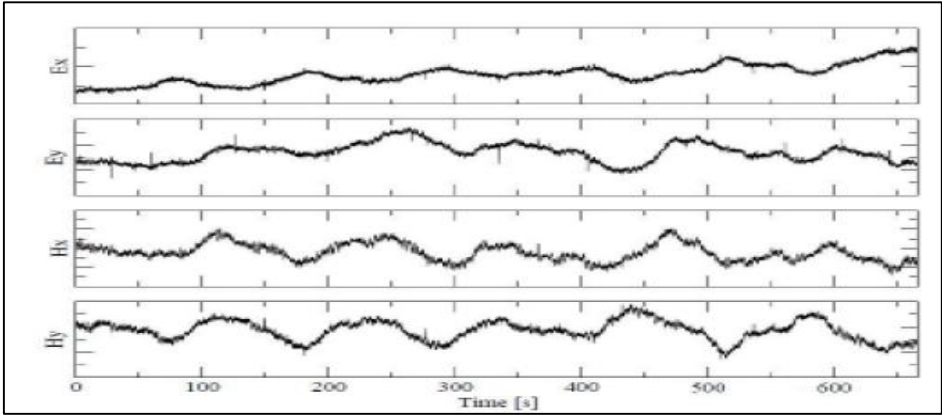


Figura 5.6 Series de tiempo para las componentes horizontales del campo eléctrico y magnético, obtenidas por estación MT.

Así pues, los campos eléctrico y magnético observados en la superficie no son independientes entre sí, el cociente entre ambos se denomina tensor de impedancia (Z) y relaciona de forma lineal las componentes horizontales de ambos campos en función de las características electromagnéticas del subsuelo, principalmente de la conductividad eléctrica.

$$Z = E / H \text{ Tensor de impedancia} \quad \text{Ecuación (5.21)}$$

$$E_X = Z_{XX} H_X + Z_{XY} H_Y \quad \text{Ecuación (5.22)}$$

$$E_Y = Z_{YY} H_Y + Z_{YX} H_X \quad \text{Ecuación (5.23)}$$

El tensor de impedancia en función de la frecuencia contiene información sobre la resistividad eléctrica, donde la penetración es mayor cuanto menor sea la frecuencia registrada; a partir de estas mediciones se puede conocer la variación aparente permitiendo determinar la heterogeneidades verticales y horizontales de la resistividad eléctrica en el subsuelo.

La profundidad de penetración (δ en km) describe el decaimiento exponencial de los campos electromagnéticos con el incremento de la profundidad (Vozzof, 1991). Este parámetro depende de la estructura conductiva de la tierra (ρ en $\Omega.m$) y de la frecuencia (Hz) que se está registrando.

$$\delta = 0.503 \sqrt{(\rho/f)} \text{ (Km) Skin Depth o penetración nominal} \quad \text{Ecuación (5.24)}$$

5.2.1 MODELAMIENTO INVERSO 3D DE MT

El modelo de inversión 3D profundo de MT es una herramienta matemática que permite generar un modelo completo terrestre con una representación superficial y lateral detallada. Este modelo ofrece una inclusión completa de la incertidumbre de datos y análisis de sensibilidad durante la inversión.

El modelo resistivo 3D se construye a través de iteraciones dentro de un servidor en un periodo promedio de 72 horas, el cual depende de algunos parámetros de entrada como por ejemplo el número de estaciones con las que se cuente. Las estaciones magnetotelélicas a utilizar para el modelamiento 3D deben ser sometidas a una revisión exhaustiva con el fin de disminuir el error del resultado, debido a que estaciones ruidosas pueden ocasionar distorsión en la resistividad modelada.

El modelado 3D de resistividad MT se basa en la relación entre intensidades de campo eléctrico y campo magnético (E_x , E_y , H_x , H_y), mejor conocida como impedancia (ecuaciones 5.21, 5.22 y 5.23). A partir de la componente vertical del campo magnético (Hz) se puede calcular un parámetro denominado tipper, el cual aporta información sobre la tridimensionalidad de la zona de interés, que es útil en la inversión de los datos.

Una de las ventajas de estos modelados es la eficiencia computacional debido a la implementación de multi-rejillas (multi-mesh), las cuales se configuran de acuerdo a los siguientes criterios:

- a) Discretización Vertical:
 - 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.

- b) Discretización 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 mesh deben corresponder a uno por sondeo para sondeos locales.

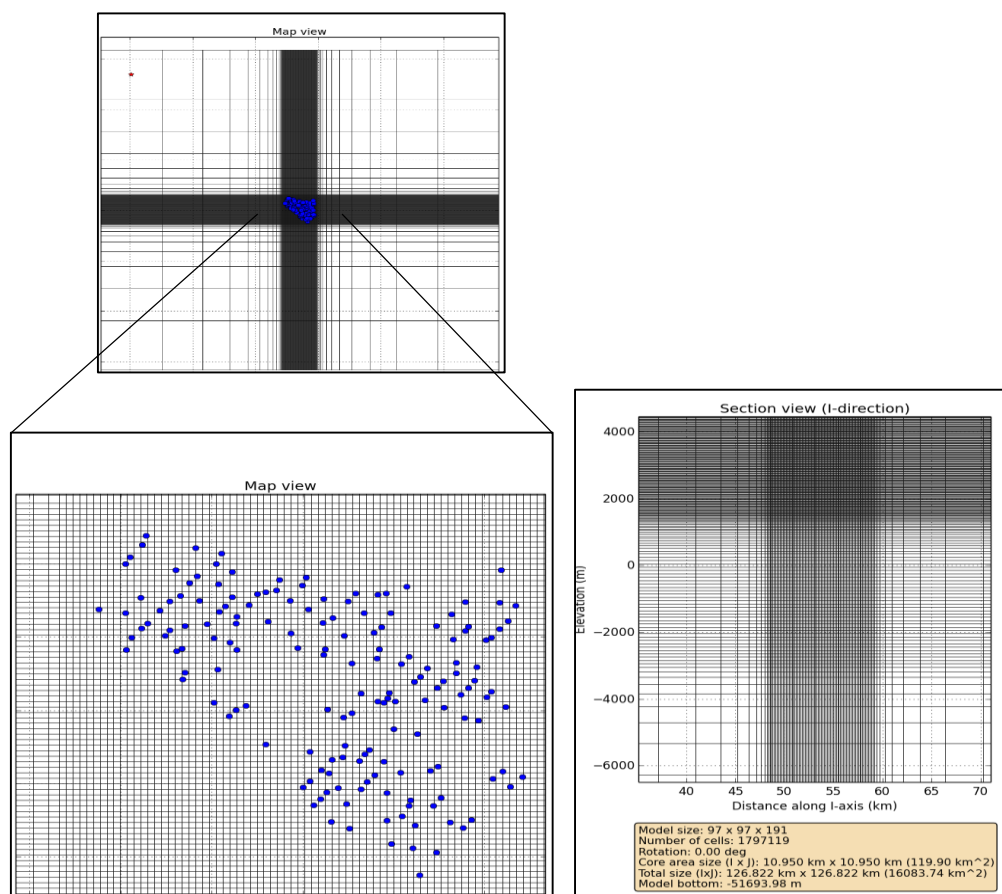


Figura 5.7 Ejemplo de rejilla (mesh) construida para inversión 3D.

La rejilla se compone de un core area (línea verde de figura 5.8) que se define a partir del área donde se encuentran espacialmente todas las estaciones MT medidas; además se compone de un área extensa que también será parte de la rejilla.

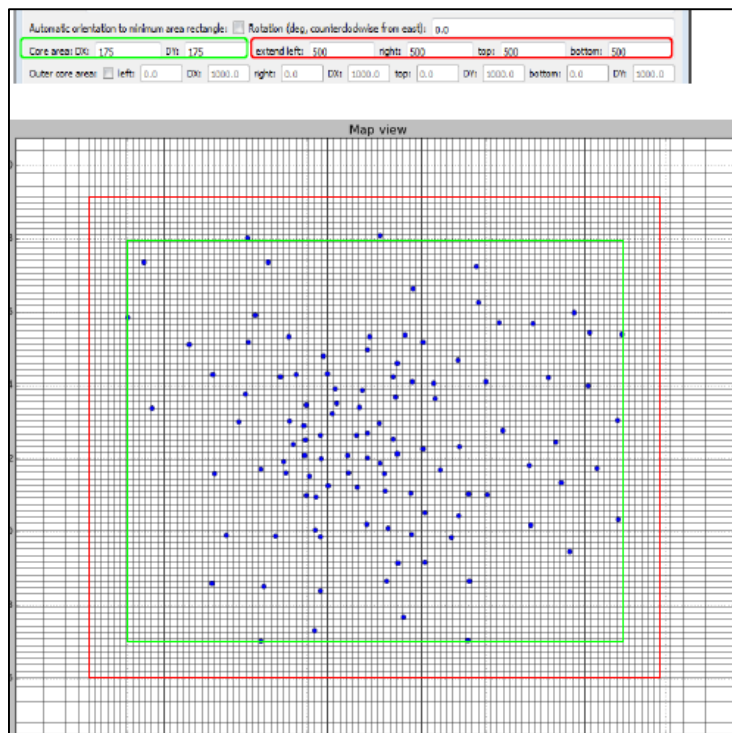


Figura 5.8 Construcción de rejilla para modelado 3D: Área con total de estaciones MT denominada “core area” (línea verde); área de extensión (línea roja).

Para configurar exitosamente los parámetros que regirán el modelo 3D, es necesario contar con un modelo de elevación digital y las coordenadas de los sondeos. Usualmente, las configuraciones de los parámetros para la inversión se realizan por medio de módulos de paquetes de programa; como por el ejemplo, el software 3D modeling de CGG (Francia).

5.3 FACIES DE ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

La alteración hidrotermal es un término general que incluye la respuesta mineralógica, textural y química de las rocas a un cambio (químico y térmico) en la presencia de agua caliente, vapor o gas. La alteración hidrotermal ocurre a través de la transformación de fases minerales, crecimiento de nuevos minerales, disolución y/o precipitación de minerales producto de las reacciones de intercambio iónico entre los minerales constituyentes de una roca y el fluido caliente que circuló por la misma (Giggenbach, 1997). Aunque la composición litológica inicial tiene una influencia en la mineralogía secundaria, la

temperatura del fluido y el pH del mismo son los factores más relevantes en la asociación mineralógica resultante de los procesos de alteración hidrotermal.

La característica esencial de la alteración hidrotermal es la conversión de un conjunto mineral inicial en una nueva asociación de minerales más estable bajo las condiciones hidrotermales de temperatura, presión y sobre todo de composición de fluidos. La textura original de la roca puede ser modificada ligera o completamente. La existencia de algunos minerales primarios proporciona los componentes para la formación de ciertos minerales hidrotermales, tales como los mostrados en la tabla 5.1.

Tabla 5.1 Relaciones típicas entre minerales primarios y minerales de alteración.

MINERAL ORIGINAL	PRODUCTO HIDROTERMAL
Vidrio Volcánico	Zeolitas (Ej. mordenita, laumontita), cristobalita, cuarzo, calcita, arcillas (Ej. montmorillonita)
Magnetita/ilmenita/titanomagnetita	Pirita, leucóxeno, esfena, pirrotina, hematita
Piroxena/anfibola/olivino/calcita/biotita	Clorita, illita, cuarzo, pirita, anhidrita
Plagioclasa cálcica, biotita	Calcita, albita, adularia, wairakita, cuarzo, anhidrita
Plagioclasa cálcica	Calcita, albita, adularia, wairakita, cuarzo, anhidrita, clorita, illita, caolín, montmorillonita, epidota
Ortoclasa/sanidina	Adularia

Tomado de Makshev (Makshev, 1994)

Las facies mineralógicas se definen con base en las asociaciones de minerales de alteración presentes en las rocas. Estas asociaciones reflejan las condiciones de estabilidad de los minerales que las conforman: temperatura, presión, pH, composición del fluido hidrotermal, mineralogía de la roca original y el tiempo de interacción roca-fluido. En la tabla 5.2 se describen cada una de las facies con los minerales que las componen y las temperaturas de formación de dichos minerales.

Tabla 5.2 Facies de alteración mineralógica y su temperatura típica.

FACIE	MINERALES DE ALTERACIÓN	TEMPERATURA
Argílica	Sílice de baja Temperatura (Cristobalita, trimidita, ópalo) Hematita y limonita	50 – 120 °C
Argílica - Fílica	Arcillas del grupo de la esmectita, presencia de Cuarzo, Calcita Óxidos de Hierro.	120 – 180 °C
Fílica	Abundancia de Clorita, Cuarzo, Illita, Ceolita, Calcita. Poca Esmectita y Epidota.	180 – 220 °C
Fílica - Propílica	Pennina, Epidota, Clorita, Illita, Clacita, Wairakita	220 – 250 °C
Propílica	Epidota bien cristalizada, Pennina, Illita, Wairakita	≥ 250 °C

Tomado de (Makshev, 1994)

6. METODOLOGÍA

Procurando interceptar las principales estructuras geológicas se escogieron dos perfiles en el área de estudio el primero con dirección N-S y el segundo NO-SE (figura 6.1).

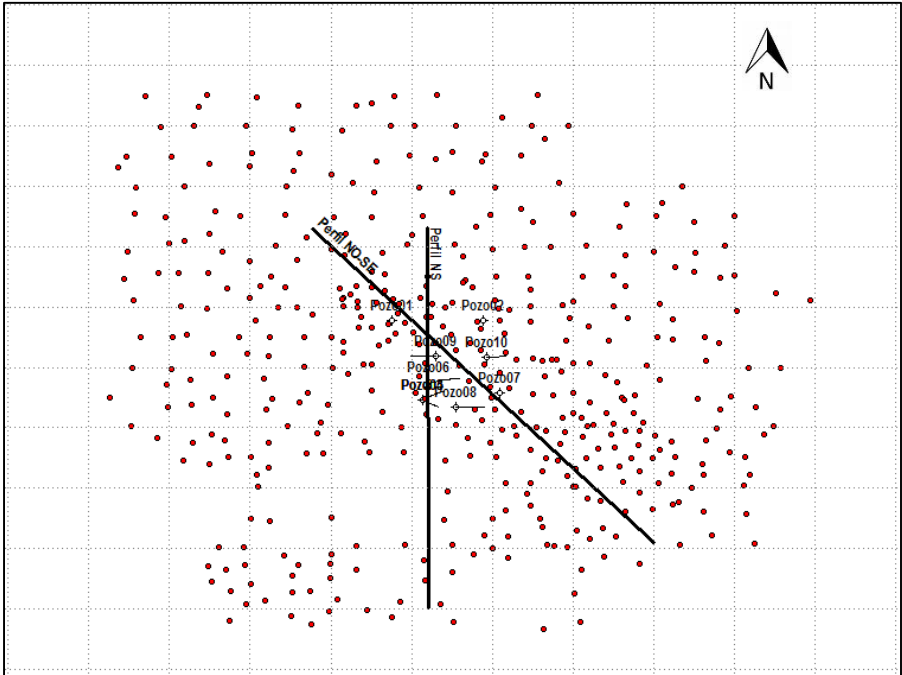


Figura 6.1 Perfiles de trabajo trazados.

6.1 PROCESAMIENTO DE DATOS MAGNETOTELÚRICOS (MT).

6.1.1 PROCESAMIENTO MT HACIENDO USO DE SSMT2000 Y MTEDITOR.

Fueron escogidos un total de 34 sondeos magnetotelúricos para los dos perfiles trazados en el área geotérmica de estudio (tabla 6.1).

Tabla 6.1 Cantidad de sondeos propuestos en los perfiles de trabajo.

NOMBRE DEL PERFIL	PERFIL NS (NORTE-SUR)	PERFIL NO-SE (NOROESTE-SURESTE)
Cantidad de estaciones MT	20	14

Del total de estaciones presentadas en la tabla anterior, solo 21 fueron reprocesadas con el programa SSMT2000 y MTeditor, debido a que el resto de estaciones fueron medidas con equipos diferentes a la marca Phoenix y su procesamiento requiere de otra metodología que sale fuera del alcance de este estudio.

Haciendo uso del SSMT 2000: Robust Processing, se hizo un procesamiento robusto de las señales de tiempo adquiridas en campo. Cada estación medida genera cuatro archivos: un archivo extensión “.tbl” creado en el programa Phoenix Geophysics MTU-AMT Parameter Table Off-line Editor, que contiene los parámetros de configuración de la consola receptora de información MTU, los archivos “.TS3, .TS4, .TS5” corresponden a series de tiempo que contiene la información del sondeo para distintas frecuencias (figura 6.2).

Nombre	Fecha de modifica...	Tipo	Tamaño
SONDEO1.TBL	09/10/2014 05:34 ...	Archivo TBL	4 KB
SONDEO1.TS3	09/10/2014 05:33 ...	Archivo TS3	12,386 KB
SONDEO1.TS4	09/10/2014 05:33 ...	Archivo TS4	6,276 KB
SONDEO1.TS5	09/10/2014 05:34 ...	Archivo TS5	15,884 KB

Figura 6.2 Archivos crudos de un sondeo MT.

En el software SSMT 2000, se realizó una rutina para obtener archivos extensión “.MTH” y “.MTL”, que corresponde al procesamiento robusto de la señal de campo magnetotelúrica (figura 6.3).

En el selector de folder se vincularon las direcciones de los archivos generados durante la medición en campo para cada estación (tbl y series de tiempo), los archivos de calibración correspondientes tanto a la consola receptora como a los sensores magnéticos utilizados y la ubicación de los parámetros de Fourier. Esta selección de directorios se realizó para cada estación magnetotelúrica, según los sensores magnéticos y el MTU utilizados.

Una vez seleccionados los directorios, se procedió a ejecutar la rutina presentada en la figura 6.3, la cual generó los coeficientes de Fourier para cada estación magnetotelúrica, resultado de la transformación de la señal medida en dominio del tiempo a una señal en el dominio de la frecuencia. Dentro de la misma rutina se realizó un procesamiento robusto, donde fueron resueltas automáticamente las matrices de impedancia que relacionan las componentes del campo eléctrico y magnético (ortogonales entre sí) para determinar la resistividad eléctrica.

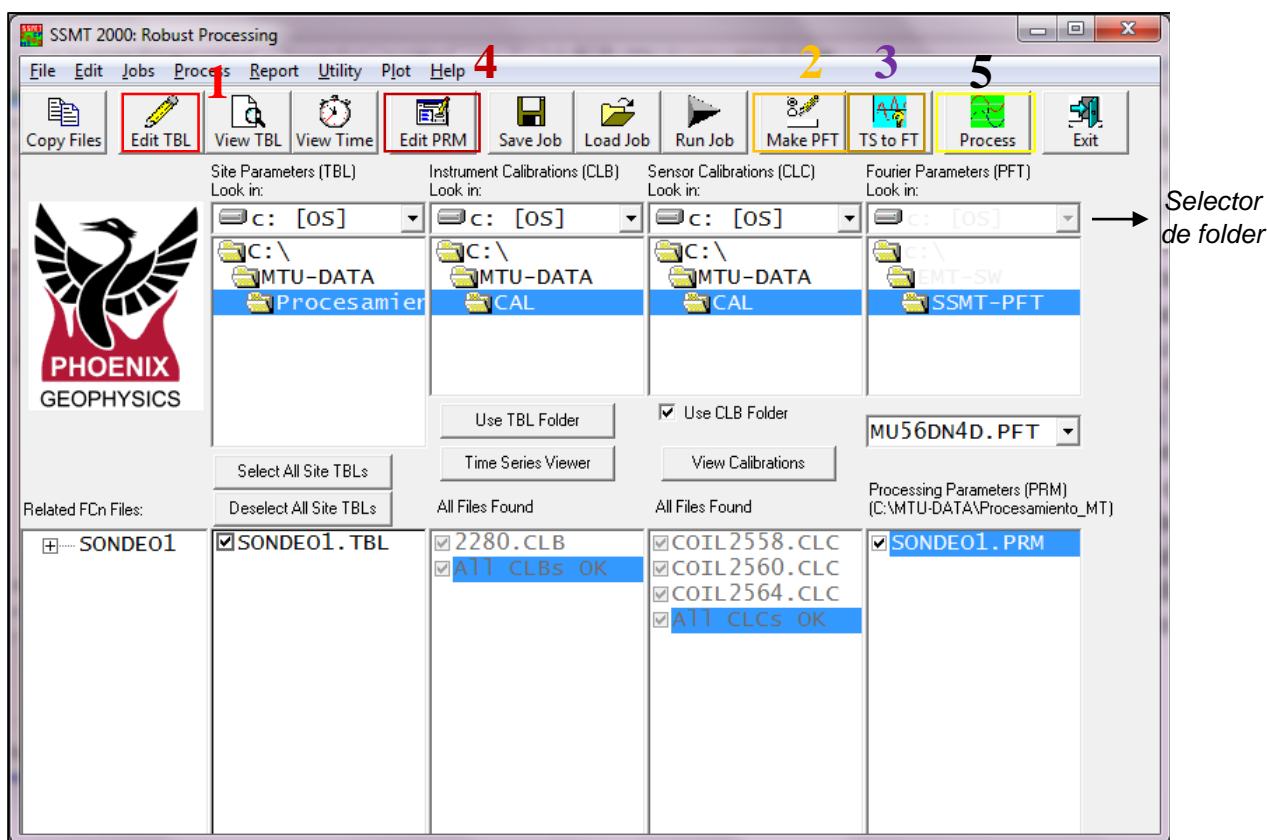


Figura 6.3. Resumen de pasos a realizar para obtención de archivos a procesar en MTeditor: 1. Editar uno o más archivos TBL; 2. Editar parámetros, series de tiempo a transformadas de Fourier; 3. Conversión de series temporales a transformadas de Fourier; 4. Editar parámetros para procesamiento robusto; 5. Correr procesamiento robusto.

De este procesamiento se obtuvo como resultado archivos con extensión “.MTH” y “.MTL”, que corresponden a valores de resistividad aparente para frecuencias altas (MTH, High) y frecuencias bajas (MTL, Low). La cantidad de archivos dependerá del número máximo de crosspower que se asigne (crosspower es el set de puntos que se tomarán por cada frecuencia (stacked), siendo visualizado en el programa MTeditor). En este estudio se utilizaron valores de 40 y 80, dependiendo del criterio y detalle del procesador.

Debido a que no se contó con una estación base de referencia fija, se utilizaron otras estaciones MT adicionales del mismo estudio como estaciones de referencia para disminuir el ruido y mejorar la calidad de los datos a procesar.

Si la estación MT fue procesada con otra estación como base, se empleó la opción “Remote H”, de lo contrario se utilizó la opción “Local H”. En general, el campo eléctrico posee mayor componente de ruido en comparación con el campo magnético con frecuencias bajas, es por ello que se utilizan las opciones Local H y Remote H (Coto & Sánchez, 2013)

La rutina de procesamiento en el SSMT 2000, se describe con detalle en el apartado de “Rutina de procesamiento en SSMT 2000” (apéndice A).

Con el módulo MTeditor, de Phoenix, fueron cargados cada set de archivos MTH y MTL. Para cada estación procesada, se mostró la curva de magnitud y fase de resistividad aparente (figura 6.4), además de la magnitud y fase parcial de la resistividad aparente para cada crosspower seleccionado.

Con la ayuda de diversas herramientas en la barra de edición, se realizó la depuración y ajuste de la curva de resistividad, para cada estación MT.

Una vez finalizada la edición, se exportó la curva de resistividad con extensión “.edi”, formato aceptado por el programa WinGLink. Los archivos EDI, de cada estación MT, fueron agregados a una carpeta junto con los archivos EDI de las estaciones medidas con equipos distintos a los de Phoenix.

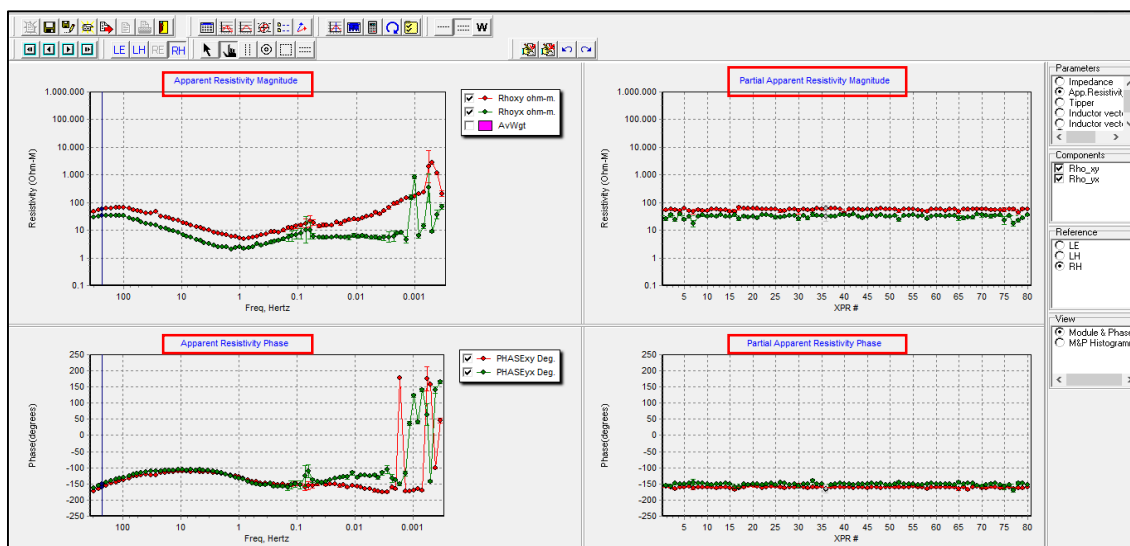


Figura 6.4 Sondeo MT visualizado en MTeditor.

6.1.2 PROCESAMIENTO DE MODELAMIENTO 1D DE MT HACIENDO USO DE WINGLINK.

En el programa WinGLink, se creó una base de datos (con extensión “.wdb”) con un sistema de coordenadas definido, también se creó un proyecto de tipo “MT” donde se importaron los archivos EDI de las 34 estaciones magnetotelúricas. Primero se importaron las coordenadas espaciales de los sondeos agrupadas en un archivo de texto y luego los archivos extensión “.edi” que contienen las curvas de resistividad aparente y fase de cada sondeo MT asociado al área de estudio.

Se evaluó cada estación magnetotelébrica depurando y ajustando los puntos que componen cada una de las curvas de resistividad (XY y YX), con las herramientas de edición que contiene el WinGLink (enmascaramiento y desplazamiento de puntos, verificación de tendencia de las curvas); posterior a ello, se asoció cada estación MT con una estación TDEM, con el fin de corregir el efecto de static shift que se genera en las mediciones magnetotelébricas (figura 6.5).



Figura 6.5 Ajuste de curva TDEM para corrección de static shift.

Fueron descartadas seis estaciones por poseer inconvenientes en el ajuste de las curvas de resistividad. Con las curvas ya depuradas, se elaboraron los modelamientos unidimensionales para cada estación MT.

La figura 6.6 muestra el ejemplo de modelado 1D para una estación magnetotelébrica, el cual contiene las mediciones de la estación MT (puntos rojos), una curva interpolada por el software a partir de los datos medidos (color magenta) y una curva ajustada a través de un modelo discreto unidimensional (color verde) realizada por el técnico modelador. Estos modelos discretos se realizaron asignando espesores y valores de resistividad que permitieron ajustar la curva discreta a la curva interpolada; la finalidad de los modelos discretos es identificar distintos estratos geoelectricos, además de calcular las profundidades de penetración de cada medición. Se compararon estaciones cercanas para evaluar coherencias de capas durante el modelamiento. Se logró un total de 28 modelos unidimensionales (1D).

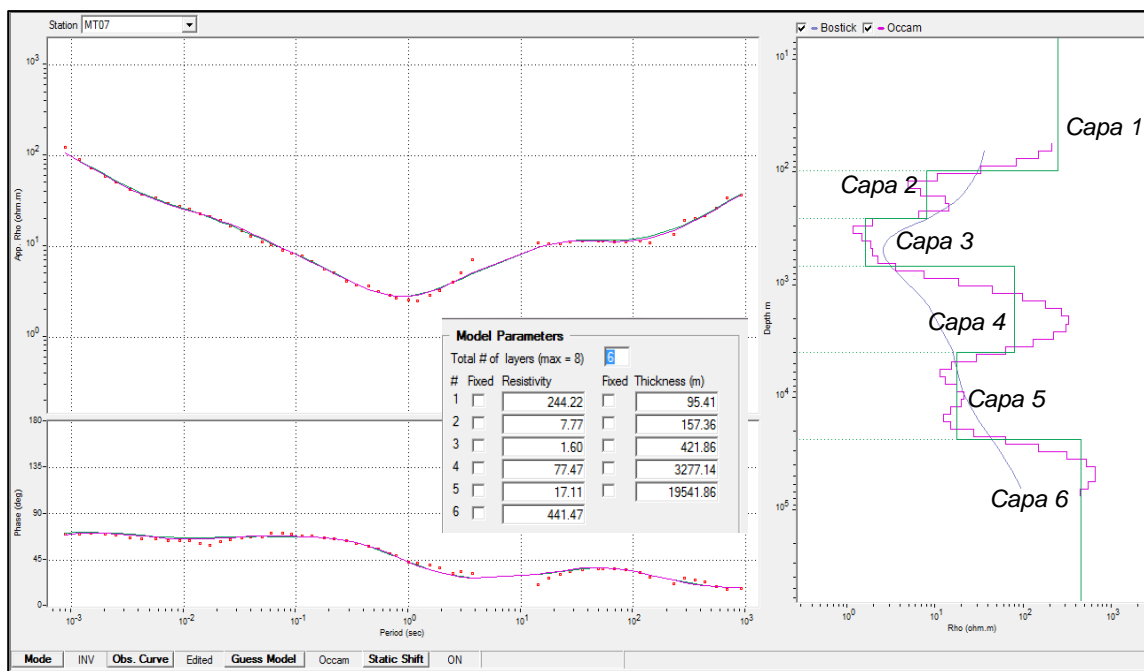


Figura 6.6 Ejemplo de modelado 1D, ajuste de curva de resistividad aparente interpolada con modelo discreto de capas.

6.2 PREPARACIÓN DE INFORMACIÓN GRAVIMÉTRICA, MODELADO 3D DE MT Y GEOLOGÍA DE POZOS.

En esta etapa se recopiló la información existente (coordenadas, gravedad observada y corrección terreno) de las estaciones gravimétricas medidas en el área de estudio, la cual fue guardada en formato tabulación e importada al WinGLink. Para ello, en la base de datos de trabajo de WinGLink, se creó un proyecto de tipo “GRAV” (gravimetría) y se importó el archivo ya mencionado. A partir de esta información gravimétrica, se creó un mapa de anomalía completa de bouguer para una densidad de 2.4 g/cm³, que es la base para la elaboración del modelamiento 2.5D, detallado más adelante.

También se añadió la información existente de pozos: trayectoria, unidades litológicas y facies mineralógicas, la cual fue importada en el programa WinGLink dentro de un proyecto de tipo “WL” (wells).

Para la importación de información de pozos, se debe respetar un orden específico: primero se importan las coordenadas de los pozos en superficie, luego se importan los cursos o trayectorias de cada pozo y finalmente se agrega toda la información existente (facies, litología, temperatura).

Por otro lado, para este estudio fue proporcionado un archivo con extensión “.out”, que corresponde a una malla 3D de datos magnetotelúricos del área de estudio, la cual fue importada en WinGLink dentro de un proyecto de tipo “MT”.

Fueron creados un total de cuatro proyectos (figura 6.7): estaciones gravimétricas, estaciones magnetotelúricas, malla 3D de MT e información de pozos (litología y facies).

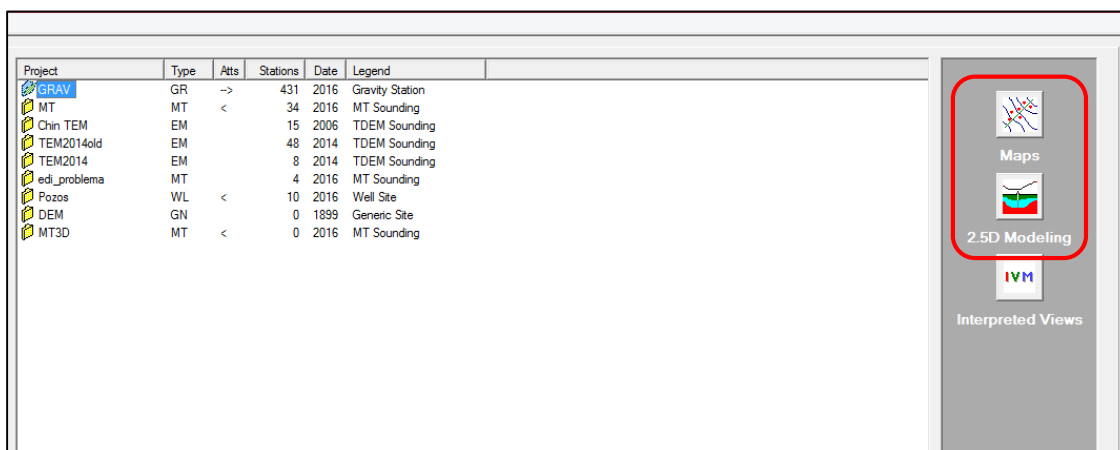


Figura 6.7 Proyectos trabajados y opción de modelado 2.5D para el procesamiento de perfiles.

6.3 INTEGRACIÓN DE INFORMACIÓN Y ELABORACIÓN DE MODELADO 2.5D.

Dentro de la base de datos, en el proyecto de gravimetría (GRAV) se adjuntaron los tres proyectos restantes, con la finalidad de visualizar la información geofísica y de pozos de forma integrada. Sobre el proyecto de gravimetría (GRAV) se seleccionó la opción Maps (figura 6.7), donde se visualizaron espacialmente las estaciones y perfiles que poseía el proyecto (incluyendo las estaciones adjuntas: pozos y estaciones MT). Con las opciones de edición de perfiles, se añadieron a cada uno de los dos perfiles, las estaciones gravimétricas, magnetotelúricas y pozos que conforman el perfil, estando algunas estaciones y pozos exactamente sobre el perfil, mientras que otros elementos fueron proyectados sobre éste (figura 6.8).

Una vez seleccionadas las estaciones y pozos a utilizar para cada perfil, se ejecutó dentro del proyecto la opción 2.5D Modeling (figura 6.7).

Se observó en la parte superior de la ventana, la curva gravimétrica a lo largo del perfil, en el eje X se muestra la distancia del perfil mientras que en el eje Y se reflejan los cambios de valores gravimétricos expresados en unidades de miligales (mGal); por otro lado, en el extremo inferior se muestra la topografía a lo largo del perfil y una profundidad de perfil que fue ajustada hasta los -7000 m.s.n.m de elevación (figura 6.9).

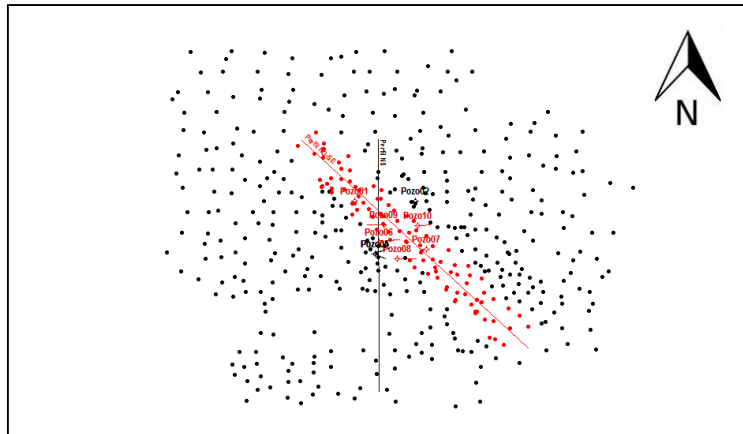


Figura 6.8 Selección de estaciones gravimétricas y de pozos para perfil NO-SE.

Para el modelado 2.5D, primero se definió una densidad de fondo (background), que para este caso fue 2.4 g/cm^3 , valor de densidad obtenido de estudios anteriores realizados en el área, luego se incorporó el modelo 3D de magnetotelúrica como información de fondo (background) del perfil y se activaron las unidades litológicas de los pozos (figura 6.9).

Con las opciones de edición, se crearon capas con distinto valor de densidad, usando capas infinitas totalmente abiertas y cuerpos cerrados. Para cada cuerpo y capa se asignó un valor finito de longitud de Strike (parámetro importante para la elaboración del modelado con dimensionalidad 2.5). El objetivo de agregar cuerpos con distintas geometrías y densidades es ajustar la curva gravimétrica; una vez conseguido el ajuste se obtuvo el modelado 2.5D para ese perfil.

La asignación de geometrías y densidades se justifica con la información de pozos (unidades y facies), ajustándose a los espesores propuestos por la geología de pozos, mientras que las densidades fueron asignadas acorde a las características de las unidades litológicas e información ya existente de densidades típicas de basamento, reservorio y capa sello en el área.

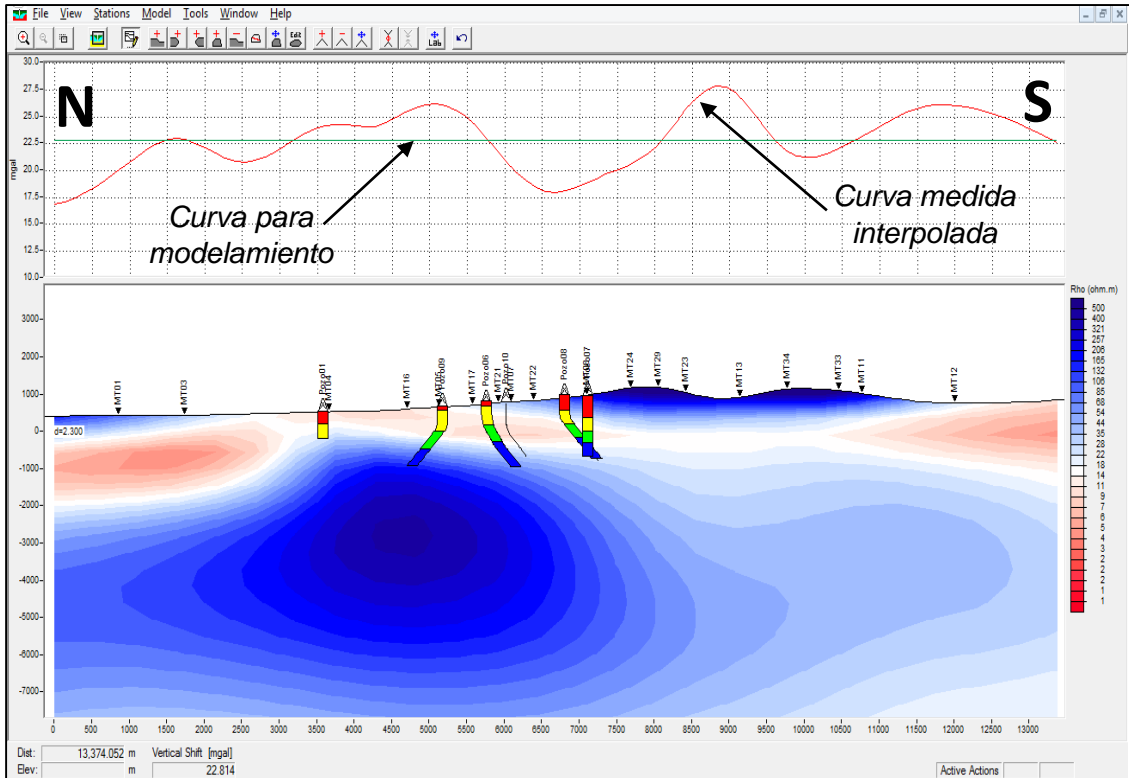


Figura 6.9 Gráfica gravimétrica y perfil con topografía y background de modelado de resistividad 3D de MT para realizar el modelamiento 2.5D.

7. ANÁLISIS DE DATOS

Dentro del análisis de la información, se realizó el modelamiento unidimensional en donde fueron asignados espesores y resistividades a capas discretas (modelo Bostick), tomando como referencia un modelado multicapas (modelo Occam) diseñado por el software. Es posible obtener la profundidad máxima de la última capa, a partir del valor de frecuencia más bajo y la resistividad medida, empleando la ecuación 5.24 (skin depth o penetración nominal).

Con esta ecuación se estima coherentemente los puntos de inflexión dentro de la curva y se ajusta el modelo de capas discretas unidimensional, además se conoce la profundidad máxima de penetración de cada estación. Se obtuvieron modelados 1D de 7 a 8 capas.

Por otra parte, el modelamiento gravimétrico 2.5 D, consiste en una distribución de cuerpos con distintas densidades, que se ajusten a una curva gravimétrica obtenida con las estaciones gravimétricas medidas.

La curva gravimétrica fue obtenida a partir del mapa de anomalía completa de Bouguer (figura 7.1), para este caso no se emplea la anomalía residual, debido a la gran dispersión de los datos medidos lo cual no permite distinguir una tendencia en la curva gravimétrica, mientras que la anomalía completa de Bouguer sí reflejó una tendencia representativa de los datos medidos.

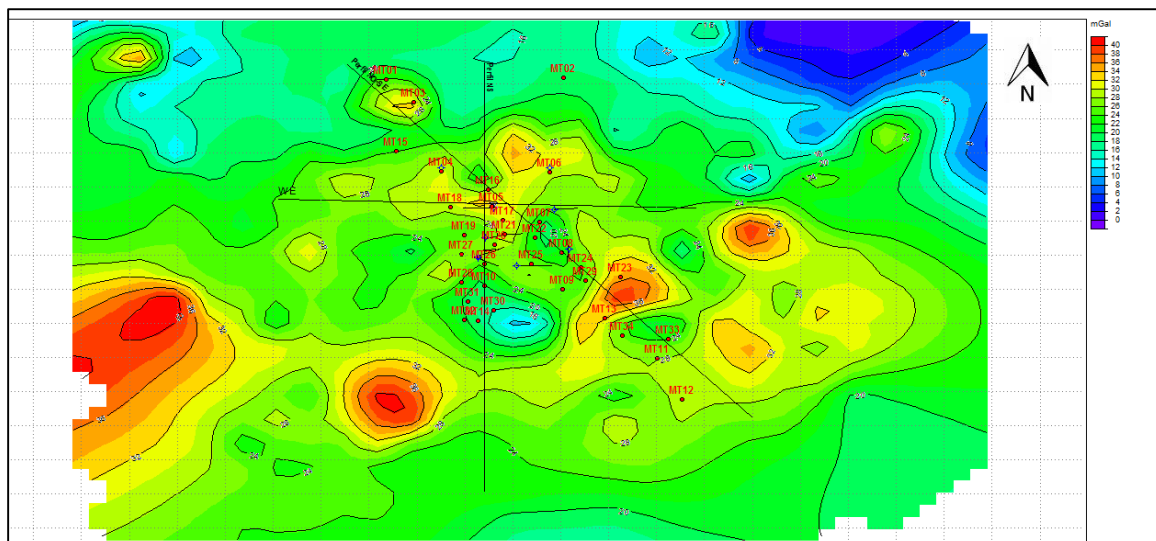


Figura 7.1 Mapa de anomalía completa de Bouguer a 2.4 g/cm^3 .

De acuerdo al mapa de anomalía completa de bouguer se puede visualizar un lineamiento de altos gravimétricos en el sentido E-W, posiblemente asociados a un graben regional.

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.

Con la ayuda de la primera derivada horizontal de la anomalía completa de Bouguer (figura 7.2) se identifican las zonas que poseen un posible contacto con estructuras o lineamientos geológicos, también se resalta un alto gravimétrico en la zona norte del área de estudio. Toda esta información se incluye al momento de modelar los cuerpos o capas.

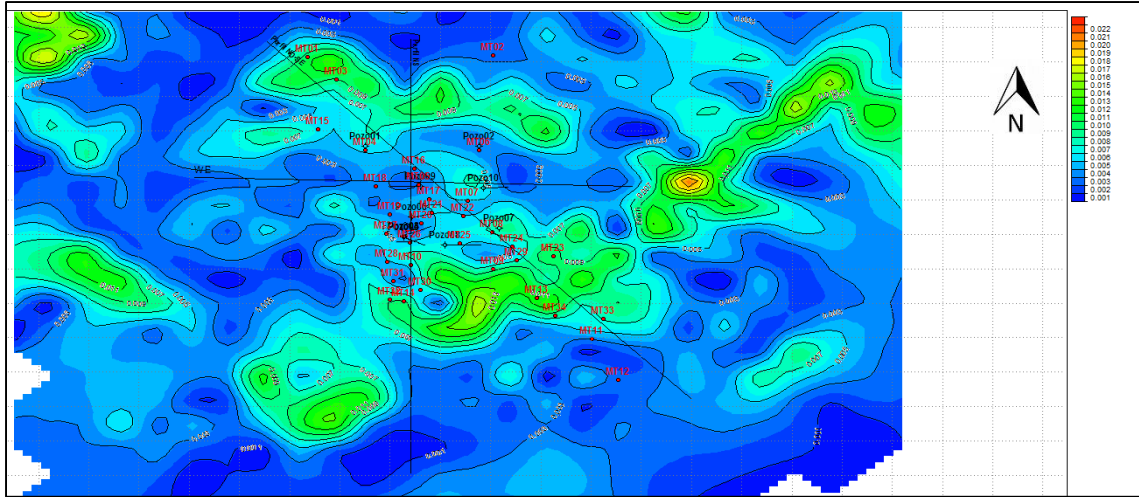


Figura 7.2 Mapa de primera derivada horizontal a partir de la anomalía completa de Bouguer a 2.4 g/cm^3 .

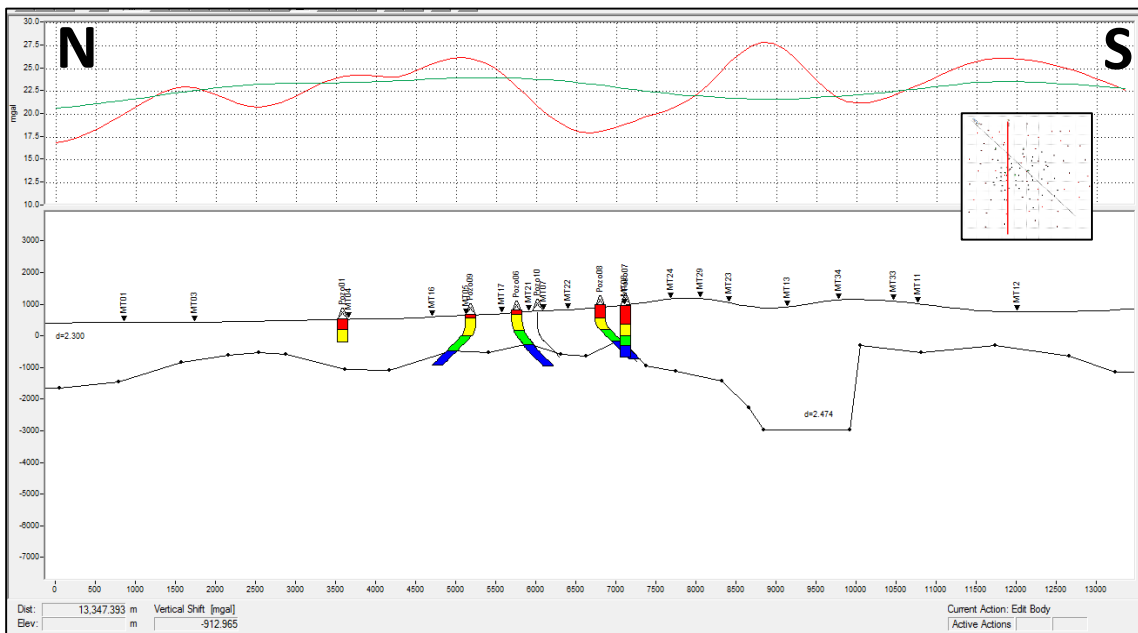


Figura 7.3 Ajuste para una capa infinita basado en el registro de unidades litológicas de pozos.

La distribución geométrica de las capas se realizó tomando como referencia la información de unidades litológicas en la sección del perfil donde existen pozos (figura 7.3). En las partes del perfil donde no existen pozos, se aplicó como criterio la información de resistividad tanto del procesamiento magnetotelúrico 3D como del procesamiento 1D (figura 7.4 y 7.5). Estos dos resultados geofísicos permitieron orientar, en base a rangos de resistividad, el espesor y forma tanto de las capas como de los cuerpos dibujados, con el fin de lograr un ajuste aproximado de la curva modelada por el programa y la curva respuesta del modelamiento. Además, para generar el efecto 2.5D se asignó una longitud

de strike de 1 km basado en la ancho que posee el graben dentro del cual se encuentran los dos perfiles gravimétricos trazados.

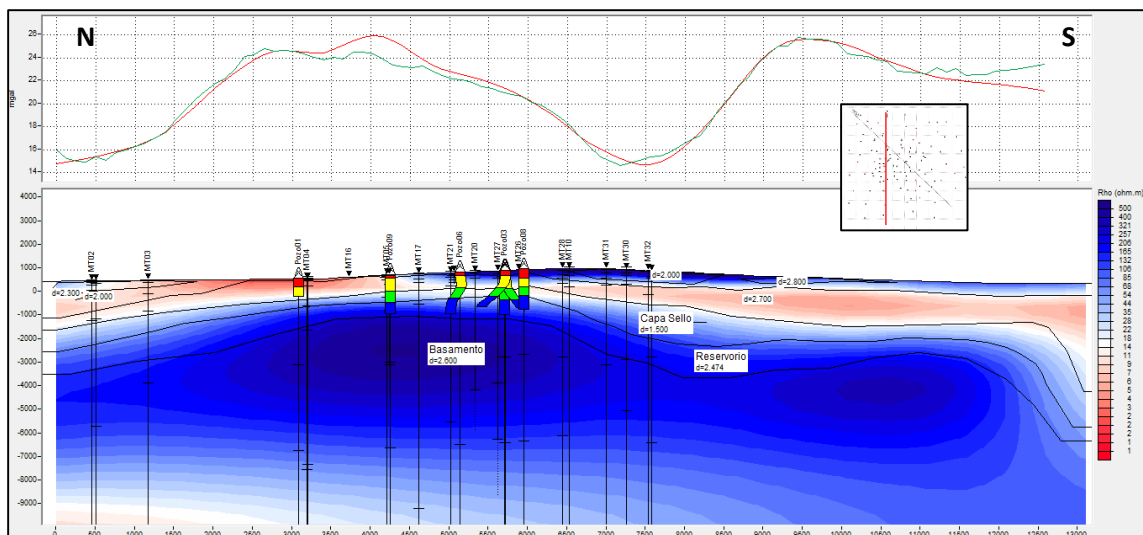


Figura 7.4 Modelamiento 2.5D realizado con apoyo de información MT 3D y modelos 1D de estaciones MT cercanas al perfil.

También, es importante mencionar que los valores de densidades utilizados para cada estrato y cuerpo fueron tomados de la tabla B1 (APENDICE B), donde el tipo de material correspondiente a cada sección fue asignado a partir de la descripción geológica de las unidades litológicas de los pozos.

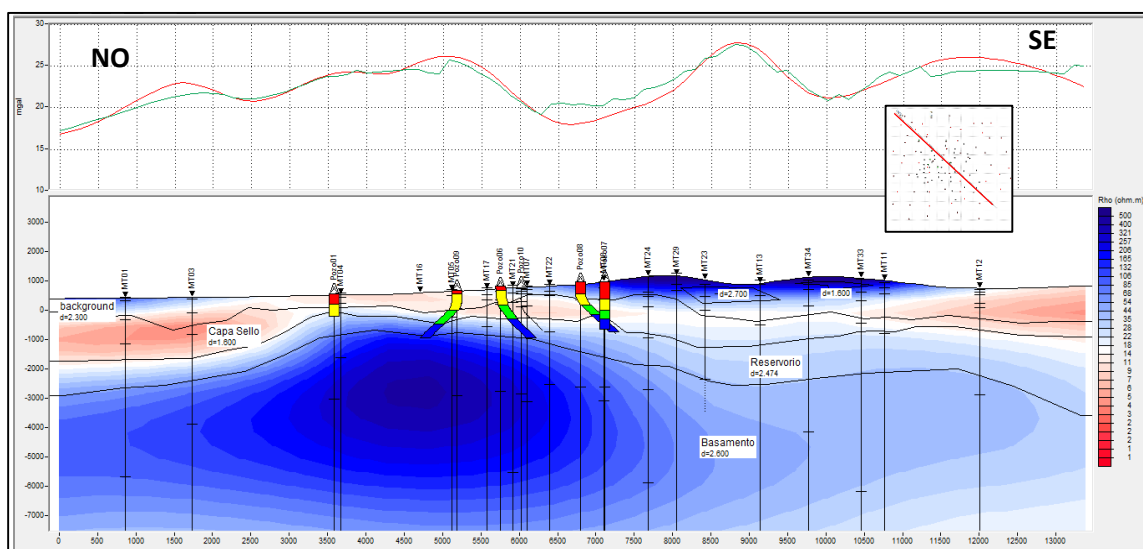


Figura 7.5 Modelamiento 2.5D realizado con apoyo de información 3D de estaciones MT cercanas al perfil NO-SE.

8. RESULTADOS

En los dos perfiles se puede observar la curva gravimétrica de campo (roja) y la curva resultante del modelado (verde) ajustada con la información resistiva (modelado 1D y 3D de MT) y litológica de pozos.

8.1 PERFIL NORTE - SUR

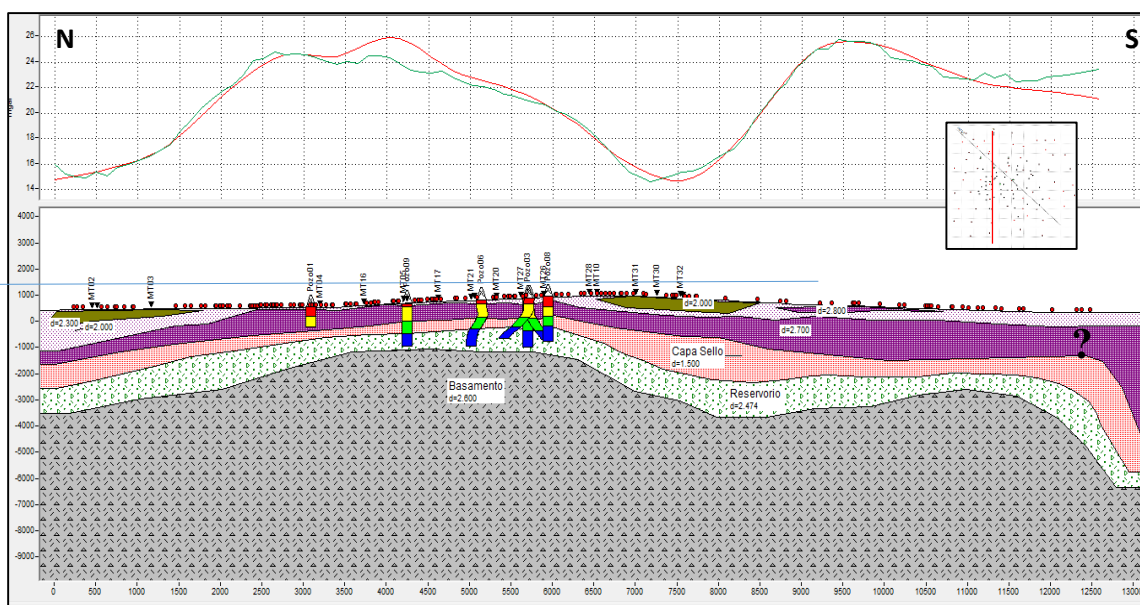


Figura 8.1 Perfil gravimétrico 2.5D con dirección Norte-Sur.

Se define una primera capa superficial resistiva con un espesor de 300 m (hasta 500 msnm aprox. en el área de pozos), asociada a una secuencia de lavas escoriáceas y tobas líticas con una densidad estimada de 2.3 g/cm³. Una segunda capa ha sido definida hasta una elevación de 0 msnm aproximadamente, con una densidad estimada de 2.7 g/cm³ vinculada a lavas andesíticas. Existe un estrato altamente conductivo (5-25 Ω.m) y con una densidad de 1.6 g/cm³ asociado a la capa sello compuesta por tobas riolíticas hasta una elevación aproximada de -500 msnm. Finalmente, el reservorio ha sido caracterizado con una densidad de 2.474 g/cm³ y valores de resistividad entre 20 – 100 Ω.m, con un espesor estimado de 650 m. El basamento de densidad aproximada 2.6 g/cm³ es altamente resistivo (valores superiores a 100 Ω.m). En el extremo sur del perfil, no existen estaciones MT que validen la distribución geométrica de las capas generadas en el modelo.

Tabla 8.1 Capas del modelado 2.5D para el perfil N – S.

CAPA	DENSIDAD (g/cm ³)	RESISTIVIDAD (Ω.m)	LITOLOGÍA	FACIES	ESPESOR (m)
Sello	1.5	5-25	Toba riolítica	Argilítica/Filítica – Filítica	550
Reservorio	2.474	20-100	Lavas andesíticas	Filítica/Propilítica – Propilítica	650
Basamento	2.6	> 100	-	-	-

8.2 PERFIL NOROESTE - SURESTE

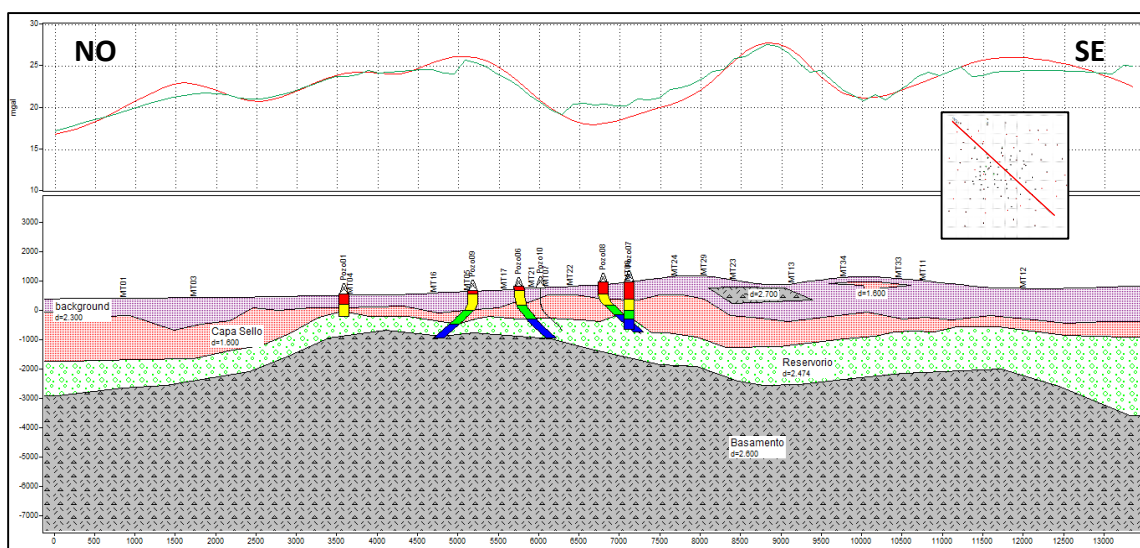


Figura 8.2 Perfil gravimétrico 2.5D con dirección Noroeste-Sureste.

En el perfil NO – SE, se define una primera capa muy resistiva con un espesor aproximado de 700 m (límite entre los 0 y 600 msnm de elevación), asociada a una secuencia de lavas escoriáceas y tobas líticas, con una densidad estimada de 2.3 g/cm³. Una segunda capa se extiende hasta los 600 msnm aproximadamente con valores de resistividad entre 7 – 14 Ω.m y una densidad estimada de 1.6 g/cm³ vinculada a tobas de finas a pumíticas con abundantes minerales de arcillas, asociados a una capa sello.

El reservorio ha sido caracterizado con una densidad de 2.474 g/cm³, valores de resistividad entre 14 – 54 Ω.m y con un espesor estimado de 700 m. El basamento es altamente resistivo (valores superiores a 60 Ω.m) con una densidad aproximada de 2.6 g/cm³.

Tabla 8.2 Capas del modelado 2.5D para el perfil NO – SE.

CAPA	DENSIDAD (g/cm ³)	RESISTIVIDAD (Ω.m)	LITOLOGÍA	FACIES	ESPESOR (m)
Sello	1.6	7-14	Toba fina- pumítica con abundantes minerales de arcilla.	Argilítica/Filítica – Filítica/ Propilítica	600
Reservorio	2.474	14-54	Toba lítica - andesitas	Filítica/ Propilítica - Propilítica	700
Basamento	2.6	> 60	-	-	-

Ambos perfiles plantean una posible extensión del reservorio geotérmico hacia el S-SE del área de estudio, así como un incremento de espesor en la dirección SE, respaldada por la distribución resistiva MT del modelamiento 3D.

9. CONCLUSIONES

- Los modelamientos magnetotelúricos 1D y 3D proporcionaron los criterios para el ajuste del modelado gravimétrico, delimitando los espesores de cada capa en las zonas del perfil donde la información de pozos fue limitada o inexistente.
- El modelamiento magnetotelúrico 3D evidencia un comportamiento típico de distribuciones de resistividad (resistivo-conductivo-resistivo).
- De acuerdo al mapa de anomalía completa de Bouguer para una densidad de 2.4 g/cm³ se reconoce un lineamiento estructural de altos gravimétricos en sentido E-O asociados a un graben de carácter regional.
- El reservorio está caracterizado por un resistivo profundo (aprox. a -200 msnm, entre 650 y 700 m de espesor) con valores de resistividad entre 20 y 100 Ohm-m, geológicamente asociado a tobas líticas y lavas andesíticas con densidades aproximadas de 2.474 g/cm³, suprayacido por una capa conductora entre 5 y 25 Ohm-m, con un espesor promedio entre 550-600 m y una densidad de 1.6 g/cm³ correspondiente a tobas riolíticas con abundantes minerales de arcilla. Se ha caracterizado un posible basamento con densidad aproximada de 2.6 g/cm³, el cual se levanta ligeramente en la parte central de los perfiles, hasta una elevación máxima aproximada de -1000 msnm.

- Del análisis de los dos perfiles de modelamiento gravimétrico 2.5D se puede considerar que el reservorio, actualmente caracterizado por la geología de pozos, se extienda y profundice ligeramente en dirección S – SE; se sugiere la realización de exploraciones geofísicas complementarias que validen la geometría estimada, ya que podría constituir un área de aprovechamiento geotérmico económicamente y técnicamente factible.

10. AGRADECIMIENTOS

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

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

Agradecemos profundamente a nuestros asesores, coordinadores del Diplomado y profesores por las enseñanzas transmitidas y por habernos tratado de la mejor manera durante el transcurso de nuestros estudios y la realización de este proyecto.

Al área de Geofísica y a Elizabeth de Henríquez, por la información brindada que sirvió de pivote para llevar a cabo este estudio.

A la institución CELEC por brindar la confianza y oportunidad de participar en este Diplomado.

A todos, muchas gracias.

11. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Blake, R. (1995). *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Cantos, J. (1978). *Tratado de Geofísica Aplicada*. Madrid, España.
- Contreras, A., & Castillo, L. (Enero de 2016). *Interpretación de datos gravimétricos con la señal analítica 3D. Estudio de caso: Los Naranjos-Facatativá (Colombia)*. Obtenido de Scielo: http://www.scielo.org.co/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0120-02832013000100008
- Coto, V., & Sánchez, I. (2013). *Manual para el procesamiento de datos magnetotélúricos (MT) con el programa SSMT 2000 y MT-Editor*. Tomado de Phoenix Geophysics. Santa Tecla: LaGeo S.A. de C.V.
- Dehlinger, P. (1978). *Marine Gravity*. New York: Elsevier Scientific Publishing Co.
- Dobrin, M., & Savit, C. (1988). *Introduction to Geophysical Prospecting* (Cuarta ed.). McGraw Hill.
- Geophysics, P. (2005). *Data Processing User Guide*. 3781 Victoria Park Avenue, unit 3, Toronto, ON Canada M1W 3K5: Phoenix Geophysics Limited.
- Geosystem. (2011). *WinGLink (R) User's Guide, Release 2.20.12*. www.geosystem.net: GEOSYSTEM SRL.
- Giggenbach, W. (1997). *The Origin and Evolution of Fluids in Magmatic-Hydrothermal Systems*. Hubert L. Barnes.
- Knippers, R. (2000). *Geometric Aspects of Mapping*. Enschede: International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences (ITC).
- Lichoro, C. (2014). Gravity and Magnetic Methods. *UNU-GTP Short Course on IX on Exploration for Geothermal Resources*, 1-5. Kenya.
- Lowrie, W. (1997). *Fundamentals of Geophysics*. Zurich Suiza.
- Maksaev, V. (1994). *Alteración hidrotermal*. Santiago de Chile, Chile: Universidad de Chile.
- Mariita, N. (2007). The Gravity Method. *UNU-GTP Short Course II on Surface Exploration for Geothermal Resources*, 1-8. Kenya.
- Quijada, M. (2006). *Inversión Gravimétrica 3D en el Noroccidente de Venezuela y zonas costera afuera*. Universidad Simón Bolívar, Caracas, Venezuela.
- Reed, M. (1997). Hydrothermal Alteration and its Relationship to Ore Fluid Composition. *Hubert L. Barnes editorial, John Wiley and Sons Inc. Publication*, 303-366.
- Rivas, J. (2009). Gravity and Magnetic Methods. *UNU-GTP Short Course on Surface Exploration for Geothermal Resources*, 1-7. Santa Tecla, El Salvador.

- Santos, P., & Rivas, J. (2016). Diplomado en Geotermia para América Latina. *Métodos Gravimétricos de Exploración Geotérmica. Presentación de Power Point*, Universidad de El Salvador, El Salvador.
- Serway, R. (1998). *Física* (Cuarta ed., Vol. I). James Madison University: McGraw Hill.
- Suarez, L. (2006). *Modelado Gravimétrico integrado en la Ensenada de Barcelona*. Universidad Simón Bolívar, Caracas, Venezuela.
- Telford, W., Geldart, P., & Sheriff, E. (1995). *Introduction to applied Geophysics*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Turcotte, D., & Schubert, G. (1982). *Geodynamics, Applications of Continuum Physics to Geological Problems*. USA: John Wiley & Sons.
- Valenta, J. (2015). *Introduction to Geophysics. Lecture Notes*. Czech Republic, Development Cooperation.
- Vozzof, K. (1991). *Electromagnetic methods applied Geophysics* (Vol. II). Tulsa, Oklahoma.
- William, J., Ralph, R., & Afif, H. (2013). *Gravity and Magnetic Exploration: Principles, Practices and Applications*. New York: Cambridge University Press.

APÉNDICE

A. RUTINA DE PROCESAMIENTO EN SSMT 2000

En la figura A1 se muestra una rutina de procesamiento de la data de campo para cada estación MT, la cual se explica un poco más a detalle a continuación:

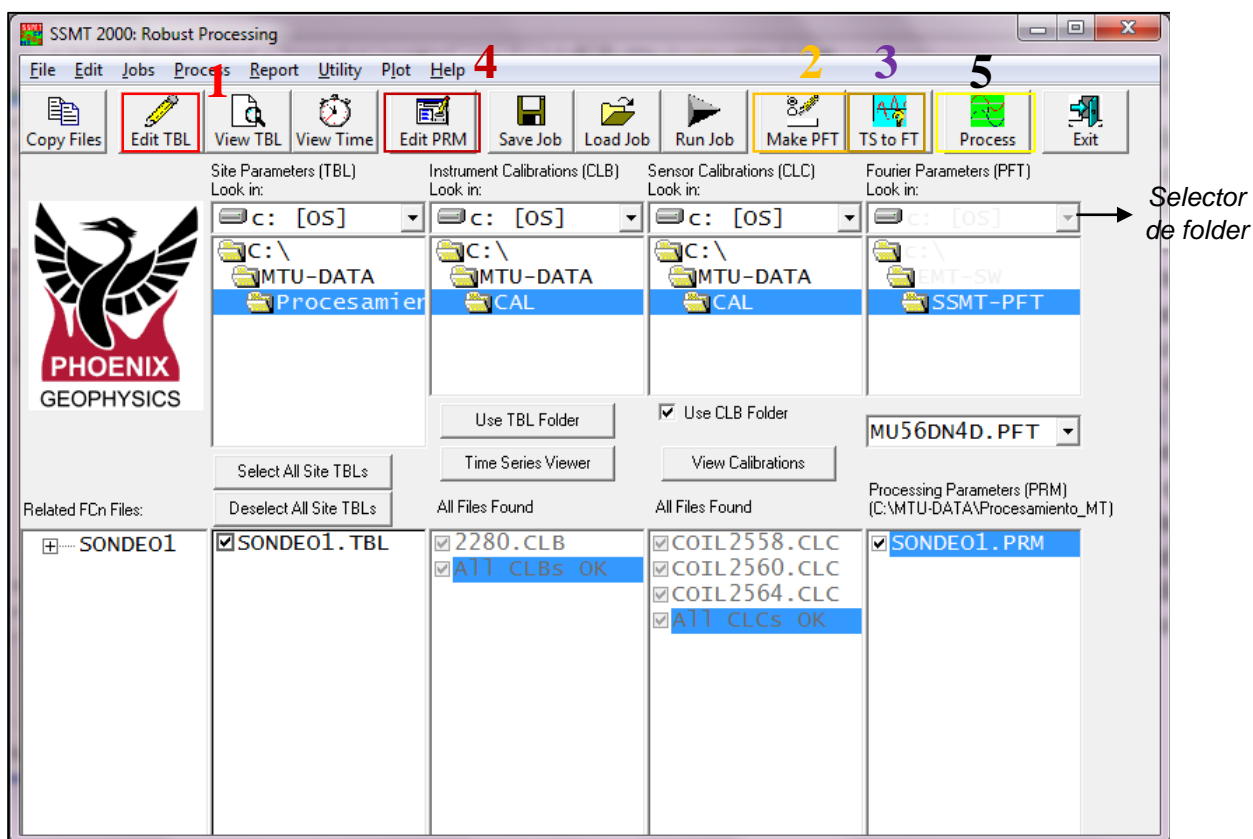


Figura A1. Resumen de pasos a realizar para obtención de archivos a procesar en MTeditor: 1. Editar uno o más archivos TBL; 2. Editar parámetros, series de tiempo a transformadas de Fourier; 3. Conversión de series temporales a transformadas de Fourier; 4. Editar parámetros para procesamiento robusto; 5. Correr procesamiento robusto.

Paso 1: Se selecciona el botón Edit TBL, donde se encuentran los parámetros específicos del arreglo realizado en campo (figura A2). De la verificación de estos parámetros se modifica el nombre del sitio de cada estación para evitar confusión numérica entre el nombre "original" establecido para cada estación (ej. E1, E2, E3) y los archivos que se generan posteriormente (el programa por default toma el último carácter del nombre y modifica ascendientemente, ej. De E1 se generan E1.MTH, E1.MTL, E2.MTH y E2.MTL). Por lo cual se agregaba una letra "a" al final del nombre del sondeo para evitar dicha confusión (ej. De E1a se generan E1a.MTH, E1a.MTL, E1b.MTH y E1b.MTL).

Table Names:	SONDEO1.TBL
Client:	Operador
Survey:	MT
Permitter:	
Layout By:	
Site Name:	Sondeo1a
Latitude:	13:00.000,N
Longitude:	088:00.000,W
Elevation (m):	0
North Reference:	3 - Magnetic North
Declination:	0
Ex Azimuth:	0
Ex [N-S] (m):	100
Ey [E-W] (m):	100
Hx Azimuth:	0
Hx Serial #:	COIL2558
Hy Serial #:	COIL2560
Hx Serial #:	COIL2564
Ex kOhms:	1.143
Ex AC mV:	6.31498
Ex DC mV:	149.3045
Ey kOhms:	1.47
Ey AC mV:	31.84331
Ey DC mV:	-64.0353
Instrument File Name:	CHIMT242

Do not correct layout errors using this Editor! Instead, type the information as written on the Layout Sheet, click Save All, and then choose Layout Errors from the Edit menu.

Toggle Fields
Save All
Close

Figura A2. Tabla de parámetros de sondeo medido en campo.

Paso 2: Se selecciona el botón Make PFT (figura A1), donde se encuentran los parámetros de transformación de la señal en dominio del tiempo al dominio de la frecuencia (Ts to FT). Se escoge la opción Measured field como el tipo de datos de entrada y dentro de la etiqueta Bands (Levels), la opción Process normal bands (figura A3).

Paso 3: Se selecciona el botón TS to FT (figura A1), donde se crean los coeficientes de Fourier (archivos con extensión “.fc3, .fc4, .fc5, .fc6 y .fc7”), a partir de la transformación de las series de tiempo al dominio de la frecuencia.

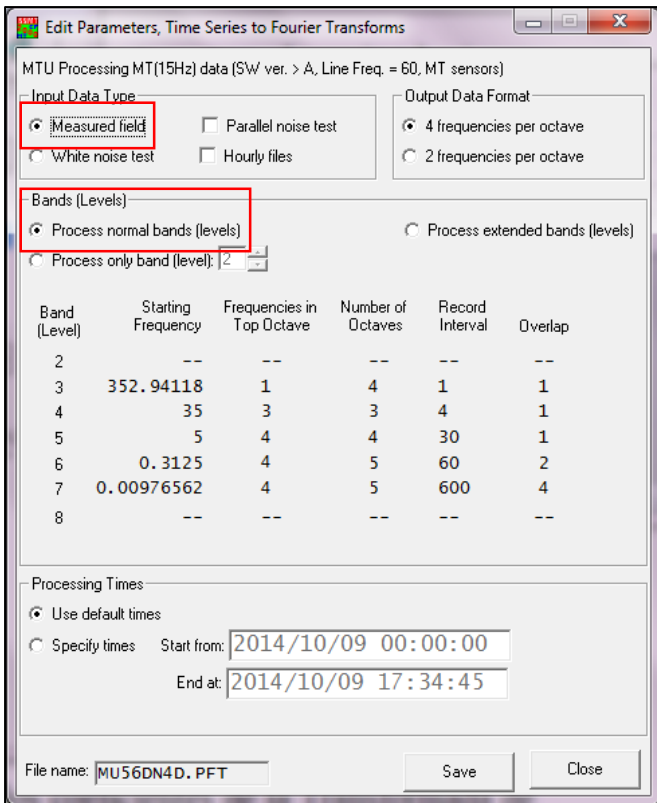


Figura A3. Interfaz de Ts to FT Parameters (PFT).

Paso 4: Se selecciona el botón Edit PRM (figura A1), donde se encuentran los parámetros para un procesamiento robusto de la señal. En caso que no se cuente con una estación base de referencia fija, es posible valerse de otras estaciones MT para intentar disminuir la componente de ruido electromagnético dentro de un área de estudio. Si la estación MT se procesa con otra estación como base, se utiliza la opción “Remote H”, de lo contrario se utiliza la opción “Local H” (Figura A4). Además se asigna un número máximo de crosspower (crosspower es el set de puntos que se tomarán por cada frecuencia (stacked), y visualizado en el programa MTEditor). En función del criterio y detalle del procesador.

En general, el campo eléctrico posee mayor componente de ruido en comparación con el campo magnético con frecuencias bajas, es por ello que se utilizan las opciones Local H y Remote H (Coto & Sánchez, 2013).

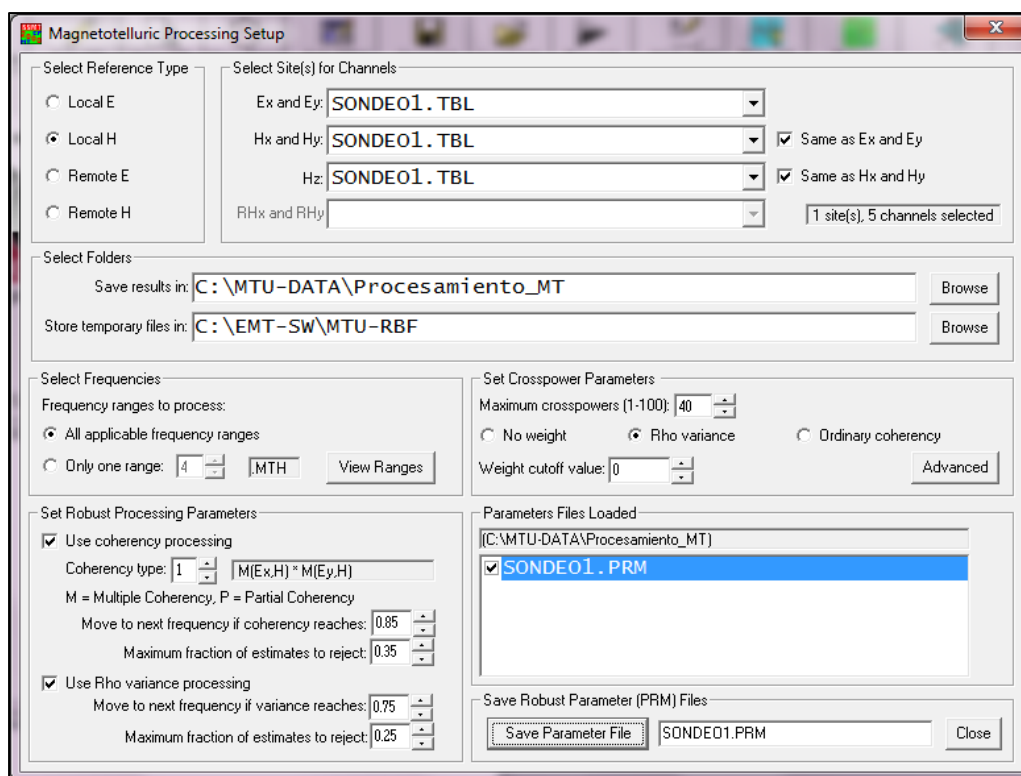


Figura A4. Ventana de Configuración de Procesamiento Robusto (Edit PRM).

Paso 5: Se selecciona el botón Process (figura A1), donde se resuelven automáticamente las matrices de impedancia que relacionan las componentes del campo eléctrico y magnético (ortogonales entre sí) para determinar la resistividad eléctrica.

La ejecución de estos cinco pasos proporciona archivos de salida con extensiones “.MTH” (alta frecuencia, High) y “.MTL” (baja frecuencia, Low). Estos archivos en conjunto conforman la curva de resistividad aparente para cada estación MT medida en campo en dominio de la frecuencia. La cantidad de archivos de salida dependerá del valor de crosspower asignado (ej. Con un crosspower de 40 se generan cuatro archivos de salida, mientras que con un crosspower de 80 se crean ocho archivos de salida)

B. DENSIDADES PARA DISTINTOS TIPOS DE ROCAS

Tabla B1. Promedio de densidades para rocas ígneas comunes.

Rock Type	Range of Density (Mg/m³)	Mean Density (Mg/m³)
Silicic		
Rhyolitic pumice	0.500–1.500	1.000
Rhyolitic tuff	1.000–1.800	1.400
Rhyolitic welded tuff	1.800–2.400	2.100
Rhyolitic obsidian	2.330–2.413	2.370
Rhyolite		2.51
Granite	2.516–2.809	2.667
Intermediate		
Trachytic obsidian	2.435–2.467	2.450
Trachyte		2.57
Andesitic glass	2.40–2.537	2.474
Andesite		2.65
Syenite	2.630–2.899	2.757
Granodiorite	2.668–2.785	2.716
Quartz diorite	2.680–2.960	2.806
Mafic		
Leucitic tephritic glass	2.52–2.58	2.55
Basaltic glass	2.704–2.851	2.772
Basalt		2.74
Diorite	2.721–2.960	2.839

^a From Daly *et al.* (1966) and Johnson and Olhoeft (1984).