



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

“ESTUDIO DE RESISTIVIDAD ELECTROMAGNÉTICA
EN ZONAS GEOTÉRMICAS DEL CINTURÓN
VOLCÁNICO MEXICANO, ÁREA LOS HUMEROS”

INFORME

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

INGENIERO GEOFÍSICO

P R E S E N T A:

ANÍBAL ULISES VALENCIA ROMERO

AVAL: DR. ANDRÉS TEJERO ANDRADE



CIUDAD UNIVERSITARIA

MÉXICO D.F. 2012

ÍNDICE

Resumen

I.	Introducción.....	4
II.	Marco Teórico.....	8
	a. Fundamentos Teóricos del Sondeo Transitorio Electromagnético.....	9
III.	Antecedentes de la Zona de Estudio.....	23
	a. Localización.....	24
	b. Fisiografía.....	25
	c. Marco Geológico.....	26
	d. Estudios Previos.....	28
IV.	Adquisición de Datos.....	30
	a. Equipo.....	30
	b. Metodología de Campo.....	30
V.	Análisis y proceso de Datos.....	34
VI.	Discusión de Resultados.....	38
	a. Análisis de la información del Sitio.....	38
	b. Vistas 3D.....	59
VII.	Conclusiones.....	63
VIII.	Referencias.....	65

RESUMEN

En los años 80 casi el total de la energía producida a nivel mundial, provenía de la quema de combustibles fósiles; si se considera un consumo per cápita que no cambia a través de los años y el aumento constante de la población, los niveles de contaminantes que se estima se emanarían a la atmósfera aceleraría de manera catastrófica el ritmo del calentamiento global (González-González, 2009), es por esto que se ha vuelto una prioridad a nivel mundial la búsqueda de energías alternativas, las cuales han sido ampliamente investigadas y desarrolladas en las últimas décadas, algunas de ellas son, eólica, solar, biomasa y la energía geotérmica, a la cual se enfoca el presente trabajo.

El estudio de resistividad electromagnética en sitios geotérmicos del Cinturón Volcánico Transmexicano (Campo Geotérmico A), incluyó un levantamiento de 93 Sondeos Transitorios Electromagnéticos (TEM), con el dispositivo de bobina coincidente de dimensiones 500 X 500 y transmisor externo, registrado principalmente tiempos tardíos del decaimiento del voltaje.

Con la finalidad de conocer con mayor detalle la litología y la continuidad de las estructuras geológicas del campo geotérmico, se levantaron los sondeos al norte y al este del campo. Con la información de los TEM realizados en este año, se elaboraron 20 secciones, con dirección Norte-Sur y Oeste-Este. También se realizaron 4 secciones regionales, con información de campañas anteriores, para interpretar el comportamiento general de los estratos en el campo geotérmico, ya que el Campo Geotérmico se encuentra fisiográficamente enclavado en el extremo oriente del Cinturón Volcánico Transmexicano, el cual está conformado principalmente por material volcánico consistente en basaltos, andesitas y riolitas, que han dado origen a conos de escoria y cenizas, volcanes compuestos, domos y calderas como la del estudio en cuestión, con manifestaciones termales, las cuales son de interés para los fines de este estudio.

El método de trabajo se llevó a cabo en 2 etapas: una de gabinete y la otra en campo. Después de formalizado el contrato, colectivamente con los profesionistas designados por la CFE como supervisores, se realizó la planeación del trabajo, la distribución de los sondeos, la verificación del equipo a utilizar y el traslado al área de trabajo, para efectuar en ella los trabajos de campo, siempre bajo la supervisión e indicación de los supervisores de CFE. Paralelamente en las oficinas de la empresa se realizó una compilación de información, para analizarla y hacer una breve

descripción del aspecto geológico de la zona. Así mismo se procesaba la información compilada en el campo, en el cual se aplicó la prospección electromagnética utilizando el método Transitorio Electromagnético (TEM).

Concluidos los trabajos de campo, se continuó con el procesamiento final de la información, para terminar con un informe preliminar, el cual fue revisado y se puntualizaron los cambios a realizar en él; habiéndose efectuado los cambios indicados, se llegó al presente informe final.

I. INTRODUCCIÓN

La energía geotérmica es una de las alternativas limpias para mover turbinas generadoras de electricidad y por la que ha optado la Comisión Federal de Electricidad (CFE) para aumentar la oferta en zonas en las cuales éste tipo de energía puede ser obtenida. El proceso se considera limpio, en virtud de que los productos resultantes están compuestos por un 95% en peso de vapor de agua y sales, éstas se separan y el vapor puede enviarse a una salmuera o directamente a inyectarlo al yacimiento. El 5% restante está compuesto por bióxido de carbono (90%) y ácido sulfúrico (5%), ambos se disipan en la atmósfera, pero son cantidades mínimas que se liberan en comparación a las que origina una Planta Termoeléctrica (Maya González y Gutiérrez Negrín, 2007).

El origen de la energía geotérmica (EG), es el calor que se genera en las cámaras magmáticas de áreas volcánicas en proceso de enfriamiento y en las zonas de fallas regionales activas, principalmente en zonas marginales a los continentes, en donde interactúan una placa oceánica y una continental. El calor de la cámara se trasmite a las rocas suprayacentes, que pueden disiparlo al exterior a través de fumarolas y manantiales termo-minerales, si subyace a un acuífero confinado y calentarlo a temperaturas mínimas de 300 °C, el acuífero contiene iones derivados por la disolución de diversos minerales que forman un electrolito, el cual conjuntamente con la temperatura del vapor, incrementa notablemente la conductividad del horizonte, aspecto que permite su identificación en el subsuelo por medio de métodos geofísicos resistivos; en superficie, por lo general manifiesta su presencia subterránea a través de fumarolas y manantiales termo-minerales. En la figura 1.1 se muestra un modelo general de un yacimiento geotérmico y la manera en que genera electricidad de forma sustentable, al inyectarse el agua recuperada.



Figura 1.1 Modelo típico de un yacimiento geotérmico, su explotación sustentable, generación de energía eléctrica y conducción de ella a los centros de consumo. (Maya González y Gutiérrez Negrín, 2007).

La CFE, desde mediados del siglo pasado inició estudios y exploraciones en los sitios que manifestaban la existencia de un yacimiento geotérmico a través de manantiales termales y fumarolas de vapor, como en El Pathé, Hidalgo y los Negritos en Michoacán; instalándose la primera Planta Geotérmica (PG) en el Pathé, la cual entró en operación en septiembre de 1959 y operó hasta 1973, año en que fue desmantelada, aunque nunca operó a su total capacidad de 3.5 MW (Quijano-León y Gutiérrez-Negrín, 2004).

En 2007, la CFE, en los campos geotérmicos de Cerro Prieto, Tres Vírgenes, Los Azufres y Los Húmeros, operaba 37 unidades geotermoeléctricas, con una capacidad conjunta de 978 megawatts (MW), ocupando con tal producción el cuarto lugar, después de los Estados Unidos de Norteamérica, Filipinas y Nueva Zelanda (Maya González y Gutiérrez Negrín, 2007). En la figura 1.2, se muestran los 4 campos geotérmicos mencionados anteriormente, así como el de Cerritos Colorados, cuya exploración aún continúa, tanto por medio de métodos geofísicos resistivos como por pozos profundos.



Figura 1.2. Campos Geotérmicos en explotación y en exploración, (Maya González y Gutiérrez Negrín, 2007).

La experiencia y conocimiento adquirido por La CFE durante poco más de 50 años de estudiar y explorar gran parte del territorio del país, le han permitido formar un extenso archivo de su potencial geotérmico, clasificando las manifestaciones superficiales de acuerdo a los 4 tipos de yacimientos geotérmicos posibles, pero dedicando la mayor parte de sus recursos humanos y económicos de que dispone para éste rubro, a estudiar y explorar las zonas adyacentes a los yacimientos geotérmicos en producción y aquellos que aun no estando en proceso de producción, su potencial ya está comprobado a cierto grado y es necesario ampliar el conocimiento del mismo.

Para efectuar los estudios y exploraciones por métodos resistivos, la CFE se apoya en empresas privadas que tienen los dispositivos, software y personal técnico adecuado para realizarlos; motivo por el cual encomendó a la Empresa, la realización del proyecto ESTUDIO DE RESISTIVIDAD ELECTROMAGNÉTICA EN SITIOS GEOTÉRMICOS DEL CINTURON VOLCÁNICO TRANSMEXICANO.

La Comisión Federal de Electricidad, a través de la Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos, le asignó a la empresa, el trabajo denominado “ESTUDIO DE RESISTIVIDAD ELECTROMAGNÉTICA EN SITIOS GEOTÉRMICOS DEL CINTURON VOLCÁNICO TRANSMEXICANO.

El estudio se realizó para identificar horizontes de baja la resistividad, que puedan estar relacionadas con un yacimiento geotérmico, el cual se manifiesta comúnmente por sus bajos valores resistivos, debido a la elevada temperatura y a los fluidos que contiene.

Para establecer la ubicación de tales horizontes se requiere la aplicación de técnicas geofísicas geoelectricas que permitan, mediante el análisis de los valores obtenidos, definir las diferentes respuestas eléctricas del subsuelo y agrupar las de mayor conductividad; mismas que pueden estar relacionadas con un sistema geotérmica de alta temperatura, situación que es posible establecer al integrar la información obtenida en el estudio de resistividad, con la geología del subsuelo proporcionada por los pozos exploratorios y elaborar un modelo integrado geofísico-geológico de la zona de interés, que establezca su potencial geotérmico.

Objetivo

Los objetivos planteados en los términos de referencia fueron los siguientes:

Obtener la respuesta eléctrica del subsuelo para determinar zonas conductoras que puedan estar asociadas con un sistema hidrotermal de alta temperatura, a profundidades hasta del orden de 2000m.

- **Objetivos específicos:**
 - Conocer la distribución de la resistividad eléctrica en el subsuelo hasta 2000 m de profundidad
 - Ubicar los objetivos potencialmente explotables asociados a anomalías geoelectricas.

II. MARCO TEÓRICO.

La prospección eléctrica tiene como objetivo determinar la resistividad eléctrica de las rocas que constituyen el subsuelo y su distribución, de tal manera que se puedan interpretar los cambios debidos a la presencia del agua subterránea y/o al contenido mineralógico que presentan las formaciones de roca.

El principio en el que se basa la aplicación de la prospección eléctrica está en las diferentes formas de conducción de la electricidad que tienen los materiales; es decir, la forma electrónica y la forma iónica o electrolítica. El primer caso ocurre en los minerales metálicos o en los metales propiamente dichos. En el segundo caso los iones en suspensión que contienen los fluidos que rellenan las rocas del subsuelo, se mueven cuando existe una tensión eléctrica de acuerdo con la ley de atracción entre cargas positivas y negativas. En la naturaleza el primer tipo de conducción es raro, ya que sólo tiene lugar en sitios donde existen mineralizaciones del tipo metálico, mientras que el segundo tipo de conducción es el más común y el agente fluido principal es el agua.

Existen varias formas de medir la distribución de las resistividades; entre ellas, los métodos de corriente continua conocidos como Sondeos Eléctricos Verticales y los Métodos Electromagnéticos, principalmente los del dominio del tiempo como es el Método de Transitorio Electromagnético.

Factores que afectan la conductividad eléctrica

Los factores que afectan mayormente en la conductividad eléctrica (recíproco de la resistividad) del suelo o la roca como un todo son:

1. Porosidad.
2. Conductividad de la humedad del suelo.
3. Forma de los espacios porosos del suelo o roca.
4. Grado de Saturación (fracción del espacio poroso lleno de humedad).
5. Temperatura.
6. Presencia de arcillas (como alteración hidrotermal de la roca) con capacidad de intercambio catiónico de medio a alto (CIC).
7. Existencia de minerales secundarios por depositación hidrotermal.

La dependencia respecto a la temperatura de la conductividad de una muestra de suelo está determinada (a temperaturas por encima del congelamiento) por la dependencia respecto a la temperatura de la movilidad de los iones, que es aproximadamente 2% por grado centígrado para los iones más comunes, éste es un coeficiente relativamente grande por lo que la conductividad de los suelos puede variar significativamente con la temperatura.

Según Keller y Frischknecht (1970) se considera que la presencia de arcillas agrega una componente adicional a la conductividad eléctrica, la cual es una función del contenido y tipo de arcilla, ésta es esencialmente independiente del componente iónico.

$$\sigma_a = \sigma_w \Phi_m + \sigma_{\text{arcilla}}$$

σ_a = Conductividad eléctrica

σ_w = Conductividad del medio saturado

Φ_m = Factor de formación

σ_{arcilla} = Conductividad eléctrica de la arcilla

El significado de la contribución de la arcilla es claramente mayor cuando la concentración de los conductores iónicos es baja, llegando a ser despreciable en grandes cantidades de concentraciones iónicas, especialmente, para arcillas con CIC (capacidad de intercambio de cationes) de bajo a moderado.

a) Fundamentos del sondeo Transitorio Electromagnético.

Para entender el principio físico de los métodos de prospección electromagnética es necesario tener en consideración las ecuaciones de Maxwell.

Las ecuaciones de Maxwell relacionan los fenómenos electromagnéticos en su forma más general, según establecen, en el dominio del tiempo los fenómenos electromagnéticos se comportan conforme a las siguientes ecuaciones (Ward y Hohmman, 1988):

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

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{j} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad \text{Ley de Ampere}$$

$$\nabla \cdot \vec{D} = \rho \quad \text{Ley de Gauss para campos eléctricos.}$$

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0 \quad \text{Ley de Gauss para campos magnéticos.}$$

Donde:

\vec{E} es el vector de intensidad del campo eléctrico en V/m

\vec{B} es el vector de inducción magnética en Wb/m² o Tesla

\vec{H} es el vector de intensidad del campo magnético en A/m

\vec{D} es el vector de desplazamiento dieléctrico en C/m²

\vec{J} es el vector de densidad de corriente eléctrica

ρ es la densidad de carga eléctrica en C/m³

Adicional a las ecuaciones de Maxwell, se utilizan las siguientes relaciones constitutivas, las cuales involucran las ecuaciones de Maxwell en el dominio de la frecuencia:

$$D = \varepsilon(\omega, E, r, t, T, P) \cdot E$$

$$B = \mu(\omega, H, r, t, T, P) \cdot H$$

$$J = \sigma(\omega, E, r, t, T, P) \cdot E$$

Donde

ε es el tensor de la permitividad eléctrica en F/m

μ es el tensor de la permeabilidad magnética en H/m

σ es el tensor de la conductividad eléctrica en S/m

Para encontrar solución a cualquier fenómeno electromagnético se considera que los medios son homogéneos, lineales e isótropos, y que además las características electromagnéticas no dependen de la temperatura, tiempo o presión y que la permeabilidad magnética es la del vacío.

Al transformar al dominio de las frecuencias las leyes de Faraday y de Ampere utilizando las ecuaciones constitutivas descritas anteriormente se obtienen en el dominio de la frecuencia (Ward y Hohmman, op. cit.):

$$\nabla \times \vec{E} + \hat{z}\vec{H} = 0$$

$$\nabla \times \vec{H} - \hat{y}\vec{E} = 0$$

Donde

$\hat{z} = i\mu\omega$ es la impedividad.

$\hat{y} = \sigma + i\varepsilon\omega$ es la admitividad.

Partiendo de las ecuaciones de Maxwell, la ecuación de onda describe la propagación de los campos eléctricos y magnéticos en el interior de la Tierra. Aplicando el rotacional a las leyes de Faraday y de Ampere, se obtiene (Ward y Hohmman, op. cit.):

$$\nabla \times (\nabla \times \vec{E}) + \nabla \times \left(\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \right) = 0$$
$$\nabla \times (\nabla \times \vec{H}) - \nabla \times \left(\frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \right) = \nabla \times \vec{j}$$

Considerando las siguientes relaciones constitutivas en el dominio del tiempo en un medio no dispersivo:

$$\vec{D} = \varepsilon \vec{E}$$

$$\vec{B} = \vec{H} \mu$$

$$\vec{j} = \vec{E} \sigma$$

Al hacer dichas simplificaciones, asumir que \vec{E} y \vec{H} son continuas por intervalos y que son derivables dos veces, las ecuaciones de onda para los campos eléctricos y magnéticos en el dominio del tiempo son:

$$\nabla^2 \vec{E} - \mu\varepsilon \left(\frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2} \right) - \mu\sigma \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} = 0$$
$$\nabla^2 \vec{H} - \mu\varepsilon \left(\frac{\partial^2 \vec{H}}{\partial t^2} \right) - \mu\sigma \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} = 0$$

Y mediante la transformada de Fourier, se obtienen las ecuaciones de onda en el dominio de las frecuencias.

$$\nabla^2 \vec{E} + (\mu\varepsilon\omega^2 - i\mu\sigma\omega) \vec{E} = 0$$
$$\nabla^2 \vec{H} + (\mu\varepsilon\omega^2 - i\mu\sigma\omega) \vec{H} = 0$$

Donde el número de onda k se define como $k^2 = \mu\varepsilon\omega^2 - i\mu\sigma\omega$. Considerando una aproximación cuasiestática, en donde las corrientes de desplazamiento son mucho más pequeñas que las corrientes de conducción en los materiales de la Tierra para frecuencias menores a 10^5 Hz,

$\mu\epsilon\omega^2 \ll i\mu\omega$ y así el número de onda $k^2 \approx -i\mu\sigma\omega$, con estas consideraciones, las leyes de Faraday y Ampere se pueden expresar como (Ward y Hohmman, op. cit.):

En el dominio del tiempo:

$$\nabla^2 \vec{E} - \mu\sigma \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2} = 0$$

$$\nabla^2 \vec{H} - \mu\sigma \frac{\partial^2 \vec{H}}{\partial t^2} = 0$$

Y en el dominio de la frecuencia

$$\nabla^2 \vec{E} - i\mu\sigma\omega \vec{E} = 0$$

$$\nabla^2 \vec{H} - i\mu\sigma\omega \vec{H} = 0$$

CONDICIONES DE FRONTERA:

Las condiciones de frontera se derivan de las ecuaciones de Maxwell en su forma integral y son las siguientes (Ward y Hohmman, op. cit.):

1. La componente normal del campo B_n , es continua a través de la interfase que separa al medio uno del medio dos: $B_{n1} = B_{n2}$.
2. La componente normal del campo dieléctrico D_n , es continua a través de la interfase por la acumulación en la densidad de carga superficial ρ_n : $D_{n1} - D_{n2} = \rho_n$
3. La componente tangencial del campo eléctrico E_i , es continua a través de la interfase:
 $E_{i1} = E_{i2}$.
4. La componente tangencial del campo magnético H_i , es continua a través de la interfase si no existe corriente superficial: $H_{i1} = H_{i2}$
5. La componente normal de la densidad de corriente J_n , es continua a través de la interfase:
 $J_{n1} = J_{n2}$.

SOLUCIÓN A LA ECUACIÓN DE ONDA.

Las leyes de Faraday y de Ampere desarrolladas en el capítulo anterior, son ecuaciones diferenciales de segundo orden, para las cuales existen dos soluciones de interés, pero para fines de este trabajo se explica solamente una de ellas.

Para una dependencia sinusoidal al tiempo $e^{i\omega t}$ (Ward y Hohmman, op. cit.):

$$\vec{E} = E_0^+ e^{-i(kz-\omega t)} + E_0^- e^{i(kz-\omega t)}$$

$$\vec{H} = H_0^+ e^{-i(kz-\omega t)} + H_0^- e^{i(kz-\omega t)}$$

En donde k está en el dominio de los números complejos y se describe como $k=\alpha-i\beta$; además E_0^\pm y H_0^\pm son las amplitudes de las ondas; la dirección de su propagación se indica por su signo.

Para el caso en el que las corrientes de conducción dominan sobre las corrientes de desplazamiento α y β son iguales, ya quedan definidas como:

$$\alpha = \beta = \left(\frac{\omega\mu\sigma}{2}\right)^{1/2}$$

Ahora las soluciones de las ecuaciones en donde decaen en dirección al eje z positivo son:

$$\vec{E} = E_0^+ e^{-i\alpha z} e^{-\beta z} e^{i\omega t}$$

$$\vec{H} = H_0^+ e^{-i\alpha z} e^{-\beta z} e^{i\omega t}$$

A partir de estas ecuaciones se observa que el término $e^{-\beta z}$ tiende a cero conforme aumenta el valor de z ; lo anterior representa una atenuación en la amplitud de la onda electromagnética en una distancia δ , siguiendo una relación establecida de $1/e$. A esta distancia δ se le conoce como penetración nominal y está dada por (Ward y Hohmman, op. cit.):

$$\delta = \left(\frac{2}{\omega\mu\sigma}\right)^{1/2} = 503 \left(\frac{1}{f\sigma}\right)^{1/2} [m]$$

PRINCIPIOS BÁSICOS DEL METODO TEM

A principio de los años 80 se inició el desarrollo de este método, el cual se basa en los fenómenos de relajación o transición, que se desarrollan en el terreno cuando se elimina o anula un campo

físico artificialmente inducido (Figura 3.2).

Los principios del sondeo TEM son fácilmente entendidos; el proceso de reducir la corriente en el transmisor a cero, genera un pulso de voltaje de corta duración en el subsuelo de acuerdo con la ley de Faraday; este pulso origina que fluya una corriente en las vecindades del cable. Bajo la aproximación cuasiestática, las corrientes inducidas empezarán por ser confinadas únicamente en la superficie del conductor (corrientes de superficie), con magnitud y dirección tales para poder preservar la componente normal del campo magnético primario en la superficie S del conductor.

De hecho, en el instante inmediato al corte de la corriente, esta corriente inducida se puede visualizar como una imagen exacta de la bobina transmisora en el subsuelo; sin embargo, debido al valor finito de la resistividad en el subsuelo, este voltaje empieza a decaer, y este decaimiento a su vez, genera nuevos flujos de corriente que se van haciendo cada vez más distantes y más profundos.

A partir de lo anterior se sabe que en el tiempo $t=0$, el campo magnético será constante y no habrá corrientes inducidas en el interior, mientras que en puntos exteriores, el campo magnético cambiará abruptamente. A este fenómeno se le conoce como etapa temprana dentro del proceso transitorio.

Las corrientes de superficie inducidas empezarán a disiparse como resultado de la pérdida óhmica, por lo que la región interior del conductor presentará un decrecimiento en su campo magnético y las corrientes inducidas empezarán a fluir en el medio conductor, donde generalmente las corrientes inducidas no fluyen hacia el exterior. A este proceso se le conoce como etapa intermedia.

Después del proceso anterior, la distribución de corrientes será casi invariante en el tiempo. La inductancia y resistencia de cada filamento de corriente alcanzan valores asintóticos teniendo una sola amplitud de decaimiento. A este último proceso se le llama etapa tardía.

La amplitud del flujo de la corriente a través del tiempo es medida midiendo el decaimiento del campo magnético que genera, con la ayuda de otra bobina que generalmente se localiza dentro de la bobina transmisora.

Para medir acertadamente el decaimiento de voltaje no se toman mediciones puntuales, sino que se mide en ventanas de tiempo, durante las cuales se promedian los valores para atribuirlo al

centro de la ventana. Para no introducir distorsiones en la forma de la curva de decaimiento, las ventanas en los tiempos tempranos, que es en donde el voltaje cambia muy rápidamente con respecto al tiempo, son más angostas que las ventanas de los tiempos tardíos, en los que el efecto transitorio es más lento.

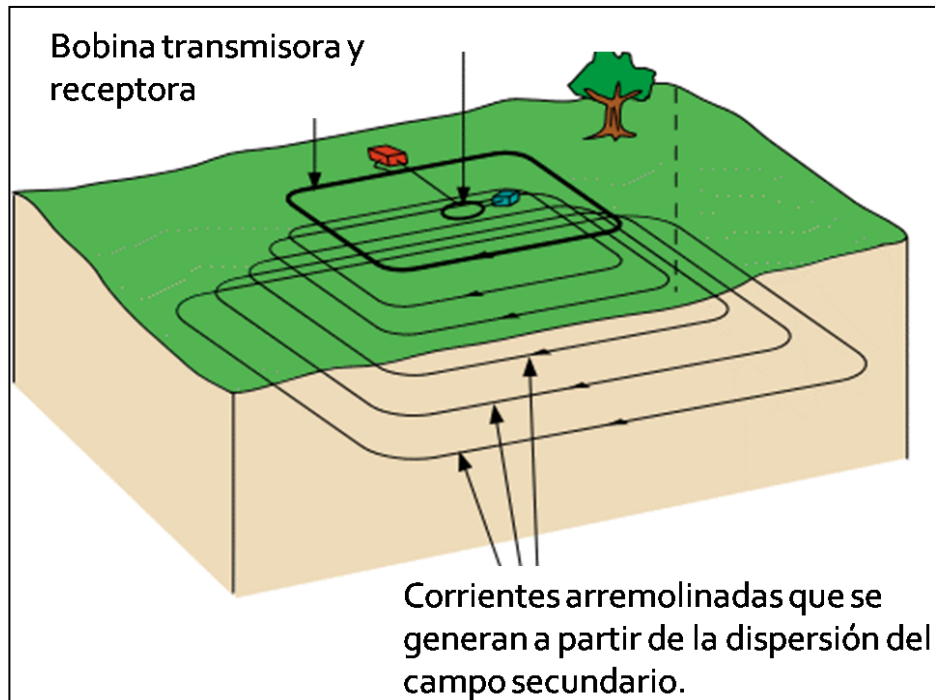


Figura 2.1 Fenómeno de la inducción del campo secundario.

La señal que normalmente se induce es de tipo escalón (Figura 2.2), a través de un emisor o generador del campo electromagnético consiste en un circuito de forma cuadrada, por el que se hace circular la señal. En la figura que se presenta a continuación, podemos apreciar que para cada ciclo existen cuatro variaciones de voltaje en el transmisor, pero sólo se mide el decaimiento cuando ha sido desactivado el transmisor. También se puede observar que la onda no es perfectamente cuadrada, sino que presenta variaciones en los extremos, esto se debe al tiempo que le toma al transmisor alcanzar su máxima potencia y al tiempo que le toma a la corriente primaria desaparecer, una vez que se apaga el transmisor.

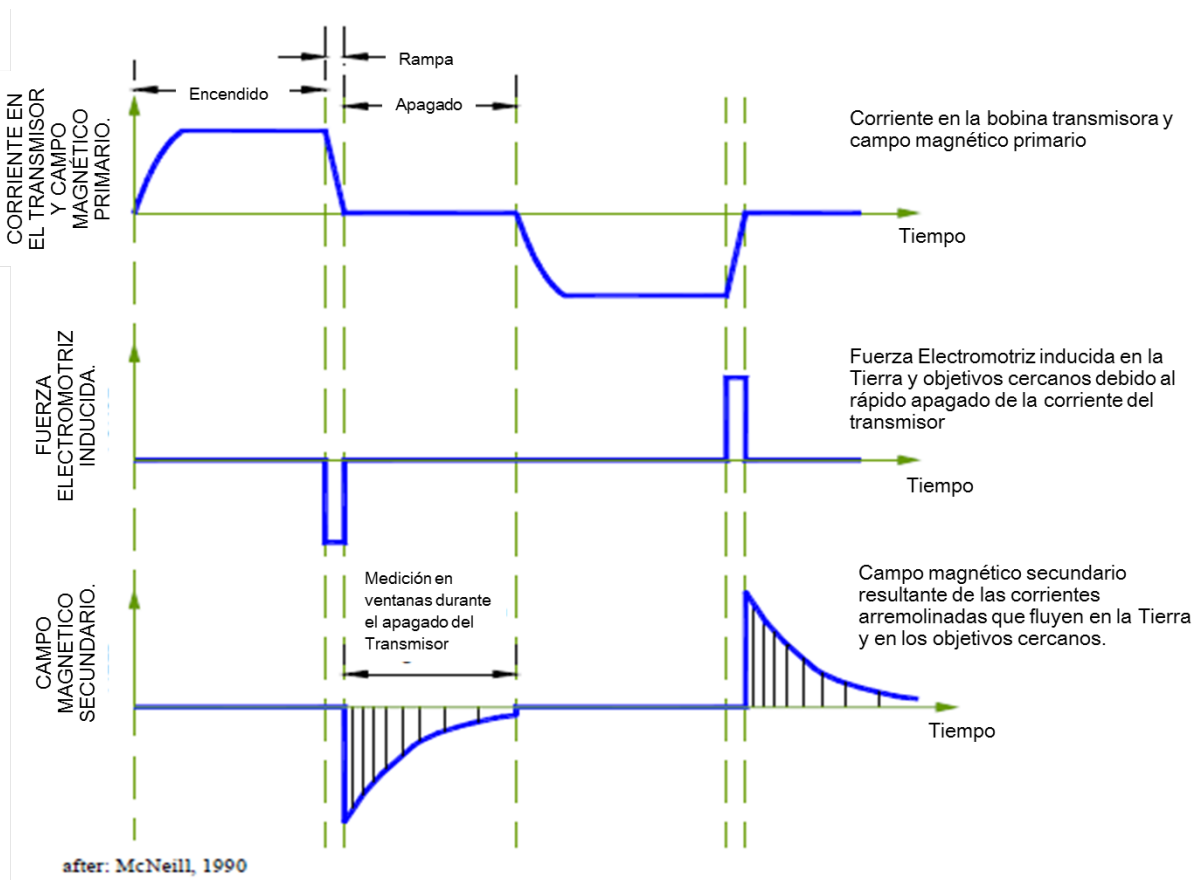


Figura 2.2 Tipo de Señales para Transitorio Electromagnético en el Dominio del Tiempo (modificado de McNeill, 1990).

RESPUESTA TRANSITORIA.

En la técnica del TEM se toman mediciones dentro de una bobina cuadrada, pero teóricamente, para obtener la componente vertical del campo magnético se considera que la bobina tiene forma de una circunferencia. Sólo se obtiene la componente vertical para poder reducir los efectos de las heterogeneidades laterales, con esto; la respuesta en la bobina está dada por (Ward y Hohmman, op. cit.):

$$H_z = -\frac{I}{k^2 a^3} [3 - (3ika - k^2 a^2) e^{-ika}]$$

Donde a es el radio de la bobina.

Para obtener la respuesta transitoria de una señal tipo escalón, se divide entre $i\omega$ y se aplica la transformada inversa de Laplace a la ecuación anterior. Con esto, el campo magnético en el centro de la bobina después de apagar la corriente se expresa como:

$$H_z = \frac{I}{2a} \left[\frac{3}{\sqrt{\pi}\theta a} e^{-\theta^2 a^2} + \left(1 - \frac{3}{2\theta^2 a^2} \right) \text{erf}(\theta a) \right]$$

En donde erf es la función error definida como $\text{erf}(x) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^x e^{-t^2} dt$ y $\theta = \sqrt{\frac{\mu_0 \sigma}{4t}}$

El término $\frac{I}{2a}$ representa el campo magnético presente en el espacio libre antes de que se apague la corriente; al multiplicarlo por el segundo término otorga el decaimiento del campo magnético. Con esto, la derivada de campo magnético con respecto al tiempo se expresa:

$$\frac{\partial H_z}{\partial t} = -\frac{I}{\mu_0 \sigma a^3} \left[3 \text{erf}(\theta a) - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \theta a (3 + 2\theta^2 a^2) e^{-\theta^2 a^2} \right]$$

La siguiente figura (figura 2.3) ilustra el campo magnético decayente y su derivada con respecto al tiempo, en el centro de la bobina, como demuestra Nabighian (1979) el campo magnético transitorio debido a un sistema de corrientes circulares que fluyen en la misma dirección que la corriente transmisora. Con el tiempo, el máximo de esta corriente se mueve hacia adentro y hacia afuera. Nabighian demostró que el campo magnético se puede aproximar al de un filamento circular de corriente; este anillo de humo se mueve hacia abajo con velocidad $2/(\pi\sigma\mu_0 t)^{1/2}$, y su radio está dado por la expresión $(4.37t/\sigma\mu_0)^{1/2}$. Fuera de la bobina, el signo del campo magnético cambia cuando el anillo de humo pasa aproximadamente debajo del punto de observación. De cualquier manera, como se ilustra en la figura 3.5, el campo magnético y su derivada mantienen el signo al centro de la bobina.

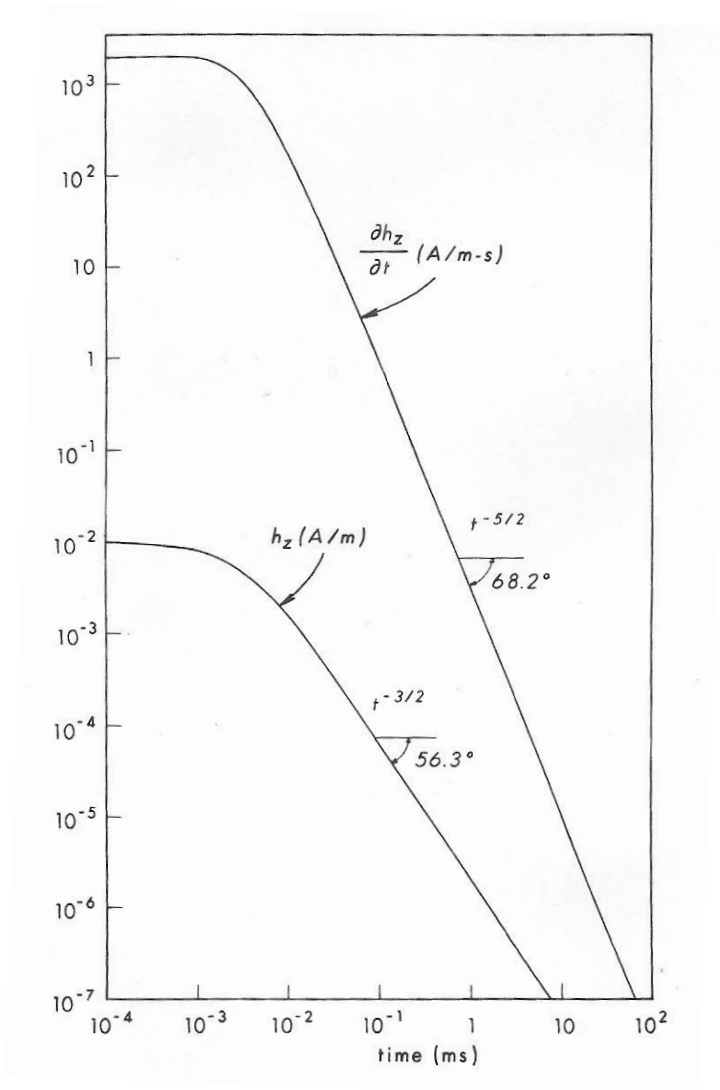


Figura 2.3 Campo magnético y su derivada con respecto al tiempo (Nabighian, 1979).

Para tiempos tardíos y pequeños valores de θ :

$$h_z \approx \frac{I\sigma^{3/2}\mu_0^{3/2}a^2}{30\pi^{1/2}} t^{-3/2}$$

y

$$\frac{\partial h_z}{\partial t} \approx \frac{-I\sigma^{3/2}\mu_0^{3/2}a^2}{20\pi^{1/2}} t^{-5/2}$$

Esta derivada representa entonces la respuesta transitoria de la Tierra, y a partir de ella se calcula la resistividad aparente del subsuelo, principalmente porque sus mediciones presentan menor sensibilidad en la profundidad a cuerpos conductores (Spies, 1989). En la figura 3.5, se muestra una gráfica logarítmica de la respuesta transitoria de la Tierra para el caso del semiespacio homogéneo; esta respuesta es una función matemáticamente compleja que se puede dividir en tres etapas:

- 1.- Etapa Temprana: la respuesta es constante en el tiempo.
- 2.- Etapa Intermedia: la forma de la respuesta varía conforme al tiempo.
- 3.- Etapa Tardía: la respuesta es lineal en una gráfica.

RESISTIVIDAD APARENTE

La resistividad aparente se obtiene a partir de la expresión que representa el voltaje registrado por el receptor, al cual varía según el comportamiento del decaimiento de campo magnético, en donde, como ya se explicó antes, se diferencian tres etapas. Con esto se puede definir el voltaje para tiempos largos (Spies et al., 1986):

$$V = \frac{I\sigma^{3/2}\mu^{5/2}ma^2}{20\sqrt{\pi}t^{5/2}}$$

En donde m es el producto del número de vueltas de la bobina receptora por el área de la misma.

La resistividad aparente, expresada en $\Omega\cdot m$, se obtiene a partir de técnicas de series de expansión y técnicas iterativas y se define para tiempos largos como:

$$\rho_a = \frac{I^{2/3}a^{4/3}m^{2/3}\mu^{5/3}}{20^{2/3}\pi^{1/3}t^{5/3}V^{2/3}}$$

Agrupando convenientemente las dos ecuaciones anteriores y tomando en cuenta las especificaciones del equipo utilizado para este estudio que durante la etapa tardía se puede caracterizar la salida de voltaje en el receptor como:

$$e(t) = \frac{k_1 M \sigma^{3/2}}{t^{5/2}}$$

Donde: k_1 = constante

M = Producto de la corriente en el Tx (amp) por el área (m^2)

σ = Conductividad del Terreno (Siemens/m)

t = tiempo (segundos)

$e(t)$ = Salida de voltaje en el receptor.

De donde la resistividad se puede despejar de la siguiente manera:

$$\rho_a(t) = \frac{k_2 M^{2/3}}{e(t)^{2/3} t^{5/3}}$$

Debido a la gran resolución vertical que se obtiene con esta técnica, es factible obtener una imagen lo más real posible de las condiciones del subsuelo. En las secciones del subsuelo se observan las heterogeneidades (zonas anómalas) debidas a estructuras geológicas que propician fracturamiento en las rocas, donde además la presencia del agua y la temperatura provocan cambios importantes en la resistividad, que es el parámetro experimental de campo que se mide.

CONFIGURACIÓN DE LOS TEM.

En todas las técnicas electromagnéticas inductivas en el dominio del tiempo se utiliza como transmisor una bobina rectangular. Los diferentes arreglos de TEM se clasifican de acuerdo a la posición relativa que guarden entre sí el transmisor y el receptor.

Bobina Simple: Este arreglo tiene una configuración donde se utiliza una bobina simple tanto como transmisor como receptor, en el instante que fluye corriente por la bobina actúa como transmisora, una vez que se apaga la corriente, la bobina se conecta al receptor y mide la señal transitoria durante el periodo en el que el transmisor se encuentra apagado.

Bobina Coincidente: presenta la misma geometría y respuesta que el arreglo de la bobina simple, la diferencia es que en este arreglo el transmisor y receptor son bobinas independientes pero coinciden espacialmente.

Bobina Central: este arreglo es una variante de la bobina coincidente; se utiliza como

receptor un magnetómetro de inducción al centro de la bobina transmisora, puede llegar a ser incierto en ocasiones en que por las condiciones del terreno no se sepa con exactitud el centro de bobinas asimétricas o irregulares.

Bobinas separadas: en este arreglo, el transmisor y receptor se encuentran separados a una distancia fija y las bobinas tienen longitudes de hasta unas cuantas decenas de metros por lado. La variante principal en este arreglo es que el dipolo receptor permanece fijo a distancia en el exterior de la bobina transmisora.

Bobina doble: para este arreglo se utilizan dos bobinas adyacentes y conectadas en paralelo, así se puede lograr un mejor acoplamiento con los conductores verticales. Con esta configuración se reduce significativamente el ruido causado por fuentes remotas que interfieren con la señal; sin embargo, en zonas donde la conductividad varía lateralmente dicho ruido no se logra reducir.

TAMAÑO DE LA BOBINA.

Una bobina transmisora grande, por lo general alcanza mayor profundidad de penetración, esto porque al incrementar el área, la fuerza del campo primario asociado y el momento del transmisor aumentan. Se sabe además, que la tasa de decaimiento del campo magnético de una bobina grande es de $1/r$, mientras que en una pequeña es de $1/r^3$ (Nabighian, 1991).

FUENTES DE ERROR EN EL TEM

Geometría: La causa más común de este tipo de errores es la relación geométrica presente entre el transmisor y el receptor, en dispositivos de bobina simple y bobina coincidente, estos efectos son despreciables. Otro factor que influye de esta manera es la topografía, cuando la roca es muy resistiva se debe considerar la posición relativa entre cada estación y el sistema de corrientes inducidas.

Infraestructura antropogénica: materiales conductores como tuberías, vallas, líneas de teléfono y alta tensión, entre otros, inducen corrientes que provocan anomalías en los TEMs. Dichos materiales tienen la capacidad de canalizar las corrientes inducidas en el subsuelo, lo que usualmente genera fuertes anomalías. Esta respuesta ruidosa se minimiza colocando bobinas transmisoras simétricamente sobre las fuentes de ruido.

Ruido Electromagnético: dentro de este tipo de ruido se encuentran las señales geomagnéticas con frecuencias menores a 1 Hz provenientes principalmente de la ionósfera, las señales por encima de este rango se deben a tormentas eléctricas que generan campos

transitorios naturales.

Construcciones hechas por el hombre, tales como la red de distribución eléctrica y las estaciones de radio generan ruido significativo en las mediciones electromagnéticas, las primeras tienen una frecuencia media de ruido de 50 a 60 Hz, mientras que las segundas generan altas frecuencias de ruido que alcanzan los 25 kHz.

Otro factor de ruido significativo es el movimiento inducido o microfonía, este ruido se genera al mover los sensores de campo dentro del campo geomagnético, las mediciones de campo se verán afectadas ya que el campo de la Tierra es exageradamente más grande que los campos usados en el TEM. Este efecto también se conoce como ruido de viento.

III. ANTECEDENTES DE LA ZONA DE ESTUDIO

a) Localización del Área de Estudio

El proyecto contempla tres Campos Geotérmicos, A y B que se encuentran en explotación y la zona geotérmica C, que se encuentra en exploración; tales zonas pertenecen al Cinturón Volcánico Transmexicano y su ubicación es la siguiente:

1. Campo Geotérmico A, se ubica al NW de Perote, Ver. El acceso es por la carretera federal 140 México-Perote y de esta ciudad existe una carretera pavimentada que comunica con las poblaciones cercanas.
2. Campo Geotérmico B, se ubica al oriente de Morelia, Mich. Partiendo de la Cd. de México hacia Morelia se toma la autopista 150 (México-Atacomulco-Morelia), y posteriormente la desviación (25 Km.)
3. Zona Geotérmica C, se ubica al Noreste de Morelia, Mich. Ocupa un área total de 439.98 km². Para la zona geotérmica el acceso es mediante la supercarretera México-Guadalajara.



Figura 3.1. Provincias Fisiográficas de México indicando la localización de las zonas de estudio (Base Cartográfica INEGI, 2010).

b) Fisiografía.

El Cinturón Volcánico Transmexicano es un arco magmático continental relacionado con la subducción de las placas oceánicas de Cocos y Rivera por debajo de la placa de América del Norte a lo largo de la Trinchera Mesoamericana (Fig. 1). Esta cadena volcánica está conformada por más de 8,000 estructuras, representadas por grandes estratovolcanes, campos de conos monogenéticos y algunos cuerpos intrusivos, que están distribuidos a lo largo de ~1,000 km, con una amplitud variable entre 80 y 230 km (Gómez-Tuena et al., 2005). El Cinturón Volcánico Transmexicano se desarrolla con una orientación preferencial E-W, extendiéndose desde la costa del Pacífico hasta el Golfo de México, delimitado entre los paralelos 19° N y 21° N (Demant, 1978) (Fig. 3.1). El arco volcánico tiene una orientación oblicua con respecto a la Trinchera Mesoamericana, formando con ésta un ángulo de ~16°, y muestra una distribución transversal con respecto a las grandes provincias geológicas de México (Sierra Madre Occidental, Sierra Madre del Sur, Mesa Central y Sierra Madre Oriental), que corren con orientación preferencial NNW-SSE (Fig. 3.1).



Fig. 3.2. División de los sectores del Cinturón Volcánico Transmexicano (Mori, 2007).

Se acostumbra dividir la provincia en tres sectores con características geológicas y estructurales diferentes (Demant, 1978; Pasquarè et al., 1988). Se distinguen (Fig. 1): un sector occidental delimitado entre la costa del Pacífico y el sistema de rifts de Tepic- Zacoalco, Chapala y Colima (Demant, 1981; Allan, 1986); un sector central definido entre dichas estructuras y el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (Alaniz-Álvarez et al., 2002; Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005); y un sector oriental ubicado entre este sistema de fallas y la costa del Atlántico.

b) Geología del sitio.

La geología del sitio de estudio ha sido descrita por diversos autores, entre los que se encuentran Pérez-Reynoso (1978), Yañez-García et al. (1979), Ferriz y Mahood (1984), Viggiano y Robles (1988) y Cedillo (1997). El basamento local está constituido por un complejo paleozoico metamórfico e intrusivo de esquistos de clorita- muscovita, una secuencia sedimentaria mesozoica plegada, intrusiones sieníticas y granodioríticas del terciario inferior y andesitas pliocénicas.

Se considera que la actividad volcánica inicial en el área está representada por lavas andesíticas y ferrobásalticas de la Formación Teziutlán, cuya edad varía de 3.50 a 1.55 millones de años (m.a.). Sin embargo, la mayor parte de las unidades volcánicas del área se emplazaron hace menos de 0.5 m.a., siendo acompañadas por la formación de calderas (Figura 1). El colapso de la caldera de Los Humeros fue provocado por la erupción de la Ignimbrita Xáltipan (0.46 m.a.). Después del colapso, se formaron varios domos silíceos (0.3 m.a.). La emisión de la Ignimbrita Zaragoza (0.1 m.a.) provocó el colapso de la caldera de Los Potreros y las emisiones de andesitas, andesitas basálticas y lavas, pómez y cenizas (0.08 a 0.04 m.a.) dieron origen a la estructura de El Xalapazco. La actividad volcánica más reciente se encuentra representada por los basaltos de olivino (0.02 m.a.).

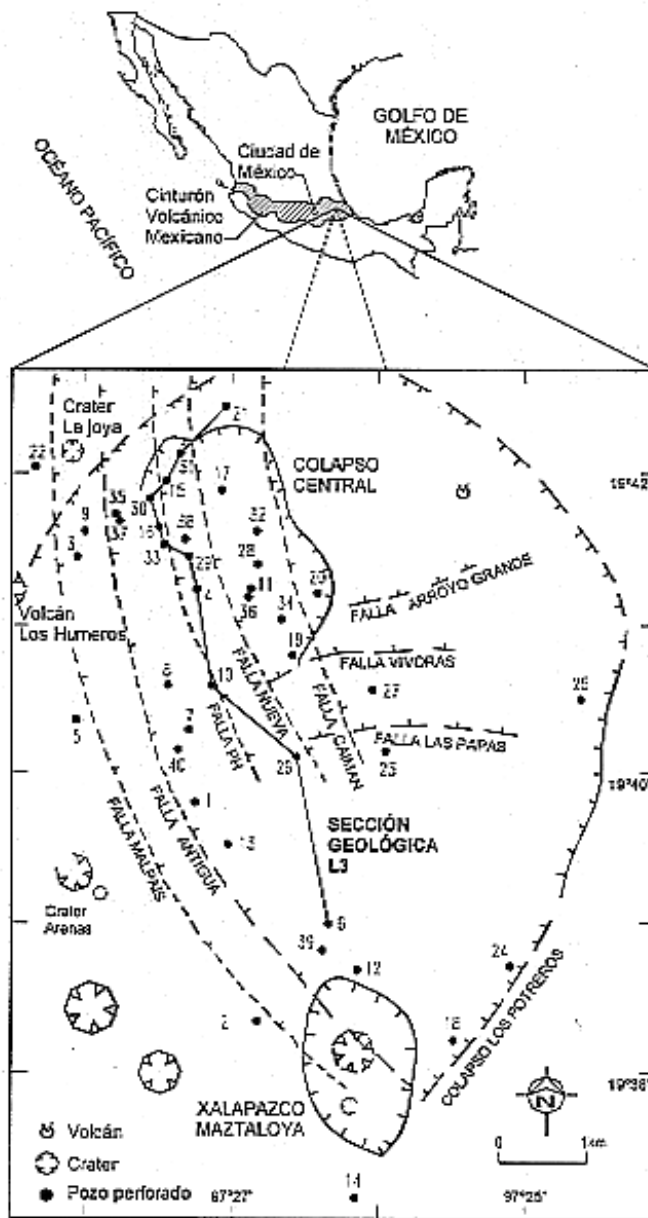


Fig. 3.2. Geología estructural de la Caldera (Yáñez-García, 1979).

El Basamento local de la caldera está conformado por una secuencia sedimentaria del Cenozoico e intrusiones y andesitas terciarias.

Las formaciones más antiguas expuestas en la caldera son andesitas porfídica y flujos basálticos, estos flujos se posan en la porción Norte de la caldera, pero se han encontrado rocas similares en perforaciones al centro y sur de la misma. Dichos fragmentos son comunes en las unidades piroclásticas más jóvenes, por ello, estas andesitas y basaltos parecen haber cubierto la mayoría

del área ocupada por la caldera. Los espesores de esta formación van desde 60 metros en el límite norte a más de 1000 metros en la porción central.

Posteriormente con la erupción de 180 km² de ignimbrita se produjo el colapso de la caldera, formando un anillo de 21 x 15 km, a este evento le sucedieron varias erupciones en las fracturas generadas en la zona del anillo. Dado el volumen de magma equivalente a la ignimbrita y el área de la caldera, se estima que el colapso fue de 350 m.

Después del colapso, varios domos riolíticos se emplazaron en la zona anular, y estos eventos fueron sucedidos por una erupción de tobas riolíticas de más de 2 km². La erupción de 20 km² de ignimbrita andesítica, produjo la formación de una segunda caldera, anidada dentro de la primera. Así como otra erupción dacítica que formó la última caldera.

La última etapa de actividad volcánica en la caldera está representada por la erupción de basaltos de olivino sobre las calderas preexistentes, como se muestra en la figura 2.1.

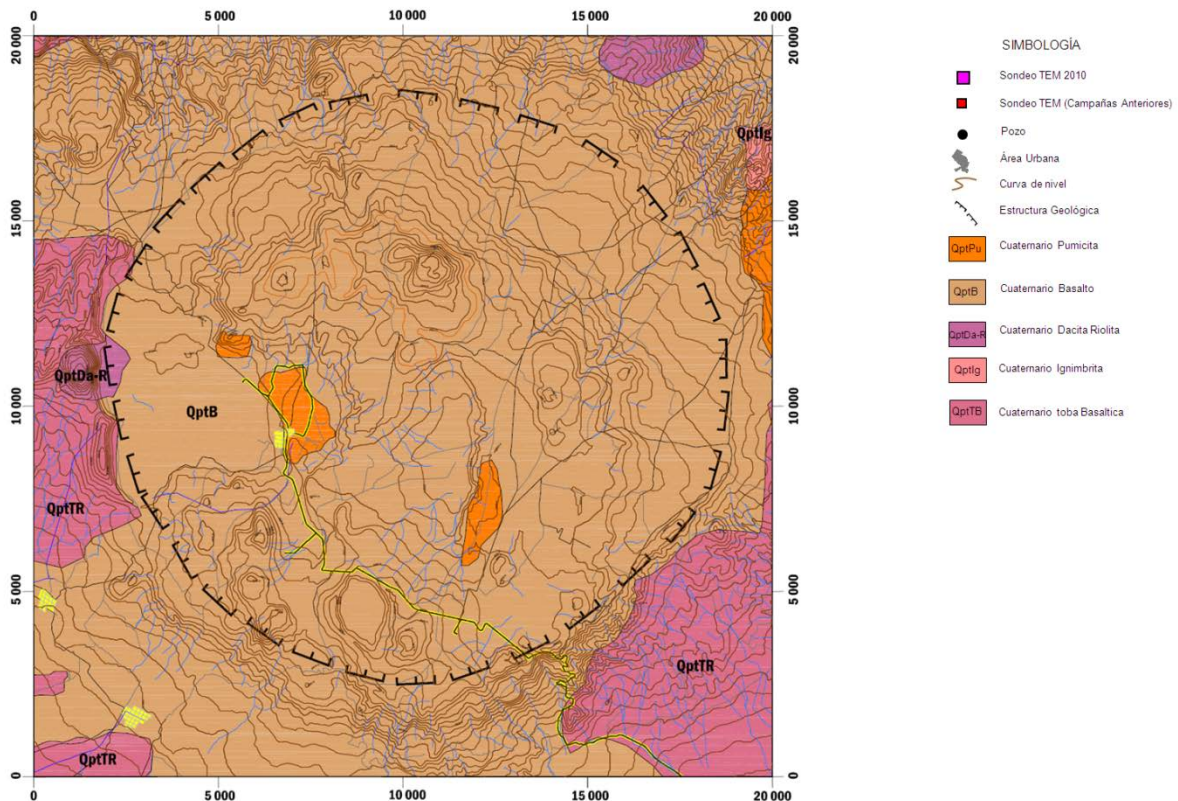


Figura 3.3 Geología del campo Geotérmico A (Consejo de Recursos Minerales, 2001).

Basados en estas secuencias eruptivas, Gutiérrez-Negrín (1982) y Viggiano y Robles (1988) han realizado una descripción detallada de las unidades que se encuentran en el subsuelo, las cuales son, de menor a mayor profundidad:

Unidad 1: Vulcanismo post-caldérico. Edad Cuaternaria (>100,000 años). Está compuesta por andesitas, basaltos, dacitas, riolitas, tobas y flujos de ceniza, pómez, ceniza y material de erupciones freáticas.

Unidad 2: Vulcanismo caldérico. Edad cuaternaria (510,000-100,000 años). Esta unidad está compuesta principalmente por ignimbritas líticas y vítreas que ocasionaron dos colapsos caldéricos (Los Humeros y los Potreros). Incluye pómez, tobas y algunas coladas de lavas andesíticas, así como domos riolíticos.

Unidad 3: Vulcanismo pre-caldérico. Edad Terciaria (Mioceno-Plioceno 10-1.9 Ma). Está compuesta por flujos de lava andesítica, con algunas intercalaciones de horizontes de tobas. El mineral accesorio característico de las andesitas superiores es la augita y el de las andesitas inferiores es principalmente la hornblenda. Ambos paquetes incluyen flujos locales y menores de basalto, dacita y eventualmente riolita. Esta unidad contiene los fluidos geotérmicos.

Unidad 4: Basamento. Edad mesozoica-terciaria (Jurásico-Oligoceno, 140-31 Ma). Está compuesta por calizas, lutitas subordinadas, pedernal, rocas intrusivas (granito, graniodiorita y tonalita) y metamórficas (mármol, skarn, hornfels), y eventualmente algunos diques diabásicos a andesíticos más recientes (Mioceno).

c) Estudios Previos.

En el año de 1968, la Comisión Federal de Electricidad efectuó los primeros estudios geológicos, geoquímicos y Geofísicos (Mena yGonzález-Morán, 1978; Pérez Reynoso, 1978; Yañez-García et al. 1979; Palacios-Hertweg y GarcíaVelázquez, 1981) (Mena y González-Morán, 1978; PérezReynoso, 1978; Yañez-García et al.,1979; Palacios-Hertweg y GarcíaVelázquez, 1981). En 1982 se perforó el primer pozo profundo con el objeto de confirmar los resultados de los estudios. En 1990 se inició la explotación comercial del yacimiento.

Para el campo geotérmico se han desarrollado varios modelos, tanto conceptuales como matemáticos, (Viggiano y Robles, 1988; Torres, 1995; Cedillo, 1997; Prol-Ledesma, 1998). A partir

de 2005 se han realizado campañas periódicas de sondeos Transitorios Electromagnéticos por parte de diversas compañías privadas, dichos estudios que se han integrado al presente trabajo, con el objetivo de concebir un modelo regional de la caldera en estudio.

El grupo de geología de la CFE, ha efectuado estudios detallados que han permitido conocer las características petrográficas de las unidades atravesadas por los pozos y han reconstruido la columna litológica del campo (Viggiano y Robles, 1988 a; Cedillo, 1997). En la Tabla 1 se presenta un resumen de la geología del subsuelo de la región de Los Humeros. La Figura 2 muestra una sección geológica de 7 km de longitud y orientación NNW-SSE que une los pozos H-21, H-31, H-15, H-30, H-16, H-33, H-29, H-4, H-10, H-26 y H-6. En esta sección puede verse la disposición de las nueve unidades litológicas, su espesor, los sistemas de fallas y la topografía del basamento del campo.

IV. ADQUISICIÓN DE DATOS.

a) Equipo.

Para el levantamiento de campo se utilizó un equipo TerraTEM, modelo Mark III, fabricado por Alpha Geoscience, el cual actúa como transmisor y receptor de las señales, no obstante, los objetivos del proyecto requirieron el uso de un transmisor externo para aumentar la intensidad de la corriente en la bobina transmisora y así aumentar la profundidad de penetración.

Como accesorios de campo se contó con:

- 8 carretes de cable calibre 10 de 110 hilos para Loop de 500 x 500 m
- GPS de mano para ubicación de los sondeos en un sistema de coordenadas absoluto (UTM).

TERRATEM

<u>Consola Receptor/Transmisor</u>	TerraTEM
Capacidad de Registros	400 registros completos
No. de Ventanas	53 en tres Series
Rango de Mediciones.....	50 microsegundos a 2 segs
Promediado de Señal.....	1-9999 muestras (seleccionable)
Tiempo de Retraso	0-9999 microsegundos (seleccionable)
Filtros.....	50/60 Hz y cuatro Pasivos anti-alias
Desplegado en Campo.....	Normalizado de Valores de Resistividad Aparente (en texto o modo gráfico)
Peso.....	10Kg

Metodología de Campo

La técnica del TEM, consistió en utilizar una espira o bobina que está formada de un cuadro de cable con dimensiones de 500 x 500m (área de la bobina 250,000m²), el cual se formó. Con estas características del arreglo se logró una intensidad de corriente que variaba entre 8 y 9 amperes,

esto para cumplir con los 2000 m de investigación propuestos (Figura 3.1). En el Anexo A, se presenta una explicación a detalle del método.

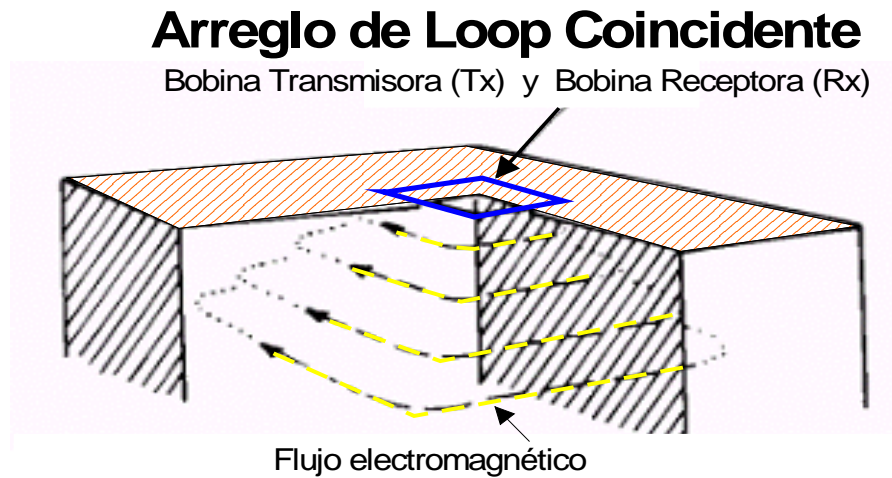


Figura 4.1. Arreglo de Loop coincidente.

Con este arreglo se realizaron una serie de pruebas que consistieron en variar parámetros tales como:

- Pruebas de la resistencia del circuito de transmisión y recepción.
- Análisis de la intensidad de corriente circulante.
 - Análisis de ruido y respuesta del equipo con diferentes ganancias.
 - Análisis de la penetración de la señal en el subsuelo (profundidad de investigación).
 - Análisis de la repetitividad de la respuesta medida por el equipo.
 - Apilamiento de la señal con promedios de 256, 512, 1024 y 2048 muestras.

El tiempo de medición se fijó con una duración entre 44 y 52 ventanas, con la serie de tiempo denominada Early Time del equipo TerraTEM". Las mediciones se realizaron con ganancias de 0.1, 1, 10, y 100, aumentando el número de lecturas en sitios donde el ruido geológico era alto, esto con el fin de aumentar la calidad en la estadística de los datos.


En la figura 3.2 se presenta la hoja de campo utilizada durante el levantamiento, en ella se presentan los parámetros seleccionados para efectuar el levantamiento electromagnético, los cuales cumplen con las especificaciones marcadas en los términos de referencia, para este estudio.

Hoja de campo para Transitorio Electromagnético (TEM o TDEM)

***ESTUDIO DE RESISTIVIDAD ELECTROMAGNÉTICA EN SITIOS GEOTÉRMICOS DEL CINTURON VOLCÁNICO TRANSMEXICANO**

CROQUIS DE LOCALIZACION

SONDEO:	HUTE-38
LOCALIDAD:	Los HUMEROS
FECHA:	24-sep-10
OPERADOR:	JEMP
RESPONSABLE:	CPP
SUPERVISOR:	
Loop Tx:	7_10 ohms
Loop Rx:	1.5_21 ohms
serie:	Single/Composite
Serial/Equipo:	1720
Coordenadas	CENTRO
easting:	
northing:	
Vehículo/Equipo	VH-30
easting:	
northing:	



CORRIDA	serie d Tiempo	Bobina (Tx)	Bobina (Rx)	Ventanas	APILAM	GANANCIA	Retraso	Rx	Tx	CORTE	CORRIENTE
RUNNUMBER	TIME SERIES	LOOP[m]	LOOP[m]	LW	STACKS	GAIN	ELAY[microse	(ohm)	(ohm)	Turn Off (Ramp	(Amperes)
1	Single/Composite	500	500	30	256	32	390	1.3	6.9	360	3.62
2				34	256	64		1.3	6.9	362	3.61
3				39	512	100		1.3	6.91	362	3.61
1	Coincident/Composite	500	300	28	128	8	380	17.8	7	350	6.8
2				32	128	16		19.9	7	347	6.78
3				35	128	32		17.9	7.1	344	6.75
4				40	256	64		17.9	7.5	346	6.4
5				43	512	100		17.9	7.3	343	6.6

Figura 4.2 Hoja de campo para sondeos TEM.

En la figura 3.3 se muestran los TEM de esta campaña junto con las pasadas en mapa del modelo de terreno. También se muestra la localización de los pozos y algunas estructuras geológicas.

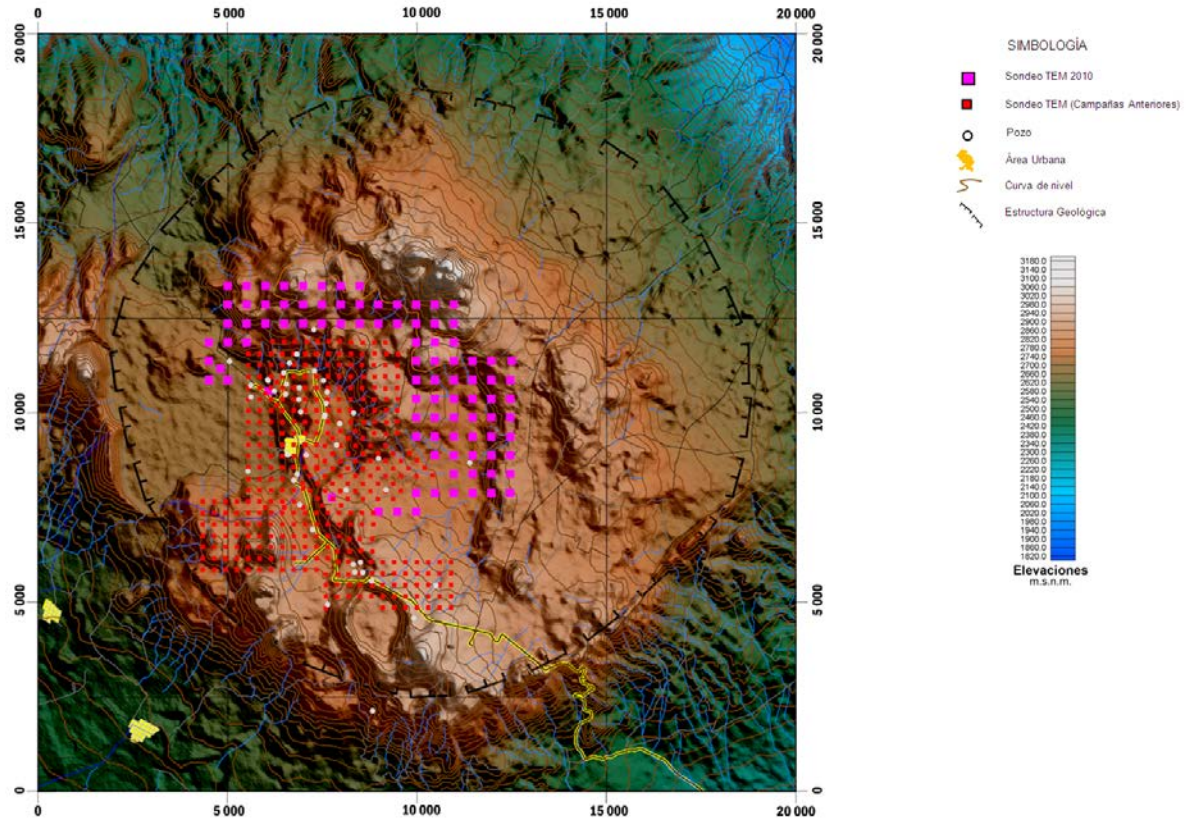


Figura 4.3. Localización de TEM y Pozos.

V. ANÁLISIS Y PROCESO DE DATOS.

El proceso de los datos de campo se inicia mediante el análisis estadístico del compendio de registros obtenidos para cada sitio de TEM, con estos a su vez se define una curva de decaimiento de voltaje la cual es transformada a las tradicionales curvas de resistividad aparente, las cuales son comúnmente reconocidas en el medio geohidrológico. Posteriormente esta curva de resistividad aparente es procesada, obteniendo para cada sitio un modelo unidimensional; en una primera etapa mediante el modelado por capas planas, siguiendo el método clásico de prueba y error, en el que se propone un cierto número de capas, dependiendo de las inflexiones de las curvas y los tiempos en los que ocurren las inflexiones. Una segunda etapa en el proceso de la curva de resistividad aparente es aplicar un algoritmo mediante una regresión tipo Occam con lo cual se logra obtener un modelo multicapas (19 capas) para integrar secciones y simular un comportamiento bidimensional de la sección. A continuación se resumen los pasos seguidos en el procesado de los registros de campo:

- > Transferencia de los registros del equipo terraTEM a la computadora.
- > Edición de las curvas registradas con cada ganancia para obtener una curva final de nV/AMP contra tiempo (curva de decaimiento).
- > Conversión de la curva de decaimiento a Resistividad Aparente contra tiempo.
- > Cálculo del modelo estratificado
- > Cálculo del modelo suavizado (inversión Occam).
- > Impresión gráfica del modelo unidimensional.
- > Transferencia de las curvas y los modelos generados al paquete WINGLINK.
- > En Winglink, formación de la base de datos.
- > Elaboración de plantas y secciones de isorresistividad e impresión de resultados gráficos.

Modelo Inverso

Los datos de decaimiento de voltaje con respecto al tiempo se convirtieron a secciones de resistividad mediante el algoritmo de Occam, implementado en el software WinGLink, dicho

algoritmo fue propuesto por Constable et al. (1987) y está basado en la filosofía de William de Occam, quién en el siglo 14 expresó: *es vano hacer con más lo que se puede hacer con menos*, dicha filosofía se ha convertido en un principio fundamental de la ciencia, ninguna hipótesis debe ser innecesariamente complicada ni innecesariamente numerosa.

Para entender el proceso propuesto por Constable, es necesario familiarizarse con el concepto de rugosidad, siendo la integral del cuadrado de la primera o segunda derivada con respecto a la profundidad

$$R_1 = \int (dm/dz)^2 dz$$

o

$$R_2 = \int (d^2m/dz^2)^2 dz$$

Donde $m(z)$ puede ser la resistividad o su logaritmo.

Si discretizamos la función $m(z)$, podemos declarar que:

$$m(z) = m_i, z_{i-1} < z \leq z_i, i = 1, 2, \dots, N,$$

Pensando en m_i como una resistividad, podemos hacer una equivalencia discretizando la rugosidad, representándola mediante diferencias en vez de hacerlo mediante operadores diferenciales, entonces, de manera discreta:

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

Y

$$R_2 = \sum_{i=2}^{N-1} (m_{i+1} - 2m_i + 2m_{i-1})^2$$

Para dichas sumatorias existirán M diferencias d, d_1, d_2, \dots, d_M , las cuales pueden ser diferentes resistividades aparentes para cada tiempo, si se asocia una estimación del error σ_j con cada dato, podemos establecer el ajuste de los datos con el método de mínimos cuadrados ponderados mediante la expresión:

$$X^2 = \sum_{j=1}^M (d_j - F_j[m])^2 / \sigma_j^2$$

Donde $F_j[m]$ es la función de predicción de los valores de nuestro modelo discreto y σ_j es el error en el j -ésimo término si se asume independencia estadística en el error. El problema es no lineal, debido a que la función F_j no lo es, y consiste en encontrar el modelo m_i que minimice R_1 o R_2 tanto como sea posible a la vez que obtiene valores aceptables de X^2 , a partir de un conjunto de datos d_j con sus incertidumbres asociadas.

Para explicar el método por el cual se encuentra el modelo más suave, es conveniente considerar primero el problema directo lineal, el cual es mucho más sencillo; generalmente, la solución a este problema se encuentra dada por:

$$d_j = F_j[m], \quad j = 1, 2, \dots, M$$

Donde F_j es la función asociada al j -ésimo dato; en notación vectorial:

$$d = F[m]$$

Como el problema es lineal, podemos utilizar una matriz G de dimensiones $M \times N$, cuyos elementos pueden ser calculados de la teoría del problema directo, así se define el error en el ajuste X^2 como:

$$X^2 = \left\| \underset{\sim}{W} d - \underset{\sim}{W} G m \right\|^2$$

Donde W es la matriz diagonal de $M \times M$ elementos:

$$\underset{\sim}{W} = \text{diag} \left\{ \frac{1}{\sigma_1}, \frac{1}{\sigma_2}, \dots, \frac{1}{\sigma_M} \right\}$$

Y $\| \cdot \|$ denota la norma Euclidiana; bajo este principio, podemos definir la rugosidad en términos de operaciones de matrices; por ejemplo, R_1 definido anteriormente es equivalente a:

$$R_1 = \left\| \underset{\sim}{\partial} m \right\|^2$$

Donde $\underset{\sim}{\partial}$ es una matriz de $N \times N$ definida como:

$$\partial = \begin{bmatrix} 0 & & & & \\ -1 & 1 & & & 0 \\ & -1 & 1 & & \\ & & & \dots & \\ & 0 & & -1 & 1 \end{bmatrix}$$

Cuando se considera el problema no lineal, la función a minimizar es R_1 denotada anteriormente, pero la ecuación para el desajuste de los datos se convierte en:

$$X^2 = \|Wd - WF[m]\|^2$$

Para resolverla introducimos una función U , la cual no está restringida y se forma mediante multiplicadores de LaGrange:

$$U = \|\partial m\|^2 + \mu^{-1}\{\|Wd - WF[m]\|^2 - X_*^2\}$$

Los valores extremos de R_1 se encuentran en los puntos estacionarios de U , tomando el gradiente encontramos que los vectores m que causan que U sea estacionaria obedecen que:

$$\mu^{-1}(WJ)^T WJm - \mu^{-1}(WJ)^T Wd + \partial^T \partial m = 0$$

Siendo J la matriz Jacobiana de $M \times N$ elementos. Ahora, la solución reside en resolver un sistema no lineal para m ; para el caso lineal, la matriz G es una matriz de constantes, pero para este caso, la matriz J está en función de m . Para la inversión iterativa se necesita un modelo inicial, y se establece que los iteradores m_{k+1} se deben encontrar escogiendo un operador μ de tal manera que la aproximación lineal del desajuste sea arreglado para encajar dentro de la tolerancia deseada, para tal efecto se propone el vector (Constable et al.):

$$m_{k+1}(\mu) = [\mu \partial^T \partial + (WJ_k)^T WJ_k]^{-1} (WJ_k)^T Wd_k$$

Donde $d_k = d - F[m_k] + J_k m_k$

Y el error del término $k+1$ es

$$X_{k+1}(\mu) = \|Wd - WF[m_{k+1}(\mu)]\|$$

VI. DISCUSIÓN DE RESULTADOS.

Análisis de Información del Sitio

La CFE, desde mediados del siglo pasado inició estudios y exploraciones en los sitios que manifestaban la existencia de un yacimiento geotérmico a través de manantiales termales y fumarolas de vapor. Es por esto que existe información previa que en conjunto con las cartas geológicas y geofísicas del Servicio Geológico Mexicano, se realizaron los mapas de Campo Magnético Total, Señal analítica, Reducción al Polo y Deconvolución de Euler.

Magnetometría

La Magnetometría hace uso de campos de potencial natural igual que la Gravimetría. El campo del potencial natural observado se compone de las formaciones geológicas, que construyen la corteza terrestre. En la actualidad se ha comprobado que las medidas de Magnetometría y Gravimetría proporcionan datos muy precisos que nos permiten la investigación de las estructuras geológicas.

Los mapas magnetométricos empleados posibilitan la identificación del comportamiento regional y local del campo magnético terrestre. Es importante señalar que estos mapas son elaborados con datos aéreos, con espaciamientos en las líneas de vuelo a cada 1000 m y una altura de vuelo promedio de 300m, alcanzando a definir una distribución adecuada para poder detectar rasgos magnéticos de extensión menor. La carta magnética presenta zonas con rocas de mayor contenido de minerales ferromagnéticos, estructuras o fallas geológicas regionales y estructuras volcánicas.

A los datos del mapa de Campo Magnético Total (Figura 4.1), se le aplicaron una serie de procesos consistentes en la obtención del MAPA REDUCCION AL POLO (Figura 4.2, , MAPA DE SEÑAL ANALÍTICA (Figura 4.3) y DECONVOLUCION DE EULER (Figura 4.4), estas nuevas técnicas permiten una interpretación automatizada de las Anomalías Magnéticas existentes en el Mapa. Por ello, el éxito de poder realizar una zonificación mas localizada de estas anomalías en áreas extensas, y más aún cuando la anomalía se encuentra enmascarada con otras de mayor amplitud, o que se encuentren conjugados los dipolos magnéticos por fenómenos de inducción o remanencia magnética, esta técnica es indiferente a estas disposiciones del dipolo.

De la información de magnetometría aérea, se obtuvieron los siguientes resultados:

ESTUDIO DE RESISTIVIDAD ELECTROMAGNÉTICA EN SITIOS GEOTÉRMICOS DEL CINTURON VOLCÁNICO TRANSMEXICANO.

1. Mapa de Campo Magnético Total.

Es el campo de intensidad Magnética que se mide en la Tierra, únicamente corregido por la variación diurna, gracias a la grabación de datos simultáneos a la adquisición en los sitios deseados, esto se logra instalando una estación base dentro del área de estudio.

2. Mapa de Reducción al polo.

En general, las anomalías magnéticas se caracterizan por un dipolo: una anomalía positiva y otra negativa. En el hemisferio norte cuando sólo tenemos magnetización inducida (y magnetismo remanente en la misma orientación), el máximo se ubica al sur de la fuente magnética. Esta situación hace necesario el proceso matemático de Reducción al Polo, el cual hace que las anomalías magnéticas se ubiquen por encima de las fuentes que las generaron.

3. Mapa de señal analítica.

La señal analítica es un proceso matemático que realiza un análisis de los gradientes en tres direcciones de la malla de datos obtenida, es útil para detectar los límites de los cuerpos geológicos que generan las anomalías magnéticas, se expresa como la raíz cuadrada de la suma de los cuadrados de las derivadas en x, y y z.

4. Mapa de deconvolución de Euler.

La deconvolución de Euler emplea gradientes para localizar límites y cuerpos magnéticos, de esta manera, simula que el campo magnético leído en superficie, es ocasionado por un conjunto de fuentes puntuales, las cuales sólo varían en posición. Analizando la concentración de las soluciones de Euler es fácil encontrar alineaciones que indican rasgos estructurales, y nubes de soluciones que pueden evidenciar la presencia de un cuerpo altamente magnético.

En la figura 4.1, se muestra el mapa de campo Magnético Total con toponimia y el trazo de la caldera. Se observa que la caldera se encuentra sobre un dipolo magnético, en donde el mínimo magnético ocupa del centro al norte de la estructura y el máximo magnético ocupa del centro al sur de la estructura. Se nota como el dipolo magnético delinea el trazo de la caldera y al centro de ella la ubicación general de las rocas volcánicas con mayor contenido de minerales ferromagnéticos.

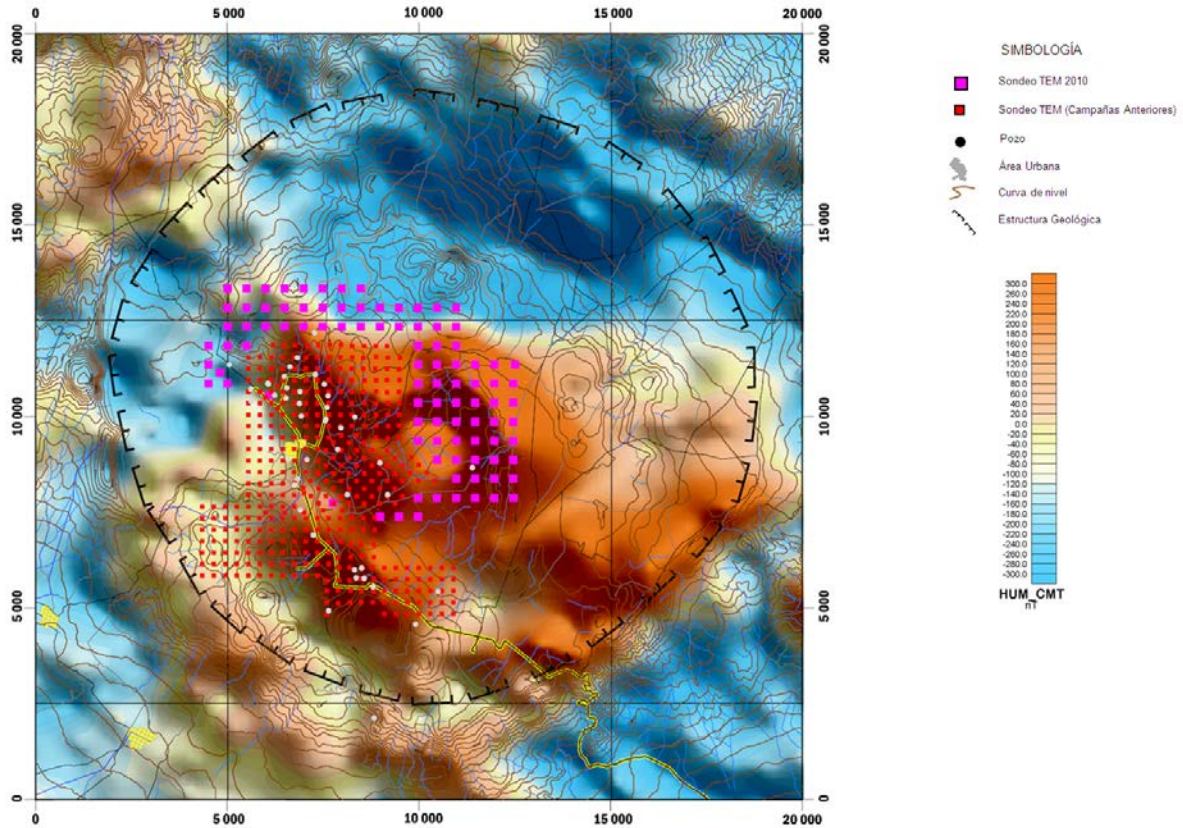


Figura 5.1. Mapa Campo Magnético Total

En la figura 4.2, se ve el mapa magnético reducido al polo, que nos delinea mejor la estructura de la caldera, al centro de esta estructura predomina un máximo magnético, producto de los conos volcánicos con mayor contenido de rocas con minerales ferromagnéticos.

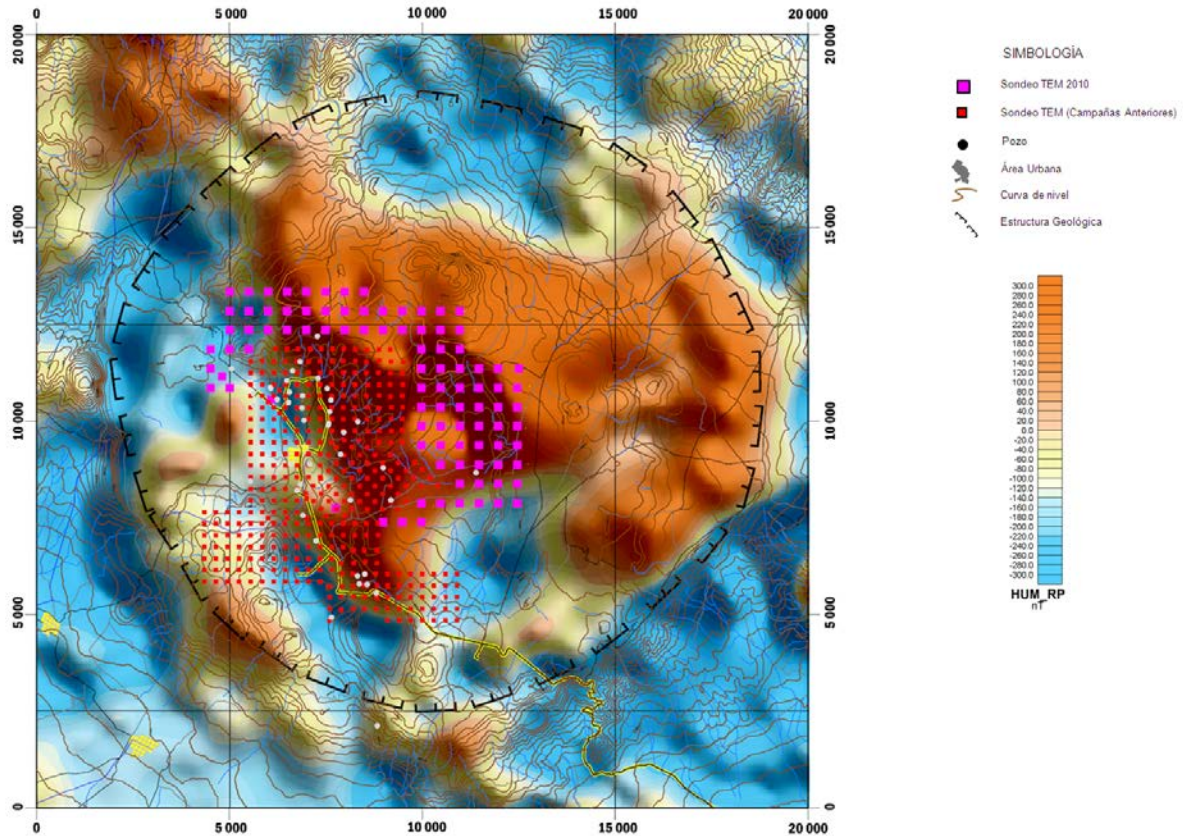


Figura 5.2. Mapa Reducción al Polo.

El Mapa de Señal Analítica (Figura 4.3), varía entre 0.1 a 1.2 (unidades adimensionales), marcando con los colores rojizos los valores más altos y los colores azules los más bajos. Se observa como anomalías relativamente pequeñas con valores altos se alinean para marcar perfectamente el trazo circunferencial de la caldera. Al centro se observa una anomalía con mayores dimensiones, que subyace a distintos conos volcánicos que surgieron en distintos tiempos geológicos, después del colapso que formó la estructura de la caldera. Se considera que esta anomalía es el producto de la suma de cuerpos someros y profundos, con distinta mineralización, donde se considera que los cuerpos profundos tienen mayor contenido de minerales ferromagnéticos.

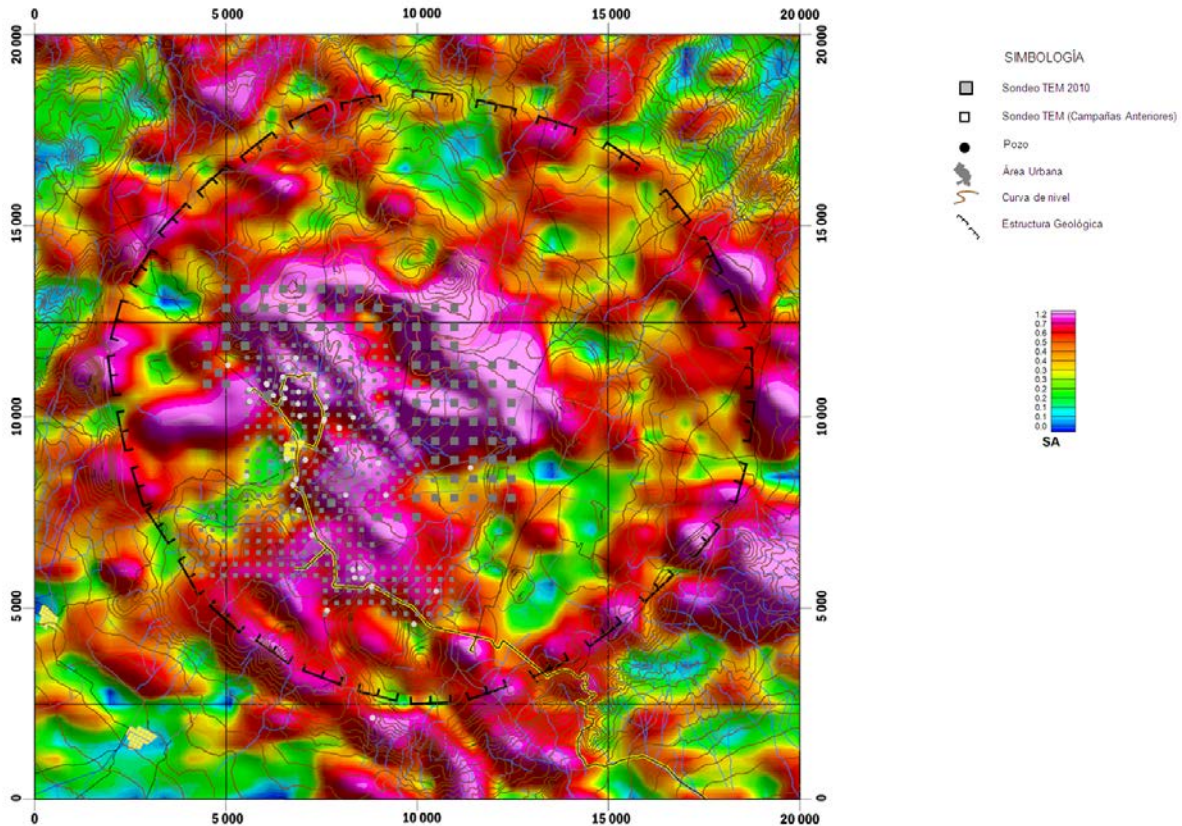


Figura 5.3 Mapa de Señal Analítica del Área.

La Deconvolución de Euler tiene como propósito localizar anomalías y estimar profundidades, además de identificar el tipo de estructura geológica. Es un método que resuelve la homogeneidad de Euler o mejor conocido como ecuación de Euler, para estimaciones de profundidad basadas en un índice estructural. Las soluciones calculadas se pueden utilizar para la interpretación de anomalías magnéticas o gravimétricas sin la necesidad de tener un modelo geológico previo.

En el mapa de soluciones de Euler (Figura 4.4), muestra que las soluciones más someras marcadas con colores rojos y amarillos se alinean para formar la circunferencia de la caldera, se ve que los máximos magnéticos, que se encuentran al centro de la caldera, son producto de la suma de cuerpos someros y en su mayoría profundos, estos últimos representados por soluciones de colores verdes y azules.

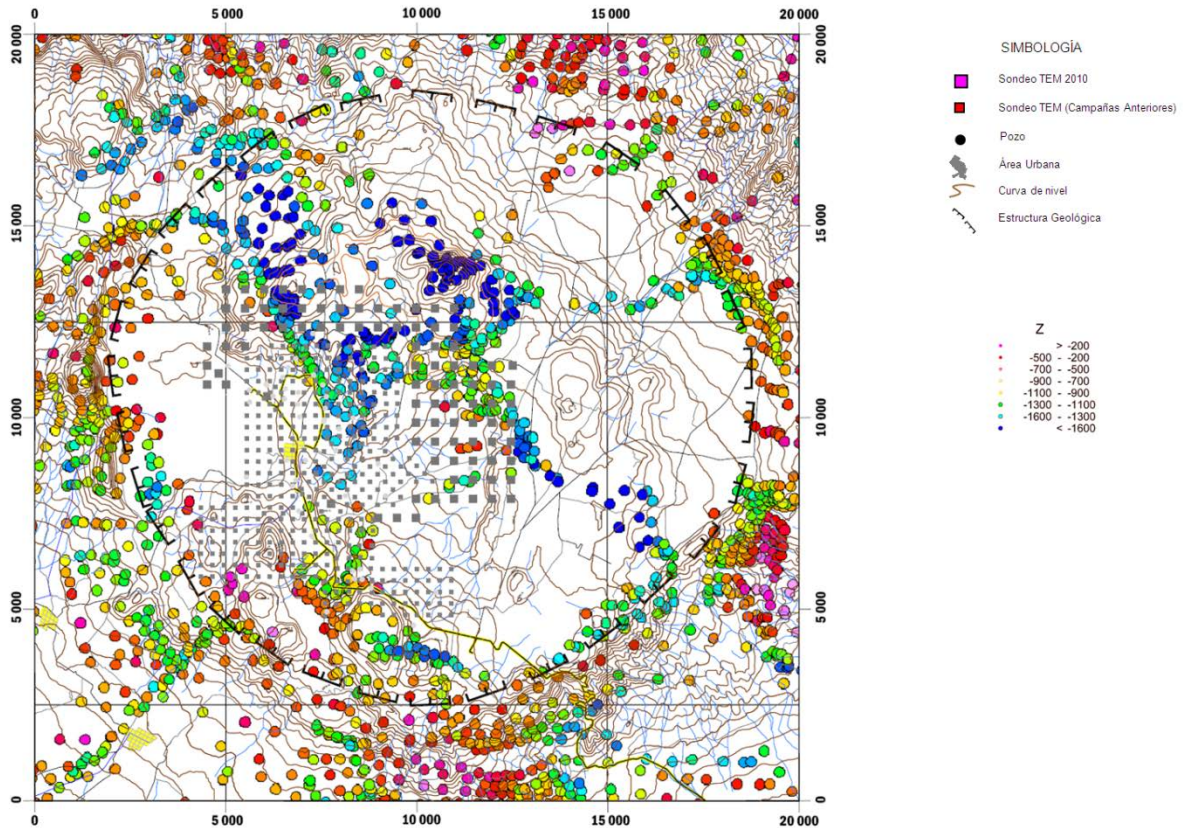


Figura 5.4 Mapa de Deconvolución de Euler.

Localización de Perfiles Geoeléctricos.

El levantamiento de Sondeos por Transitorio Electromagnético (TEM), consistió en realizar 93 TEM, con separaciones de 500 metros entre ellos aproximadamente. Los cuales integran 20 secciones locales con dirección WE y NS, también se elaboraron 4 secciones regionales como se muestra en la figura 4.5.

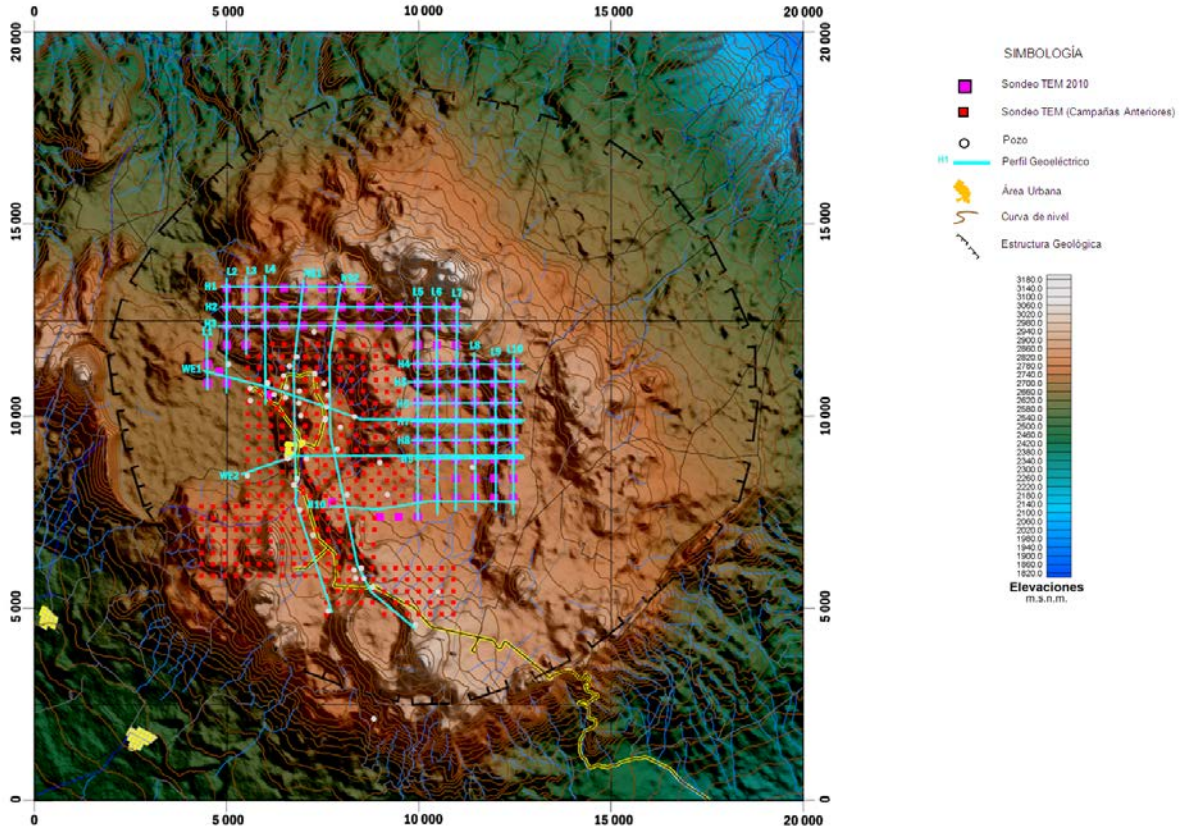


Figura 5.5. Ubicación de perfiles geoelectricos.

Clasificación de Unidades Geoelectricas.

Se clasificaron 3 unidades geoelectricas U1, U2 y U3.

Unidad U1: esta subdividida en U1a, U1b y U1c. La subunidad U1a, tiene un rango de resistividades entre 20 a 100 Ohm-m, que se asocian a tobas pumicitas y/o basaltos fracturados, afectados por termalismo. U1b tiene resistividades entre 100 a 250 Ohm-m, está compuesta por Basaltos fracturados o alterados por termalismo y/o Tobas líticas. La subunidad U1c, tiene resistividades mayores a 250 Ohm-m y está compuesta por basaltos compactos, impermeables.

Unidad U2: esta subdividida en U2a, U2b y U2c. La subunidad U2a tiene resistividades entre 1 a 20 Ohm-m, está compuesta por basaltos, tobas líticas o Ignimbritas, afectadas por termalismo. La subunidad U2b tiene resistividades de 20 a 100 Ohm-m y está formada por tobas, riolitas y andesitas, afectadas por termalismo.

Unidad U3: presenta resistividades mayores a los 400 Ohm-m, está formada por rocas volcánicas compactas o calizas poco fracturadas

La distribución de las resistividades obtenidas se presentan en la Tabla 4.1, identificando básicamente 3 Unidades Geoeléctricas o intervalos, con algunas subdivisiones.

UNIDAD GEOELECTRICA	SUBUNIDAD GEOELECTRICA	INTERVALO DE RESISTIVIDAD [a.m.-m]	INTERPRETACION GEOFISICA
U1	U1a	20 a 100	Tobas pumicitas y/o basaltos fracturados, afectados por termalismo.
	U1b	100 a 250	Basaltos fracturados o alterados por termalismo y/o Tobas líticas.
	U1c	>250	Basaltos compactos, impermeables.
U2	U2a	1 a 20	Basaltos, tobas líticas o Ignimbritas, afectadas por termalismo.
	U2b	20 a 100	Tobas, riolitas y andesitas, afectadas por termalismo.
	U2c	100 a 400	Andesitas basálticas, basalto o granodiorita, afectadas por termalismo.
U3	U3	>400	Rocas volcánicas compactas o calizas poco fracturadas

Tabla 5.1 Zonificación Geo-resistiva

Perfiles de Resistividad

Con la distribución de los 93 TEM de loop 500 x 500, se elaboraron 20 perfiles locales y 4 perfiles regionales, a continuación se presenta la descripción de los 4 perfiles regionales.

Perfil NS1.

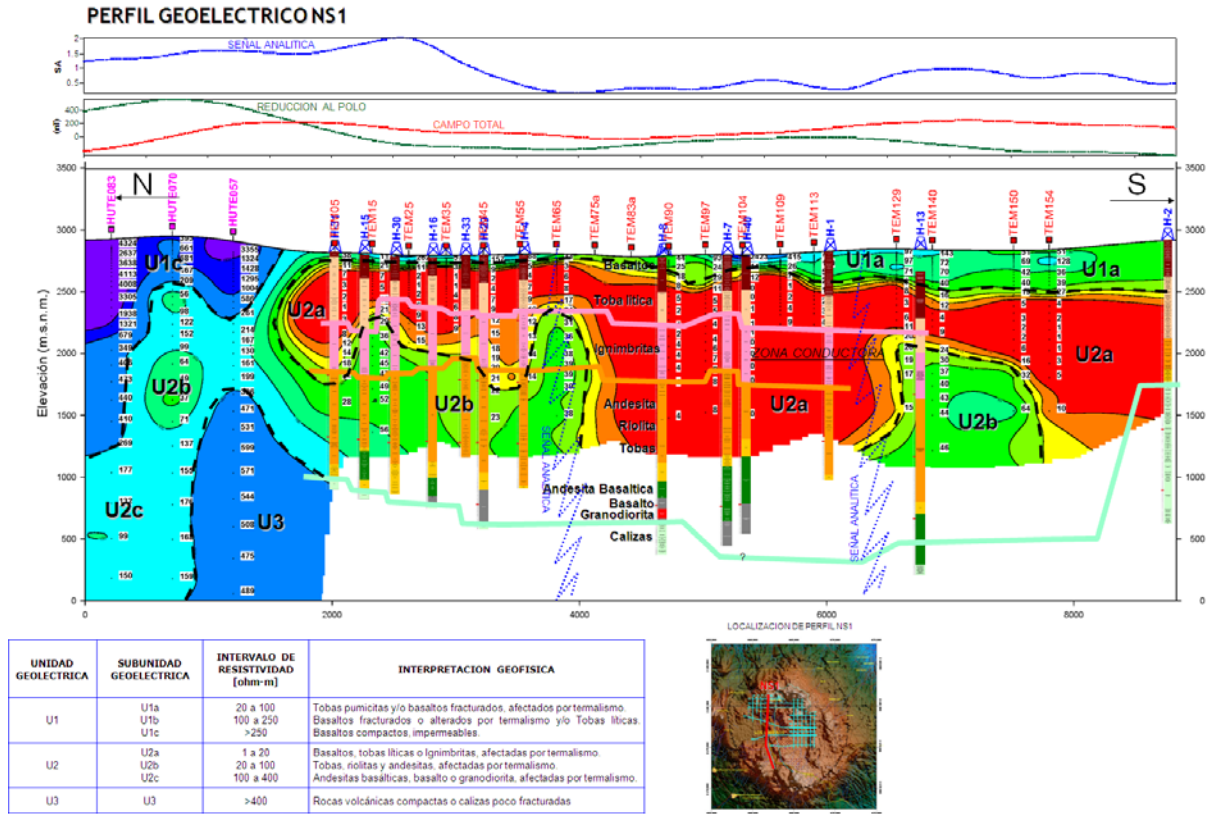


Figura 5.6. Perfil Geoelectrico NS1

Lo forman 21 sondeos TEM, 3 de este año y es resto de campañas anteriores, tiene una longitud de 9 km y una dirección norte-sur. En su trazo cruza más de 12 pozos, de los cuales se colocó su estratigrafía para correlacionar los horizontes. Como primera capa se tiene la Unidad U1, subdividida en 1a, 1b y 1c. La subunidad U1a con resistividades entre 20 a 100 Ohm-m, que se asocian a tobas pumicitas y/o basaltos fracturados, afectados por termalismo, se presenta a partir del sondeo TEM05 al TEM154, con un espesor que varía entre 20 a 500m. La subunidad U1b, se presenta bajo los sondeos HUTE083, HUTE070, HUTE057, TEM104 y TEM109, con un espesor promedio de 50m, el cual corresponde a basaltos fracturados o alterados por termalismo y/o Tobas líticas. Por encima de esta subunidad se tiene U1c, con resistividades mayores a los 400 Ohm-m, que se asocia a basaltos compactos, impermeables. A mayor profundidad se presenta U2, subdividida en U2a, U2b y U2c. U2a es el horizonte conductor, con un intervalo de resistividades entre 1 a 20 Ohm-m, que se asocia a basaltos, tobas líticas o Ignimbritas, afectadas por termalismo. Subyaciendo a este se tiene U2b, con resistividades en un intervalo de 20 a 100 Ohm-m, formado por tobas, riolitas y

andesitas, afectadas por termalismo. Bajo los sondeos HUTE083, HUTE070 y HUTE057, se presenta U2c con resistividades que varían entre 100 a 400 Ohm-m, compuesto por andesitas basálticas, basalto o granodiorita, afectadas por termalismo. Solo en el sondeo HUTE057, se tiene la unidad U3, con resistividades mayores a los 400 Ohm-m, que está formada por rocas volcánicas compactas o calizas poco fracturadas.

Perfil NS2.

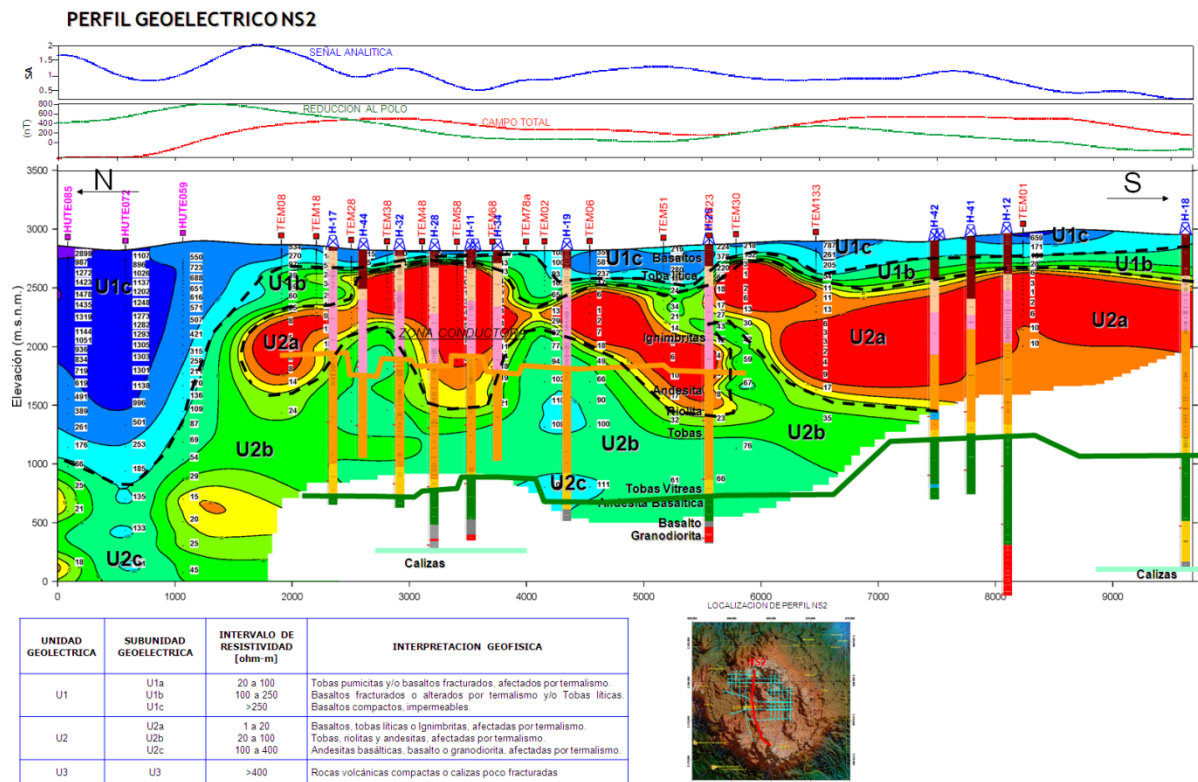


Figura 5.7. Perfil Geoelectrico NS2

Está formado por 18 sondeos TEM, 3 de este año y es resto de campañas anteriores, tiene una longitud de 10 km y una dirección norte-sur. En su trazo cruza más de 12 pozos y su estratigrafía se colocó para correlacionar los horizontes. A lo largo de todo el perfil, con un espesor que varía de 100 a 1500m, se tiene U1c con resistividades mayores a los 400 Ohm-m, que se asocian a basaltos compactos. Subyaciendo a esta subunidad se tiene a U1b, con un espesor que varía entre 20 a 200m y resistividades entre 100 a 250 Ohm-m, que corresponden a basaltos fracturados o alterados por termalismo y/o Tobas líticas. Del sondeo TEM08 al TEM01, a una profundidad promedio de 400m,

se tiene la subunidad U2a, con un intervalo de resistividades entre 1 a 20 Ohm-m, que se asocia a basaltos, tobas líticas o Ignimbritas, afectadas por termalismo. Subyaciendo a este se tiene U2b, con resistividades en un intervalo de 20 a 100 ohm-m, formado por tobas, riolitas y andesitas, afectadas por termalismo. Bajo los sondeos HUTE072 y TEM02, se presenta U2c con resistividades que varían entre 100 a 400 Ohm-m, compuesto por andesitas basálticas, basalto o granodiorita, afectadas por termalismo.

Perfil WE1.

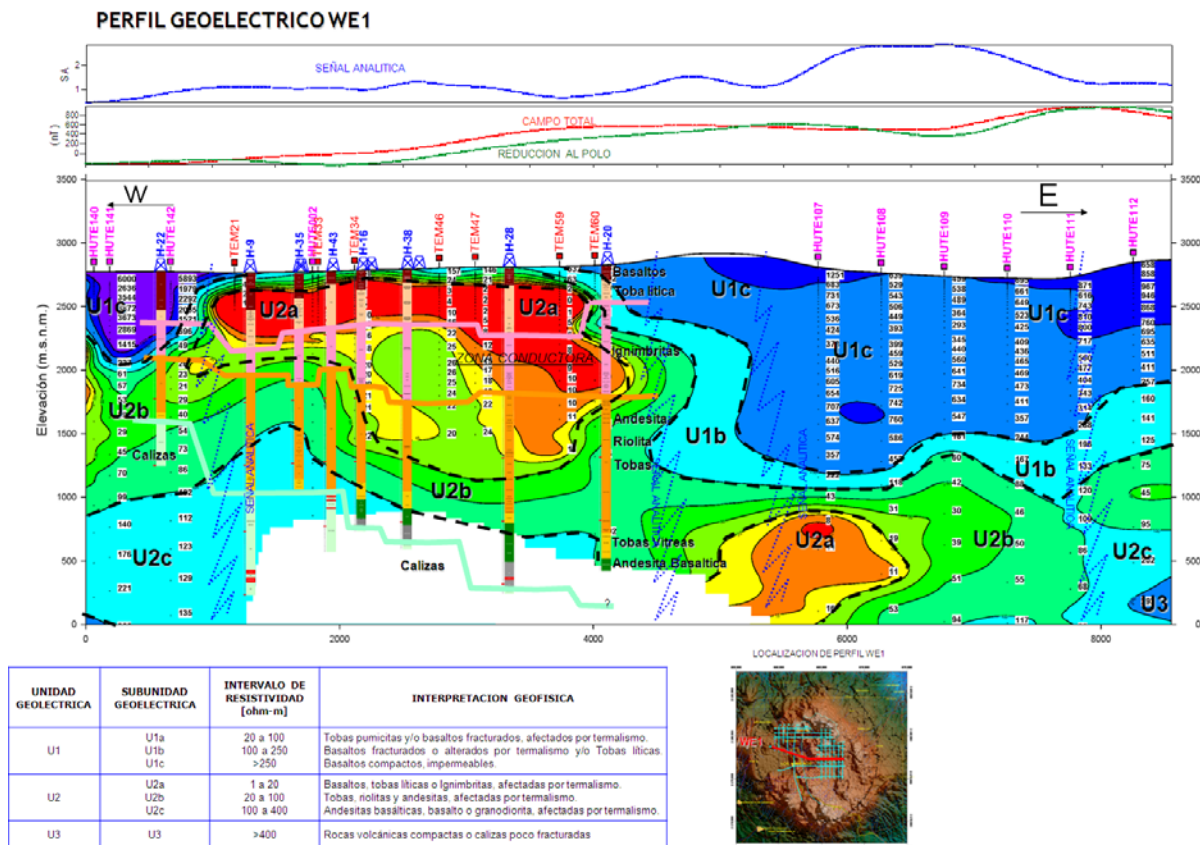


Figura 5.8. Perfil Geoelectrico WE1

Lo forman 17 sondeos TEM, 10 de este año y el resto de campañas anteriores, tiene una longitud de 8.5 km y una dirección oeste-este. En los primeros 4 km, se cruzan más de 8 pozos. Del sondeo HUTE140 al HUTE142 y del TEM60 al HUTE112, con un espesor que varía de 100 a 1500m, se tiene

U1c con resistividades mayores a los 400 Ohm-m, que se asocian a basaltos compactos. Subyaciendo a esta subunidad se tiene a U1b, con un espesor que varía entre 20 a 200m y resistividades entre 100 a 250 Ohm-m, que corresponden a basaltos fracturados o alterados por termalismo y/o Tobas líticas. Del sondeo TEM21 al TEM59, con un espesor promedio de 50m, se tiene U1a con resistividades entre 20 a 100 Ohm-m, que se asocian a tobas pumicitas y/o basaltos fracturados, afectados por termalismo. Subyaciendo a esta se tiene U2a, con un intervalo de resistividades entre 1 a 20 Ohm-m, que se asocia a basaltos, tobas líticas o Ignimbritas, afectadas por termalismo. en toda la sección con un espesor que varía entre 200 a 1000m, se tiene U2b con resistividades en un intervalo de 20 a 100 ohm-m, formada por tobas, riolitas y andesitas, afectadas por termalismo. Solo bajo los sondeos HUTE141 y HUTE142, HUTE111 y HUTE112, se presenta U2c con resistividades que varían entre 100 a 400 Ohm-m, compuesto por andesitas basálticas, basalto o granodiorita. Bajo el sondeo HUTE112, se presenta U3 con resistividades mayores a los 400 Ohm-m, que está formada por rocas volcánicas compactas o calizas poco fracturadas.

Perfil WE2.

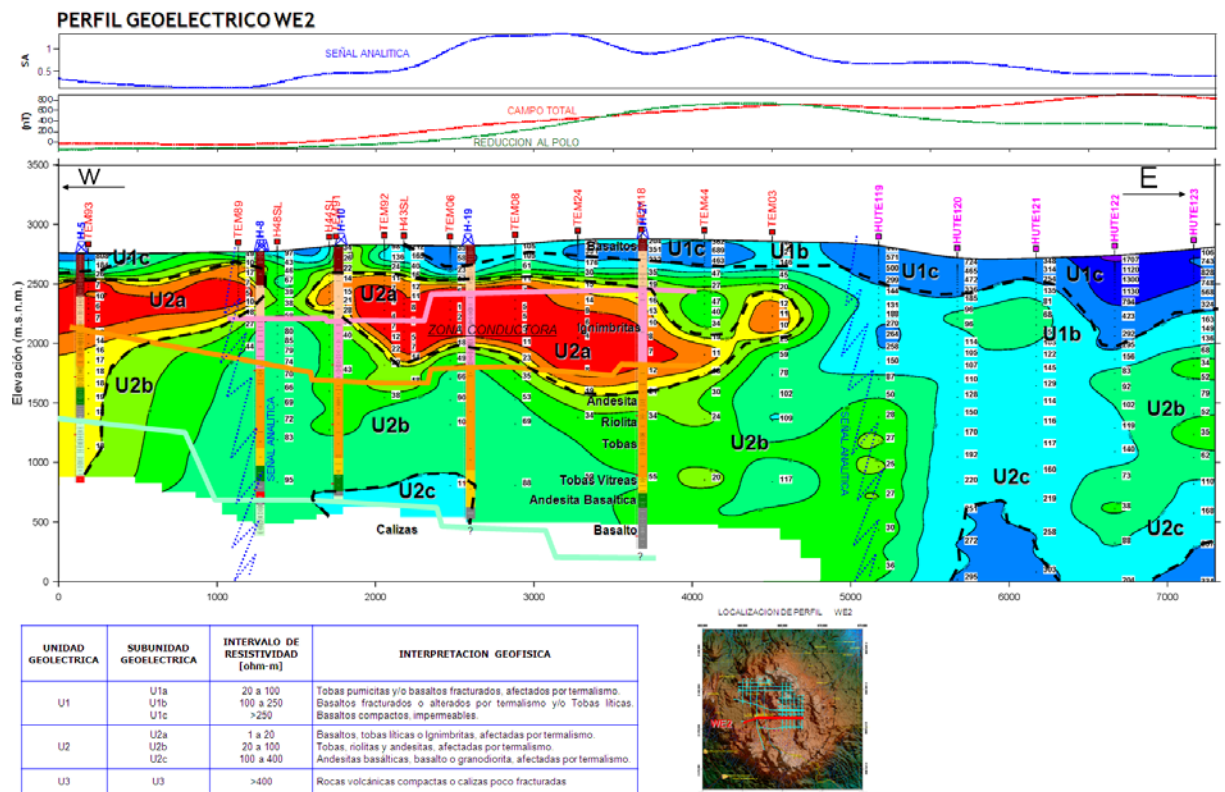


Figura 5.8. Perfil Geoeléctrico WE2

Está formado por 18 sondeos TEM, 5 de este año y es resto de campañas anteriores, tiene una longitud de 7.5 km y una dirección oeste-este. En su trazo cruza más de 5 pozos, nuevamente su estratigrafía se colocó para correlacionar los horizontes. Como primera capa se tiene la Unidad U1, subdividida en 1a, 1b y 1c. La subunidad U1a con resistividades entre 20 a 100 Ohm-m, que se asocian a tobas pumicitas y/o basaltos fracturados, afectados por termalismo, se presenta con un espesor que varía entre 100 a 300m. La subunidad U1b, se presenta con un espesor que varía entre 50 a 300m y resistividades entre 100 a 250 Ohm-m, corresponde a basaltos fracturados o alterados por termalismo y/o Tobas líticas. Por encima de la subunidades ya mencionadas se encuentra U1c, con resistividades mayores a los 400 Ohm-m, que se asocia a basaltos compactos, impermeables. Del sondeo TEM93 al TEM03, a una profundidad promedio de 400m, se tiene la subunidad U2a, con un intervalo de resistividades entre 1 a 20 Ohm-m, que se asocia a basaltos, tobas líticas o Ignimbritas, afectadas por termalismo. Subyaciendo a este se tiene U2b, con resistividades en un intervalo de 20 a 100 ohm-m, formado por tobas, riolitas y andesitas, afectadas por termalismo. Bajo los sondeos HUTE06, HUTE120, HUTE121, HUTE122 y HUTE123, se presenta U2c con resistividades que varían entre 100 a 400 Ohm-m, compuesto por andesitas basálticas, basalto o granodiorita, afectadas por termalismo. A la profundidad de 2000m, bajo los sondeos HUTE120, HUTE121 y HUTE123, se tiene U3 con resistividades mayores a los 400 Ohm-m, que está formada por rocas volcánicas compactas o calizas poco fracturadas.

Mapas de Resistividad.

Se construyeron 8 mapas para mostrar la distribución de las unidades resistivas definidas como resultado de éste estudio, abarcando los niveles 250, 500, 750, 1000, 1250, 1500, 1750 Y 2000 metros.

Profundidad 250 metros.

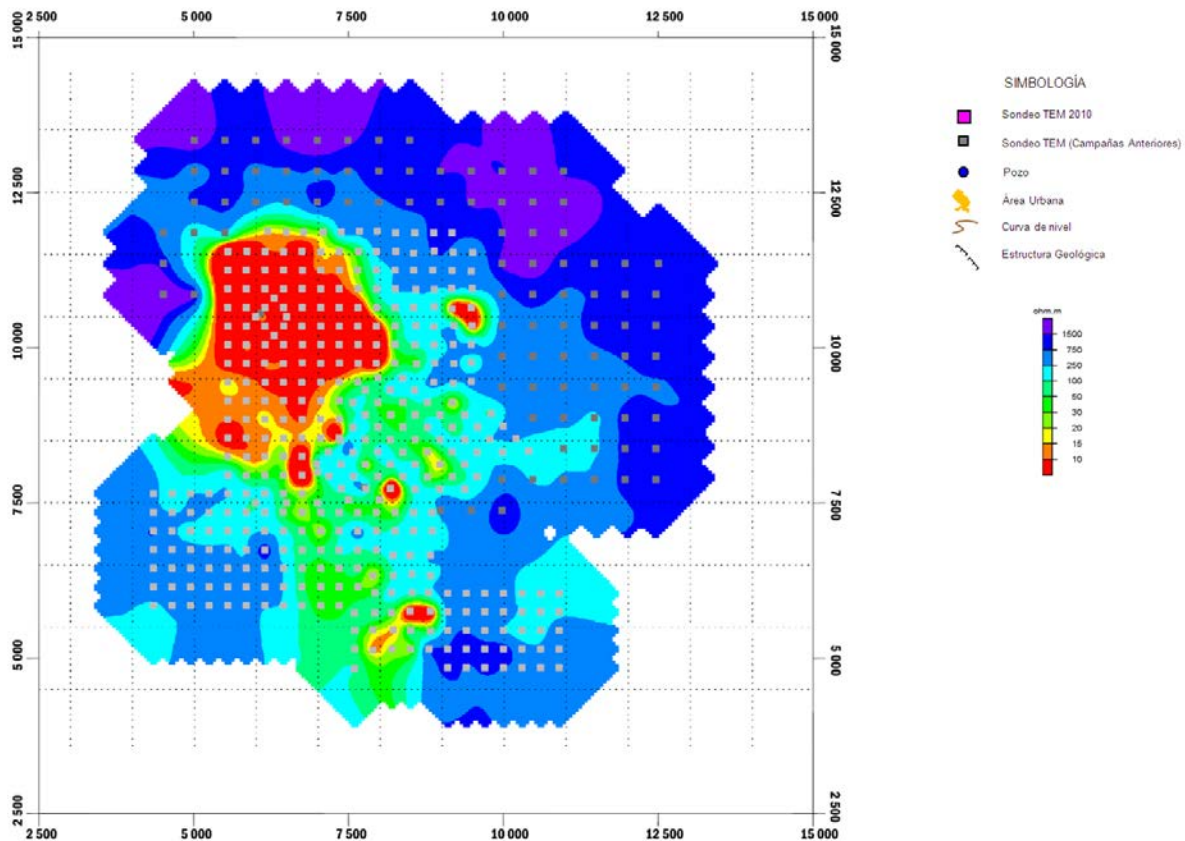


Figura 5.9. Mapa de resistividad a la profundidad de 250 m.

Los colores que más predominan son los azules que corresponden a los valores de los altos resistivos, que se asocian a Tobas pumicitas y/o basaltos fracturados, afectados por termalismo. solo bajo el poblado se presenta el horizonte conductor, con un in Del centro al norte y al sur del mapa se ven los colores rojizos, que se asocian al horizonte conductor, con valores entre 1 a 20 ohm-m, que asociamos a tobas y/o andesitas alteradas o como subunidad U2a. Los colores verdes se encuentran rodeando al horizonte U2a, con un intervalo de resistividades entre 1 a 20 Ohm-m, que se asocia a basaltos, tobas líticas o Ignimbritas, afectadas por termalismo.

Profundidad 500 metros.

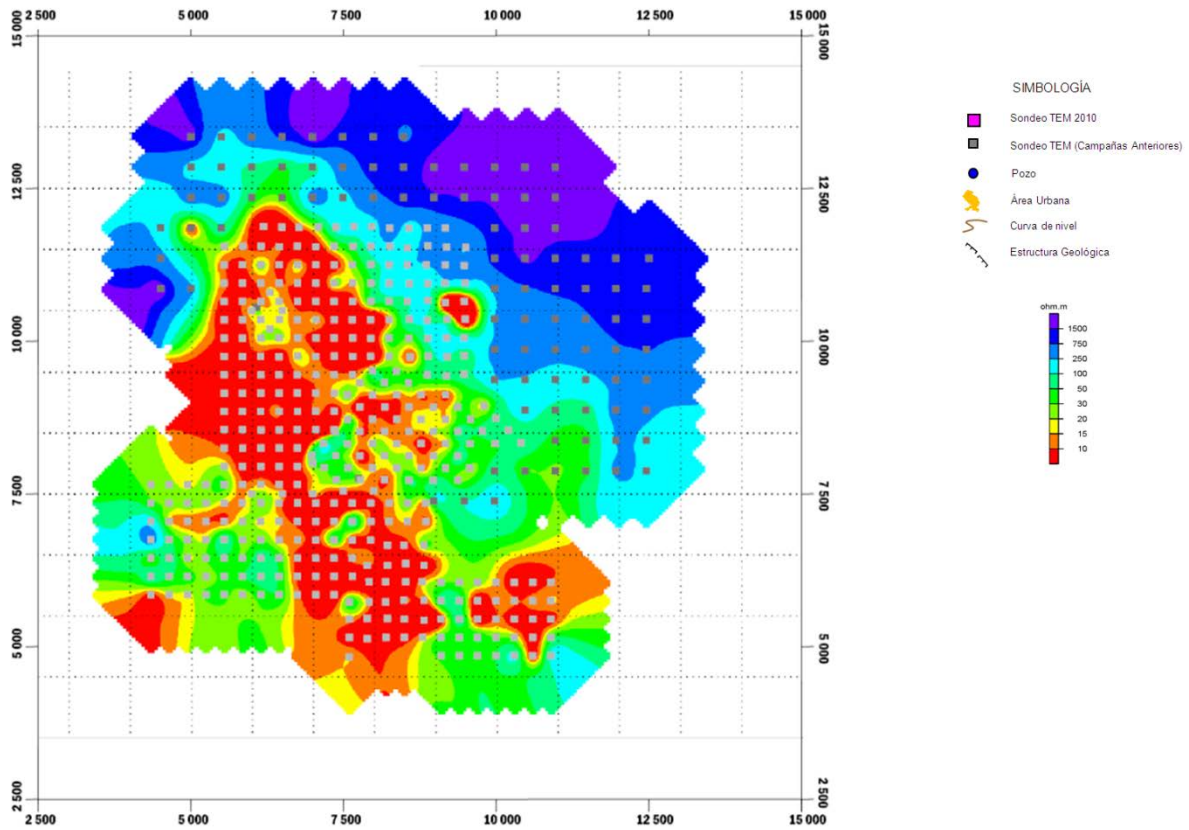


Figura 5.10. Mapa de resistividad a la profundidad de 500 m.

Disminuyen los colores azules e incrementan los colores rojizos. En este mapa predomina más el horizonte conductor, con los colores rojizos y amarillos, con un intervalo de resistividad de 1 a 20 Ohm-m, asociado a basaltos, tobas líticas o Ignimbritas, afectadas por termalismo. Los altos resistivos continúan observándose solo al norte y al noreste del campo.

Profundidad 750 metros.

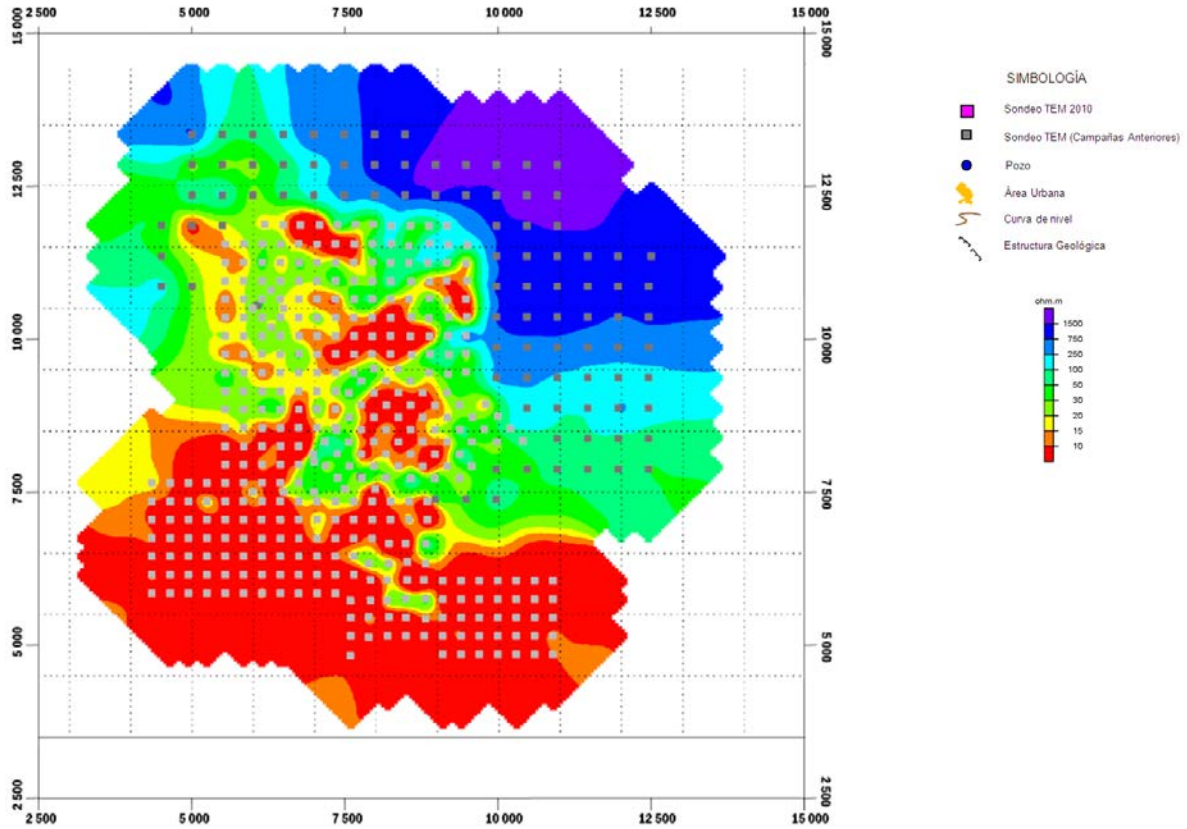


Figura 5.11. Mapa de resistividad a la profundidad de 750 m.

A esta profundidad, en la parte sur del campo se tiene el estrato conductor con resistividades de 1 a 20 Ohm-m, asociado a basaltos, tobas líticas o Ignimbritas, afectadas por termalismo, en el centro del mapa con dirección noroeste-sureste se tiene una combinación de los colores rojizos con verdes que se asocian al horizonte conductor con la subunidad U2b, de resistividades en un intervalo de 20 a 100 ohm-m, formado por tobas, riolitas y andesitas, afectadas por termalismo. Al norte y al noreste del campo continúan los altos resistivos, asociados a basaltos compactos.

Profundidad 1,000 metros.

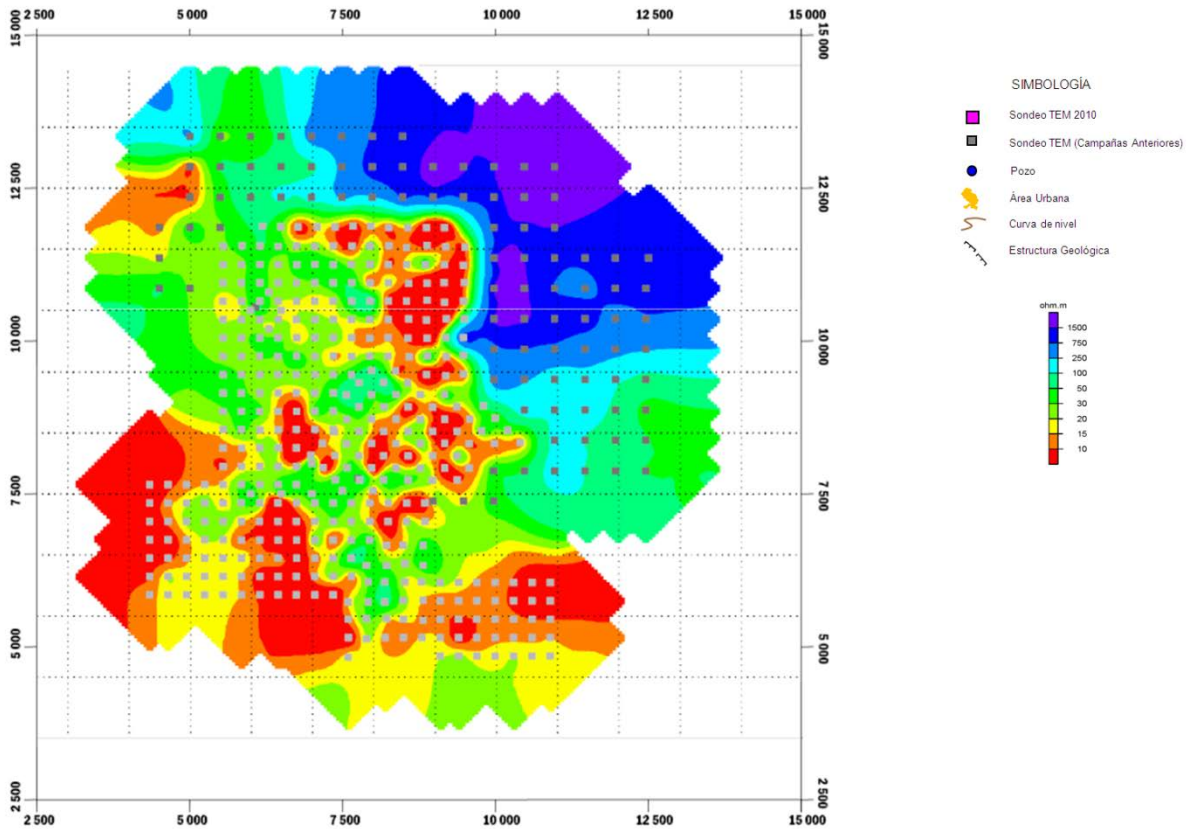


Figura 5.12. Mapa de resistividad a la profundidad de 1000 m.

Tiene casi el mismo comportamiento que el mapa anterior. A esta profundidad el estrato conductor disminuye al sur del campo, ahora ya predomina más la subunidad U2b, de resistividades en un intervalo de 20 a 100 ohm-m, formado por tobas, riolitas y andesitas, afectadas por termalismo. Al norte y al noreste del campo continúan los altos resistivos, asociados a basaltos compactos.

Profundidad 1,250 metros.

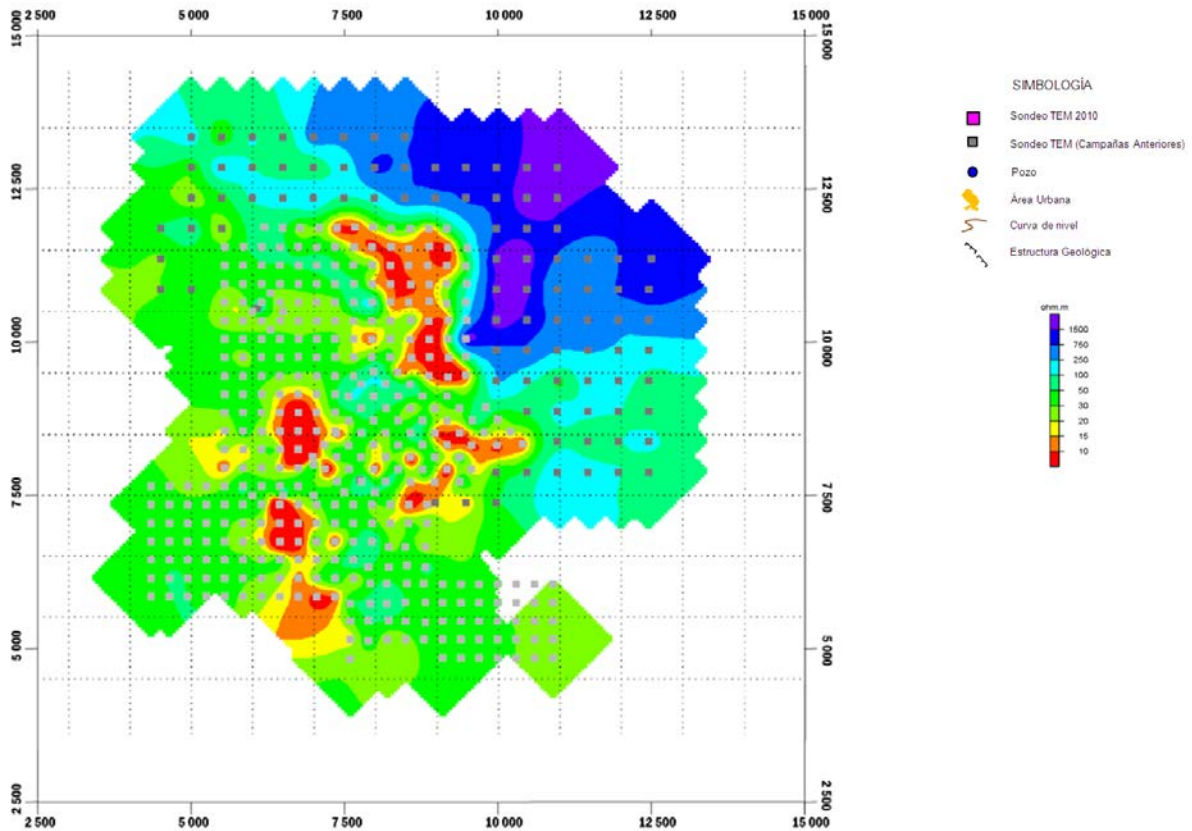


Figura 5.13. Mapa de resistividad a la profundidad de 1250 m.

Son mínimas las zonas donde se ve el horizonte conductor, a esta profundidad domina la unidad U2b, con resistividades entre 20 y 100 Ohm-m, que está formado por tobas, riolitas y andesitas, afectadas por termalismo. Nuevamente al norte y al noreste del campo continúan los altos resistivos, asociados a basaltos compactos.

Profundidad 1,500 metros.

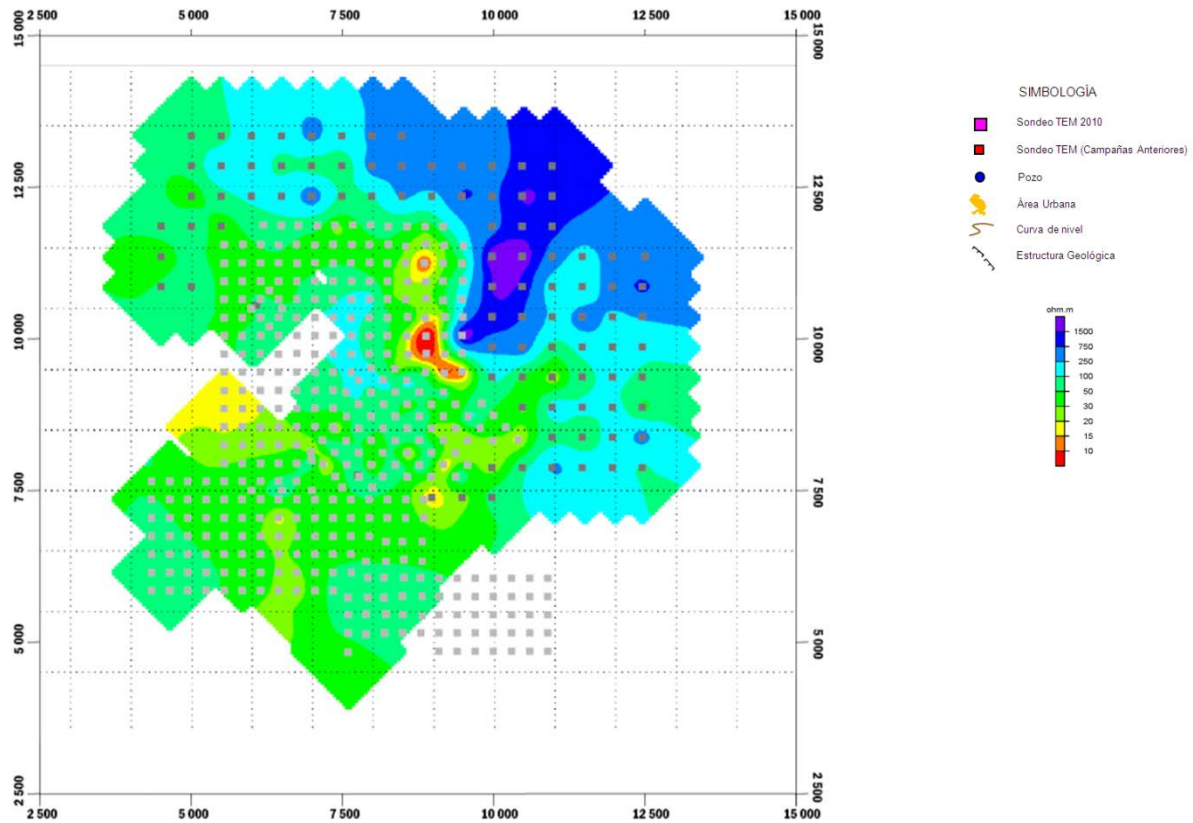


Figura 5.14. Mapa de resistividad a la profundidad de 1500 m.

Ya no se detecta la subunidad conductora, a esta profundidad se ve como domina la subunidad U2b con resistividades entre 20 y 100 Ohm-m, que está formada por tobas, riolitas y andesitas. Al norte y al noreste del campo también disminuyen los máximos resistivos, asociados a basaltos compactos.

Profundidad de 1,750 metros.

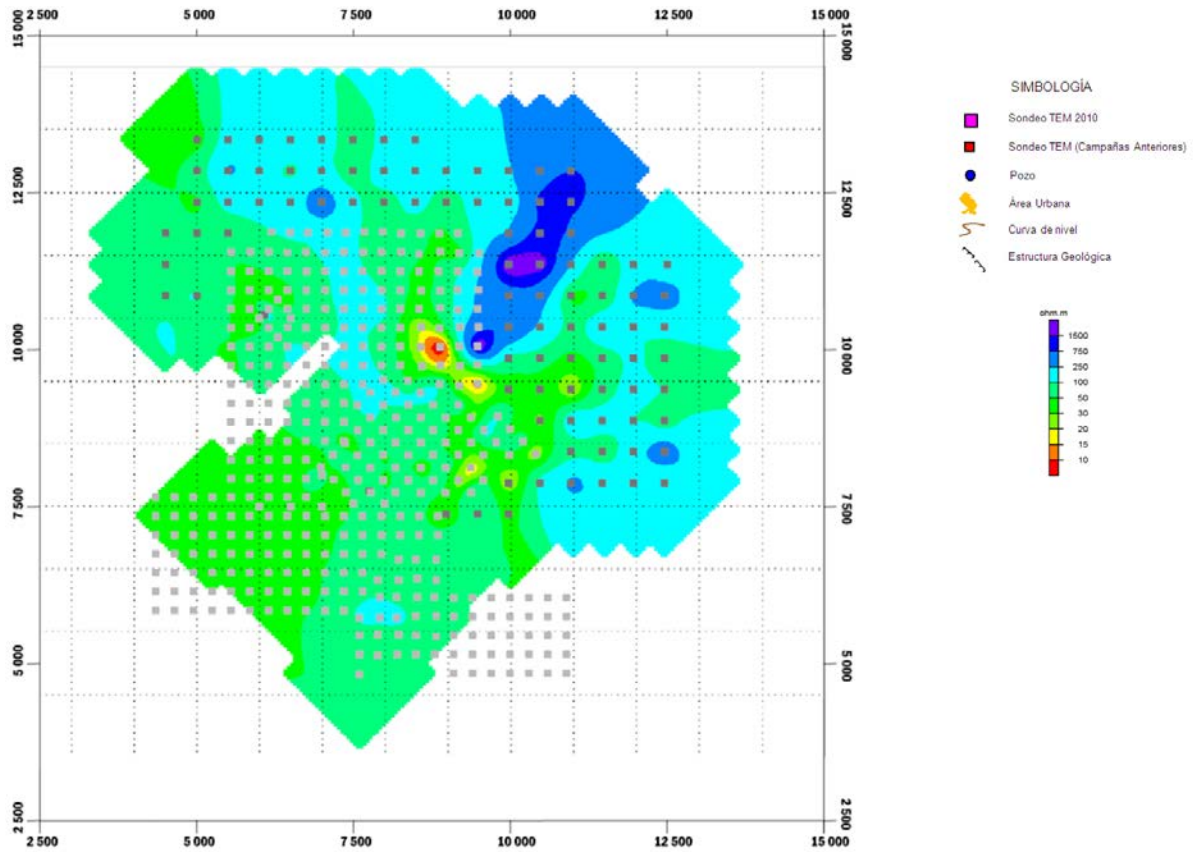


Figura 5.15. Mapa de resistividad a la profundidad de 1750 m.

Presenta características similares al mapa anterior ya no se detecta la subunidad conductora, a esta profundidad se ve como predomina la subunidad U2b con resistividades entre 20 y 100 Ohm-m, que está formada por tobas, riolitas y andesitas. Al noreste del campo también disminuyen los máximos resistivos, asociados a basaltos compactos.

Profundidad de 2000 metros.

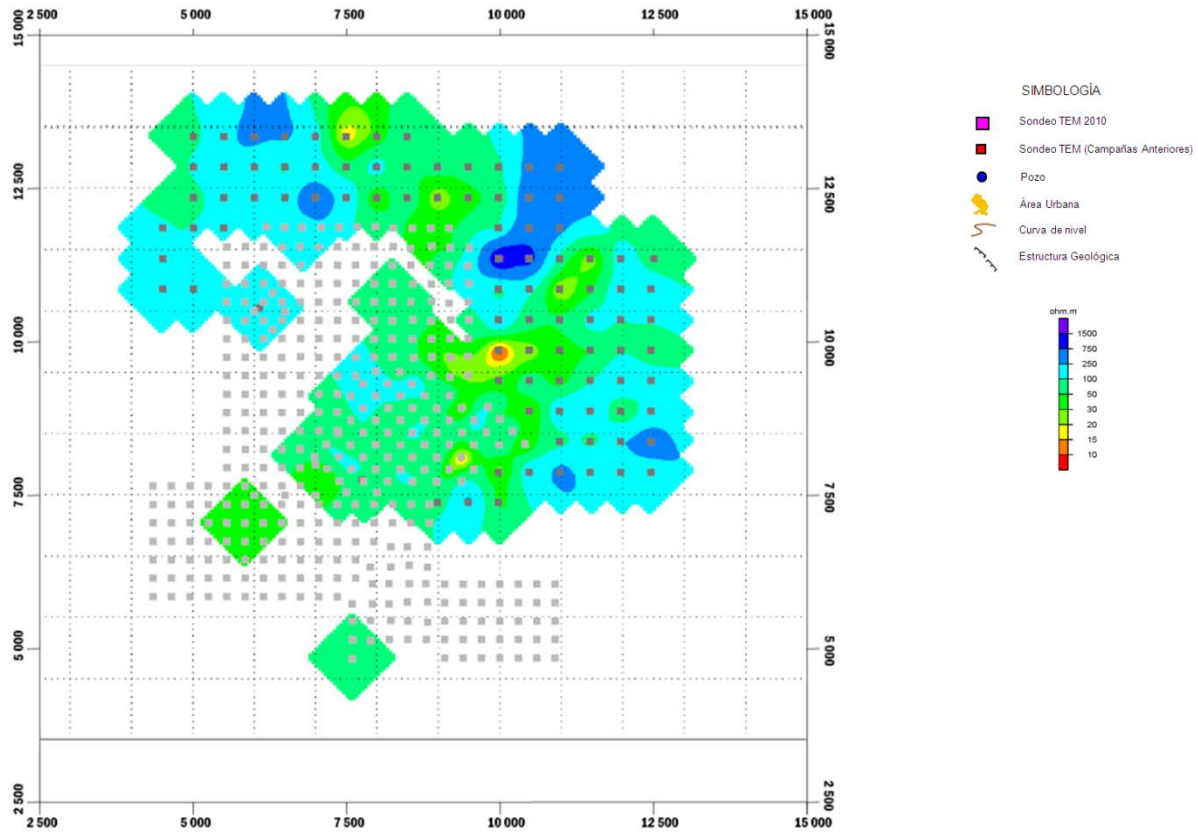


Figura 5.16. Mapa de resistividad a la profundidad de 2000 m.

Este mapa muchos de los sondeos de las campañas anteriores no aportan información, ya que no tienen el alcance. En términos generales se continúan presentando las altas resistividades al norte y noreste del campo. Asociadas a U2c con resistividades que varían entre 100 a 400 Ohm-m, compuesto por andesitas basálticas, basalto o granodiorita, afectadas por termalismo y a U3 con resistividades mayores a los 400 Ohm-m, que esta formada por rocas volcánicas compactas o calizas poco fracturadas. En el resto del mapa se detecta la Subunidad U2b, con un intervalo de resistividades entre 20 y 100 Ohm-m, que esta formado por tobas, riolitas y andesitas.

Vistas 3D

Para tener una mejor perspectiva de los resultados obtenidos, se realizaron Vistas 3D, con los mapas de: Campo Magnético Total, Reducción al Polo, Señal Analítica, soluciones de Euler, las 4 secciones regionales de resistividad, mapas de resistividad a profundidad, secciones y cortes litológicos.

En la figura 4.6, se muestran las vistas 3D del mapa de campo magnético total con las 4 secciones de resistividad regionales y los cortes litológicos. El área de estudio se encuentra sobre un dipolo magnético, que nos proporciona información del tipo de roca rica en minerales ferromagnéticos y de forma general las estructuras volcánicas. Las secciones de resistividad, nos muestran las zonas conductoras con los colores rojizos, asociados a tobas, riolitas y dacitas, afectados por termalismo, los valores altos de resistividad son presentados con los colores azules, asociados como primera capa a basaltos y a profundidad a rocas sedimentarias.

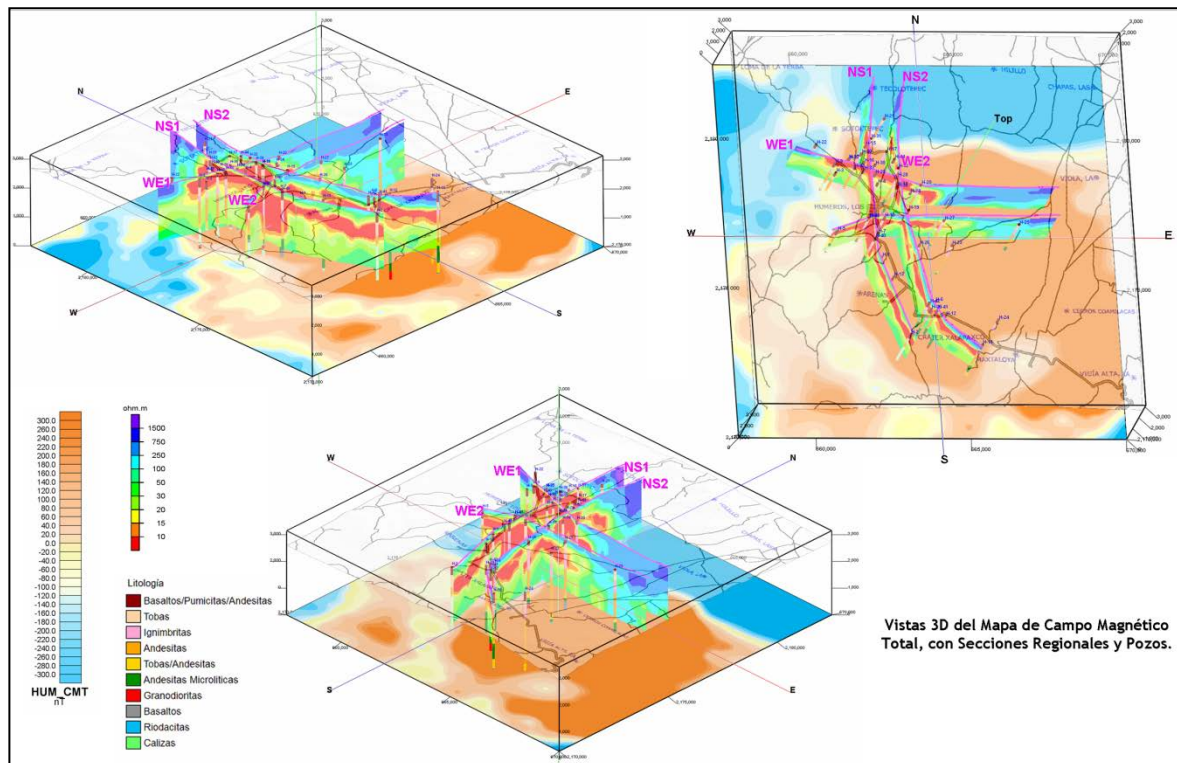


Figura 5.17. Vistas 3D del Mapa de Campo Magnético Total con las 4 secciones regionales de resistividad y cortes litológicos

En la figura 4.7, se muestran las vistas 3D del mapa reducción al polo con las 4 secciones de resistividad regionales y los cortes litológicos. Al mapa del campo magnético total, se le aplico la reducción al polo para definir una mejor ubicación de las rocas ricas en minerales ferromagnéticos, como son los basaltos, los cuales coinciden con los valores altos de resistividad en las secciones regionales y los altos magnéticos en el mapa de reducción al polo.

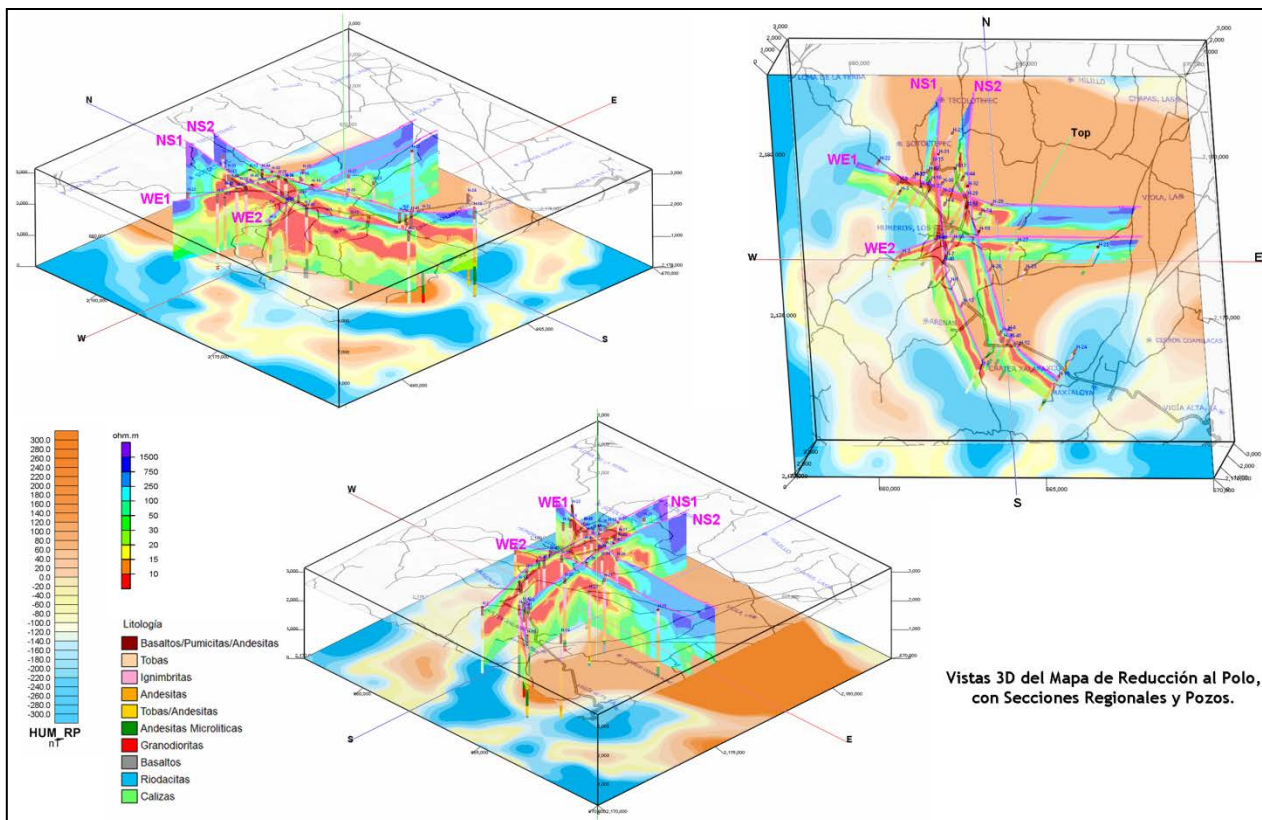


Figura 5.18. Vistas 3D del Mapa de Reducción al polo con las 4 secciones regionales de resistividad y cortes litológicos

En la figura 4.8, se muestran las vistas 3D del mapa de señal analítica con las soluciones de Euler y los cortes litológicos. Al mapa reducción al polo se le aplicaron una serie de procesos matemáticos para obtener el mapa de señal analítica y las soluciones de Euler, los cuales nos proporcionan un mayor detalle de las estructuras geológicas y una profundidad estimada de estos cuerpos.

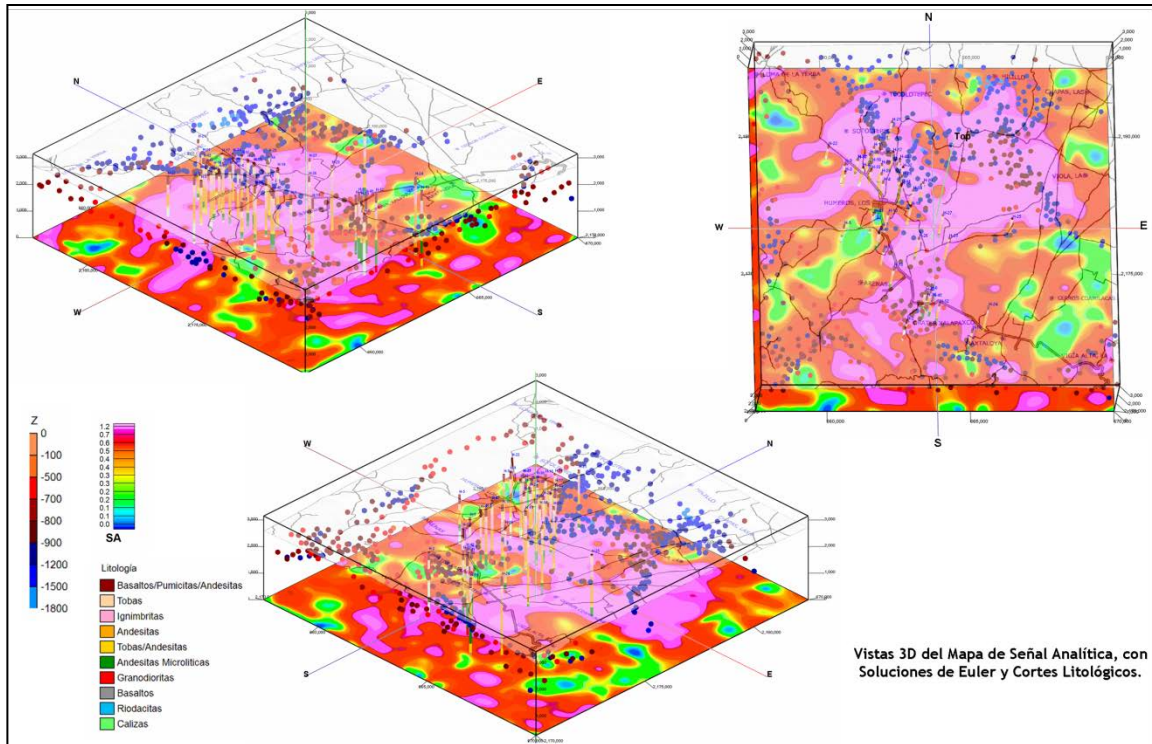


Figura 5.19. Vistas 3D del Mapa de Señal Analítica con soluciones de Euler y cortes litológicos.

En las figuras 4.9 y 4.10, se muestran las vistas 3D de los mapas de resistividad a la profundidad de 500 y 1000m, junto con las sesiones de litología que se trazaron de acuerdo a la ubicación de los pozos. Aun que se hicieron mapas cada 250m de profundidad hasta los 2000m, solo se presentan las profundidades de 500 y 1000, ya que se consideran de mayor interés para los fines de este estudio, por considerar que entre estas profundidades se encuentran, las mejores zonas de producción geotermal, asociadas a tobas, ignimbritas, andesitas y riolitas.

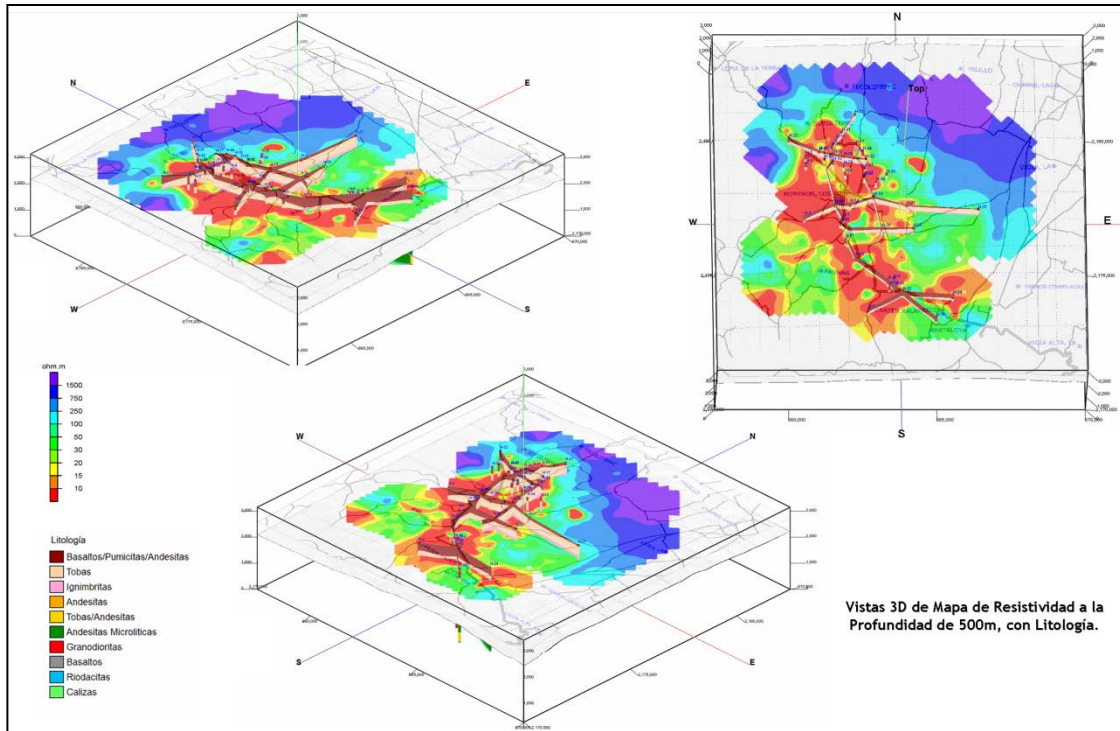


Figura 5.20. Vistas 3D de mapa de resistividad eléctrica a la profundidad de 500m, con secciones litológicas.

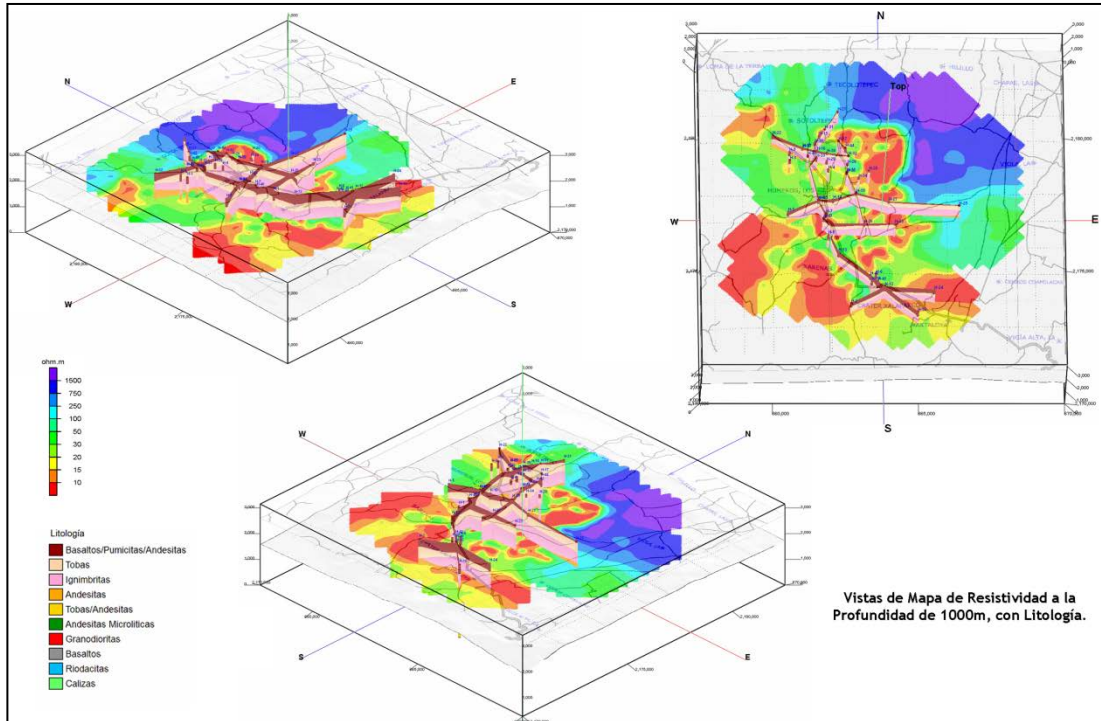


Figura 5.21. Vistas 3D de mapa de resistividad eléctrica a la profundidad de 1000m, con secciones litológicas.

VII. CONCLUSIONES

Fisiográficamente, la caldera en estudio se encuentra en el extremo oriente del Cinturón Volcánico Transmexicano, el cual está conformado principalmente por material volcánico consistente en basaltos, andesitas y riolitas, que han dado origen a conos de escoria y cenizas, volcanes compuestos, domos y calderas como la del estudio en cuestión.

Al mapa Magnético de Campo Total (Fuente Servicio Geológico Mexicano COREMI), se le aplicaron una serie de procesos consistentes para obtener el Mapa Reducido al Polo, Mapa de señal Analítica y Deconvolución de Euler. Estas técnicas nos permitieron la interpretación automatizada de las Anomalías Magnéticas, que nos proporcionaron información de las zonas con rocas de mayor contenido de minerales ferromagnéticos, estructuras o fallas geológicas regionales y estructuras volcánicas. En el mapa de Campo Magnético Total, se observa que la estructura de la caldera se encuentra sobre un dipolo magnético, en donde el mínimo ocupa del centro al norte y el máximo del centro al sur de la estructura, de manera regional el dipolo nos indica el contorno circunferencial de la caldera y al centro de esta la ubicación de rocas ferromagnéticas. En el Mapa de Reducción al Polo se delinea mejor la estructura de la caldera y las anomalías positivas nos marcan algunos conos volcánicos y una mejor ubicación de las rocas ferromagnéticas. Con los Mapas de Señal Analítica y Soluciones de Euler, se perciben mejor las dimensiones de los cuerpos anómalos y su profundidad estimada. Las Soluciones de Euler someras, se alinean en el trazo de la caldera y al centro en donde se encuentra el mayor contenido de rocas ricas en minerales ferromagnéticos, las soluciones profundas, se alinean en dos direcciones preferenciales, NE-SW y NW-SE, lo que puede indicar trazas de falla pertenecientes a sistemas más antiguos.

Con la información de los 93 sondeos TEM se elaboraron 20 secciones locales y 4 regionales, con dirección NS y WE.

En las secciones se determinaron tres unidades geoelectricas U1, U2 y U3.

Unidad U1: esta subdividida en U1a, U1b y U1c. La subunidad U1a, tiene un rango de resistividades entre 20 a 100 Ohm-m, que se asocian a tobas pumicitas y/o basaltos fracturados, afectados por termalismo. U1b tiene resistividades entre 100 a 250 Ohm-m, está compuesta por Basaltos fracturados o alterados por termalismo y/o Tobas líticas. La subunidad U1c, tiene resistividades mayores a 250 Ohm-m y está compuesta basaltos compactos, impermeables.

Unidad U2: esta subdividida en U2a, U2b y U2c. La subunidad U2a tiene resistividades entre 1 a 20 Ohm-m, está compuesta por basaltos, tobas líticas o Ignimbritas, afectadas por termalismo. La subunidad U2b tiene resistividades de 20 a 100 Ohm-m y está formada por tobas, riolitas y andesitas, afectadas por termalismo. La subunidad U2c tiene resistividades entre 100 a 400 Ohm-m y se asocia a Andesitas Basálticas, basalto o granodiorita afectadas por termalismo.

Unidad U3: presenta resistividades mayores a los 400 Ohm-m, está formada por rocas volcánicas compactas o calizas poco fracturadas.

En términos generales se observa que el horizonte conductor con resistividades entre 1 a 20 Ohm-m, clasificado en este estudio como U2a, predomina del noroeste al sureste del campo explorado hasta la fecha, con espesores variables que inician en los 200m de profundidad y terminan hasta los 1200m. Este horizonte se asocia a tobas, ignimbritas, andesita y riolitas, que en algunos casos se encuentran afectadas por termalismo. Sus dimensiones mas amplias se presentan de los 500m a los 1000m de profundidad, las cuales son similares a las dimensiones de la anomalía mayor que se presenta en el Mapa de Señal Analítica, que también coinciden con la agrupación de soluciones de Euler, con profundidades estimadas de 700 a 1100m para esta zona.

BIBLIOGRAFÍA

- **ARELLANO, V.M., García, A., Barragán, R.M., Izquierdo, G., Aragón, A., Nieva, D., Portugal, E. y Torres, I.** Desarrollo de un modelo básico actualizado del yacimiento geotérmico de Los Humeros, Pue. Informe IIE/11/11459/I01/F, Instituto de Investigaciones Eléctricas- Comisión Federal de Electricidad, Cuernavaca, 1998, 450 p.
- **BARRAGÁN, R.M., D. Nieva, E. Santoyo, E. González, M. Verma, y J. López.** Geoquímica de fluidos del campo geotérmico de Los Humeros (México), Geotermia Revista Mexicana de Geoenergía, Vol. 7, No. 1, 1991, pp. 24-48.
- **BARRAGÁN, R.M., Cervantes, M., Díaz, R., Garduño, V., González, E., Holguín, S., Meza, F., Nieva, D., Oliver, R., Rosas, N. y Sampedro, J.** Caracterización del fenómeno de corrosión- obturación de pozos de Los Humeros, Informe IIE/11/3753/I, 1989, 83 p.
- **BARRAGÁN, R. M., Santoyo E., Nieva, D., Portugal, E. y Verma M. P.** Caracterización de yacimientos geotérmicos por medio de la determinación de parámetros físico-químicos, Informe IIE/11/2386/I 01/F, Instituto de Investigaciones Eléctricas, Cuernavaca, 1988, 250 p.
- **CATALDI, Raffaele.** "De la celebración del centenario de la industria geotermoeléctrica al desarrollo de la energía geotérmica en Italia en el siglo XXI". Geotermia, Vol. 19, No. 2 (2006): 61-68.
- **CEDILLO, F.,** Geología del subsuelo del campo geotérmico de Los Humeros, Pue., Informe HU/RE/03/97 Comisión Federal de Electricidad, Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos, Residencia Los Humeros, Puebla, 1997, 30 p.
- **COMISIÓN FEDERAL DE ELECTRICIDAD.** Página oficial de la Comisión Federal de Electricidad [en línea]. [http://www.cfe.gob.mx/es/La Empresa/](http://www.cfe.gob.mx/es/La_Empresa/). [Consulta: 24 de octubre de 2007]
- **COMISIÓN REGULADORA DE ENERGÍA.** Página oficial de la Comisión Reguladora de Energía [en línea]. <http://www.cre.gob.mx/estadisticas/electricidad.html>. [Consulta: 24 de octubre de 2007]
- **CONSTABLE S.C., Parker R.L., Constable C.G.,** "Occam's Inversión: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data", Geophysics, v 52, n3, marzo 1987.

- **FERRIZ, H. y Mahood, G.A.** Eruption rates and compositional trends at Los Humeros volcanic center, Puebla, México, *J. Geophys. Res.*, Vol.89, 1984, pp. 8511-8524.
- **GONZÁLEZ GONZÁLEZ, Miguel A.** Geotermia como alternativa en México, ¿Es realmente viable?, Bol-e, Boletín Electrónico del Centro de Geociencias, UNAM, 2009.
- **GUTIÉRREZ-NEGRÍN, Luis C.A and José Luis Quijano-León,** Update of Geothermics in Mexico, *Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía*, Vol.17, Julio-Diciembre 2004.
- **GUTIÉRREZ-NEGRÍN, Luis C.A.** “1997-2006: A decade of geothermal power generation in Mexico. *Transactions of the Geothermal Resources Council*, Vol. 31 (2007): 167-171.
- **GUTIÉRREZ-NEGRÍN, Luis C.A., Viggiano-Guerra, Julio C., and Flores-Armenta, Magaly.** “Characteristics and production results of the well LV-11, Las Tres Virgenes, Mexico”. *Transactions of the Geothermal Resources Council Transactions*, Vol. 25 (2001): 635-640.
- **GUTIERREZ-NEGRÍN, Luis C.A., Ramírez-Silva, Germán R., Martínez-Mena, Mario, and López-López, Carlos.** “Hydrographic characterization of the La Primavera, Mexico, geothermal field”.
- **MAYA GONZÁLEZ Y GUTIÉRREZ NEGRÍN,** Recursos geotérmicos para generar electricidad en México, *REV. DIG. UNIV.* Vol.8, No. 12, Dic. de 2007, Pág. 2 y 3.
- **NABIGHIAN, M. N., MCNAE, J.C.,** Time domain electromagnetic prospecting methods. En: Nabighian M. N. (Ed.), *Electromagnetic Methods Applied to Geophysics*, Vol. 2, Part A, 427-479. 1991.
- **PÉREZ-REYNOSO, J.** Geología y petrografía de Los Humeros, *Geomimet*, Vol. 91, 1978, pp. 97-106.
- **PROL-LEDESMA, R.M.** Pre- and post-exploitation variations in hydrothermal activity in Los Humeros geothermal field, México, *J. Volc. and Geoth. Res.*, Vol. 83, 1998, pp. 313-333

- **QUIJANO, J.L. y Torres, M.** The Los Humeros geothermal reservoir, a case of very high temperature system, Proceedings of the World Geothermal Congress 1995, Florence, Italy, May 18-31, Vol. 3, 1995, pp. 1569-1573.
- **QUIJANO-LEÓN, José Luis, y GUTIÉRREZ-NEGRÍN, Luis C.A.** “An Unfinished journey: 30 years of geothermal-electric generation in Mexico”. GRC Bulletin, Vol. 32, No. 5 (2003): 198-205.
- **TELLO, H. E.** Características geoquímicas e isotópicas de los fluidos producidos por los pozos de Los Humeros, Puebla, Geotermia Rev. Mex. Geoen. Vol. 8, 1992, pp. 3-48.
- **TERRATEM 3**, Operator’s Manual, Types M, MM, and MMS, v. 61.4.9. Mineral Control Instruments Limited (ACN 007 954 627), Australia, 1993.
- **TEMIX S**, Temixs v 3.0, User’s Manual, Transient Electromagnetic Data Interpretation Software, © Interpex Limited, Golden Co. 1993.
- **THOMPSON, D.T.**, EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimators from magnetic data, Geophysics, Vol. 47, No.1 (1982).
- **TORRES, M.**, Characterization of the reservoir of the Los Humeros, México, Geothermal Field. Proceedings of the World Geothermal Congress 1995, Florence, Italy, May 18-31, Vol. 3, 1995, pp. 1561-1567.
- **TRUEDELL, A.H. y White, D.E.** Production of superheated steam from vapor- dominated geothermal reservoirs, Geothermics, Vol.2, No. 3-4, 1973, pp. 154-173.
- **TRUEDELL, A. H.** Origins of acid fluid in geothermal reservoirs, Geoth. Res. Coun. Trans., Vol. 15, 1991, pp. 289-296.
- **VIGGIANO, J.C. y Robles, C.** Mineralogía hidrotermal en el campo geotérmico de Los Humeros, Pue., I: Sus usos como indicadora de temperatura y del régimen hidrológico, Geotermia, Vol. 4, No. 1, 1988 a, pp. 15-28.
- **VIGGIANO, J.C. y Robles, C.** Mineralogía hidrotermal en el campo geotérmico de Los Humeros, Pue., II: Geometría del yacimiento, Geotermia, Vol. 4, No. 1, 1988 b, pp. 29- 40.
- **WARD, S. H., HOHMANN G.W.**, Electromagnetic theory for geophysical applications. En: Nabighian M.N. (Ed.), Electromagnetic Methods Applied to Geophysics, Vol. 1, Ch. 4. 1988.

- **WINGLINK**, User's Manual, Edition 4, Geosystem srl, Milan, Italia, 1994.
- **YAÑEZ-GARCÍA, C., García-Durán, S. y Casique- Vásquez, J.** Geothermic exploration in the Los Humeros–Derrumbadas area, Geoth. Res. Coun. Trans., Vol. 3, 1979, pp. 801-803.