



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA  
DE MÉXICO**

---

---

**FACULTAD DE INGENIERÍA**

**“ESTUDIO GEOFÍSICO PARA LA EVALUACIÓN  
HIDROGEOLÓGICA DE UNA ZONA DEL ACUÍFERO  
ALFAJAYUCAN-CHAPANTONGO”**

**T E S I S**

PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

**INGENIERO GEOFÍSICO**

P R E S E N T A:

**DIEGO RUIZ AGUILAR**

DIRECTORA DE TESIS: DRA. CLAUDIA ARANGO GALVÁN

CIUDAD UNIVERSITARIA

MÉXICO D. F. 2010





Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

## Índice

Capítulo 1. Introducción	
Capítulo 2. Fundamentos Teóricos	3
2.1. Conceptos Fundamentales de Teoría Electromagnética	3
2.1.1. Ecuaciones de Maxwell	3
2.1.2. Ecuación de onda	5
2.1.3. Condiciones de frontera	7
2.1.4. Solución a la Ecuación de onda	8
2.2. Principios básicos del método de TEM	9
2.2.1. Respuesta de una bobina horizontal grande	12
2.2.2. Resistividad aparente	14
2.2.3. Configuración de los TEM	16
2.2.4. Implicaciones en el diseño de los TEM	18
2.2.5. Fuentes de error en TEM	19
Capítulo 3. Antecedentes de la zona de estudio	21
3.1 Localización	21
3.2 Fisiografía	22
3.3. Geología Regional	24
3.3.1. Estratigrafía	26
3.3.2. Geología Estructural	32
3.4 Geología Local	33
3.4.1. Geología superficial	33
Capítulo 4. Implementación en campo	41
4.1. Localización de los TEM	42
4.2. Arreglo del TEM	43
4.3. Especificaciones del equipo	44
Capítulo 5. Procesamiento y Análisis de los datos	46
5.1. Procesamiento	46
5.1.1. Modelación	46
5.1.1.1 Modelo Directo	47
5.1.1.2 Modelo Inverso	49
5.2 Análisis de datos	52
5.2.1 Perfiles geoeléctricos	52
5.2.2. Censo de aprovechamientos y profundidad del agua subterránea	57
5.3 Discusión de resultados	58
5.3.1. Unidades Hidrogeológicas	59
5.3.2 Modelo Conceptual Hidrogeológico de la zona de estudio	60
5.3.3 Ubicación de perforaciones exploratorias	61
Capítulo 6. Conclusiones	63
Bibliografía	65
Anexos	

## Índice de Figuras

Figura 2.1. Corrientes inducidas.....	9
Figura 2.2. Forma de la corriente inyectada y de los voltajes registrados.....	11
Figura 2.3. Decaimiento del campo magnético vertical y de su derivada respecto al tiempo .....	13
Figura 2.4. Configuración de TEMs.....	17
Figura 3.1. Localización del área de estudio. ....	21
Figura 3.2 Modelo digital de elevación del área de estudio. ....	22
Figura 3.3. Provincias y subprovincias fisiográficas en Hidalgo .....	23
Figura 3.4. Geología de Hidalgo. ....	25
Figura 3.5. Sección geológica del área de estudio.....	33
Figura 3.6. Columna estratigráfica local .....	34
Figura 3.7. Calizas de la Formación El Abra. ....	35
Figura 3.8. Andesitas fracturadas y brecha volcánica con alteración hidrotermal. ....	36
Figura 3.9. Depósitos piroclásticos de la Toba Donguiño.....	37
Figura 3.10. Ignimbritas de la Toba Huichapan. ....	38
Figura 3.11. Depósitos piroclásticos pumíticos.....	39
Figura 3.12. Basaltos aflorando en la zona de la Presa Rojo Gómez. ....	39
Figura 3.13. Depósitos lacustres.....	40
Figura 4.1 Localización de sondeos electromagnéticos. ....	41
Figura 4.2 Localización de TEM próximos a pozos.....	42
Figura 4.3. Arreglo Bobina coincidente. ....	44
Figura 4.4. Equipo terraTem utilizado.....	45
Figura 5.1. Efecto de corrección de rampas. ....	48
Figura 5.2 Localización de los perfiles geoelectricos.....	52
Figura 5.3. Perfil geoelectrico 1. ....	53
Figura 5.4. Perfil geoelectrico 2. ....	54
Figura 5.5. Perfil geoelectrico 3. ....	55
Figura 5.6. Perfil geoelectrico 4. ....	56
Figura 5.7. Localización de pozos censados.....	58
Figura 5.8. Localización de los sitios para pozos exploratorios.....	62

## Índice de tablas

Tabla 2.1. Diferencias entre los campos medidos con bobinas grandes y pequeñas.....	18
Tabla 4.1. Coordenadas UTM de los TEM. ....	43
Tabla 5.1. Unidades geoelectricas deducidas a partir de los sondeos electromagnéticos transitorios. ....	52
Tabla 5.2. Coordenadas UTM, profundidades de los niveles estáticos y totales de los pozos censados. ....	57
Tabla 5.3. Correlación de las unidades hidrogeológicas con las geoelectricas. ....	60

## **Capítulo 1. Introducción**

El crecimiento vertiginoso de la población mundial durante las últimas décadas aunado a la industrialización excesiva, han generado una alta demanda de servicios para satisfacer las necesidades básicas, entre las que se encuentra el abastecimiento de agua potable.

La situación del agua se ha vuelto una prioridad a nivel mundial, dado que el agotamiento de los recursos hídricos para consumo humano es cada vez más cercano, y en el caso particular de México, se está convirtiendo en un problema crítico que necesita medidas inmediatas para un manejo correcto.

La disponibilidad de agua por habitante ha disminuido considerablemente por diversos factores, uno de ellos es la mala planeación en la extracción del agua subterránea propiciando una explotación intensiva sobre únicamente el 15 % del total de acuíferos contabilizados en el territorio (CNA, 2007).

Según la Comisión Nacional del Agua (2007), sólo el 37 % del total de agua distribuida proviene de la explotación de los reservorios en el subsuelo, además con los problemas expuestos, es prioritario potenciar la búsqueda de nuevas fuentes de abastecimiento de agua potable así como el conocimiento detallado de los recursos hídricos subterráneos actualmente disponibles. De esta manera se podrá gestionar adecuadamente su explotación y así procurar un abastecimiento constante a la población.

Las técnicas geofísicas han resultado ser adecuadas para la exploración de recursos hídricos, puesto que el costo aunado al beneficio resultan atractivos para su aplicación extensiva. La propiedad física que suele reflejar cambios más significativos ante la presencia de agua es la conductividad eléctrica. Por este motivo, los métodos geofísicos eléctricos y electromagnéticos son potencialmente aplicables para detectar la conductividad de las rocas saturadas y determinar su extensión, por eso se han utilizado ampliamente durante las últimas décadas en México.

En el caso particular de la zona de estudio, se implementó un proyecto multidisciplinario para entender el origen y funcionamiento del acuífero Alfajayucan-Chapantongo, en donde se incluyen una descripción geológica detallada así como una prospección hidrogeológica y geofísica. El presente trabajo pretende mostrar las cualidades de la técnica del sondeo transitorio electromagnético TEM, y centrándose en la caracterización geoeléctrica, con la cual es posible identificar las estructuras y unidades con altos potenciales de extracción de agua subterránea y satisfacer así la demanda del recurso para los habitantes de San Agustín Tlaxicalapa, Hidalgo.

## Capítulo 2. Fundamentos Teóricos

### 2.1. Conceptos Fundamentales de Teoría Electromagnética

Para comprender el desarrollo teórico de los métodos electromagnéticos se necesita conocer los conceptos fundamentales implicados en las ecuaciones de Maxwell, ya que éstas relacionan el campo eléctrico con el campo electromagnético en su forma más general.

#### 2.1.1. Ecuaciones de Maxwell

En el dominio del tiempo todos los fenómenos electromagnéticos obedecen las siguientes ecuaciones de Maxwell (Ward y Hohmman, 1988):

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad \text{Ley de Faraday} \quad 2.1$$

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{j} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad \text{Ley de Ampere} \quad 2.2$$

$$\nabla \cdot \vec{D} = \rho \quad \text{Ley de Gauss para campos eléctricos} \quad 2.3$$

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0 \quad \text{Ley de Gauss para campos magnéticos} \quad 2.4$$

Donde:

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

$\vec{B}$  es el vector de inducción magnética en Wb/m<sup>2</sup> 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/m<sup>2</sup>

$\vec{j}$  es el vector de densidad de corriente eléctrica en A/m<sup>2</sup>

$\rho$  es la densidad de carga eléctrica en C/m<sup>3</sup>

Para estudiar cualquier fenómeno electromagnético en el dominio del tiempo se utilizan las siguientes relaciones constitutivas que involucran las ecuaciones de Maxwell en el dominio de la frecuencia (Ward y Hohmman, 1988):

$$D = \varepsilon(\omega, E, r, t, T, P) \bullet E \quad 2.5$$

$$B = \mu(\omega, H, r, t, T, P) \bullet H \quad 2.6$$

$$J = \sigma(\omega, E, r, t, T, P) \bullet E \quad 2.7$$

Donde:

$\varepsilon$  es el tensor de la permitividad eléctrica en F/m

$\mu$  es el tensor de la permeabilidad magnética en H/m

$\sigma$  es el tensor de la conductividad eléctrica en S/m

Para encontrar la solución de cualquier fenómeno electromagnético se considera que todos los medios son homogéneos, lineales e isótropos, y tienen características independientes de la temperatura, tiempo y presión. Además se asume que la permeabilidad magnética es la del espacio libre, es decir,  $4\pi \times 10^{-7}$  H/m.

Al aplicar la transformada de Fourier a las ecuaciones 2.1 y 2.2, que corresponden a las leyes de Faraday y Ampere respectivamente, y utilizando las relaciones constitutivas descritas, se obtienen en el dominio de la frecuencia (Ward y Hohmman, 1988):

$$\nabla \times \vec{E} + \hat{z} \vec{H} = 0 \quad 2.8$$

$$\nabla \times \vec{H} - \hat{y} \vec{E} = 0 \quad 2.9$$

Donde:

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

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

### 2.1.2. Ecuación de onda

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 ecuaciones 2.1 y 2.2 se tiene (Ward y Hohmann, 1988):

$$\nabla \times \left( \nabla \times \vec{E} \right) + \nabla \times \left( \frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \right) = 0 \quad 2.10$$

$$\nabla \times \left( \nabla \times \vec{H} \right) - \nabla \times \left( \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \right) = \nabla \times \vec{j} \quad 2.11$$

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

$$\vec{D} = \epsilon \vec{E} \quad 2.12$$

$$\vec{B} = \mu \vec{H} \quad 2.13$$

$$\vec{j} = \sigma \vec{E} \quad 2.14$$

Al hacer estas simplificaciones, además de asumir que  $\vec{E}$  y  $\vec{H}$  son continuas por intervalos y poseen primera y segunda derivada, las ecuaciones de onda para los campos eléctricos y magnéticos en el dominio del tiempo quedan como:

$$\nabla^2 \vec{E} - \mu \epsilon \left( \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2} \right) - \mu \sigma \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} = 0 \quad 2.15$$

$$\nabla^2 \vec{H} - \mu \epsilon \left( \frac{\partial^2 \vec{H}}{\partial t^2} \right) - \mu \sigma \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} = 0 \quad 2.16$$

Para obtener las siguientes ecuaciones de onda en el dominio de la frecuencia se aplica la transformada de Fourier:

$$\nabla^2 \vec{E} + (\mu \epsilon \omega^2 - i \mu \sigma \omega) \vec{E} = 0 \quad 2.17$$

$$\nabla^2 \vec{H} + (\mu \epsilon \omega^2 - i \mu \sigma \omega) \vec{H} = 0 \quad 2.18$$

Donde el número de onda  $k$  se define como  $k^2 = \mu\epsilon\omega^2 - i\mu\sigma\omega$ . Recordando que las corrientes de desplazamiento son mucho más pequeñas que las corrientes de conducción en los materiales de la Tierra en frecuencias menores a  $10^5$  Hz (aproximación cuasiestática), entonces  $\mu\epsilon\omega^2 \ll i\mu\sigma\omega$  y así el número de onda se aproxima a  $k^2 \approx -i\mu\sigma\omega$  (Ward y Hohmman, 1988). Con estas consideraciones las ecuaciones 2.15 y 2.16 se reducen a:

$$\nabla^2 \vec{E} - \mu\sigma \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} = 0 \quad 2.19$$

$$\nabla^2 \vec{H} - \mu\sigma \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} = 0 \quad 2.20$$

Y en el dominio de la frecuencia:

$$\nabla^2 \vec{E} - i\mu\sigma\omega \vec{E} = 0 \quad 2.21$$

$$\nabla^2 \vec{H} - i\mu\sigma\omega \vec{H} = 0 \quad 2.22$$

Las ecuaciones 2.19 a 2.22 representan las ecuaciones de difusión, las cuales se aplican para materiales terrestres reales y conducen a entender la pérdida de resolución de los métodos de prospección electromagnética. Asumiendo la incidencia de onda plana y que la dirección de propagación es hacia el interior de la Tierra, se expresan como:

$$\frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial z^2} - \mu\sigma \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} = 0 \quad 2.23$$

$$\frac{\partial^2 \vec{H}}{\partial z^2} - \mu\sigma \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} = 0 \quad 2.24$$

$$\frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial z^2} - i\mu\sigma\omega \vec{E} = 0 \quad 2.25$$

$$\frac{\partial^2 \vec{H}}{\partial z^2} - i\mu\sigma\omega \vec{H} = 0 \quad 2.26$$

### 2.1.3. Condiciones de frontera

Las condiciones de frontera se derivan a partir de las ecuaciones de Maxwell en su forma integral, y comprenden lo siguiente (Ward y Hohmann, 1988):

- La componente normal del campo magnético  $B_n$ , es continua a través de la interfase que separa al medio 1 del medio 2.

$$B_{n1} = B_{n2} \quad 2.27$$

- La componente normal del desplazamiento dieléctrico  $D_n$ , es continua a través de la interfase por la acumulación en la densidad de carga superficial  $\rho_s$ :

$$D_{n1} - D_{n2} = \rho_s \quad 2.28$$

- La componente tangencial del campo eléctrico  $E_t$ , es continua a través de la interfase:

$$E_{t1} = E_{t2} \quad 2.29$$

- La componente tangencial del campo magnético  $H_t$ , es continua a través de la interfase si no existe corriente superficial:

$$H_{t1} = H_{t2} \quad 2.30$$

- La componente normal de la densidad de corriente  $J_n$ , es continua a través de la interfase:

$$J_{n1} = J_{n2} \quad 2.31$$

### 2.1.4. Solución a la Ecuación de onda

Las ecuaciones 2.23 a 2.26 son diferenciales de segundo orden, donde dos soluciones son de interés, pero para fines de este trabajo se explica solamente una de ellas. Primero, para una dependencia sinusoidal al tiempo  $e^{i\omega t}$  (Ward y Hohmann, 1988):

$$\vec{E} = E_0^+ e^{-i(kz - \omega t)} + E_0^- e^{i(kz - \omega t)} \quad 2.32$$

$$\vec{H} = H_0^+ e^{-i(kz - \omega t)} + H_0^- e^{i(kz - \omega t)} \quad 2.33$$

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.

Las cantidades  $\alpha$  y  $\beta$  están dadas por:

$$\alpha = w \left\{ \frac{\mu \varepsilon}{2} \left[ \left( 1 + \frac{\sigma^2}{\varepsilon^2 w^2} \right)^{1/2} + 1 \right] \right\}^{1/2} \quad 2.34$$

$$\beta = w \left\{ \frac{\mu \varepsilon}{2} \left[ \left( 1 + \frac{\sigma^2}{\varepsilon^2 w^2} \right)^{1/2} - 1 \right] \right\}^{1/2} \quad 2.35$$

Cuando las corrientes de conducción dominan sobre las corrientes de desplazamiento  $\alpha$  y  $\beta$  son iguales, y quedan definidas como:

$$\alpha = \beta = \left( \frac{w \mu \sigma}{2} \right)^{1/2} \quad 2.36$$

Ahora las soluciones de las ecuaciones 2.32 y 2.33 en donde decaen en dirección al eje positivo z son:

$$\vec{E} = E_0^+ e^{-i\alpha z} e^{-\beta z} e^{i\omega t} \quad 2.37$$

$$\vec{H} = H_0^+ e^{-i\alpha z} e^{-\beta z} e^{i\omega t} \quad 2.38$$

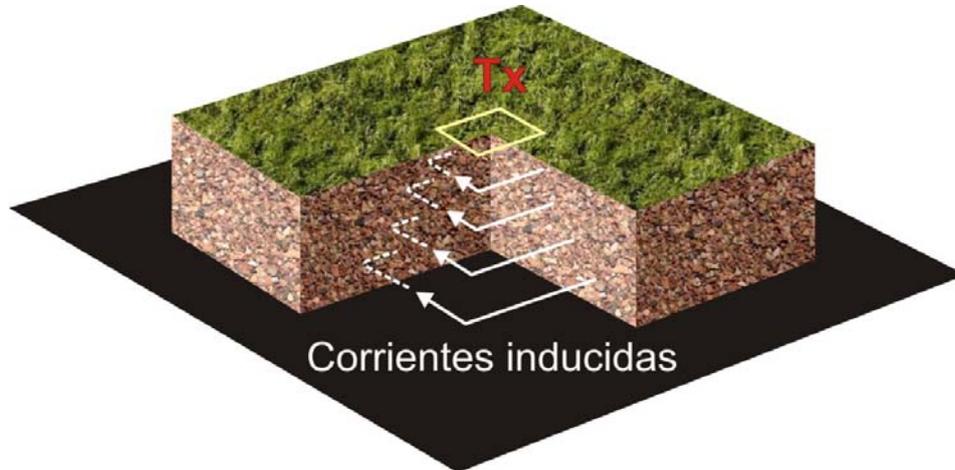
A partir de estas ecuaciones se observa que el término  $e^{-\beta z}$  tiende a cero conforme aumenta el valor de z; lo anterior representa una atenuación en la amplitud de la onda electromagnética en una distancia  $\delta$ , siguiendo una relación establecida de  $1/e$ . A esta distancia  $\delta$  se le conoce como penetración nominal y está dada por (Ward y Hohmann, 1988):

$$\delta = \left( \frac{2}{w \mu \sigma} \right)^{1/2} = 503 \left( \frac{1}{f \sigma} \right)^{1/2} \quad [\text{m}] \quad 2.39$$

## 2.2. Principios básicos del método de TEM

En esta técnica el suelo es energizado por una bobina que deja pasar una fuerte corriente continua a través de ella. Después de cierto tiempo se interrumpe abruptamente la corriente continua generada, propiciando así una función de excitación.

De acuerdo con la ley de Faraday de la inducción, se sabe que un cambio rápido en el campo primario generado por un transmisor generará corrientes eléctricas (corrientes inducidas) en el conductor cercano (Figura 2.1).



**Figura 2.1. Corrientes inducidas.**

Bajo la aproximación cuasi-estática, 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.

A partir de lo anterior se sabe que en el tiempo  $t = 0$  el campo magnético será constante y no habrá corriente inducidas en el interior, mientras que en puntos exteriores el campo magnético cambiará abruptamente. A este fenómeno se le conoce como la 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. Este proceso se repite en todos los puntos del interior del medio conductor, donde generalmente las corrientes inducidas no fluyen hacia el interior. A este proceso se le conoce etapa intermedia.

Después del proceso anterior, la distribución de corrientes inducidas será casi invariante en el tiempo. La inductancia y resistencia de cada filamento de corriente alcanzan

valores asintóticos teniendo solo una amplitud de decaimiento. A éste último proceso se le llama etapa tardía.

La tasa de cambio de las corrientes inducidas y de su correspondiente campo magnético depende de la conductividad, tamaño y forma del conductor. En el tiempo  $t = 0$  las corrientes de superficie son independientes de la conductividad del cuerpo, esto trae como consecuencia que también las corrientes generadas en la etapa temprana sean poco dependientes de la conductividad.

El flujo de corriente en la bobina del conductor está dada por:

$$I(t) = \frac{M_{01}I_0}{L} e^{-t/\tau} \quad t \geq 0 \quad 2.40$$

Donde  $I_0$  es la corriente del transmisor y  $\tau = L/R$  es el tiempo constante en el subsuelo.

Una discontinuidad en la corriente del transmisor generará inmediatamente una corriente en el subsuelo, la cual decaerá exponencialmente con un tiempo constante. El voltaje que registra la bobina receptora es proporcional a la tasa de cambio del campo magnético secundario generado por las corrientes inducidas en el subsuelo.

$$e_s(t) = M_{12} \frac{\partial I}{\partial t} = I_0 \frac{M_{01}M_{12}}{L} \left[ \delta(t) - \frac{e^{-t/\tau}}{\tau} \right] \quad t \geq 0 \quad 2.41$$

Esta expresión describe las características principales de los campos transitorios. La forma de decaimiento de este voltaje registrado contiene información sobre la distribución de la resistividad, ya que depende de la magnitud y distribución de la corriente inducida. Para medios pocos conductores los voltajes iniciales son altos pero el campo decae rápidamente (Nabighian, 1991). La función de excitación propiciada por el transmisor es una señal de tipo escalón, la cual se genera haciendo circular una corriente constante durante un tiempo determinado; esta corriente se corta abruptamente para poder aplicar un tiempo de espera de igual magnitud al utilizado en el envío de la señal, generando así una señal de tipo rampa en los extremos. Posteriormente se vuelve a transmitir la misma corriente, pero esta vez con la polaridad invertida para así obtener la señal de tipo escalón necesitada (Figura 2.2).

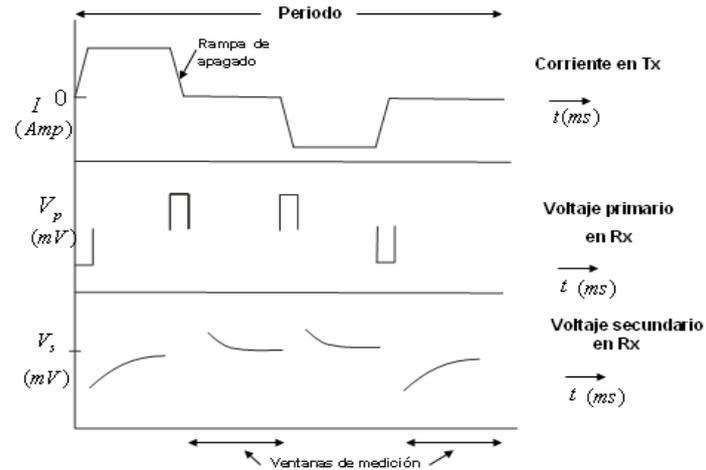


Figura 2.2. Forma de la corriente inyectada y de los voltajes registrados (Flores, 2000).

### 2.2.1. Respuesta de una bobina horizontal grande

Como se explicó en párrafos anteriores, en la técnica de 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 la forma de una circunferencia. Sólo se obtiene la componente vertical para poder reducir los efectos de las heterogeneidades laterales; con esto, la respuesta está dada por (Ward y Hohmann, 1988):

$$H_z = -\frac{I}{k^2 a^3} \left[ 3 - (3 + 3ika - k^2 a^2) e^{-ika} \right] \quad 2.42$$

Donde  $a$  es el radio de la bobina.

Para obtener la respuesta transitoria de una señal de tipo escalón, se divide entre  $i\omega$  y se aplica la Transformada Inversa de Laplace a la ecuación 2.42. Con esto, el campo magnético en el centro de la bobina después de apagar la corriente se expresa como:

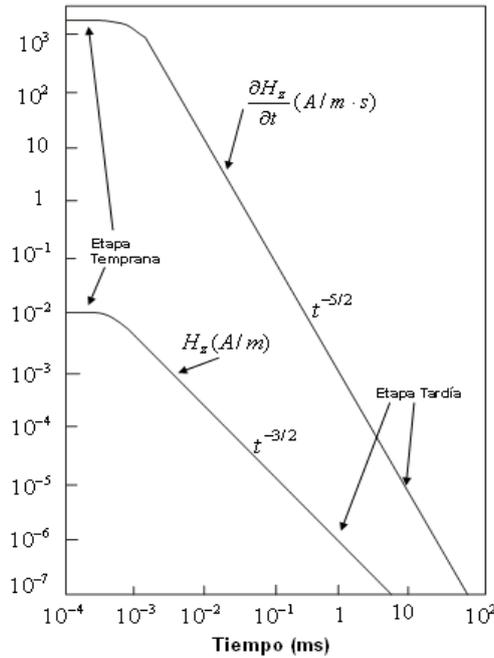
$$H_z = \frac{I}{2a} \left[ \frac{3}{\sqrt{\pi\theta a}} e^{-\theta^2 a^2} + \left( 1 - \frac{3}{2\theta^2 a^2} \right) \text{erf}(\theta a) \right] \quad 2.43$$

En donde erf es la función error definida como  $erf(x) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^x e^{-t^2} dt$  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 respecto al tiempo se expresa:

$$\frac{\partial H_z}{\partial t} = -\frac{I}{\mu_0 \sigma a^3} \left[ 3erf(\theta a) - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \theta a (3 + 2\theta^2 a^2) e^{-\theta^2 a^2} \right] \quad 2.44$$

En la gráfica de la figura 2.3 se ilustran los decaimientos tanto del campo magnético vertical como su derivada respecto al tiempo. Cabe mencionar que es a partir de esta última de donde se calcula la resistividad aparente, principalmente porque sus mediciones presentan menor sensibilidad en la profundidad a cuerpos conductores (Spies, 1989). En la gráfica también se distinguen dos de las etapas mencionadas en el apartado 2.2., la etapa temprana y la etapa tardía. Tomando en cuenta estas distinciones, se observa que en tiempos cortos el campo magnético vertical y su derivada respecto al tiempo son constantes; mientras que en tiempos largos decaen con una pendiente de  $t^{-3/2}$  y  $t^{-5/2}$  respectivamente. Con esto es posible aproximar las ecuaciones anteriores y obtener las expresiones del voltaje registrado por el receptor, así se pueden encontrar las expresiones de resistividad aparente.



**Figura 2.3. Decaimiento del campo magnético vertical y de su derivada respecto al tiempo (Ward y Hohmman, 1988).**

Para tiempos largos, el campo magnético y su derivada respecto al tiempo se aproximan como:

$$H_z \approx \frac{I\sigma^{3/2}\mu_0^{3/2}a^2}{30\pi^{1/2}}t^{-3/2} \quad 2.45$$

$$\frac{\partial H_z}{\partial t} \approx \frac{-I\sigma^{3/2}\mu_0^{3/2}a^2}{20\pi^{1/2}}t^{-5/2} \quad 2.46$$

El campo magnético se desplaza hacia debajo de la bobina en forma circular, simulando unos anillos de humo cuyo radio está dado por  $\sqrt{4.37t/\sigma\mu_0}$ , y con una velocidad de  $2/\sqrt{\pi\sigma\mu_0 t}$  (Nabighian, 1991).

### 2.2.2. Resistividad aparente

La resistividad aparente se obtiene a partir de la expresión que representa el voltaje registrado por el receptor, la cual varía según el comportamiento del decaimiento de campo magnético, en donde, como ya se explicó antes, se diferencian dos etapas

primordiales. Con esto se puede definir el voltaje para tiempos cortos (Spies *et al.*, 1986).

$$V = \frac{3mI}{\sigma a^3} \quad 2.47$$

Y para tiempos largos:

$$V = \frac{I\sigma^{3/2}\mu^{5/2}ma^2}{20\sqrt{\pi}t^{5/2}} \quad 2.48$$

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

La resistividad aparente, expresada con las unidades  $\Omega \cdot m$ , se obtiene a partir de técnicas de series de expansión y técnicas iterativas y queda definida:

Para tiempos cortos:

$$\rho_a = \frac{a^3V}{3mI} \quad 2.49$$

Y para tiempos largos:

$$\rho_a = \frac{I^{2/3}a^{4/3}m^{2/3}\mu^{5/3}}{20^{2/3}\pi^{1/3}t^{5/3}V^{2/3}} \quad 2.50$$

La resistividad aparente para tiempos cortos se aproxima a la resistividad real de los estratos superiores, mientras que la de tiempos largos se aproxima a la resistividad real de los estratos inferiores.

Christensen (1995) define que es posible obtener una resistividad aparente válida para todos los tiempos cuando se trata de una señal tipo escalón, la cual se expresa como:

$$\rho_a = \frac{\mu a^2}{4t(\theta a)^2} \quad 2.51$$

Para modelos estratificados esta resistividad presenta una suave transición conforme cambia la resistividad en el subsuelo.

Ahora bien, para lograr que las curvas de resistividad aparente se aproximen más a la distribución de las resistividades reales del subsuelo, es necesario asociar cada medida con una profundidad. Para esto, Christensen (1995) demostró que elaborando la gráfica de la resistividad aparente para todos los tiempos en función de la profundidad de difusión se obtienen resultados más fidedignos a los reales. La profundidad de difusión en un semiespacio homogéneo se define:

$$d = \sqrt{\frac{2t}{\mu\sigma}} \quad 2.52$$

Habiendo calculado previamente la resistividad aparente en función del tiempo,  $\rho_a(t)$ , es posible definir la profundidad de difusión para cada dato medido:

$$d = \sqrt{\frac{2t\rho_a(t)}{\mu}} \quad 2.53$$

### 2.2.3. Configuración de los TEM

En todas las técnicas electromagnéticas inductivas en el dominio del tiempo se utiliza como transmisor una bobina con forma rectangular casi perfecta.

Los siguientes tipos de arreglo de TEM están en función de la configuración que presenten el transmisor y el receptor:

- *Bobina simple*

Este arreglo tiene una configuración donde se utiliza una bobina simple tanto como transmisor y receptor. En el instante en el que la corriente fluye por la bobina es cuando está actúa como transmisora. Una vez que se apaga la corriente, la bobina se conecta al receptor y se mide la señal transitoria durante todo el periodo en el que el transmisor

está en reposo. Las bobinas pueden presentar forma cuadrada o rectangular donde cada lado tiene una longitud que puede variar de 5 m a 200 m.

- *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 dipolo múltiple que se coloca en el centro de la bobina transmisora.

- *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 una distancia en el exterior de la bobina transmisora.

- *Bobina doble*

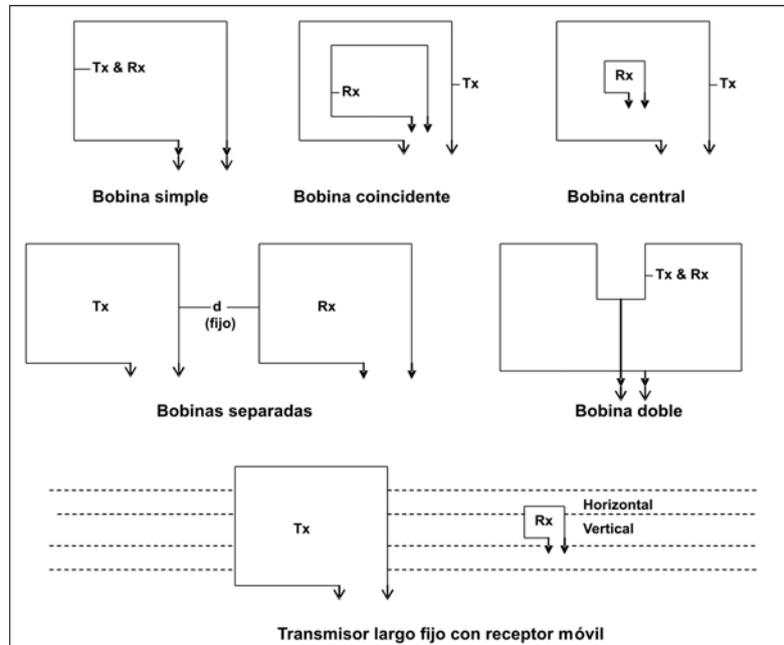
Para este arreglo se utilizan dos bobinas adyacentes y conectadas en paralelo para así tener un mejor acoplamiento con los conductores verticales. Con esta configuración se reduce significativamente el ruido causado por fuentes remotas que interfieren con la señal; sin embargo, en zonas donde la conductividad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

- *Transmisor largo fijo con receptor móvil*

Consiste de una bobina grande y fija que funciona como transmisora, mientras que el receptor es pequeño y móvil para tomar mediciones a lo largo de líneas perpendiculares a la bobina. La longitud de cada lado de la bobina va de unos cuantos metros hasta un máximo de 2 km, aunque también han sido utilizadas bobinas de hasta 5 km.

- *TEM en pozo*

Es una extensión del arreglo del transmisor largo fijo, en donde el dipolo receptor se baja a lo largo de un pozo. De esta manera se puede medir a diferentes profundidades la componente del campo magnético transitorio orientada a lo largo del eje del pozo.



**Figura 2.4. Configuración de TEMs (Nabighian, 1979).**

#### 2.2.4. Implicaciones en el diseño de los TEM

##### - *Tamaño de la bobina*

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

En la tabla 2.1 se resumen las diferencias respecto a la profundidad de penetración que hay al utilizar una bobina grande o una pequeña. Se asume que el cuerpo conductor y el ruido son pequeños y que la señal de la fuente es proporcional a la fuerza del campo magnético primario (Nabighian, 1991).

**Tabla 2.1. Diferencias entre los campos medidos con bobinas grandes y pequeñas (Nabighian, 1991).**

Bobinas grandes	Bobinas pequeñas
$b_f \approx 1/r$	$b_f \approx 1/r^3$
$b_o \approx 1/r_o^3$	$b_o \approx 1/r_o^3$
$b_n \approx 1/r_r^3$	$b_n \approx 1/r_r^3$

Donde  $r_o$  y  $r_r$  son las distancias del receptor al objetivo del subsuelo y a la fuente de ruido respectivamente.  $b_f$  es la fuerza del campo magnético primario, mientras que  $b_o$  y  $b_n$  representan la fuerza de los campos secundarios para el objetivo y la fuente de ruido.

- *Espaciamiento entre estaciones y perfiles*

La selección del espaciamiento entre estaciones y perfiles depende del objetivo del proyecto, si es un estudio a detalle o de puro reconocimiento.

### 2.2.5. Fuentes de error en TEM

- *Geométricos*

Una de las causas de esta fuente de error es la relación geométrica presente entre el transmisor y receptor. Estos errores geométricos son prácticamente despreciables ya que las mediciones se realizan cuando el transmisor está apagado. La topografía es otra causa de este tipo de fuente de error. Para realizar correctamente su corrección se deben considerar la posición relativa entre cada estación y el sistema de corrientes inducidas en el subsuelo; esto cuando la roca es prácticamente no conductora.

- *Efectos culturales*

Las corrientes inducidas por conductores como las líneas de teléfono y de alta tensión, tuberías, vallas, etcétera, producen anomalías en la respuesta de los TEMs. Estos tienen la capacidad de canalizar las corrientes inducidas en el subsuelo, por lo que tienen un efecto sustancial que usualmente genera fuertes anomalías. Esta respuesta ruidosa se minimiza colocando bobinas transmisoras distribuidas simétricamente sobre las fuentes culturales de ruido.

- *Ruido electromagnético*

Entre este tipo de ruido se encuentran las señales geomagnéticas con frecuencias menores a 1 Hz provenientes principalmente de la ionósfera. Las señales mayores a 1 Hz se deben a tormentas eléctricas que generan campos transitorios electromagnéticos naturales.

Las construcciones hechas por el hombre tales como la red de distribución eléctrica y las estaciones de radio también generan ruido significativo en las mediciones electromagnéticas. La primera tiene una frecuencia de ruido de 50 a 60 Hz, mientras que las estaciones, al trabajar en VLF (muy baja frecuencia) generan altas frecuencias de ruido llegando hasta los 25 kHz. Cuando se toman mediciones de transitorios electromagnéticos en áreas despejadas, el ruido de movimiento inducido o microfonía afecta significativamente. Este ruido parte de que al mover los sensores de campo magnético en el campo geomagnético, las mediciones se verán afectadas ya que el campo de la Tierra es exageradamente más grande que los campos usados en la técnica de TEM. Este efecto es conocido generalmente como ruido de viento.

## Capítulo 3. Antecedentes de la zona de estudio

### 3.1 Localización

El área de estudio se localiza en la comunidad de San Agustín Tlalixcalapa, perteneciente al municipio de Alfajayucan, Hidalgo; en la coordenada UTM: 463,597 m de longitud y 2,255,427 m de latitud, a una altitud de 1,800 m.s.n.m. El municipio abarca una superficie de 467.7 m<sup>2</sup>, lo que representa el 2.83% de la superficie total de Hidalgo. Las elevaciones principales son los Cerros de El Soldado, Colorado, El Sauz, Bafe, Dianxe, El Peñón, Bathe y Muemxai. Por el territorio del municipio pasan los ríos Alfajayucan y Santa María, además se encuentran las presas Dolores, La Peña (Javier Rojo Gómez) y Vicente Aguirre. Es importante mencionar que Alfajayucan cuenta con un sistema de riego que abarca alrededor de 12,000 hectáreas de superficie de operación. La principal vía de acceso al área de estudio es por la carretera federal No. 45, en el tramo que comunica al municipio de Ixmiquilpan con Huichapan, tomando la desviación que conduce a la cabecera municipal de Alfajayucan, para después tomar el camino rural que lleva hasta el poblado de San Agustín.



Figura 3.1. Localización del área de estudio (Web 1).

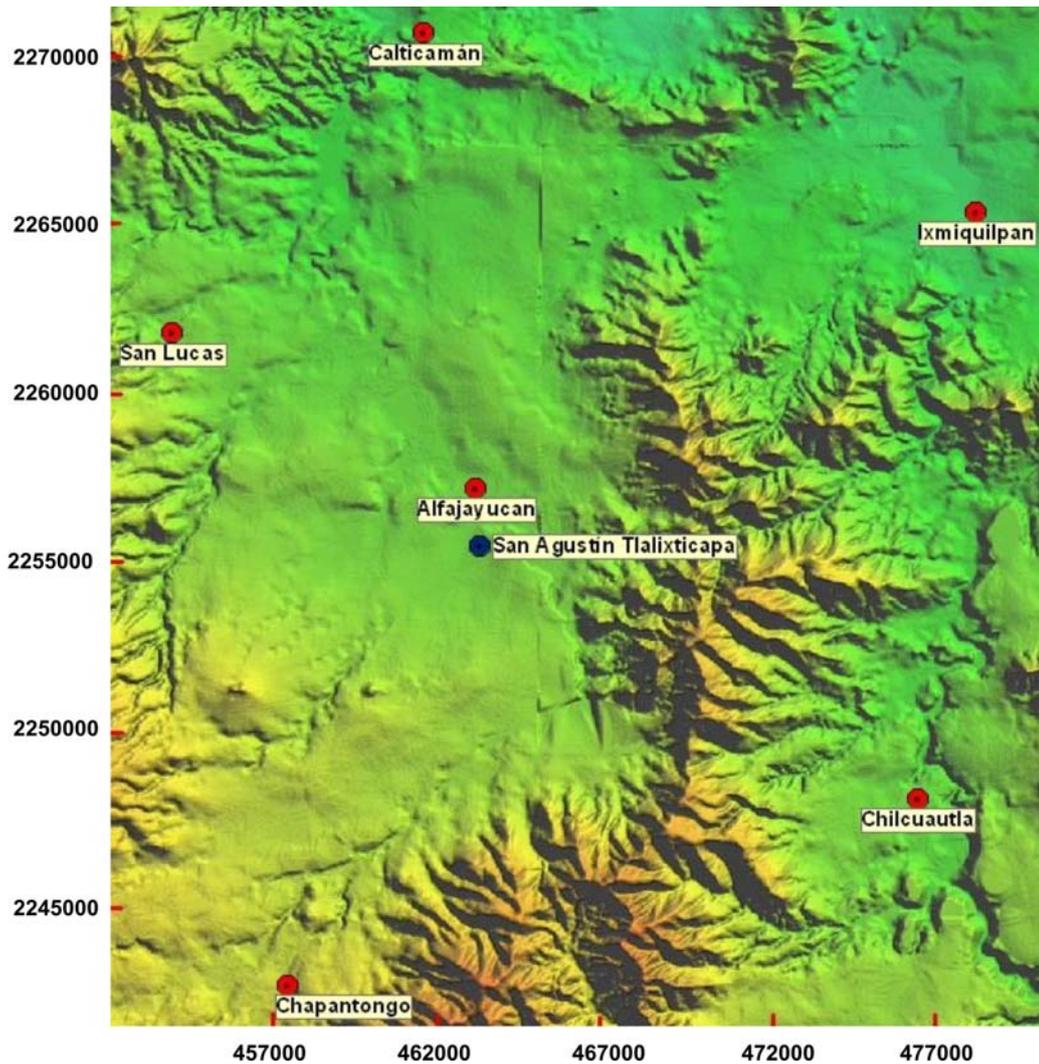


Figura 3.2 Modelo digital de elevación del área de estudio (Web 2).

### 3.2 Fisiografía

En Hidalgo se encuentran tres provincias fisiográficas del país: la Sierra Madre Oriental, el Eje Neovolcánico y la Llanura Costera del Golfo del Norte. La *Sierra Madre Oriental* está representada por la subprovincia del *Carso Huasteco*, denominada así por presentar rasgos de un karst extenso con un alto grado de disección por la acción de los ríos que afluyen en la región. Las cumbres de mayor elevación se encuentran en la parte norte del municipio de Zimapán, excediendo los 2000 m.s.n.m. Esta subprovincia abarca 9,712.93 km<sup>2</sup> del estado; predominan las sierras que constituyen la Huasteca Hidalguense, en donde las zonas más bajas se extienden al norte y noreste de la entidad. Los diferentes tipos de suelos de esta subprovincia presentan un

alto contenido de carbonatos derivados de la alteración química de las calizas aflorantes; se encuentran rendzinas, litosoles, feozems y luvisoles (Web 2).



Figura 3.3. Provincias y subprovincias fisiográficas en Hidalgo (Web 2)

La provincia *Eje Neovolcánico* en la entidad se representa por las subprovincias de las *Llanuras y Sierras de Querétaro e Hidalgo* y de los *Lagos y Volcanes de Anahuac*. La primera se extiende desde el oeste de la ciudad de Querétaro hasta Pachuca, presentando un corredor de lomeríos de material volcánico que no sobrepasan los 2,000 m.s.n.m. La cumbre más alta es la del cerro Nopala, que excede los 3,000 m. de altitud. Esta subprovincia ocupa una superficie dentro del estado de 7,821.33 km<sup>2</sup>, lo que representa el 37.41 % del total de Hidalgo. En cuanto al tipo de suelo, domina el de tipo feozem asociado con vertisoles, planosoles, rendzinas, regosoles, litosoles, pluvisoles, cambisoles y andosoles. La subprovincia de los *Lagos y Volcanes de Anahuac* ocupa 3,315.85 km<sup>2</sup>, que es el 15.86 % de la superficie de Hidalgo. Penetra por la parte sur del estado y abarca municipios importantes como Tepeji de Ocampo, Tula de Allende, Mineral del Chico, entre otros. La zona de estudio está comprendida en esta subprovincia, en donde los suelos que se encuentran son del tipo feozem háplico, feozem calcárico, litosol, regosol calcárico, vertisol pélico, cambisol éutrico, cambisol húmico y regosol dístrico. Por último, la provincia *Llanura Costera del Golfo del Norte* en Hidalgo se representa por la subprovincia de las *Llanuras y Lomeríos*, la cual ocupa solamente una superficie de 56.07 km<sup>2</sup>. Se encuentra en la parte noreste del estado, en

los municipios de Huautla y Huehuetla. Los suelos característicos de la zona son de tipo feozem calcárico asociados a plvisoles, feozem háplico y regosoles asociados a rendzinas (Web 2).

### **3.3. Geología Regional**

Las características litológicas y estructurales de las rocas aflorantes en Hidalgo indican que hubo diferentes eventos geológicos de tipo orogénico, que asociados al volcanismo y al relleno de cuencas oceánicas dieron el peculiar carácter estructural que presenta. En la entidad afloran las rocas más antiguas de México, de edad precámbrica, seguidas de una serie completa de unidades estratigráficas que abarcan el Pérmico, todo el Mesozoico y el Cenozoico (Web 2).

En la entidad atraviesa parte de la Sierra Madre Oriental, la cual se desarrolló sobre estructuras precámbricas y paleozoicas, en donde ahora se encuentran rocas mesozoicas encima de ellas formando pliegues de diferentes tipos y orientaciones. El carácter estructural de esta cordillera está marcado por pliegues complejos recostados hacia el NW y grandes fallas de empuje o *cabalgaduras*, las cuales arrancan fragmentos del basamento precámbrico y paleozoico e imbrican la secuencia mesozoica suprayacente. Existe la posibilidad de que haya una relación estrecha entre los periodos de deformación tectónica y la ubicación de cuerpos intrusivos de diversa composición, los cuales atraviesan la secuencia de rocas mesozoicas y han propiciado la mineralización de diversas zonas, por ejemplo, el área de Zimapán (Web 2).

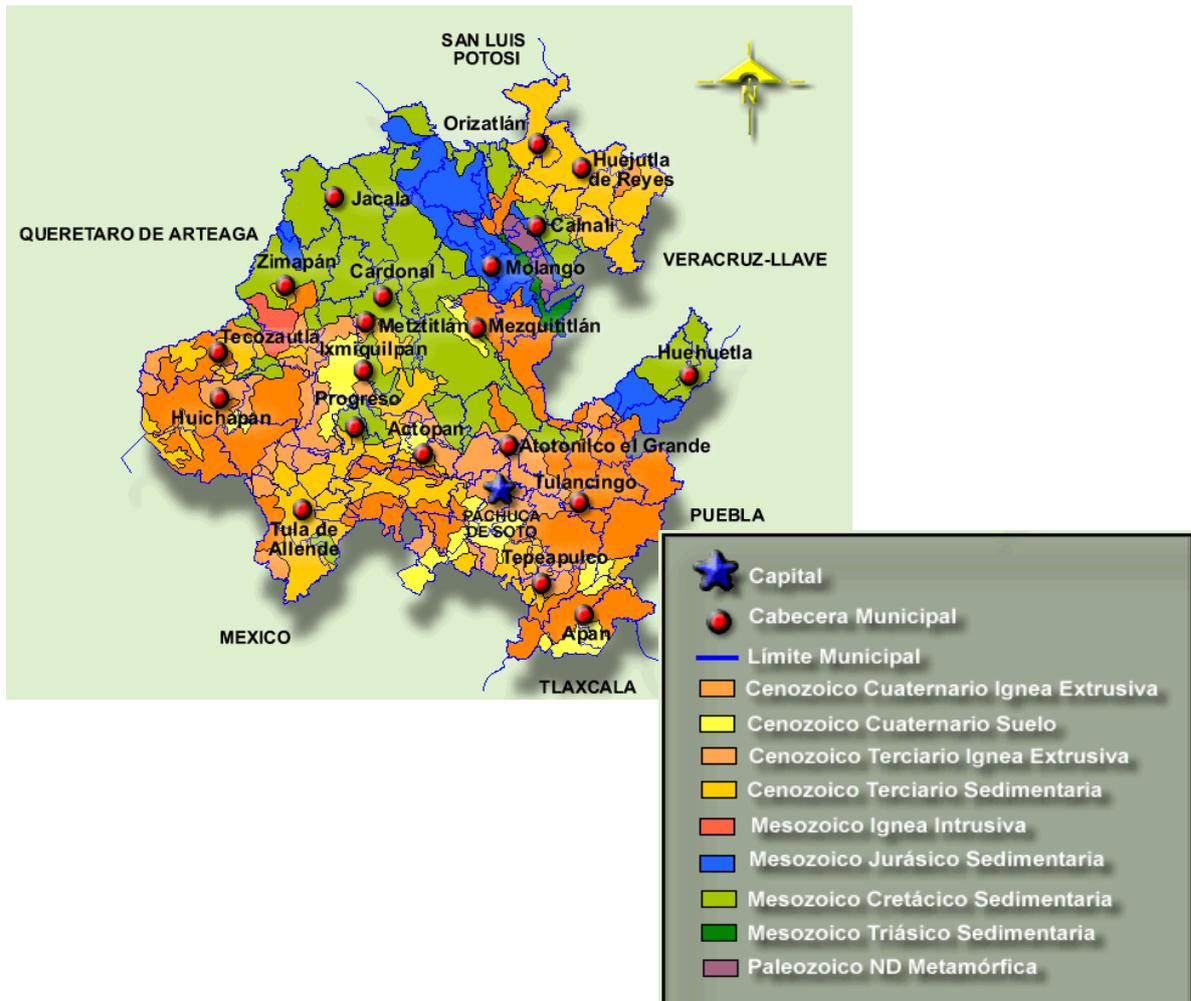


Figura 3.4. Geología de Hidalgo (Web 2).

La actividad volcánica constante durante el Cenozoico se manifiesta en el gran espesor y extensión que cubren las rocas ígneas de la Faja Volcánica Transmexicana, en donde se encuentran domos riolíticos, volcanes compuestos, conos cineríticos enteros y erosionados, así como mesetas formadas por flujos piroclásticos y derrames basálticos. Estas estructuras se han ido modificando por fenómenos de volcanismo explosivo, como el que existe en La Caldera de Huichapan.

Los sedimentos marinos del Cenozoico ubicados en la parte noreste de Hidalgo están genéticamente relacionados con la formación de la Llanura Costera del Golfo, que tiene su origen en la regresión del Atlántico que inició a principios del Cenozoico, así como en el relleno gradual de la cuenca oceánica en donde se acumularon grandes volúmenes de sedimentos de las partes altas del continente sobre la pendiente del talud continental.

El área de estudio está constituida por varias unidades litoestratigráficas de origen sedimentario, tanto marinas como continentales; las primeras fueron depositadas a finales del Jurásico y durante todo el Cretácico, evidenciando una transgresión que va desde un ambiente de transición en la costa y que evolucionó paulatinamente hacia un ambiente de plataforma calcárea, para finalmente llegar a un ambiente de abanicos abisales. Las unidades pertenecientes al Cenozoico representan una regresión que se observa en el depósito de unidades de carácter continental.

En la región también se pueden observar unidades litoestratigráficas de origen volcánico relacionadas con la evolución de la Faja Volcánica Transmexicana, como algunos cuerpos intrusivos, depósitos piroclásticos y derrames que afloran en el área de estudio.

### **3.3.1. Estratigrafía**

#### **CRETÁCICO**

##### **Formación El Abra**

Complejo calcáreo de plataforma de edad Albiano-Cenomaniano. La localidad tipo se encuentra en el Cañón El Abra, a 10 km al oriente de Cd. Valles. El término El Abra es aplicado para las calizas de los campos petroleros comprendidos en la Faja de Oro, además de que se correlaciona con la Formación Tamaulipas. La Formación se divide en tres facies principales de edades semejantes, las cuales son facies de tipo pre-arrecifal, arrecifal y post-arrecifal. A la primera se considera como un conjunto litológico constituido por rocas clásticas de talud arrecifal dolomitizadas y presenta una zona de interdigitación de calizas de cuenca con calizas clásticas biocalcáreas, las cuales son derivadas de las zonas arrecifales. En Hidalgo, los sedimentos pre-arrecifales afloran al oeste del Valle de Mezquital, siendo una mezcla de caliza de grano fino, de color gris oscuro a negro, presentando bandas y lentes de pedernal negro, en capas medianas alternadas con capas delgadas de margas laminadas de color gris oscuro a negro. También se hallan bloques de calizas arrecifales constituidos principalmente por coquinas de rudistas (Carrasco, 1970).

La facies arrecifal se designa a la franja angosta de núcleos arrecifales constituidas por caprínidos, radiolítidos, nerineas, toucasias, equinodermos y escasos corales, la cual está bordeando a la Plataforma Valles-San Luis Potosí. La franja tiene una anchura que varía de 1.5 a poco mas de 2.5 km y su longitud excede los 100 km.

En general esta formada por calizas masivas de color crema amarillento y gris crema, constituidas por un conjunto de bancos arrecifales y separados por calcarenitas, calcarenitas oolíticas y clásticos biógenos. El cementante entre los fósiles es generalmente calcita. Estas rocas son compactas, presentando únicamente zonas porosas en las cavidades dejadas por los fósiles, además presentan una porosidad secundaria a causa de lixiviación y fracturamiento, lo que desarrolló un complejo sistema de grietas y cavernas. El espesor de esta facies fluctúa entre los 200 y 800 m, aunque se estima que probablemente excede los 2,000m. Por su contenido faunístico, la edad asignada es del Albiano.

Por último, la facies post-arrecifal es una gruesa secuencia de calcilutitas, calizas bioclásticas y calcarenitas con miliólidos y toucasias, además de dolomitas y calizas parcialmente dolomitizadas depositadas sobre una gran plataforma de aguas cálidas y someras. La localidad tipo se halla en las canteras de la Estación El Abra, ubicada a 9.4 km. al oriente de Cd. Valles.

Las calizas post-arrecifales cubren la porción central de la plataforma Valles-San Luis Potosí, son las rocas de más amplia distribución en el área y forman los principales rasgos topográficos. En Hidalgo ocupa una franja en la parte media septentrional.

### **Formación Soyatal**

Consiste de una secuencia de conglomerado de clastos calcáreos, calizas y calizas arcillosas de color pardo claro a gris oscuro, intercaladas con lutitas calcáreas del Huroniano (Wilson *et al.*, 1955).

En la cima la unidad se vuelve más arcillosa. Se observan mudstones y wackestones arcillosos de color gris oscuro que intemperizan a tonos de amarillo ocre en estratos

delgados de 10 a 30 cm. Estas calizas están intercaladas con horizontes de lutitas calcáreas de color gris oscuro. En algunas zonas las calizas presentan escasos nódulos pequeños de hematita y con vetillas de calcita. En general, la Formación tiene espesores que llegan hasta los 400 m, como en el área de Xuchitlán donde el potente espesor de calizas arcillosas se encuentra laminado en capas de 3 a 40 cm. intercaladas con lutitas gris oscuro y gris rojizo.

La edad Turoniano a la cual pertenece la Formación se estableció por el fósil índice *Inoceramus labiatus* reportado en el Cerro Cuesta. La unidad se presenta muy deformada presentando pliegues tipo Chevron. Dentro del área de Ixmiquilpan son muy pobres los afloramientos de la Formación Soyatal, localizándose estos únicamente como pequeños manchones en la zona noroeste de esta área.

### **Formación Mezcala**

La unidad se encuentra descansando con concordancia aparente sobre la Formación Soyatal, presentándose en una sucesión gruesa de capas clásticas de grano variable y con matriz calcárea. El nombre de Formación Mexcala lo propuso Fries (1960); esta unidad está formada en su parte inferior por capas alternadas de limonita, lutita, marga o caliza y arenisca, mientras que hacia arriba las capas de marga y caliza desaparecen, sustituyéndose por areniscas y capas de conglomerado fino.

Los sedimentos marinos presentes son predominantemente detríticos, conformando una alternancia de areniscas, limolitas y lutitas calcáreas, tal como se observa en la localidad tipo de esta Formación, localizada en el poblado de Mezcala, Gro. Con respecto a su ambiente, se considera que esta unidad corresponde a depósitos por corrientes de turbidez en el talud continental. Los colores de la sucesión varían desde casi negro hasta gris oscuro o verdoso, que al intemperizarse se vuelven amarillentos. El espesor aproximado de la Formación está entre los 600 y 1,000 m.

Esta Formación se encuentra únicamente en el área de Ixmiquilpan y los afloramientos son pocos y no muy extensos, además de que se encuentran esparcidos dentro de toda el área exceptuando la zona sureste. En el área de Ixmiquilpan, la Formación sobreyace de manera concordante a la Formación Soyatal. Esta unidad se ha asignado una edad correspondiente al Cenoniano-Maestrichtiano.

## **CENOZOICO**

### **Formación Tarango**

El nombre de Formación Tarango (Bryan, 1948) se utiliza para designar una secuencia que consiste en tobas híbridas y lacustres cementadas por una matriz arcillosa, así como arenas, paleosuelos, caliche y conglomerados semicompactos constituidos por clastos subredondeados de caliza y basalto, empacados en una matriz arenosa y cementante calcáreo. Las tobas son de composición silíceas y por lo general contienen fragmentos de pómez. Los horizontes volcanoclásticos están compuestos por ceniza retrabajada, algunas veces con estratificación cruzada. Los depósitos lacustres consisten en arcillas, limos y arenas finas. Los conglomerados se encuentran como relleno de paleocanales y como depósitos de abanicos aluviales. Dentro de esta Formación se presentan también depósitos de flujos piroclásticos y lahares.

Dentro del área de estudio esta unidad se encuentra únicamente en las zonas de Tasquillo e Ixmiquilpan; en el primer caso está cubriendo la parte sur de la Cuenca Zimapán en donde la Formación corresponde a una edad del Pleistoceno y conforma una discordancia angular con los estratos más antiguos. En la zona de Ixmiquilpan corresponde al Plioceno Superior y los afloramientos de esta unidad son extensos y se encuentran ampliamente distribuidos. Esta unidad sobreyace discordantemente a cualquiera de las unidades mesozoicas del área.

### **Intrusivo Diorita**

Estas rocas se localizan en el área de Ixmiquilpan y afloran principalmente en la Cañada La Palma, al norte del poblado Cantamayé. La unidad que intruye a las Formaciones El Abra, Soyatal y Mezcala, está conformada por dioritas de hornblenda, de textura porfídica y con fenocristales de hornblenda y plagioclasas en una matriz fanerítica de grano medio. Estas rocas intrusivas se encuentran emplazadas como pequeños apófisis de pocos metros de diámetro, y como diques y diquestratos poco espaciados con espesores menores a los 2m. Esta unidad ha sido fechada por su relación de intrusión como del Cenozoico Inferior (Alvarado *et al.*, 2005).

## **Toba Donguiño**

Esta unidad, también conocida como toba San Francisco, fue nombrada por Segerstrom (1961) por unos afloramientos ubicados a lo largo de la carretera Ixmiquilpan-Huichapan, en el cruce con el arroyo Don Guinyó.

Esta secuencia consiste en una serie de ignimbritas con un alto grado de soldamiento, formando un paquete de tipo agradado, con unidades de flujo sucesivas de 0.5 m a 6 m de espesor cada una. Las ignimbritas van de color gris a café oscuro conteniendo una gran cantidad de fiammes negros pocos deformados. En general son ricas en contenido de cristales de plagioclasa, piroxenos y óxidos (Aguirre-Díaz *et al.*, 2009). En algunos casos se presentan una gran cantidad de fragmentos y bloques de roca andesítica, dando un aspecto de una brecha o flujos detríticos (Silva-Mora *et al.*, 1996).

La Toba Donguiño se puede calificar como una fase explosiva emitida por una protocaldera previa a la caldera que emitió la Toba Huichapan. La edad más representativa que se ha estimado para esta unidad es de  $5.0 \pm 0.3$  Ma (Aguirre-Díaz *et al.*, 2009). La presencia de esta secuencia ocurre únicamente en el área de Huichapan, en la cual los afloramientos se distribuyen muy pobremente apareciendo únicamente como pequeños manchones al noreste, norte y suroeste del área.

## **Toba Huichapan**

La Toba Huichapan consiste de un conjunto de flujos piroclásticos parcialmente soldados, con fenocristales bien formados, orientados y ligeramente alineados debido a la compactación. La secuencia incluye depósitos de lapilli de pómez de caída, surges, ignimbritas menores sin soldar, y la ignimbrita mayor de Huichapan, que cubre una gran extensión que llega hasta los 60 km al oeste de su fuente, y con espesores mínimos de 60 m en sus facies proximales (Aguirre-Díaz *et al.*, 2009).

Dentro del área de estudio esta unidad existe únicamente en la zona de Huichapan, aflorando ampliamente en toda la parte norte y en un sector de menor tamaño en el sureste de la misma zona. Recientemente fecharon esta unidad en  $4.0 \pm 0.2$  Ma. (Aguirre-Díaz *et al.*, 2009).

### **Andesita pumicita- Basalto**

Después del periodo de vulcanismo explosivo se extravasaron coladas de lava de composición andesítica basáltica con algunos paquetes piroclásticos, los cuales aparentemente marcan los límites entre los flujos de lava. Esta secuencia fue eyectada a través de volcanes monogenéticos y conos cineríticos instalados en la parte externa del anillo de la caldera de Huichapan, alcanzando un espesor de 250 m aproximadamente.

En ciertas zonas se encuentran depósitos pumicíticos de caída libre, en donde en algunos los fragmentos de pumicita se encuentran soportados por una matriz de ceniza fina, mientras que en otros el soporte es clasto a clasto.

### **Basalto**

El vulcanismo post-caldera presente en la región está representado por rocas de composición máfica a intermedia que están constituidas por basalto andesítico de textura afanítica, estructura fluidal y vesicular. Estas rocas fueron emitidas por el volcán Nopala. En algunas zonas se extravasaron lavas de composición basáltica a través de volcanes monogenéticos, generando mesetas y pequeños volcanes tipo escudo. De acuerdo con las relaciones estratigráficas, la edad considerada para esta secuencia es del Plioceno-Pleistoceno (Alvarado *et al.*, 2005).

### **Aluvión-Lacustre**

En algunas zonas esta secuencia está depositada en un medio lacustre de edad cuaternaria, constituida por depósitos de arena y grava, con horizontes de oleadas piroclásticas de 30 a 40 cm de espesor, además de arena mediana a fina y horizontes de toba riolítica conformados por ceniza y arena gruesa. Aflora un depósito continental conformado por gravas y boleas con clastos principalmente de caliza, intercalados con algunos depósitos piroclásticos de composición félsica como producto de la denudación de las sierras aledañas, alcanzando hasta espesores de 100 m.

### **3.3.2. Geología Estructural**

En el área de Huichapan existen evidencias de deformación pre-cenozoica, correspondientes al dominio dúctil y dúctil-frágil que están representados por una cabalgadura y dos sinclinales. Dentro de la zona norte se localiza la Cabalgadura Pardo que tiene una longitud de 2.5 km aproximadamente. La estructura se orienta de norte a sur en dirección E-NE. El sinclinal denominado El Barrón está ubicado al oriente del poblado El Apartadero y tiene una orientación general casi N-S con recumbencia al E-NE. El segundo sinclinal llamado El Ahorcado, se encuentra en el límite centro-norte del área y tiene una orientación general de 25° al norte. Procesos de deformación frágil se observan en las rocas relacionadas con la formación de la Caldera de Huichapan, la cual se encuentra delimitada por las fallas normales El Astillero, Las Víboras y Huichapan (Alvarado *et al.*, 2005; Martínez *et al.*, 2009).

Dentro de la carta de Ixmiquilpan (Alvarado *et al.*, 2005; Martínez *et al.*, 2009), se presentan los anticlinales Ixmiquilpan, Ventorrillo, Xuchitlán y San Miguel de la Cal, así como los sinclinales El Tephe, Xuchitlán y Yolotepec. El primero de los anticlinales se localiza 5 km al suroeste de Ixmiquilpan, tiene una longitud aproximada de 3 km y un ancho de 5 km. La orientación general de esta estructura es de 5° SE-NW. Se observan numerosas fracturas en las unidades que afloran en este anticlinal, algunas selladas por calcita y otras por arcillas.

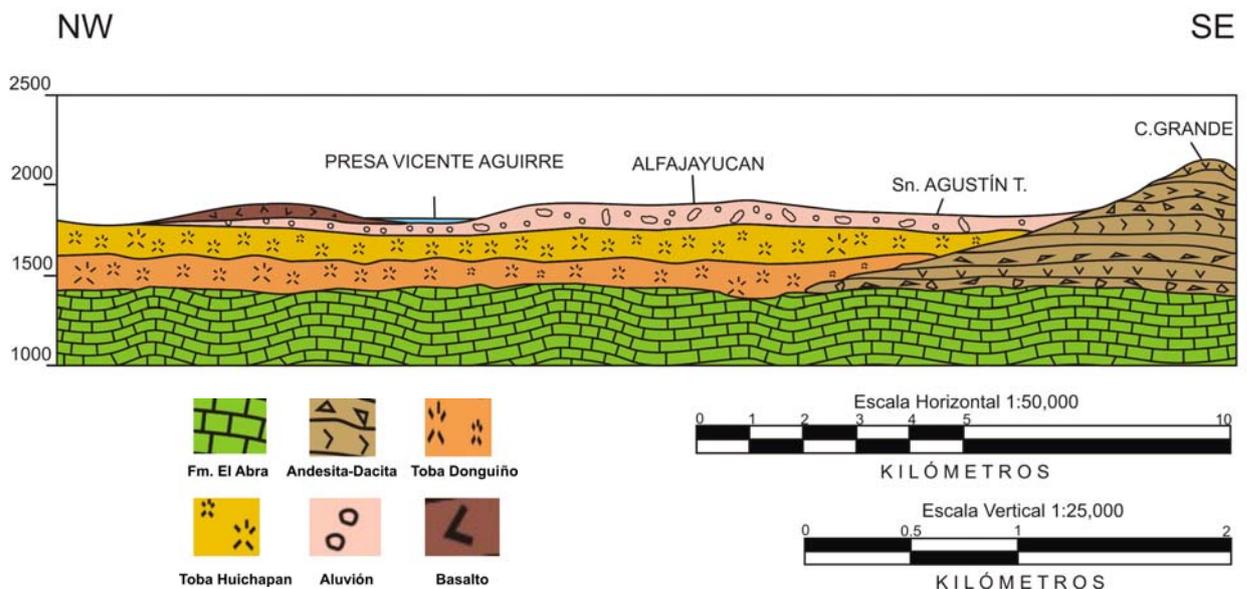


Figura 3.5. Secci3n geol3gica del 1rea de estudio.

### 3.4 Geología Local

#### 3.4.1. Geología superficial

En el área de estudio afloran principalmente depósitos volcánicos del Cenozoico, representados por tobas arenosas y productos piroclásticos, así como flujos de lava y aglomerados andesíticos y basálticos. Existen también, aunque no aflorando, depósitos de rocas volcánicas y productos piroclásticos que van del Mioceno al Plioceno.

A continuación se hace una breve descripción de dichas unidades, citándolas de la más antigua a la más reciente (Figura 3.5).

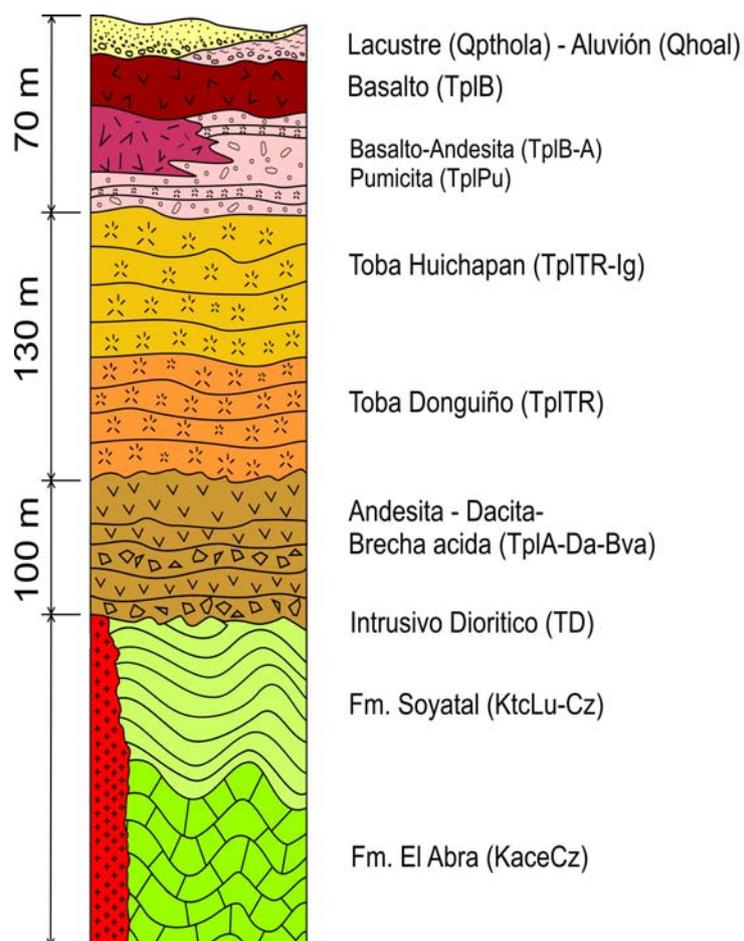


Figura 3.6. Columna estratigráfica local

#### Formación El Abra (KaceCz)

Esta unidad está constituida por calizas cristalinas y calizas grainstone, en estratos medianos que han sufrido deformación, ya que se les observa basculados hacia el SW. Los estratos de calizas están interestratificados con horizontes de pedernal y presentan rasgos de disolución en forma de cavidades de entre 3 y 15 cm; además, la roca se encuentra fracturada.

La Formación se caracteriza por estar constituida por carbonatos depositados en un ambiente de plataforma y se le asigna una edad del Cretácico Superior. Esta unidad conforma el basamento regional del área de estudio, y se encuentra aflorando hacia el oriente de San Agustín Tlaxiutl, en el Cerro Dorodeje, y al Este del poblado de Chilcuautla. Cabe mencionar que los afloramientos de esta Formación tienen una distribución muy amplia y han sido explotados como bancos de material.



**Figura 3.7. Calizas de la Formación El Abra.**

### **Formación Soyatal (KtcLu-Ar)**

Esta unidad está formada por calizas, margas y lutitas en estratificación delgada; sobreyace a la Formación El Abra en algunas zonas en forma concordante, mientras que en otras discordantes; esto se debe a la diferencia de la competencia de las rocas en el momento de la deformación.

A la Formación Soyatal se le atribuye una edad del Cretácico Superior (Mastrichtiano) y un ambiente de depósito de talud continental. Esta unidad se encuentra aflorando junto con la formación El Abra en el Cerro Venu, al sur de Ixmiquilpan principalmente.

### **Derrames de composición andesítica y brechas volcánicas ácidas (TplA-Da-Bva)**

Esta unidad está formada por varias secuencias de derrames de composición andesítica altamente fracturados, brechas volcánicas ácidas y algunos cuerpos dioríticos, procedentes del volcán conocido como Cerro el Pilón, que se encuentra al sureste del área de estudio y su actividad volcánica se dió durante el Mioceno. El espesor de la unidad es variable, ya que los depósitos de las brechas y derrames son de menor espesor conforme se aleja del centro de efusión. La unidad se encuentra en contacto con las unidades de calizas de las formaciones El Abra y Soyatal de forma discordante; aflora a lo largo de la sierra que va del Cerro el Pilón hacia el Cerro la Cruz. En la parte oriental del área de estudio, la unidad presenta alteraciones hidrotermales, mismas que pueden observarse en las cercanías del poblado de Cerro Azul.



**Figura 3.8. Andesitas fracturadas y brecha volcánica con alteración hidrotermal.**

### **Depósitos piroclásticos Toba Donguiño (TplTR)**

Esta unidad está constituida por depósitos piroclásticos que corresponden a ceniza pseudoestratificada, horizontes de oleadas piroclástica y flujos de pumicita poco consolidada, la cual llega a presentar alteración en los fragmentos de pómez y en algunas porciones llega a presentar soldamiento parcial. El espesor de esta unidad se estima de por lo menos 50 m. La Toba Donguiño se encuentra de manera discordante a las unidades anteriores, la edad de los depósitos corresponden al Plioceno. La unidad se encuentra aflorando en el suroeste del área de estudio, entre la presa Dolores y el poblado de San Juan El Sabino.



**Figura 3.9. Depósitos piroclásticos de la Toba Donguiño.**

### **Depósitos piroclásticos Toba Huichapan (T<sub>pl</sub>TR-Ig)**

La Toba Huichapan consiste en un conjunto de flujos piroclásticos parcialmente soldados, con fenocristales bien formados, orientados, y ligeramente alineados debido a la compactación. Esta unidad presenta un amplio fracturamiento, ya que se pueden apreciar fracturas con una abertura de más de 1 cm y en algunos casos se encuentran rellenas de material arcilloso. Esta unidad se encuentra sobreyaciendo concordantemente a la Toba Donguiño y aflora en el noroeste del área de estudio, en los poblados de San Francisco y Decá.



**Figura 3.10. Ignimbritas de la Toba Huichapan.**

**Depósito piroclásticos pumíticos con intercalaciones de flujos andesíticos y basálticos (T<sub>pl</sub>Pu-A-B)**

Unidad formada por un depósito pumítico de caída libre y composición riolítica, en su mayor parte los fragmentos de pómez se encuentran soportados grano a grano, pero hay porciones en las que se encuentran soportados por una matriz de ceniza fina.

La unidad está intercalada con derrames de composición basáltica y andesítica en el poniente del área de estudio; se encuentra concordante a la Toba Huichapan y se le atribuye una edad pliocénica, algunos autores correlacionan estos depósitos con la Formación Tarango. Estos depósitos tienen una distribución muy amplia, y se encuentran aflorando en el poblado de San Agustín Tlaxicalapa.



**Figura 3.11. Depósitos piroclásticos pumíticos.**

### **Derrames basálticos (QptB)**

Esta unidad está formada por derrames de composición basáltica, los cuales forman mesetas dentro del área de estudio; los basaltos presentan pocas vesículas y están fracturados. Suprayace concordantemente a los depósitos pumíticos. Estos derrames basálticos son de edad cuaternaria y se encuentran aflorando hacia el suroeste del poblado de San Agustín Tlaxiaticapa, a un costado de la presa Rojo Gómez.



**Figura 3.12. Basaltos aflorando en la zona de la Presa Rojo Gómez.**

### **Depósitos lacustres (Qpthola)**

Unidad formada por depósitos de arena y grava. Horizontes de oleada piroclástica, de toba riolítica con abundante pómez, arenas medias y finas con estratificación cruzada, acumulados en un ambiente lacustre. Estos depósitos se distribuyen ampliamente en el valle incluyendo a San Agustín, en donde se pueden observar afloramientos.



**Figura 3.13. Depósitos lacustres.**

### **Depósitos Aluviales (Qhoal)**

Sobre las rocas volcánicas del Cuaternario, se encuentran los depósitos aluviales que cubren toda la secuencia volcánica descrita anteriormente. Los depósitos aluviales están compuestos por sedimentos de tamaño de arenas y en menor proporción por sedimentos finos como limos y arcillas, que están parcialmente cubiertos por suelos de naturaleza limosa y limo-arenosa.

Estos depósitos afloran en la porción central del área de estudio, los espesores máximos se presentan en el centro de las depresiones y se adelgazan hacia las márgenes de las llanuras.

## Capítulo 4. Implementación en campo

Con el objetivo de definir la distribución y características de los materiales en el subsuelo en la zona de estudio, durante el presente proyecto se realizaron cinco sondeos transitorios electromagnéticos (TEM), utilizando el arreglo conocido como *bobina coincidente* con dimensiones de 150 m por lado, para así poder alcanzar una profundidad de investigación aproximada de 400 m.

Se trabajó también con 21 sondeos adicionales de 300 x 300 m tomados con anterioridad.

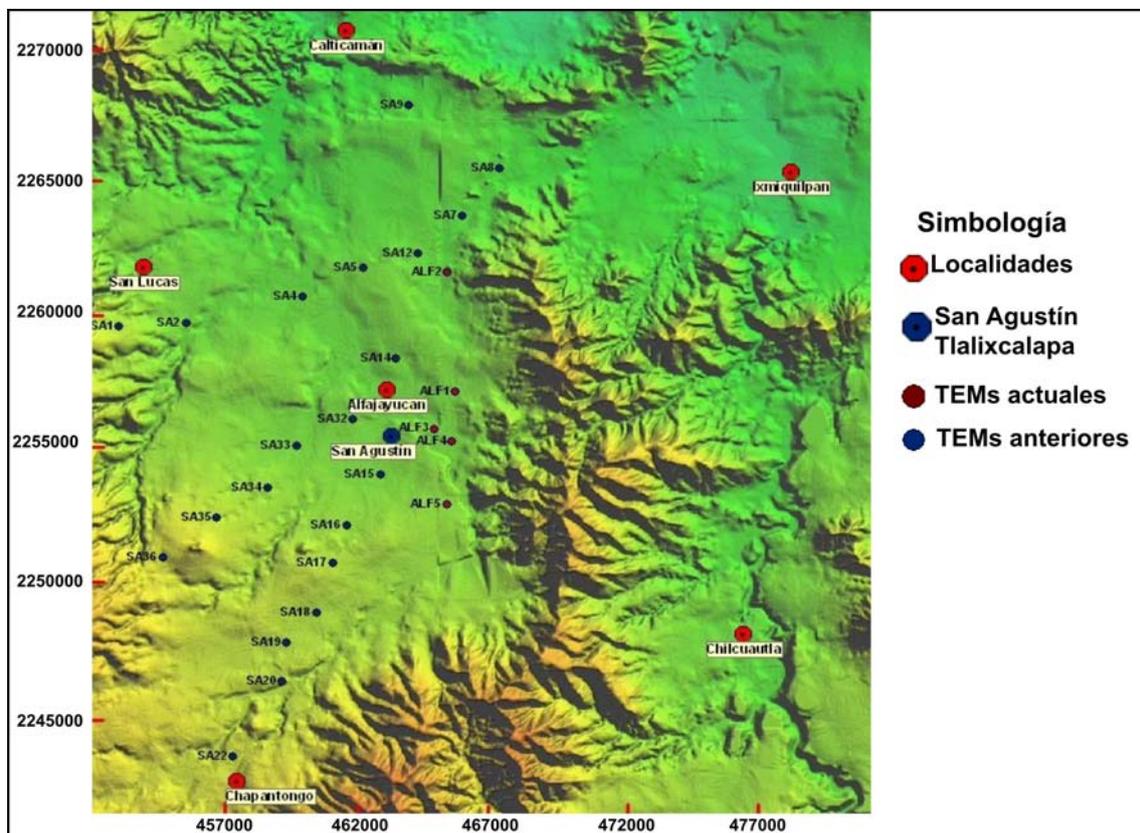


Figura 4.1 Localización de sondeos electromagnéticos.

#### 4.1. Localización de los TEM

Los sondeos electromagnéticos realizados durante el proyecto se ubicaron estratégicamente para poder cubrir la mayor área posible en la zona de estudio.

Con la finalidad de poder calibrar la información obtenida a partir de los TEM, los tendidos ALF-1 y ALF-2 se realizaron junto a los pozos Yhonté y La Nopalera respectivamente, de los cuales se cuenta con información de las profundidades de niveles estáticos. Los tendidos ALF-3 y ALF-4 se realizaron próximos a la comunidad.

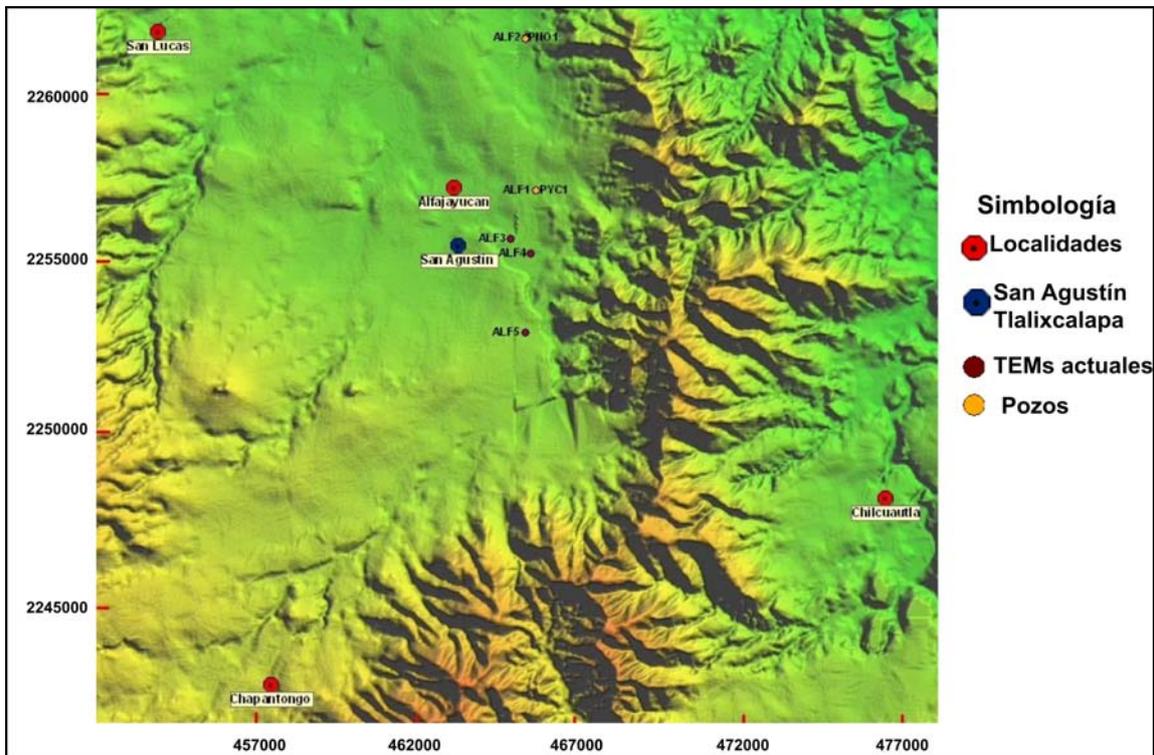


Figura 4.2 Localización de TEM próximos a pozos.

Para la georeferenciación de los tendidos se utilizó un GPS marca GARMIN, el cual proporciona las coordenadas UTM para cada sitio de exploración geofísica, mientras que la elevación fue tomada del modelo digital de elevación (MDE) adquirido del portal del INEGI (Web 2).

En la Tabla 2.1 se presentan las coordenadas de los centros de cada uno.

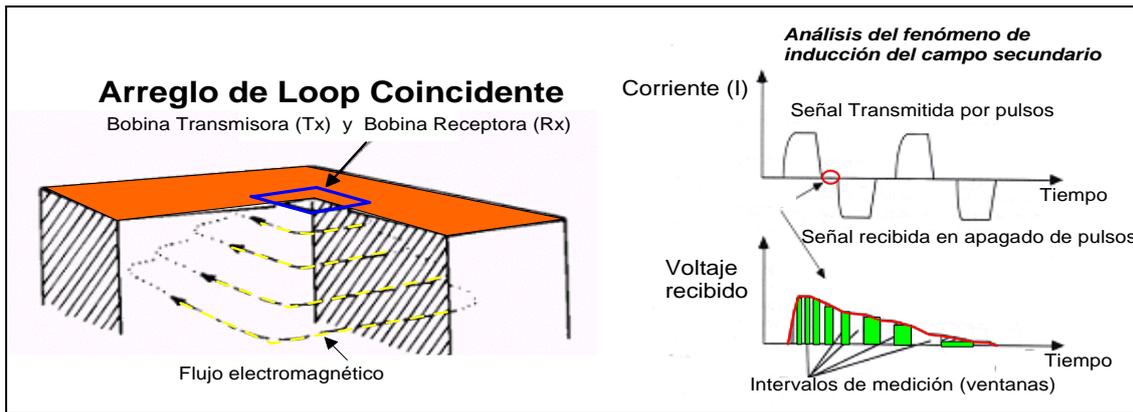
**Tabla 4.1. Coordenadas UTM de los TEM.**

Nombre	X	Y	Elevación	Nombre	X	Y	Elevación
ALF1	465765.33	2257007.9	1901.118	SA-15	463181.5	2253992.6	1920.825
ALF2	465489.57	2261340.6	1852.332	SA-16	462024.96	2252172.4	1981.388
ALF3	465048.76	2255631.5	1886.939	SA-17	461540.66	2250819.1	2050.843
ALF4	465633.68	2255194.6	1894.63	SA-18	460988.91	2249025.8	2046.998
ALF5	465463.79	2252942.3	1953.75	SA-19	459968.63	2247916.8	2065.983
SA-1	454210.82	2259375	2028.011	SA-20	459808.73	2246531.2	2091.458
SA-2	456502.47	2259496.5	1898.475	SA-22	458129.91	2243821.4	2130.631
SA-4	460511.35	2260455.2	1846.083	SA-32	462231.79	2255998.7	1899.677
SA-5	462580.44	2261506	1875.644	SA-33	460306.8	2255049.3	1939.09
SA-7	466011.36	2263363.1	1816.523	SA-34	459307.6	2253530	1965.046
SA-8	467277.26	2265099.2	1802.824	SA-35	457554.33	2252447.2	2089.055
SA-12	464485.24	2262003	1851.611	SA-36	455707.27	2251014.5	2151.54
SA-14	463720.45	2258204.3	1882.133	SA-9	464165.2	2267366	1793.7

## 4.2. Arreglo del TEM

Como se mencionó anteriormente, el arreglo utilizado para la adquisición de los datos fue el denominado *bobina coincidente*, en donde una misma bobina actúa durante ciertos instantes de tiempo como transmisora y en otros más como receptora, haciendo más versátil y rápido el trabajo de campo.

Se utilizó una bobina que está formada mediante un cable en forma cuadrangular con dimensiones de 150 x 150 m (área de la bobina 22,500  $m^2$ ); con estas características se llegaron a 400 m de profundidad de investigación aproximadamente, dadas las características del medio. La intensidad de corriente alcanzada fue del orden de los 7 y 8 amperes.



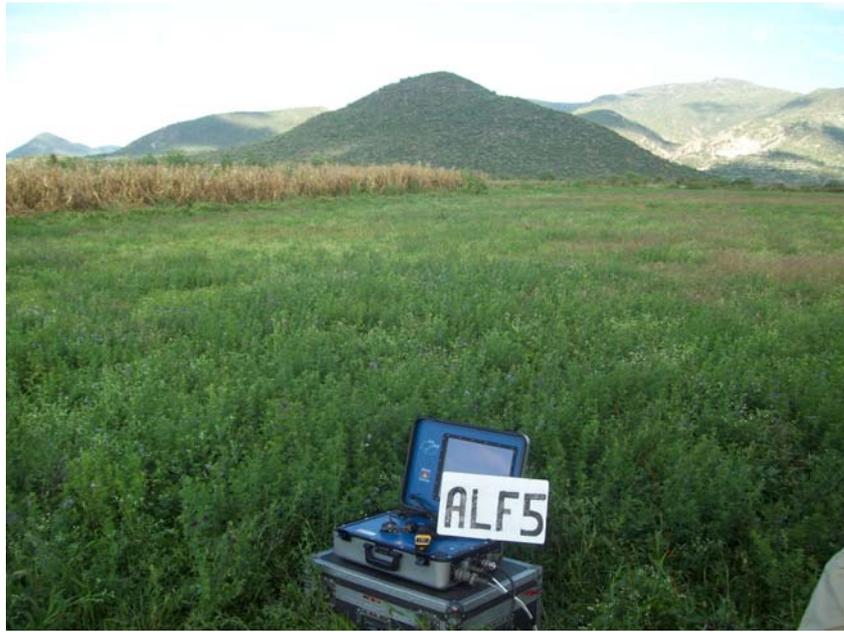
**Figura 4.3. Arreglo Bobina coincidente (COPEI Ingeniería, 2007).**

El tiempo de medición se fijó con una duración entre 40 y 47 ventanas, con la serie de tiempo denominada *Early Time* (etapa temprana) del equipo terraTEM. Las mediciones se realizaron con ganancias de 1, 10, 100 y 1000 con la finalidad de aumentar la calidad en la estadística de los datos.

### 4.3. Especificaciones del equipo.

Para el levantamiento de los datos en campo se utilizó un equipo terraTEM de la marca Alpha Geoscience, el cual presenta las siguientes especificaciones:

- Transmisor: 10 amperes
- Receptor: 500Hz con 3 canales simultáneos verdaderos
- Memoria interna: 1GB
- Interfase externa: USB
- Dimensiones: 51 x 35 x 16 cm
- Peso: 13 kg
- Temperatura de operación: -10 a 40 °C



**Figura 4.4. Equipo terraTem utilizado.**

## **Capítulo 5. Procesamiento y Análisis de los datos**

### **5.1. Procesamiento**

El procesamiento de los datos inicia con la transferencia de los registros obtenidos en campo a la computadora, con un formato ya preestablecido. En el programa comercial Temixs se proceden a leer los archivos de los datos, donde se despliegan todas las curvas registradas de decaimiento de voltaje tomadas a diferentes ganancias. Se editan para poder obtener una sola curva final, la cual en el mismo programa, se convierte a una curva de resistividad aparente que varía en función del tiempo. Estas últimas curvas se trasladan al programa Winglink, en donde se ejecuta un algoritmo de inversión tipo Occam (Constable *et al.*, 1987) para cada curva, obteniendo un modelo con N resistividades puntuales con sus respectivas profundidades asociadas. Para aplicar dicho algoritmo, se propone una profundidad inicial y una final, así como valor de resistividad inicial; o en su defecto, se puede iniciar automáticamente el algoritmo alcanzando un máximo de 20 capas.

A partir de los modelos geoelectricos simplificados obtenidos con la inversión de Occam, los cuales presentan cierto número de capas que pueden ser asociados al contexto geológico de la misma zona de estudio; es posible generar apropiados perfiles geoelectricos para ejemplificar cualitativamente la distribución de resistividades en el subsuelo.

#### **5.1.1. Modelación**

Los datos electromagnéticos medidos son sometidos a un proceso, denominado inversión, para encontrar una superficie que sea isotrópica y continua en función de la profundidad. La inversión consiste en generar una estructura geoelectrica (modelo) cuya respuesta sea cercana a la observada; dicha construcción se hace iterativamente por medio de un algoritmo caracterizado por una estabilidad numérica y una rápida convergencia. En todo proceso de modelación que involucre inversión, se requiere la estimación de la respuesta que genere el modelo calculado para comparar la calidad del ajuste. Así, es necesario calcular la respuesta del modelo generado por el proceso de inversión lo cual se hace a partir del modelo directo. Un problema añadido a la modelación es la evaluación del grado de no unicidad inherente al problema (no existe

una solución única del problema inverso). Todo este proceso se ve simplificado gracias a algoritmos como el de Occam (Constable *et al.*, 1987), que se explica con detalle más adelante.

### 5.1.1.1 Modelo Directo

El proceso de cálculo inicia con la determinación de la componente vertical del campo magnético en el dominio de las frecuencias utilizando la Transformada de Hankel, que se expresa como (Ryu *et al.*, 1970):

$$H_z(\omega) = \frac{Ia}{2} \int_0^{\infty} K(\lambda, \omega, \rho_j, e_j) J_1(\lambda a) d\lambda \quad 5.1.1$$

Donde:

$I$  es la intensidad de corriente continua en el transmisor antes del corte.

$a$  es el radio de la espira.

$\lambda$  es la variable de integración.

$K$  es el kernel de la Transformada.

$\omega$  es la frecuencia angular.

$\rho_j, e_j$  son las resistividades y espesores de las  $N$  capas del modelo.

$J_1(\bullet)$  es la función Bessel de primer orden.

Para evaluar numéricamente la integral anterior se utiliza la técnica de convolución, en donde con un cambio de variables la Transformada de Hankel se convierte en una integral de convolución, que en su forma discreta se expresa como (Flores, 2000):

$$H_j = \sum_i K_{j-i} W_i \quad 5.1.2$$

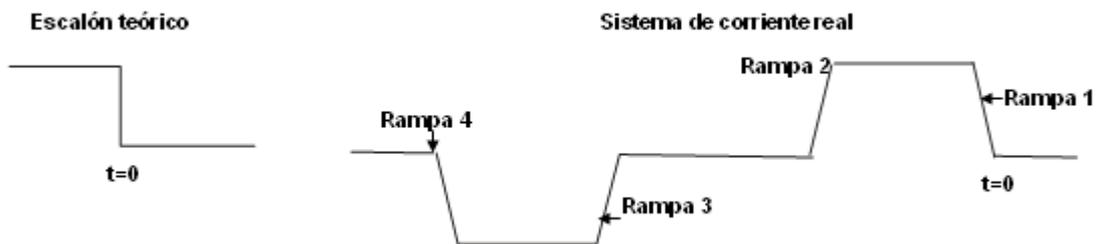
$W_i$  representa los coeficientes del filtro asociado a la función de Bessel y  $K$  representa el kernel discretizado. Para resolver esta convolución se utilizan la rutina de cálculo y filtro propuestos por Anderson (1979).

Después de haber obtenido  $H_z(\omega)$ , se procede a transformarla al dominio del tiempo para así obtener el voltaje transitorio inducido en la bobina receptora. Para esto, se aplica la Transformada Inversa Seno de Fourier a la parte imaginaria del campo magnético (Flores, 2000):

$$v^e(t) = -\frac{2\mu A}{\pi} \int_0^{\infty} \text{Im}[H_z(\omega)] \text{sen}(\omega \cdot t) d\omega \quad 5.1.3$$

En donde  $A$  es el área efectiva de la bobina receptora y  $v^e(t)$  el voltaje en el receptor. Para resolver la transformada de Fourier también se evalúa con una integral de convolución usando los filtros de Anderson (1979).

Finalmente, se procede a hacer la corrección de rampas, en donde se incorpora la corriente real del sistema utilizado, la cual se caracteriza por ser periódica y tener apagados y encendidos en forma de rampas lineales de ancho  $t_r$ . El voltaje calculado con la ecuación 5.1.3 corresponde al de la corriente teórica, la cual es aperiódica y con apagado instantáneo (Fig. 5.1).



**Figura 5.1. Efecto de corrección de rampas (Flores, 2000).**

Fitterman y Anderson (1987) demostraron que el efecto en el voltaje de la corriente trapezoidal es la suma de los efectos de todas las rampas anteriores al tiempo cero. De esta manera, el voltaje se obtiene a partir de la siguiente expresión:

$$v(t) = \sum_{i=1}^{\infty} P_i(v^e(t)) \quad 5.1.4$$

En donde  $P_i$  es un promedio de  $v^e(t)$  en una ventana de ancho  $t_r$  y está dado por la integral:

$$P_i(v^e(t)) = \frac{1}{t_r} \int_{t_a}^{t_a+t_r} v^e(\tau) d\tau \quad 5.1.5$$

### 5.1.1.2 Modelo Inverso

La inversión final se realizó en el programa Winglink, utilizando el algoritmo de Occam.

Este algoritmo es propuesto por Constable *et al.* (1987) y en esencia, trata de simplificar la no unicidad de modelos otorgados durante la inversión de sondeos electromagnéticos; por lo que basándose en el principio de corte de Occam que dice: “la explicación más simple y suficiente es la más probable – mas no necesariamente la verdadera -“, se busca obtener modelos suavizados para reducir la sobreinterpretación de los datos y la eliminación arbitraria de discontinuidades.

Para lograr lo anterior, primero hay que definir el concepto de rugosidad, que es la integral del cuadrado de la primera y/o segunda derivada de la resistividad  $m$  respecto a la profundidad  $z$  (Constable *et al.*, 1987):

$$R_1 = \int (dm/dz)^2 dz \quad 5.1.6$$

$$R_2 = \int (dm^2/dz^2)^2 dz \quad 5.1.7$$

Donde  $m(z)$  también puede ser el logaritmo de la resistividad y se expresa como:

$$m(z) = m_i, \quad z_{i-1} < z \leq z_i, \quad i = 1, 2, \dots, N. \text{ En la práctica } N \text{ varía de 20 a 100, y } z_0 = 0.$$

En su forma discreta, la rugosidad queda expresada como:

$$R_1 = \sum_{i=2}^N (m_i - m_{i-1})^2 \quad 5.1.8$$

$$R_2 = \sum_{i=2}^{N-1} (m_{i-1} - 2m_i + m_{i+1})^2 \quad 5.1.9$$

Ahora se define  $M$  como el conjunto de datos de campo  $d_1, d_2, \dots, d_M$ , siendo estos las resistividades aparentes a distintos tiempos. La calidad del ajuste de los datos de campo se obtiene a partir del criterio de mínimos cuadrados ponderados (Constable *et al.*, 1987):

$$X^2 = \sum_{j=1}^M (d_j - F_j[m])^2 / \sigma_j^2 \quad 5.1.10$$

En donde  $F_j[m]$  es la función que contiene los parámetros del modelo a minimizar y  $\sigma_j$  es el error estimado del j-ésimo dato.

El problema ahora es no lineal y consiste en encontrar un modelo  $m_i$  a partir de un conjunto de datos  $d_j$  asociado a una incertidumbre  $\sigma_j$ , de manera que se minimice la rugosidad  $R$  y al mismo tiempo los valores de  $X^2$  deben ser mínimos y aceptables. Cabe recalcar que al ser un problema no lineal, no hay garantía de que exista sólo una solución. En general, la solución se expresa como (Constable *et al.*, 1987):

$$d_j = F_j[m], \quad j = 1, 2, 3, \dots, M \quad 5.1.11$$

En notación vectorial queda expresada como:

$$\mathbf{d} = \mathbf{F}[\mathbf{m}] \quad 5.1.12$$

Para estimar el ajuste de los datos se utiliza la expresión:

$$X^2 = \|\mathbf{Wd} - \mathbf{WF}[\mathbf{m}]\|^2 \quad 5.1.13$$

Donde  $\mathbf{W}$  es una matriz diagonal  $M \times M$ :

$$\mathbf{W} = \text{diag}\{1/\sigma_1, 1/\sigma_2, \dots, 1/\sigma_M\} \quad 5.1.14$$

La mínima rugosidad es calculada mediante el método de multiplicadores de Lagrange y está dada por:

$$U = \|\hat{c}m_2\|^2 + \mu^{-1} \left\{ \|\mathbf{Wd} - \mathbf{WF}[\mathbf{m}]\|^2 - X_*^2 \right\} \quad 5.1.15$$

El primer término de la derecha es la rugosidad y el segundo es el ajuste de los datos ponderados por el multiplicador de Lagrange  $\mu$ .  $X_*^2$  es el valor aproximado considerado aceptable para  $X^2$  debido a las incertidumbres.

Los valores extremos de la rugosidad  $R$  están dados en los puntos estacionarios de  $U$ , por lo que para obtenerlos se calcula el gradiente de la ecuación 5.1.15, obteniendo la expresión:

$$\mu^{-1}(WJ)^T WJm - \mu^{-1}(WJ)^T Wd + \partial^T \partial m = 0 \quad 5.1.16$$

Siendo  $J$  el jacobiano correspondiente a una matriz de  $M \times N$ . Con lo anterior, se procede a resolver un sistema no lineal para  $m$ , el cual se facilita al definir el siguiente vector (Constable *et al.*, 1987):

$$m_{k+1}(\mu) = \left[ \mu \partial^T \partial + (WJ_k)^T WJ_k \right]^{-1} (WJ_k)^T Wd_k \quad 5.1.17$$

Donde:  $d_k = d - F[m_k] + J_K m_k$ .

Finalmente, el valor del error para el término  $k + 1$  es:

$$X_{k+1}(\mu) = \|Wd - WF[m_{k+1}(\mu)]\| \quad 5.1.18$$

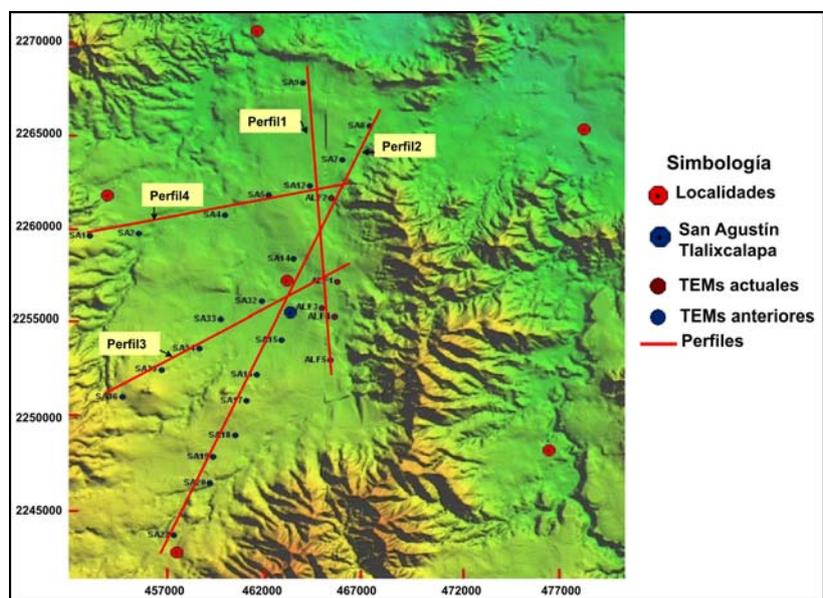
## 5.2 Análisis de datos

### 5.2.1 Perfiles geoelectricos

A partir de los modelos geoelectricos finales se generaron 4 perfiles en el mismo programa Winglink, el cual utiliza el método de interpolación de Kriging (Web 3). Se distinguen 4 unidades geoelectricas, las cuales están descritas en la siguiente tabla:

**Tabla 5.1. Unidades geoelectricas deducidas a partir de los sondeos electromagnéticos transitorios.**

UNIDAD GEOELECTRICA	INTERVALO RESISTIVO [ohm-m]	Descripción
U1	40 a 100	Unidad geoelectrica de resistividades medias que se puede asociar a la capa de cobertura constituida principalmente por materiales de tobas arenosas y riolíticas, así como depósitos de grava y arena.
U1-a	100 a 200	Unidad geoelectrica que presenta resistividades relativamente altas que alcanzan los 200 ohm-m, es posible atribuirla a rocas volcánicas compactas, asociadas también a coladas de lava andesíticas y basálticas.
U2	15 a 40	Unidad geoelectrica de resistividades bajas, la cual puede ser asociada a flujos piroclásticos de la Toba Huichapan con saturación media.
U3	<8	Unidad geoelectrica conductora que se puede asociar a las ignimbritas parcialmente soldadas de la Fm. Toba Huichapan.



**Figura 5.2 Localización de los perfiles geoelectricos.**

A continuación se describen los perfiles generados:

*Perfil 1*

Norte-Sur

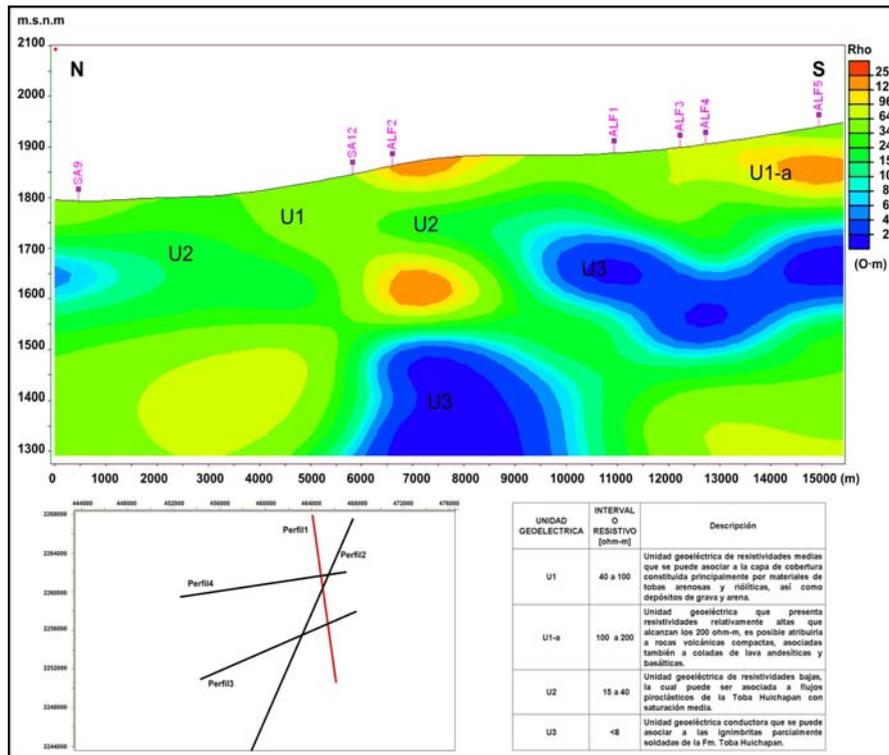


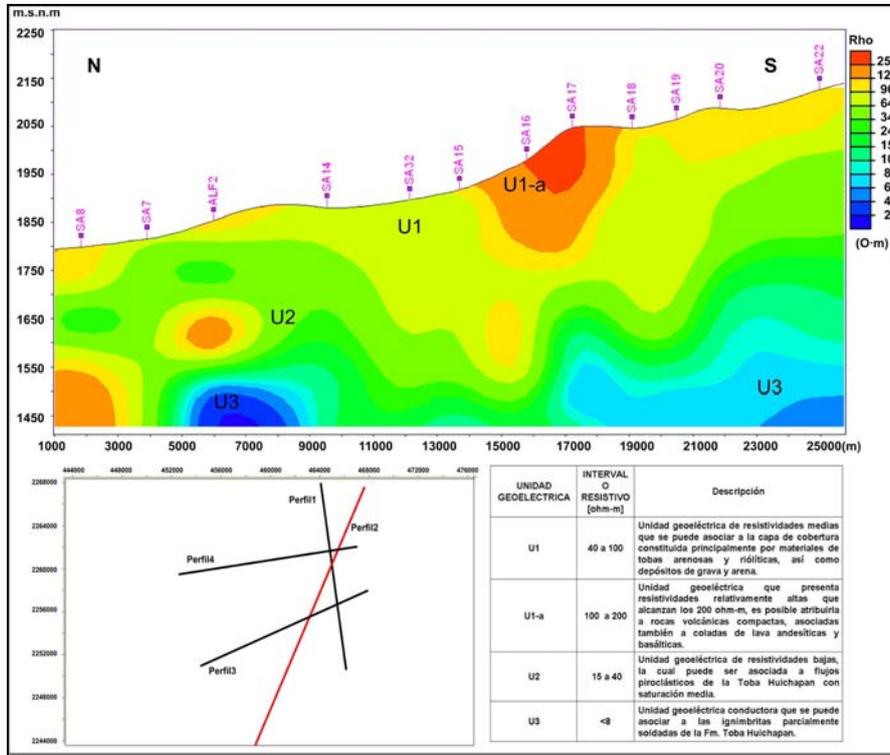
Figura 5.3. Perfil geoelectrico 1.

En el perfil se observan 4 unidades geoelectricas diferentes; en la parte más superficial se puede observar la unidad U1, la cual presenta un espesor promedio de 100 m hacia el extremo sur del perfil. Hacia el norte se puede apreciar un acuanamiento de esta unidad hasta presentar una potencia de alrededor de 50 m debajo del sitio SA9. Embebida en esta unidad se presenta un material más resistivo, de alrededor de 200 ohm-m, el cual podría estar asociado a rocas de tipo volcánico con una compactación mayor; esta unidad geoelectrica ha sido denominada U1-a y se aprecia debajo del sitio ALF2, en la parte más superficial y a 200 m de profundidad; y debajo del sitio ALF5, en la parte más superficial con un espesor promedio de 100 m. La unidad 2 que subyace a ambos horizontes geoelectricos, tiene espesores variables de 50 a 90 m y se observa principalmente a partir de los 100 m de profundidad. En la parte central del perfil, dicha unidad se ve emplazada por un pequeño horizonte resistivo correspondiente a la unidad U1-a, así como por unidades conductoras en las partes norte y sur. Dichas unidades conductoras corresponden a la unidad U3 que presenta resistividades menores a los 8 ohm-m con espesores que alcanzan los 200 m. En la parte sur del perfil se encuentra dicha unidad a una profundidad somera, es decir, a partir de los 200 m de profundidad debajo del sitio ALF5 y con una potencia de 100 m aproximadamente, mientras que en

la porción central del perfil, esta unidad conductora U3 se presenta a partir de los 300 m de profundidad y su espesor queda indeterminado por las características de adquisición.

*Perfil 2*

Norte-Sur



**Figura 5.4. Perfil geoelectrico 2.**

En el perfil 2 es posible apreciar las mismas unidades geoelectricas descritas en el perfil 1. En la zona más superficial se aprecia la unidad U1-a, prácticamente a lo largo de todo el perfil, con excepción de los sitios SA15 y SA32. En el resto presenta una potencia promedio de entre 50 y 100 m, alcanzando su espesor máximo de 200 m debajo de los sitios SA17 y SA17. Se distingue la unidad U1 subyaciendo a este horizonte resistivo, siguiendo la morfología de la base de la unidad U1-a, aunque en la parte central del perfil la zona más potente se extiende hacia los sitios SA32, SA15, SA18 y SA19. En este perfil la unidad U2 se localiza a mayor profundidad debajo de la unidad U1. Emplazando a la unidad U2 se encuentra la unidad geoelectrica U3, de conductividad mayor, debajo del sitio ALF2, a partir de los 350 m de profundidad. Este mismo rasgo conductor se aprecia en la parte sur del perfil, sólo que más extendido, debajo de los sitios SA17, SA18, SA19, SA20 y SA22.

*Perfil 3*

Este-Oeste

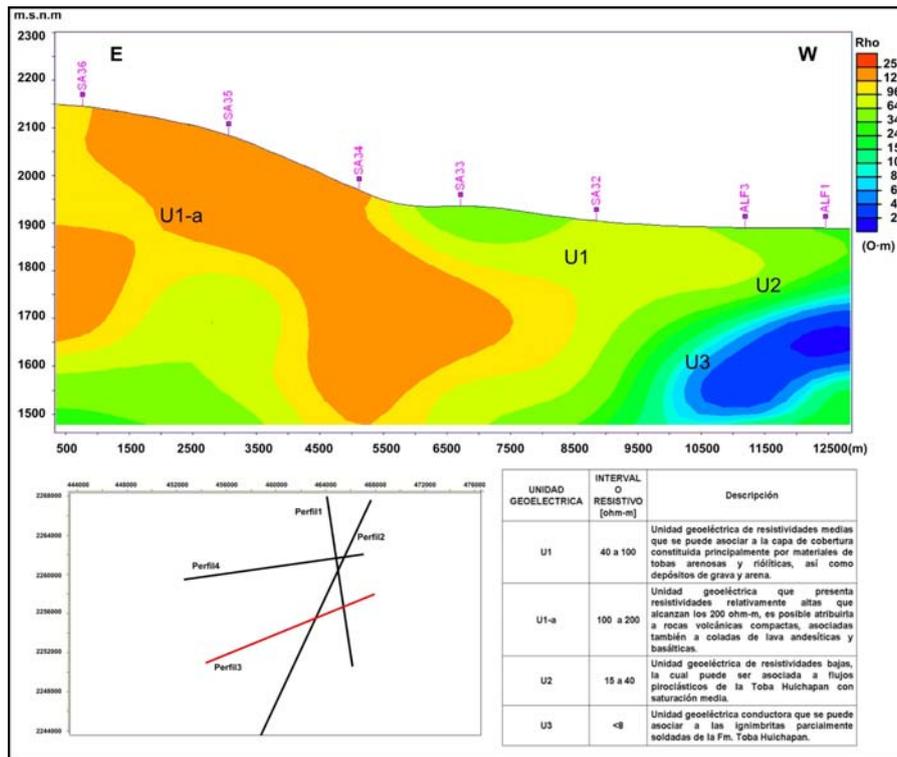
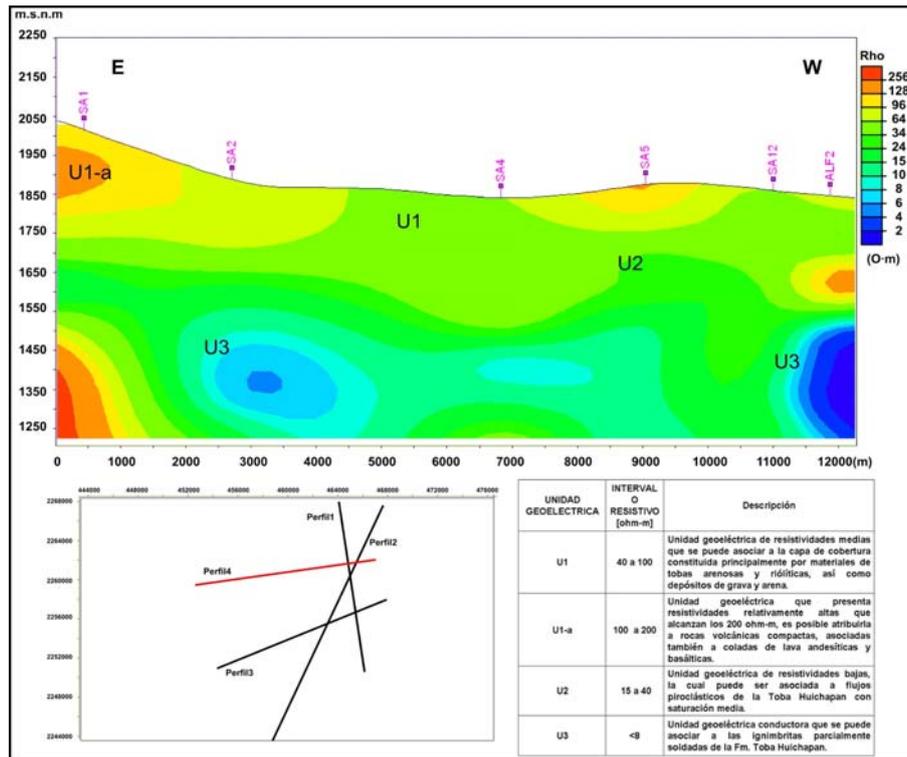


Figura 5.5. Perfil geoelectrico 3.

En el perfil 3 es posible apreciar el predominio de la unidad geoelectrica U1-a en la parte más oriental del perfil, hasta prácticamente hasta los 500 m de profundidad. Debajo de este horizonte resistivo se detecta la presencia de la unidad U1, ligeramente más conductora que la unidad anterior, cuyo espesor se acuña hasta prácticamente desaparecer debajo del sitio ALF3. La unidad U1 varía de 50 a 150 m de espesor. La unidad U2 aparece principalmente en la parte occidental del perfil y se observa un emplazamiento de la unidad conductora U3, debajo de los sitios ALF3 y ALF1, con un espesor promedio de 100 m a partir de los 150 m de profundidad; es por la presencia de este horizonte que se da el acuñaamiento de las unidades U1 y U2 en dicha zona.

*Perfil 4*

Este-oeste



**Figura 5.6. Perfil geoelectrico 4.**

En la zona oriental del perfil, debajo del sitio SA1, se distinguen resistividades altas asociadas a la unidad geoelectrica U1-a, con un espesor máximo de 200 m, en la parte superficial, y se halla el mismo horizonte a una profundidad de 550 m con un espesor indeterminado por las condiciones de adquisición. Esta unidad también aparece en la parte oeste del perfil, aunque con un espesor menor restringida a los zona más superficial de los sitios SA5 y ALF2, aunque en éste último se aprecia nuevamente a una profundidad de 150 m y con un espesor de aproximadamente 100 m. La unidad U1 presenta una continuidad lateral a lo largo de todo el perfil con un espesor variable entre los 50 m, debajo del sitio SA1, y los 300 m, debajo del sitio SA4. La unidad U2 se aprecia a partir de los 250 m de profundidad subyaciendo a la unidad U1, de forma bastante irregular aunque continua. Emplazando a esta unidad se encuentra nuevamente la unidad U3, de mayor conductividad, debajo del sitio ALF2, a partir de los 300 m de profundidad, y debajo de los sitios SA2, SA4 y SA5 presentando mayor continuidad lateral de este rasgo conductor asociado a las ignimbritas de la Formación Toba Huichapan. Como se ha observado en los perfiles descritos, las unidades que presentan un mayor potencial de saturación, por los valores de resistividad eléctrica detectados, son las unidades U2 y U3, aunque por pozos ubicados en la zona se sabe de antemano que actualmente la unidad explotada es la correspondiente a la unidad U2. En este

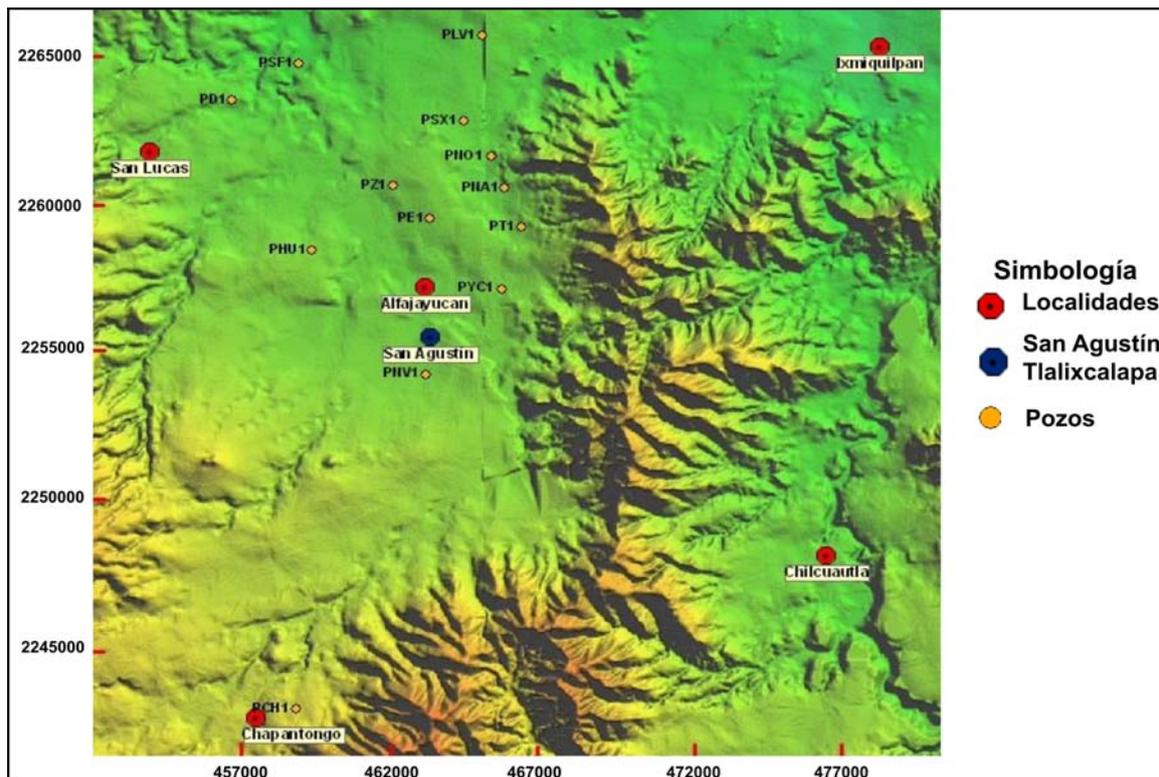
sentido, se puede deducir que la unidad con mayor probabilidad de explotación del recurso es la unidad U2.

### 5.2.2. Censo de aprovechamientos y profundidad del agua subterránea.

En la zona de estudio se reconocieron 13 pozos de abastecimiento de agua potable, de los cuales 12 pertenecen al municipio de Alfajayucan y uno al de Chapantongo. También se identificó una galería filtrante que abastece de agua potable a distintos poblados de Chapantongo, así como dos manantiales al noroeste y sureste del poblado de San Agustín. De los pozos mencionados, sólo en 11 se pudieron medir el nivel estático del agua, los cuales son indicados en la tabla 5.2.

**Tabla 5.2. Coordenadas UTM, profundidades de los niveles estáticos y totales de los pozos censados.**

<b>Nombre</b>	<b>X (m)</b>	<b>Y (m)</b>	<b>P.N.E (m)</b>	<b>P.T (m)</b>
PCH1	459,470	2,243,235	105.9	200
PD1	457,536	2,263,196	84.83	194
PE1	463,562	2,259,292	87.55	170
PHU1	459,981	2,258,268	108.29	230
PLV1	465,173	2,265,326	66.36	140
PNO1	465,463	2,261,335	82.29	251
PT1	466,374	2,259,029	102.12	150
PSF1	459,565	2,264,391	0.96	130
PSX1	464,606	2,262,503	57.06	310
PYC1	465,775	2,257,007	95.54	180
PZ1	462,443	2,260,394	84.6	310



**Figura 5.7. Localización de pozos censados.**

Los niveles estáticos en la zona de estudio varían de 57 m a 108 m de profundidad, sin embargo en los pozos más cercanos a San Agustín Tlaxicalapa se registran niveles estáticos de 82 m hasta 102 m de profundidad.

Los caudales de extracción son menores a 15 l/s, excepto en los pozos Zozea (PZ1) y Pueblo Nuevo (PNV1), en donde sobrepasan los 20 l/s. El agua del 85 % de los pozos se destina para consumo humano, excepto los pozos Yonthé Chico (PYCH1) y Pueblo Nuevo, cuyo recurso es destinado al uso doméstico y agrícola-doméstico, respectivamente.

### **5.3 Discusión de resultados**

Analizando y correlacionando los datos de geología y geofísica, además de los niveles estáticos de los pozos censados, se pudieron establecer las unidades hidrogeológicas presentes en el subsuelo, así como el modelo conceptual hidrogeológico del área estudiada. Con esto, se definieron los sitios posibles para ubicar un pozo exploratorio, los cuales se describen en el apartado 5.3.3.

### **5.3.1. Unidades Hidrogeológicas**

#### **Unidad Hidrogeológica 1 (UH1)**

Al presentar resistividades altas de 100 a 200 ohm-m, la unidad geoelectrica U1-a puede asociarse a derrames basálticos y andesíticos de la unidad geológica **TpIB**, con claras evidencias de fracturamiento. Esta unidad fue nombrada como unidad hidrogeológica UH1 y se comporta como la zona no saturada al permitir la infiltración del agua de lluvia hacia las capas inferiores, ayudando así a la recarga del acuífero.

#### **Unidad Hidrogeológica 2 (UH2)**

La unidad UH2 se pudo definir a partir de las resistividades medias que presenta la unidad geoelectrica U1, las cuales varían entre 40 y 100 ohm-m. Esta unidad puede estar constituida por suelo, depósitos aluviales y sedimentos lacustre de poco espesor, así como de depósitos piroclásticos pumíticos con granulometría de arenas. De acuerdo a sus características, se comporta como un acuífero libre en un medio granular. A partir de los sondeos electromagnéticos se estima un espesor de 85 m debajo del sondeo ALF1 y de 80 m debajo del ALF4. La superficie freática de este acuífero se aproxima entre los 95 y 110 m de profundidad.

#### **Unidad Hidrogeológica 3 (UH3)**

Esta unidad se correlacionó con la unidad geoelectrica U2 al presentar resistividades bajas de 15 a 40 ohm-m, pudiendo estar formada por depósitos piroclásticos de la toba Huichapan y de la toba Donguiño, las cuales presentan características petrológicas diferentes pero tienen una respuesta resistiva similar.

Esta unidad es la que presenta mayor potencial para la extracción de agua subterránea, comportándose hidrogeológicamente como un acuífero en un medio fracturado en la parte de la unidad geológica **TpITR-Ig**, y en un medio granular dentro de la unidad **TpITR**. El espesor aproximado para esta unidad varía entre 40 y 200 m, a partir de los 85 m de profundidad debajo del sondeo ALF1 y de 150 m debajo del ALF4.

#### **Unidad Hidrogeológica 4 (UH4)**

La unidad conductora U3, al presentar resistividades menores a 8 ohm-m se pudo asociar a material arcilloso proveniente de rocas basálticas y andesíticas que presentan alteración hidrotermal. Con estas características, su comportamiento hidrogeológico es el de un acuitardo con materiales de muy baja permeabilidad; además, se encuentra limitando al acuífero lateral y verticalmente.

**Tabla 5.3. Correlación de las unidades hidrogeológicas con las geoelectricas.**

<b>Unidad Geoelectrica</b>	<b>Unidad Hidrogeológica</b>	<b>Comportamiento hidrogeológico</b>
U1-a	UH1	Zona no saturada
U1	UH2	Acuífero en medio granular con potencial medio
U2	UH3	Acuífero mixto con buen potencial
U3	UH4	Acuitardo

#### **5.3.2 Modelo Conceptual Hidrogeológico de la zona de estudio**

Localmente las unidades acuíferas corresponden a los materiales de las unidades hidrogeológicas UH2 y UH3, permitiendo la circulación y almacenamiento del agua subterránea; sin embargo, la unidad con mayor potencial hidrogeológico es la unidad marcada como UH3, ya que presenta mayor saturación de agua que los materiales correspondientes a la unidad UH2. La unidad UH1 corresponde a la zona no saturada, sin posibilidad de ser útil para la extracción del agua subterránea, pero contribuye con la recarga del acuífero. Por último, la unidad UH4 corresponde a un acuitardo, ya que presenta material saturado pero con baja conductividad hidráulica que dificulta el movimiento del agua subterránea en el subsuelo, por lo que se descarta para ser sometida a bombeo.

Con base en las secciones geofísicas y su integración con la información geológica e hidrogeológica, se sabe que el acuífero se encuentra limitado lateralmente hacia la parte oriental y a profundidad por la unidad definida como UH4, que corresponde a un acuitardo.

De lo anterior se deduce que las principales unidades acuíferas en el área de estudio son aquellas que corresponden con las unidades UH2 y UH3. La unidad UH2 está compuesta por material granular con un potencial medio para la explotación de agua subterránea, mientras que la unidad UH3 presenta un comportamiento mixto (medio granular y fracturado) y se considera como la mejor opción para ser sometida a bombeo con caudales apreciables.

### **5.3.3 Ubicación de perforaciones exploratorias**

Con toda la información analizada y descrita en el presente capítulo, es posible determinar los sitios con las mejores condiciones para la perforación de pozos exploratorios. Como ya se ha mencionado, el acuífero con mayor potencial de explotación es el correspondiente a la unidad hidrogeológica UH3; además, en el peor de los casos el nivel freático se espera encontrar a los 110 m de profundidad, por lo que para maximizar el caudal de extracción se tiene que considerar una longitud de captación aproximada de 50 m.

A continuación se describen los dos sitios propuestos para la perforación de los pozos exploratorios, para los cual se consideró la proximidad a la comunidad de San Agustín, así como los espesores y profundidades de las posibles unidades productoras.

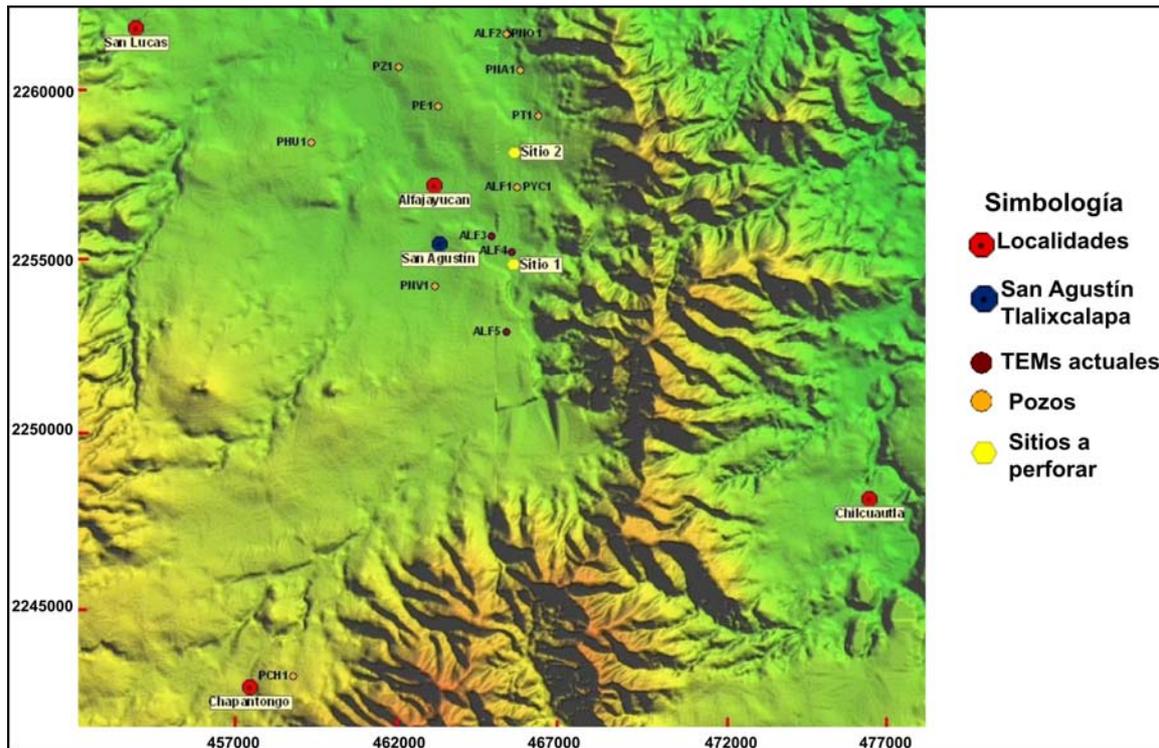


Figura 5.8. Localización de los sitios para pozos exploratorios.

### *Sitio 1*

Este sitio es el que mejor cumple con las condiciones técnicas para la perforación de un pozo exploratorio, se localiza a 350 m en dirección al SE de donde se realizó el sondeo electromagnético ALF4, en la coordenada UTM 465,687 m de longitud y 2, 254,842 m de latitud.

El nivel estático en este sitio se espera encontrar entre los 100 y 110 m de profundidad. La profundidad total del pozo deberá ser de 200 m; el techo del acuífero se espera que sea perforado entre los 120 y los 140 m de profundidad, consiguiendo así un espesor saturado dentro del pozo de aproximadamente 100 m.

El tipo de roca y las profundidades a las que se esperan encontrar son las siguientes:

- De 0 a 65 m: Suelo, depósitos aluviales, toba pumítica arenosa.
- De 65 a 130 m: Tobas riolítica, flujos piroclásticos e ignimbritas con fracturamiento.
- De 130 a 200 m: Toba arenosa y depósitos piroclásticos.

## ***Sitio 2***

Se localiza aproximadamente a 1 km al noreste del pozo Yhonté Chico (PYC1) y de donde se realizó el sondeo ALF1, en la coordenada UTM 465,713 m de longitud y 2,258,003 m de latitud.

En este sitio se espera encontrar el nivel estático a una profundidad entre los 90 y 100 m.

La profundidad total del pozo deberá ser de 180 m; el techo del acuífero se espera que sea perforado entre los 60 y los 80 m de profundidad, consiguiendo así un espesor saturado aproximado dentro del pozo de 70 m.

El tipo de roca y las profundidades a las que se esperan encontrar son las siguientes:

- De 0 a 65 m: Suelo, depósitos aluviales, toba pumítica arenosa.
- De 65 a 130 m: Tobas riolítica, flujos piroclásticos e ignimbritas con fracturamiento.
- De 130 a 180 m: Toba arenosa y depósitos piroclásticos.

## Capítulo 6. Conclusiones

El método transitorio electromagnético (TEM) presenta buenos resultados en la caracterización hidrogeológica del acuífero de Alfajayucan-Chapantongo, Hidalgo, al permitir caracterizar detalladamente los horizontes geoelectricos que podrían estar asociados a niveles saturados de agua de acuerdo al contacto geológico.

La profundidad de estudio alcanzada con los sondeos electromagnéticos, aproximadamente de 400 m con bobinas de 150 m por lado, fue la adecuada para caracterizar geoelectricamente la zona de interés en el subsuelo de San Agustín, logrando definir 4 diferentes unidades geoelectricas: 1) una unidad resistiva somera U1, con valores de 40-100 ohm-m y espesores promedios de 50 a 100 m, 2) una unidad altamente resistiva U1-a, la cual está embebida en la unidad U1 y alcanza valores de 200 ohm-m, 3) una unidad de resistividades bajas U2, con valores de 15 a 40 ohm-m y espesores variables de 50 a 200 m, observándose principalmente a partir de los 100 m de profundidad, 4) una unidad conductora U3 con resistividades menores a 8 ohm-m, localizada a partir de los 200 y 300 m de profundidad, y en algunas zonas se le puede estimar una potencia de 100 m aproximadamente.

Con la información geológica e hidrogeológica recabada durante el proyecto, fue posible correlacionar los modelos geoelectricos y así establecer las unidades hidrogeológicas que caracterizan el acuífero de la zona. De esta manera, las altas resistividades de la unidad geoelectrica U1-a se asocian a flujos de lava basáltica-andesítica con fracturamiento, representando la zona no saturada y permitiendo la infiltración del agua de lluvia para ayudar a la recarga del acuífero. La unidad U1 puede representar un acuífero libre de composición granular, con un nivel freático localizado entre los 95 y 110 m de profundidad. La unidad U2 se asocia a depósitos piroclásticos que constituyen un acuífero mixto, el cual presenta el mayor potencial de extracción del agua subterránea. La unidad conductora U3 está asociada a material arcilloso de baja permeabilidad, pudiéndose relacionar a un acuitardo, el cual está confinando al acuífero superior en la parte oriental y a profundidad.

Con toda la información analizada fue posible localizar los mejores sitios para la perforación de pozos exploratorios, para así proveer de agua potable a la comunidad de

San Agustín Tlalixcalapa, Hidalgo. Se proponen dos sitios, a 350 m y 1 km de la localidad en donde, de acuerdo con los modelos geoelectricos, el techo de la unidad U2 se encuentra más somero, para que de esta manera se facilite y reduzca el costo del proceso de construcción del pozo.

Finalmente, con el método transitorio electromagnético se obtuvo información precisa de la distribución de las resistividades en el subsuelo, logrando así la completa evaluación hidrogeológica de la zona estudiada del acuífero Alfajayucan-Chapantongo.

## Anexos

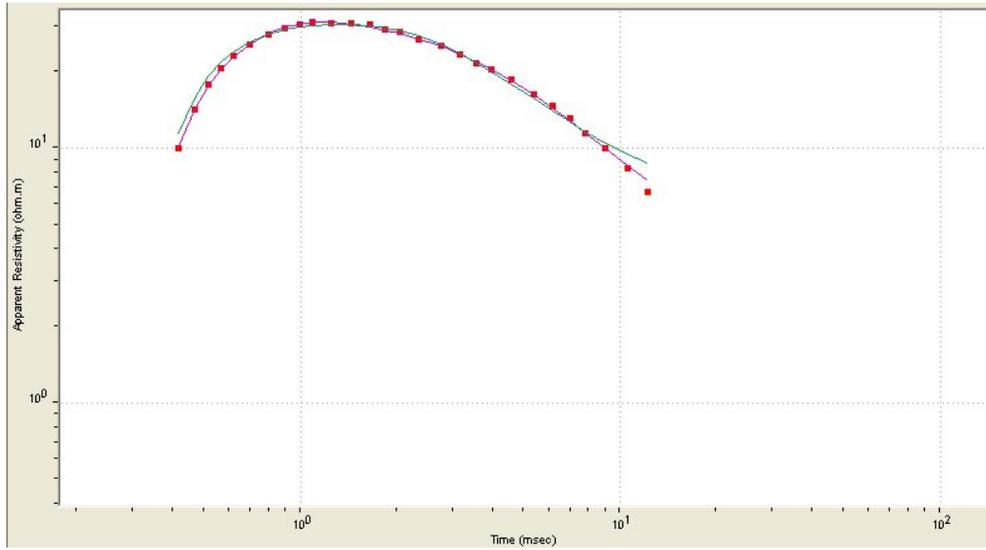


Figura 1. Curva de resistividad aparente del sondeo electromagnético ALF1.

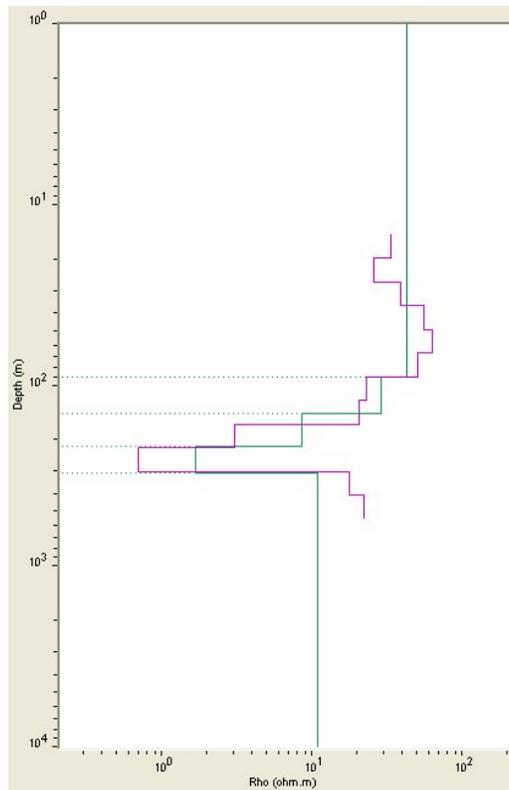
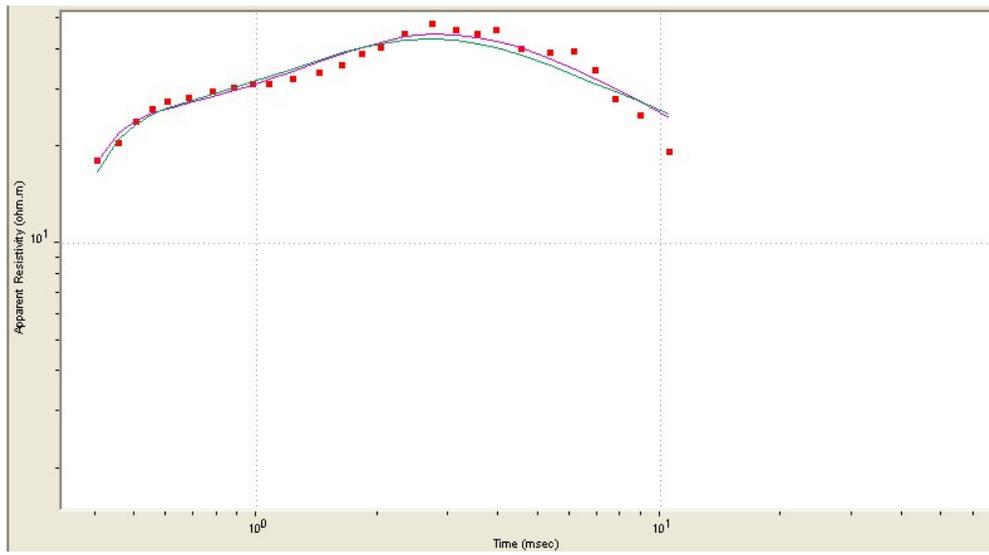
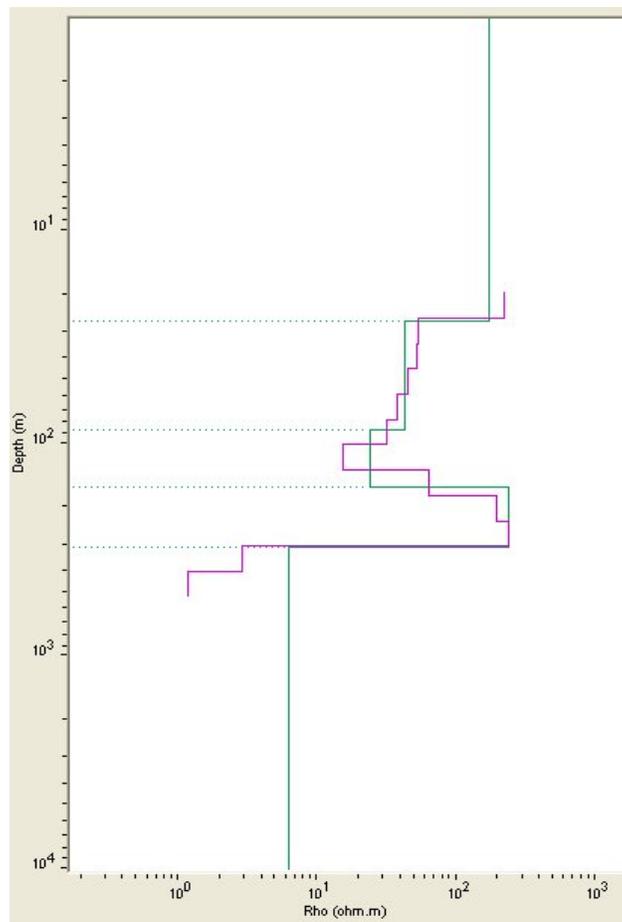


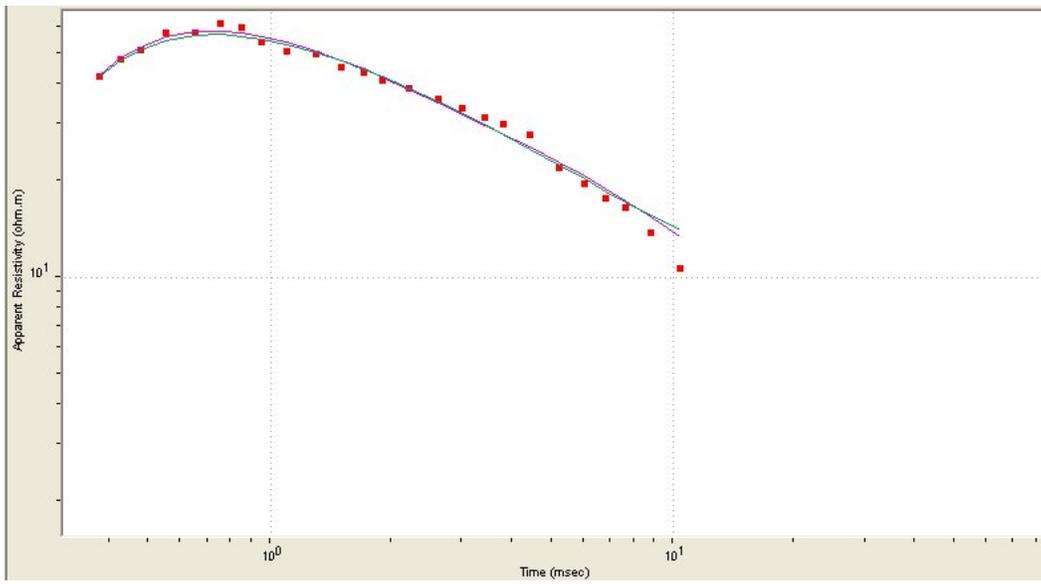
Figura 2. Modelo geoelectrico del sondeo electromagnético ALF1.



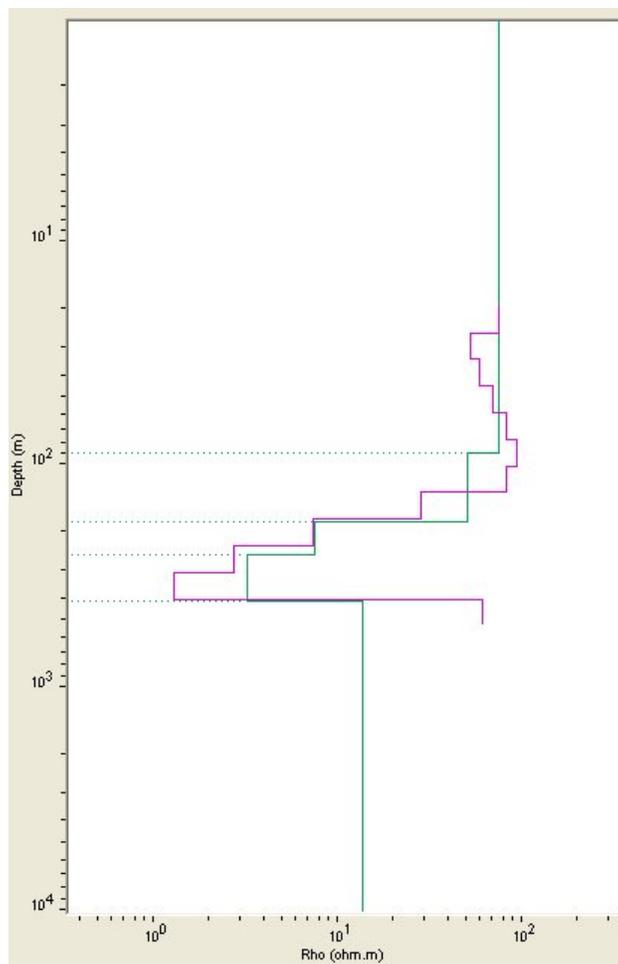
**Figura 3. Curva de resistividad aparente del sondeo electromagnético ALF2.**



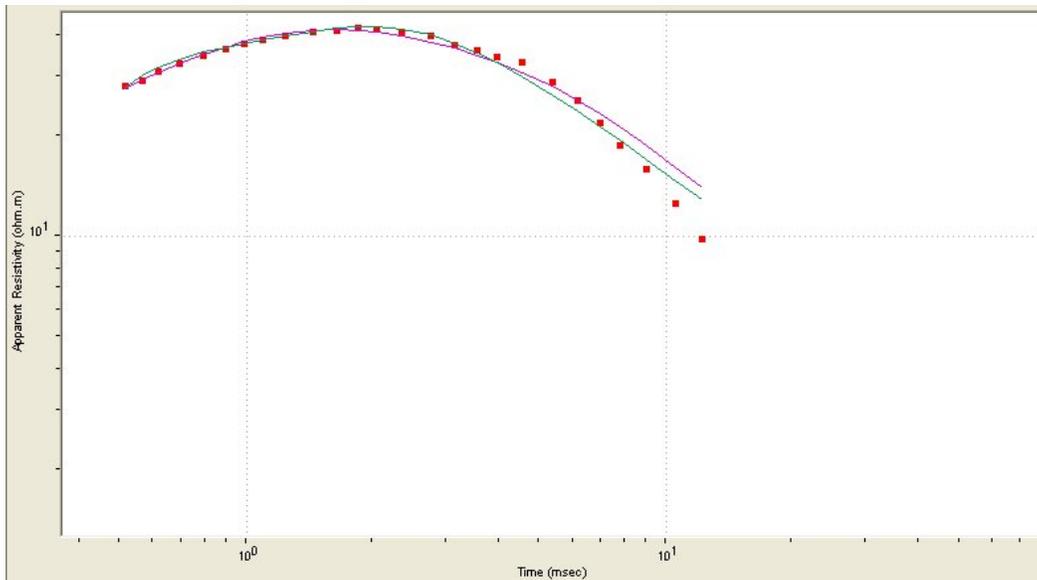
**Figura 4. Modelo geoelectrico del sondeo electromagnético ALF2.**



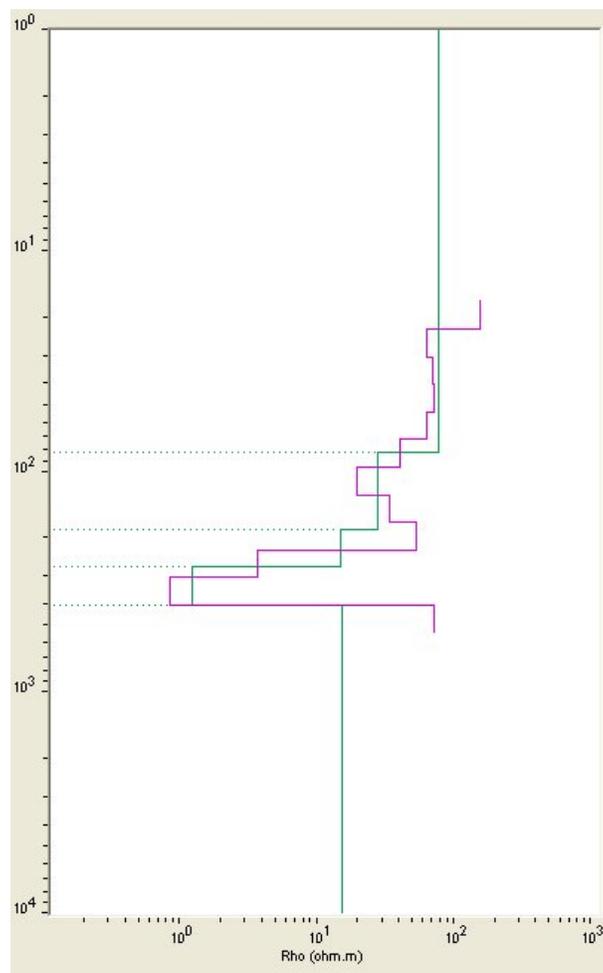
**Figura 5. Curva de resistividad aparente del sondeo electromagnético ALF3.**



**Figura 6. Modelo geoelectrico del sondeo electromagnético ALF3.**



**Figura 7. Curva de resistividad aparente del sondeo electromagnético ALF4.**



**Figura 8. Modelo geoelectrico del sondeo electromagnético ALF4.**

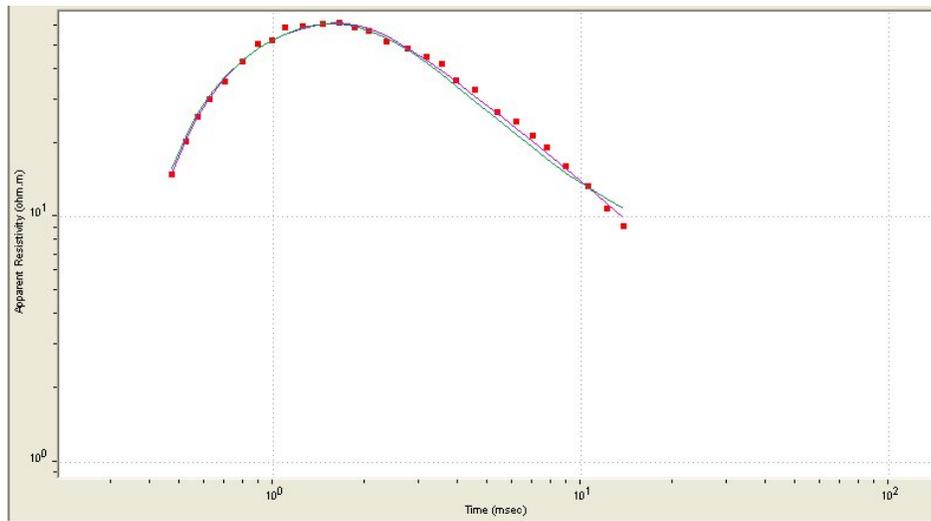


Figura 9. Curva de resistividad aparente del sondeo electromagnético ALF5.

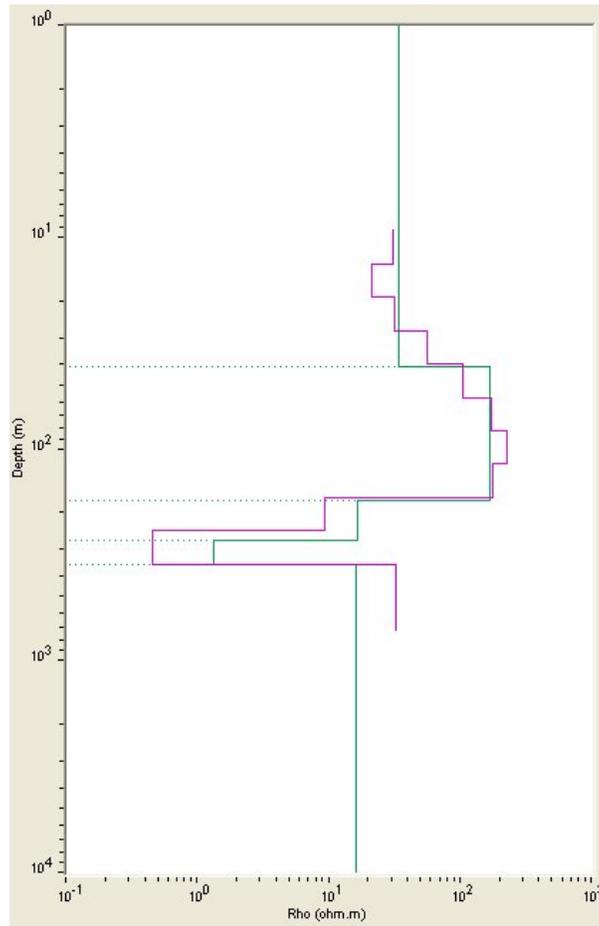
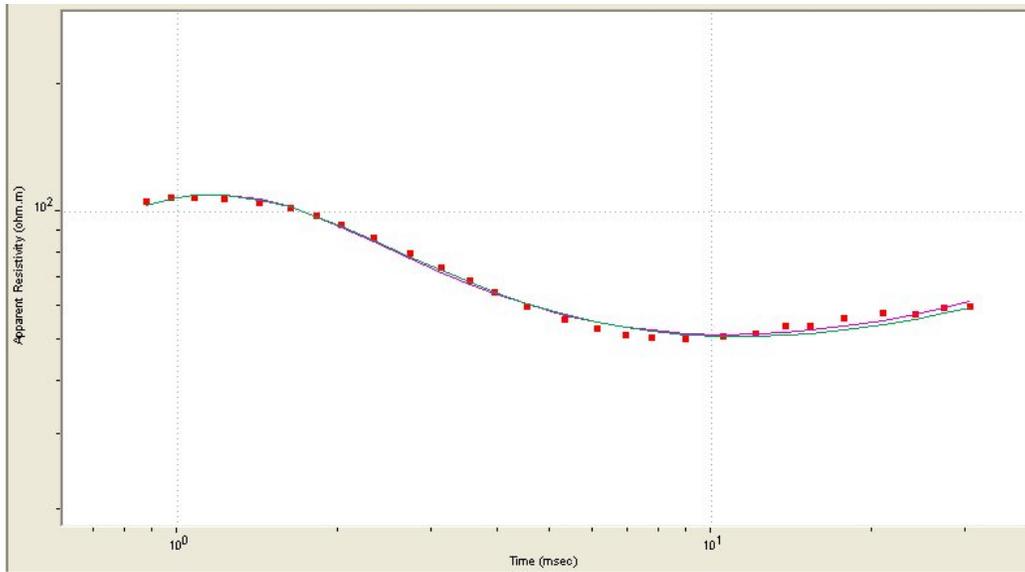
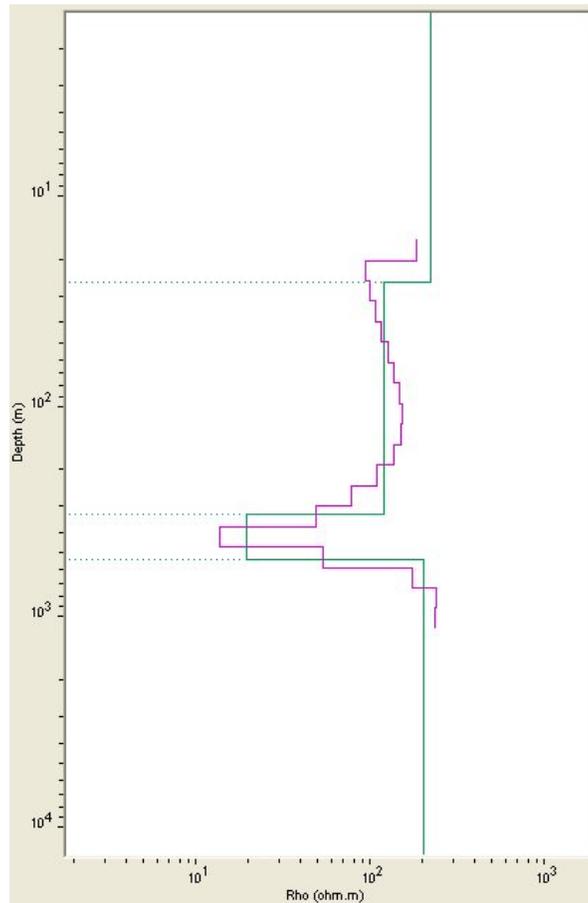


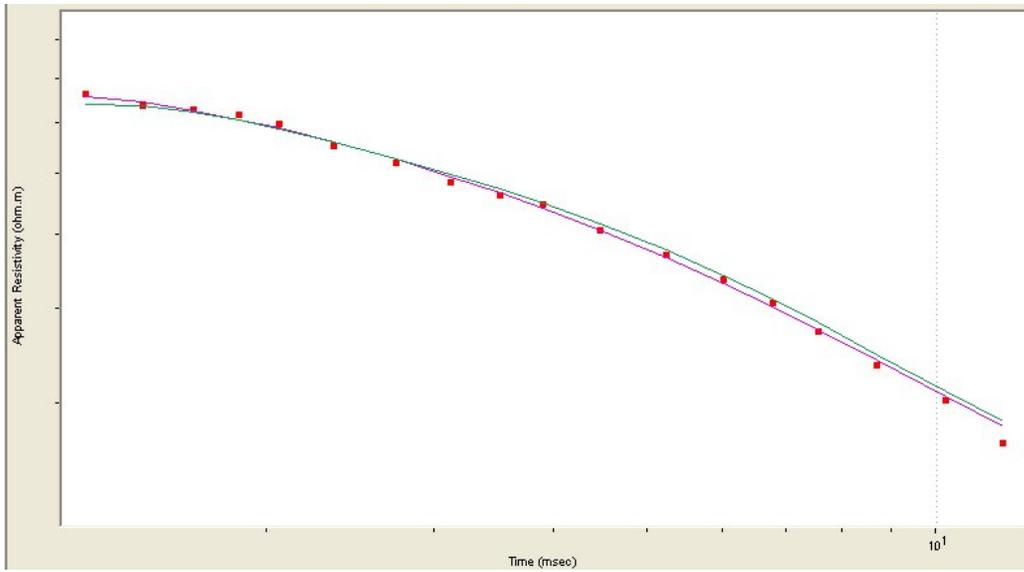
Figura 10. Modelo geoelectrico del sondeo electromagnético ALF5.



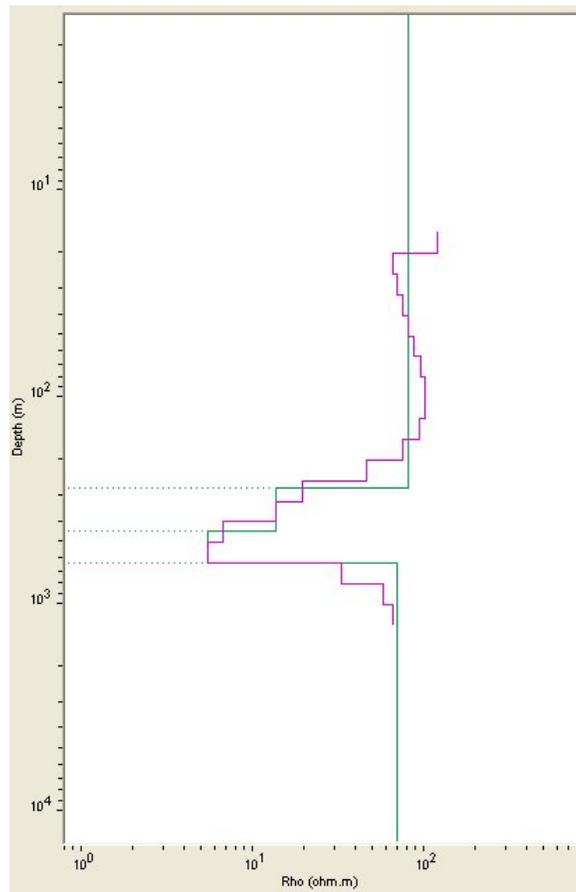
**Figura 11. Curva de resistividad aparente del sondeo electromagnético SA1.**



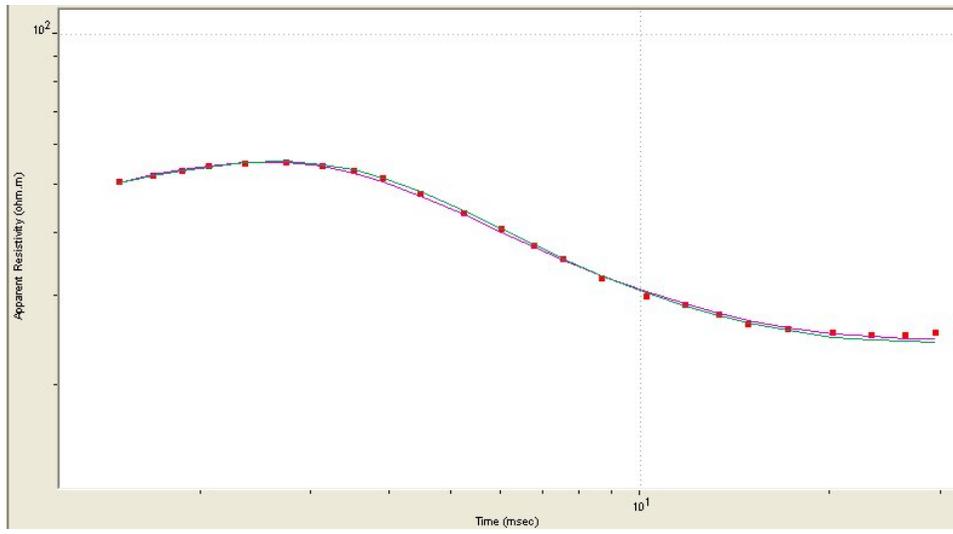
**Figura 12. Modelo geoelectrico del sondeo electromagnético SA1.**



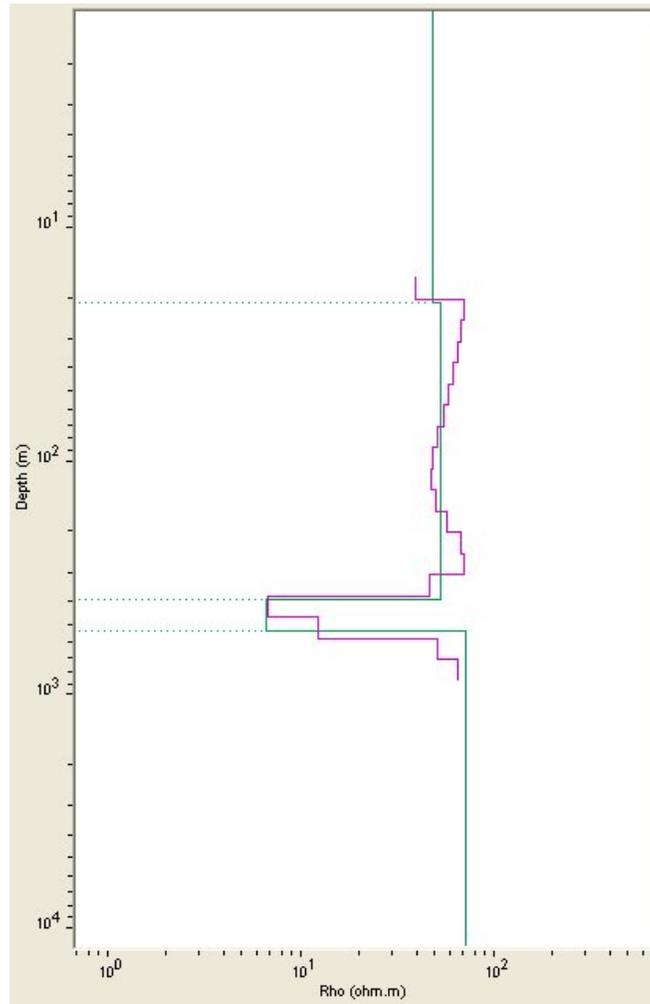
**Figura 13. Curva de resistividad aparente del sondeo electromagnético SA2.**



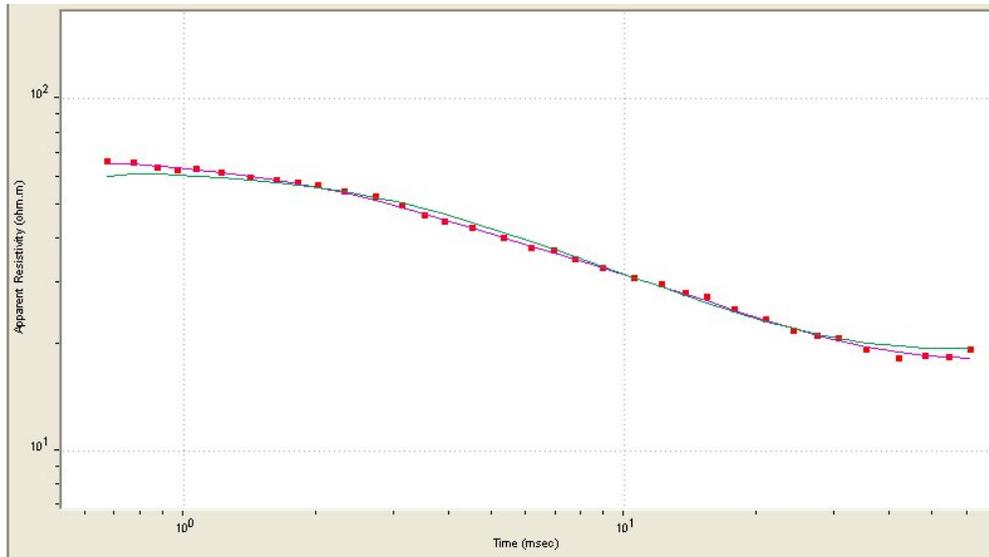
**Figura 14. Modelo geoelectrico del sondeo electromagnético SA2.**



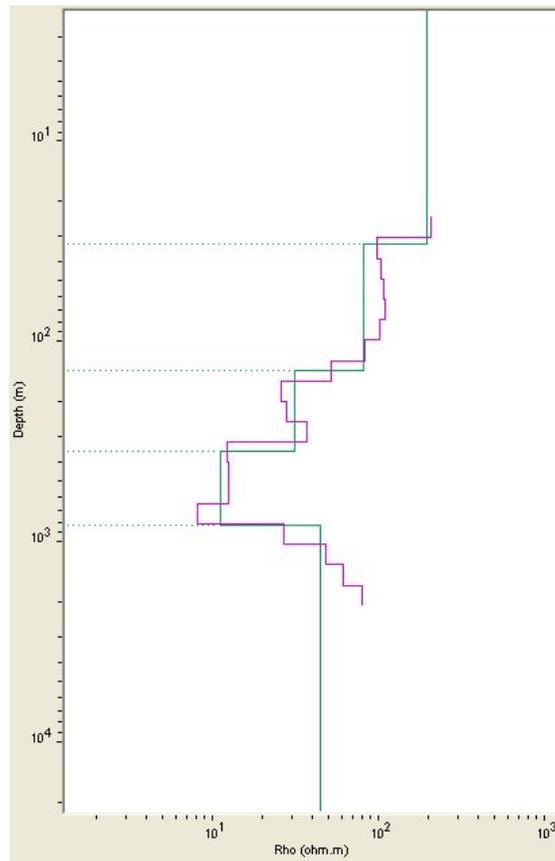
**Figura 15. Curva de resistividad aparente del sondeo electromagnético SA4.**



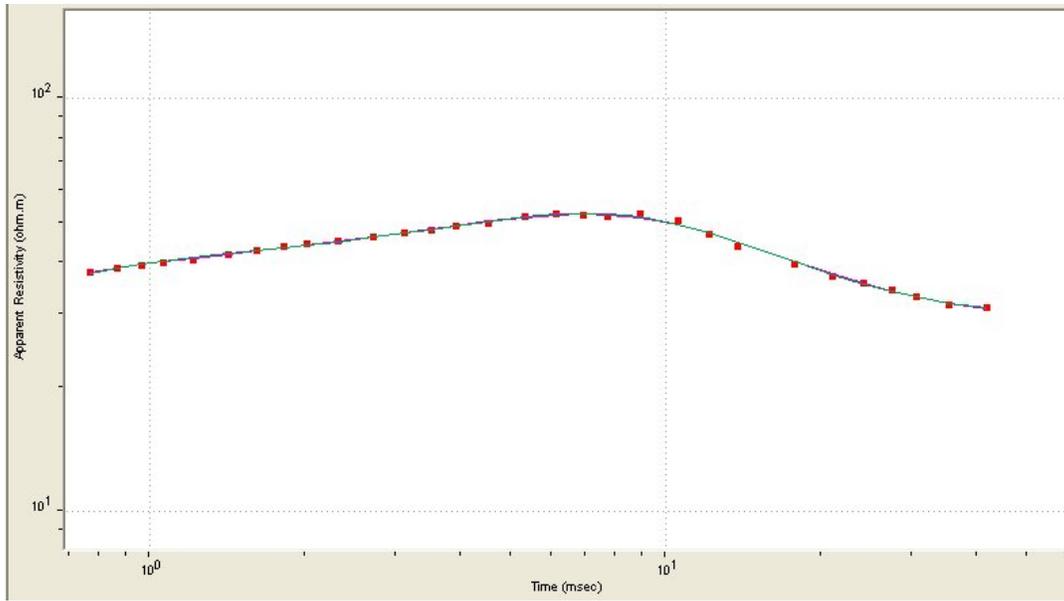
**Figura 16. Modelo geoelectrico del sondeo electromagnético SA4.**



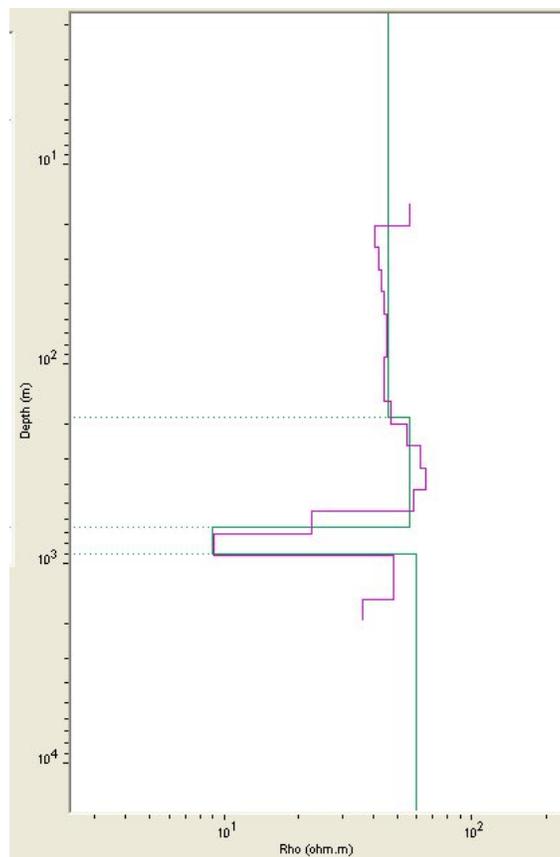
**Figura 17. Curva de resistividad aparente del sondeo electromagnético SA5.**



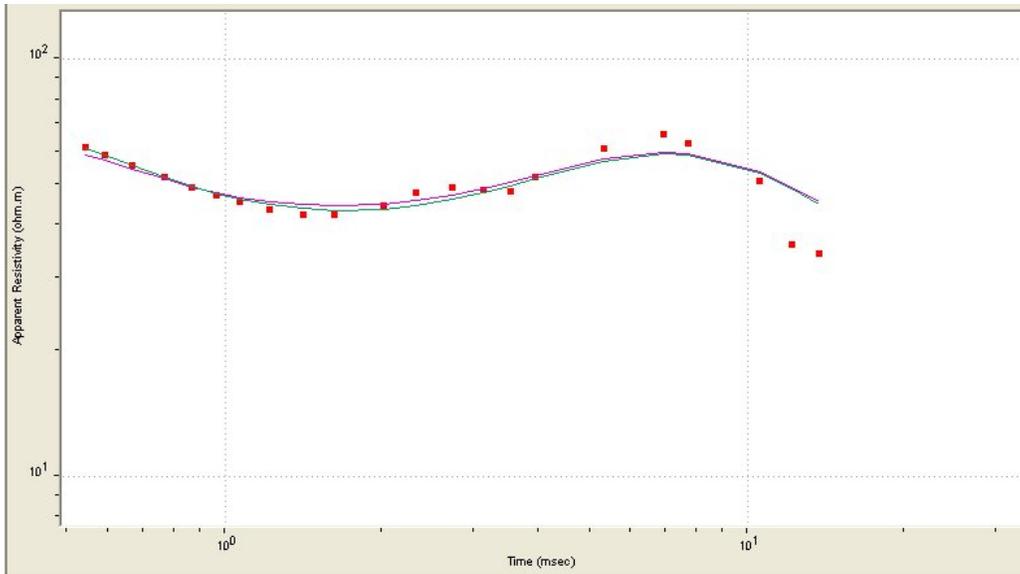
**Figura 18. Modelo geoelectrico del sondeo electromagnético SA5.**



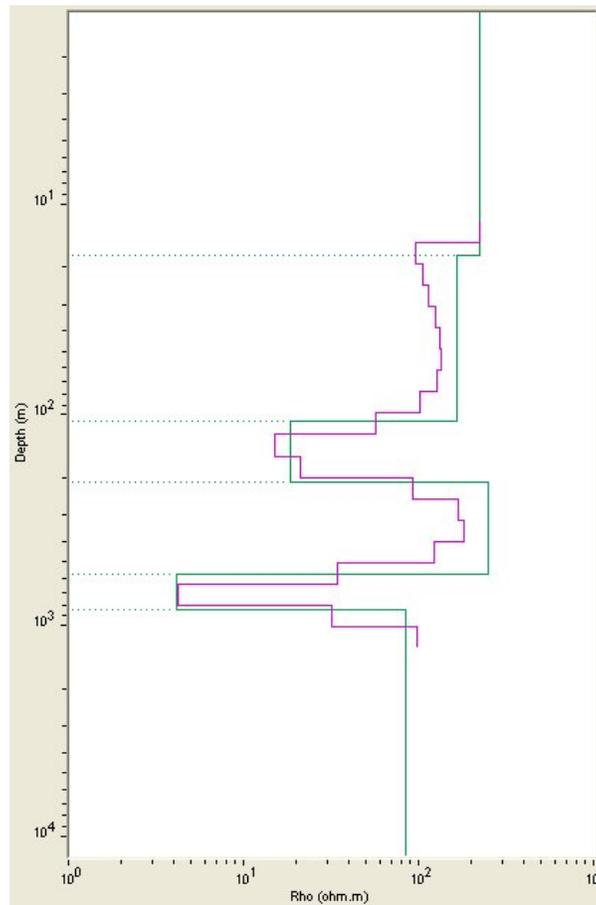
**Figura 19. Curva de resistividad aparente del sondeo electromagnético SA7.**



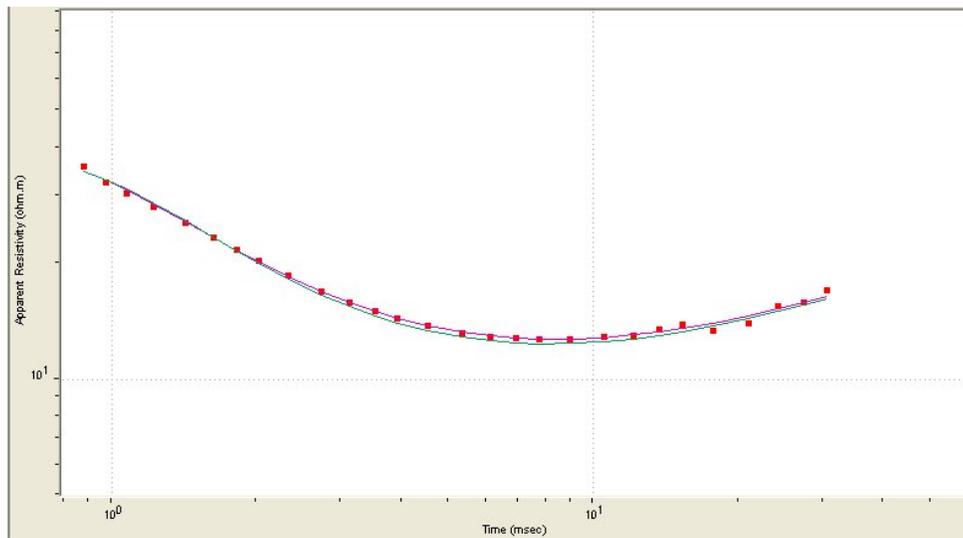
**Figura 20. Modelo geoelectrico del sondeo electromagnético SA7.**



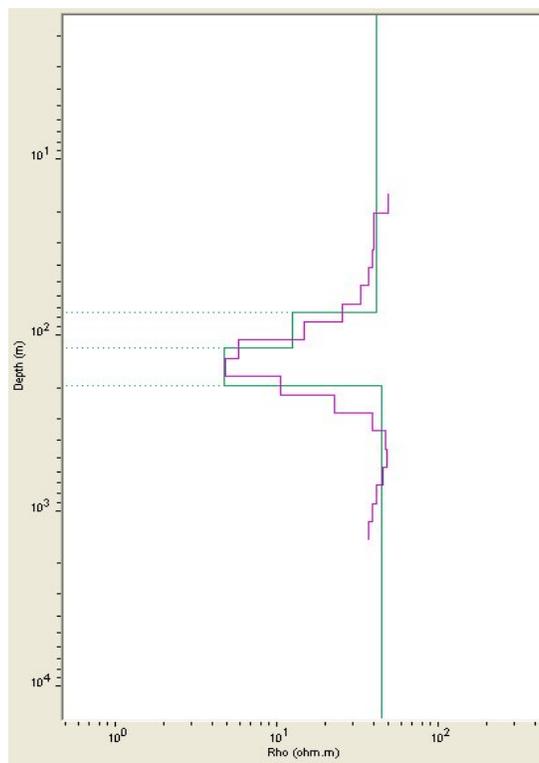
**Figura 21. Curva de resistividad aparente del sondeo electromagnético SA8.**



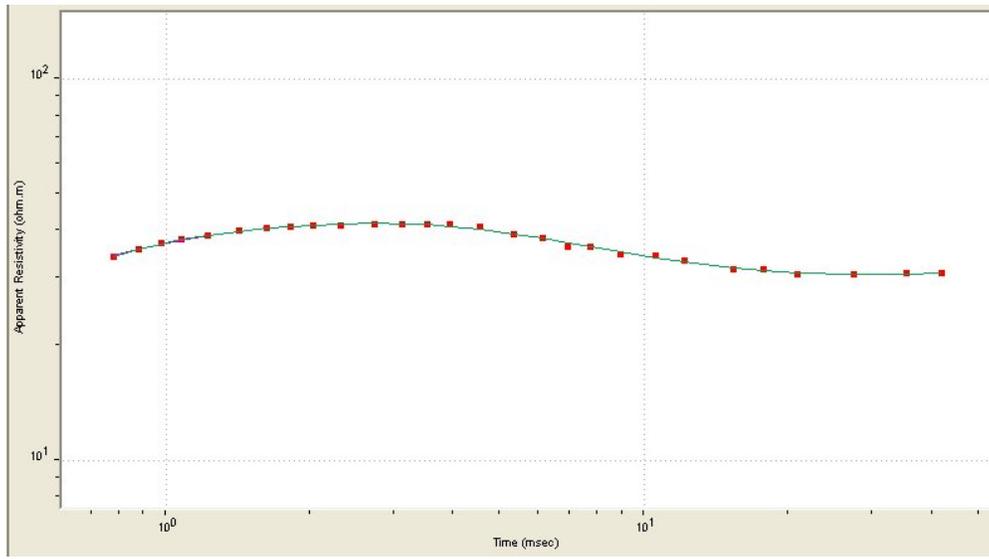
**Figura 22. Modelo geoelectrico del sondeo electromagnético SA8.**



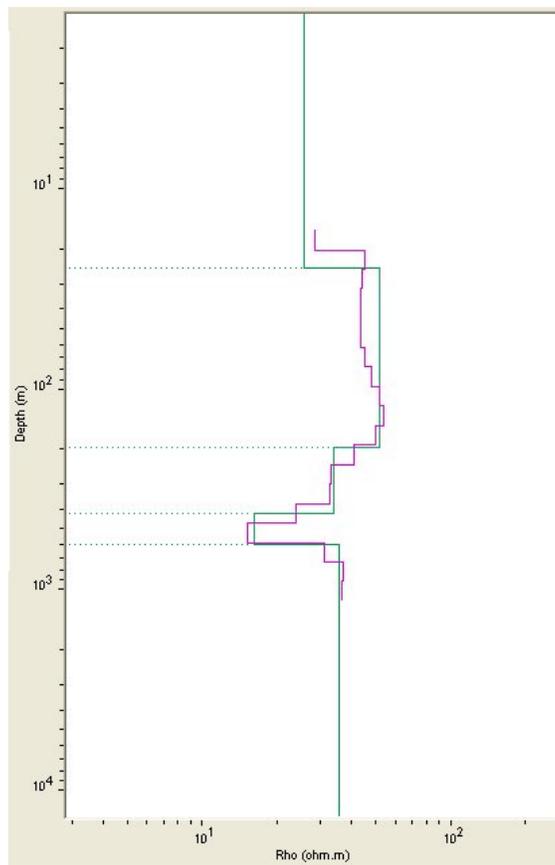
**Figura 23. Curva de resistividad aparente del sondeo electromagnético SA9.**



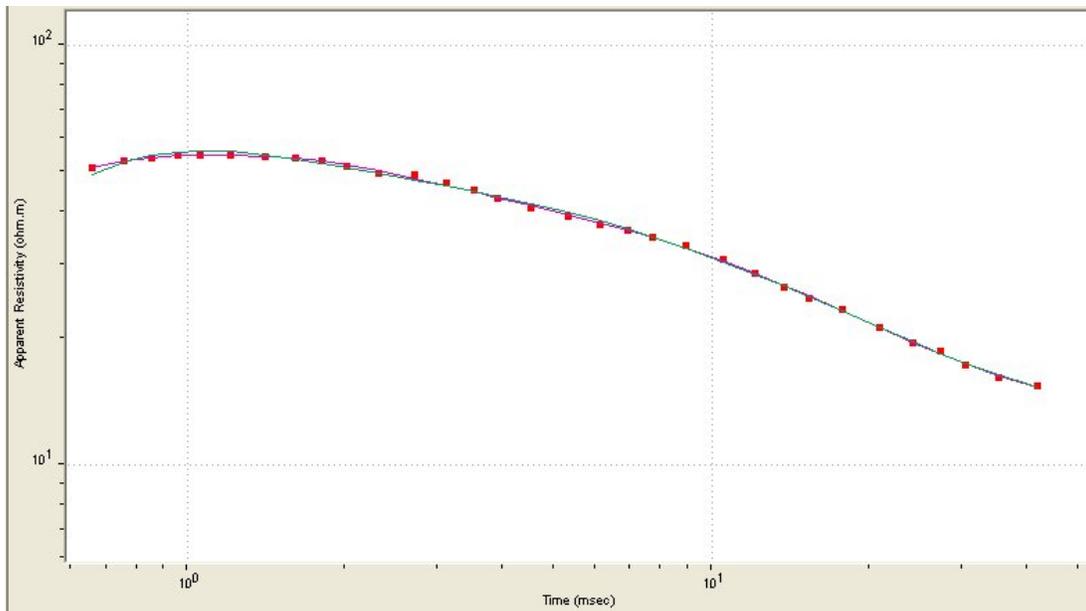
**Figura 24. Modelo geoelectrico del sondeo electromagnético SA9.**



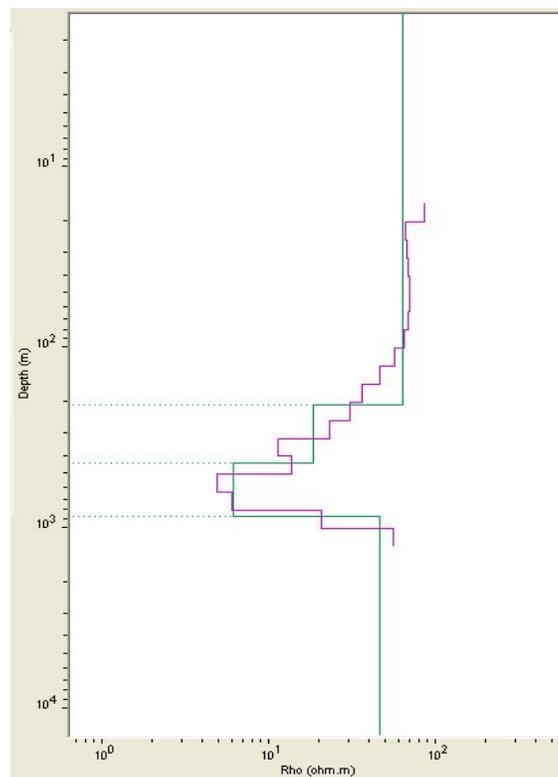
**Figura 25. Curva de resistividad aparente del sondeo electromagnético SA12.**



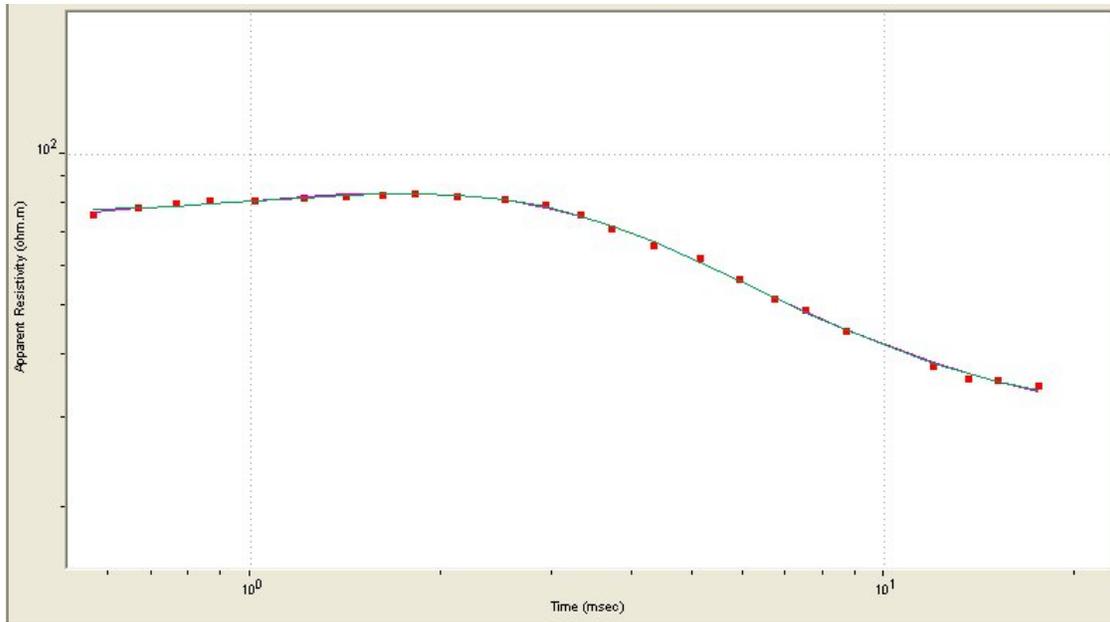
**Figura 26. Modelo geoelectrico del sondeo electromagnético SA12.**



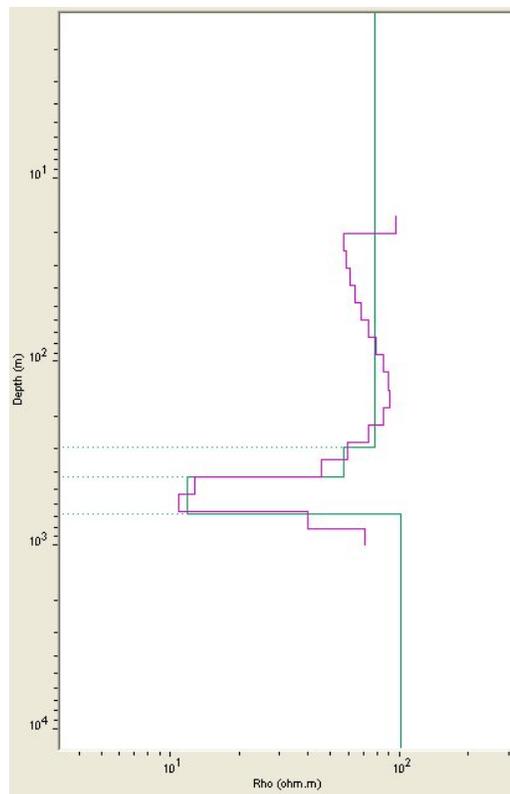
**Figura 27. Curva de resistividad aparente del sondeo electromagnético SA14.**



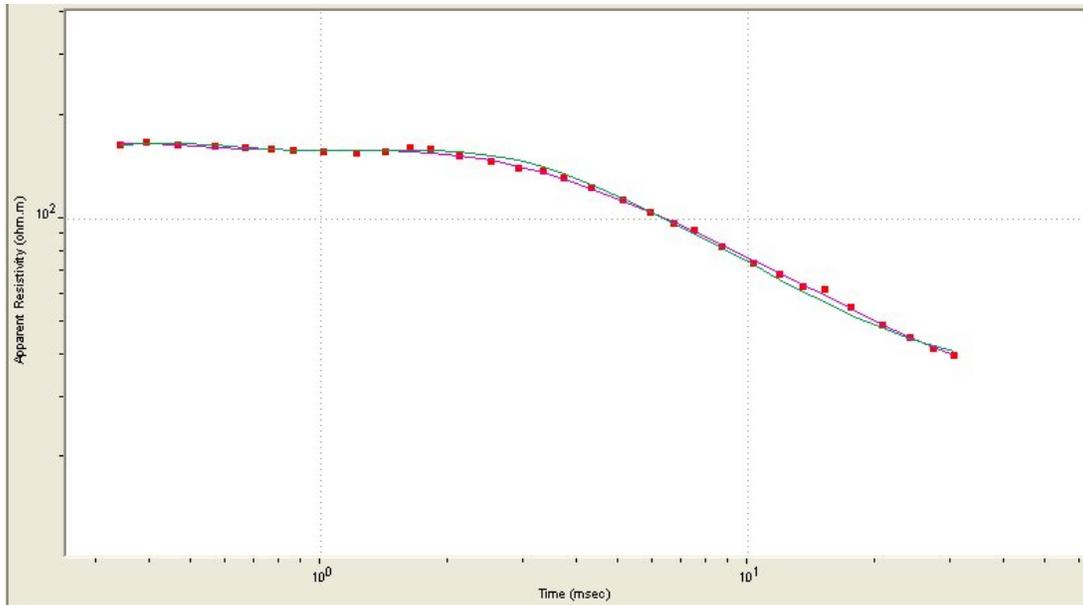
**Figura 28. Modelo geoelectrico del sondeo electromagnético SA14.**



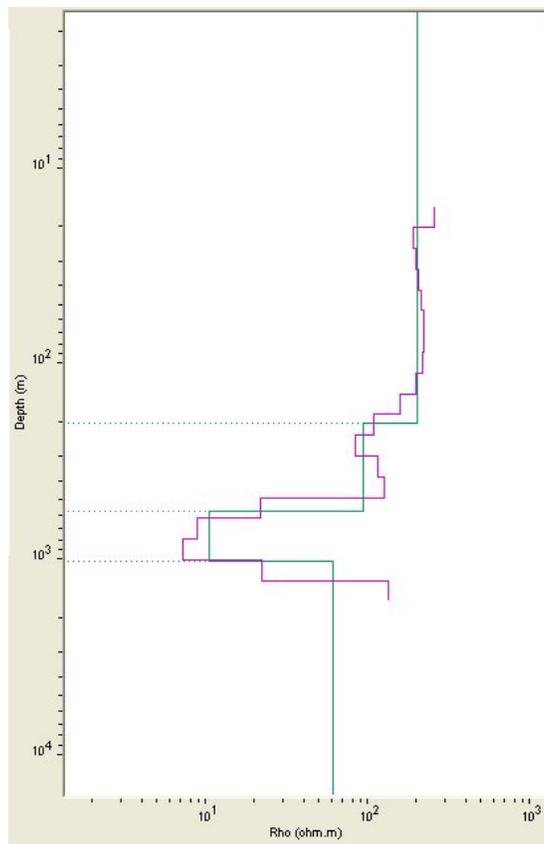
**Figura 29. Curva de resistividad aparente del sondeo electromagnético SA15.**



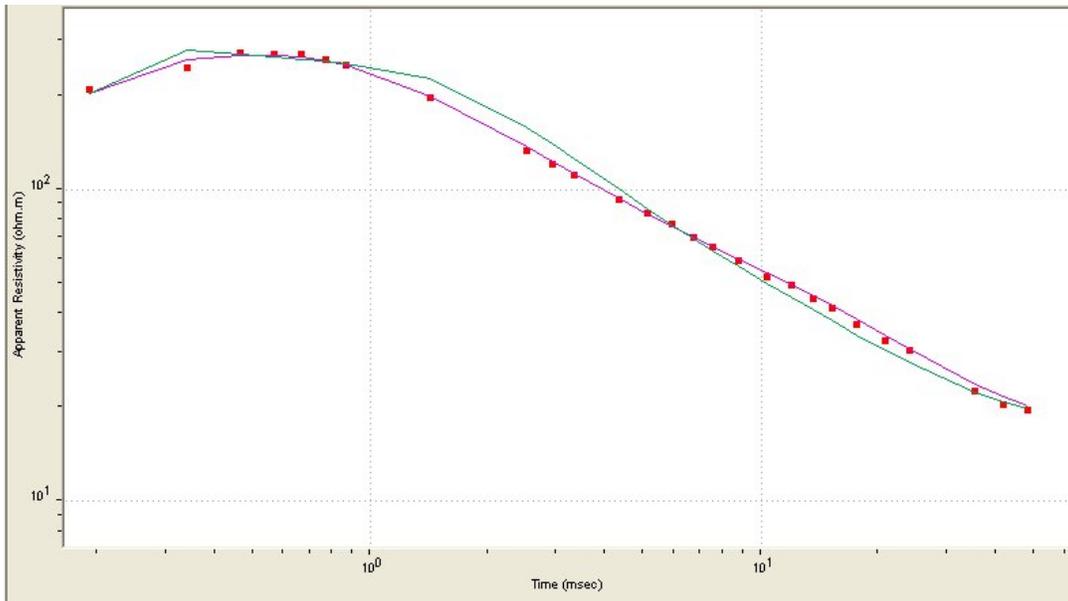
**Figura 30. Modelo geoelectrico del sondeo electromagnético SA15.**



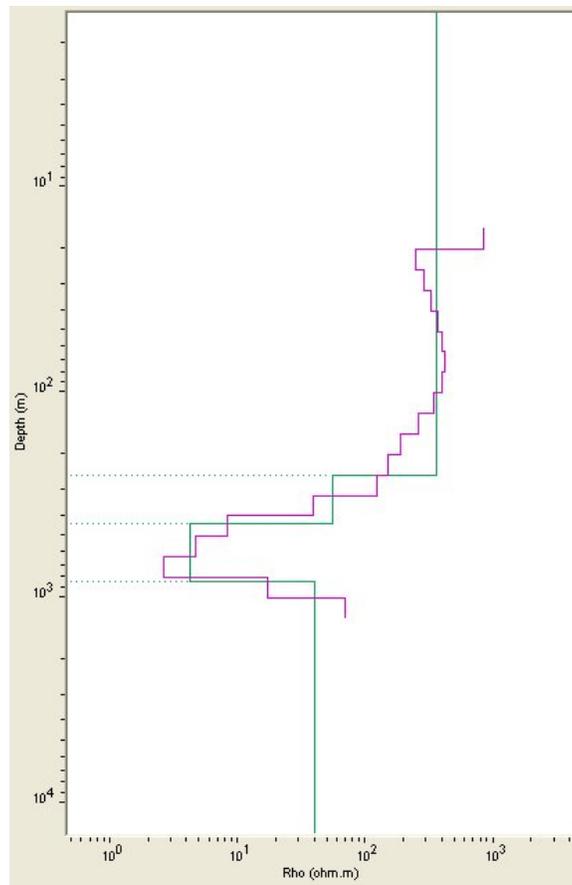
**Figura 31. Curva de resistividad aparente del sondeo electromagnético SA16.**



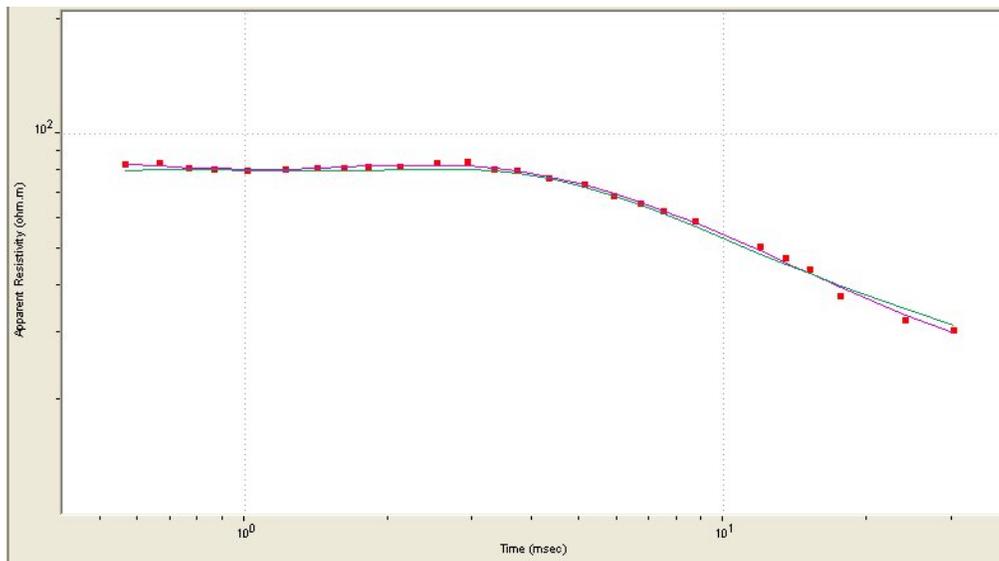
**Figura 32. Modelo geoelectrico del sondeo electromagnético SA16.**



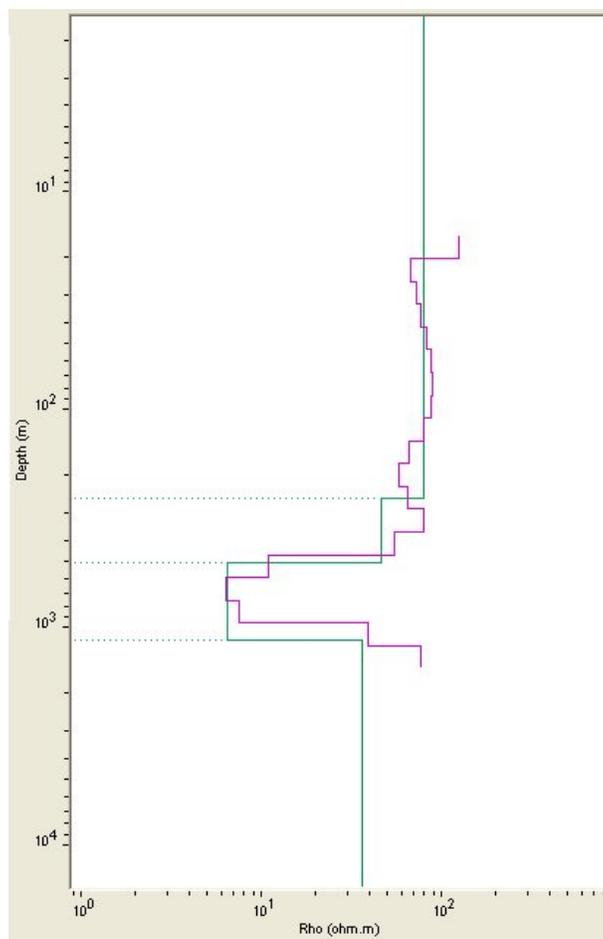
**Figura 33. Curva de resistividad aparente del sondeo electromagnético SA17.**



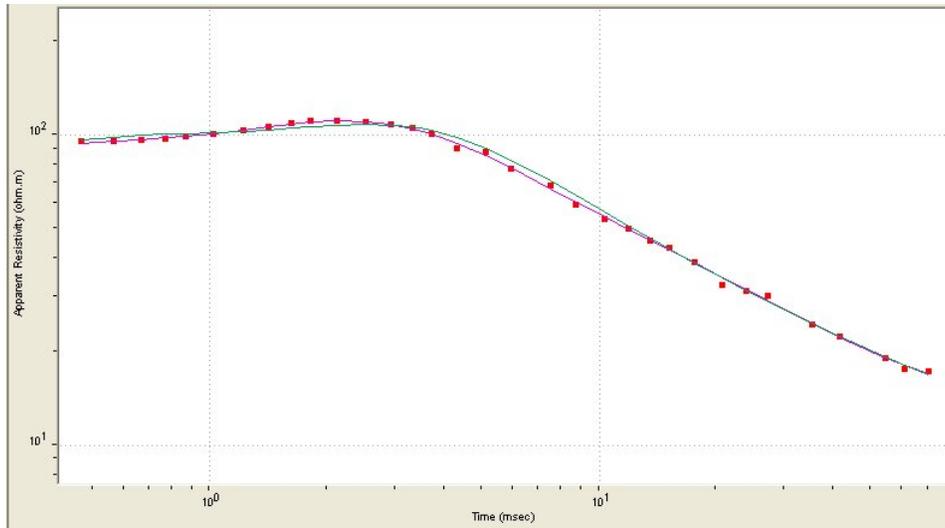
**Figura 34. Modelo geoelectrico del sondeo electromagnético SA17.**



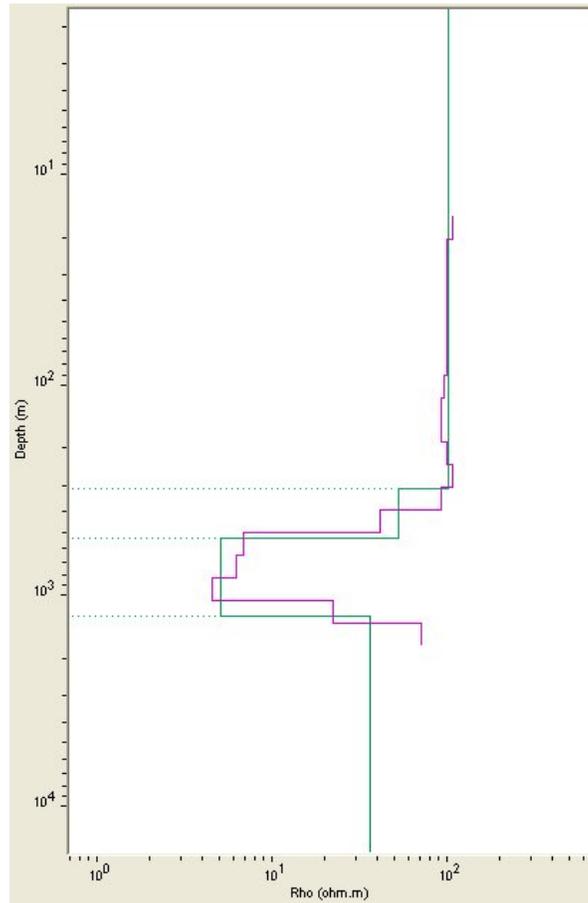
**Figura 35. Curva de resistividad aparente del sondeo electromagnético SA18.**



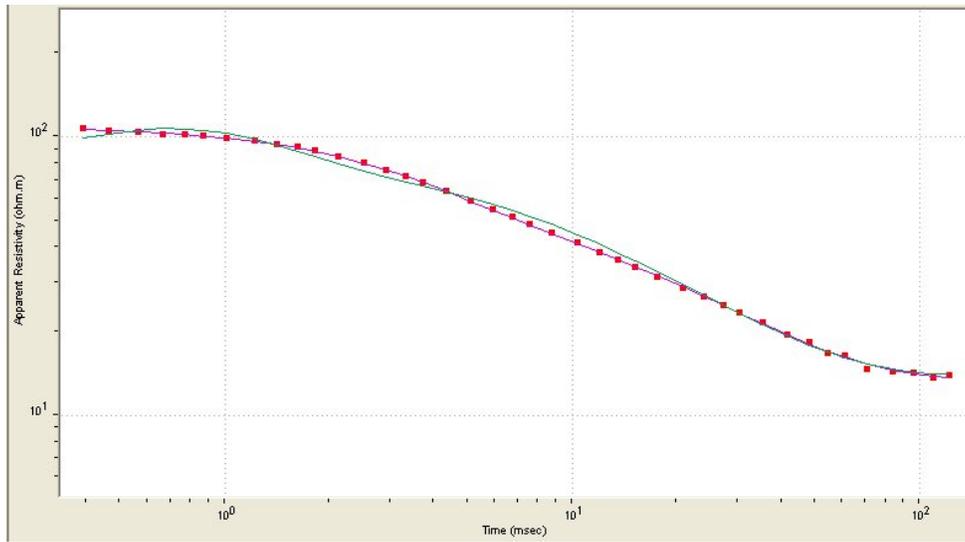
**Figura 36. Modelo geoelectrico del sondeo electromagnético SA18.**



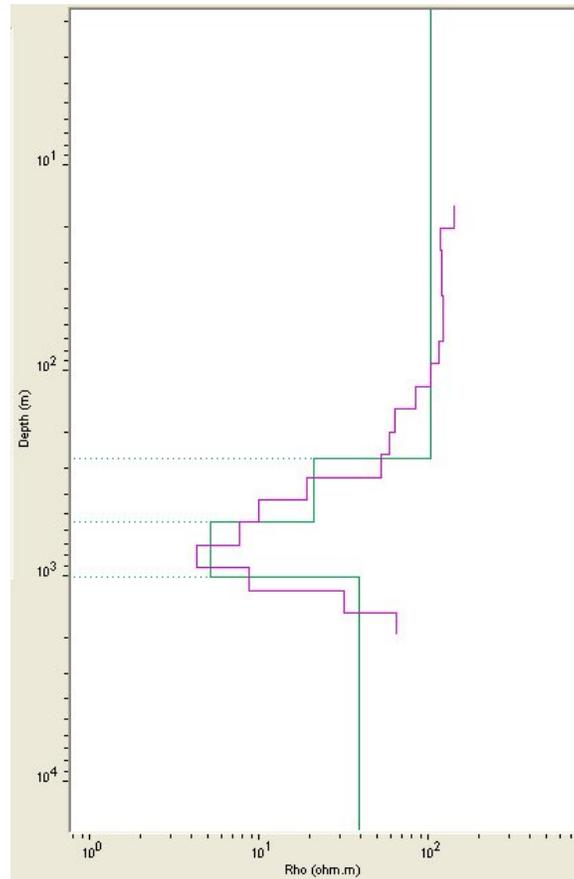
**Figura 37. Curva de resistividad aparente del sondeo electromagnético SA19.**



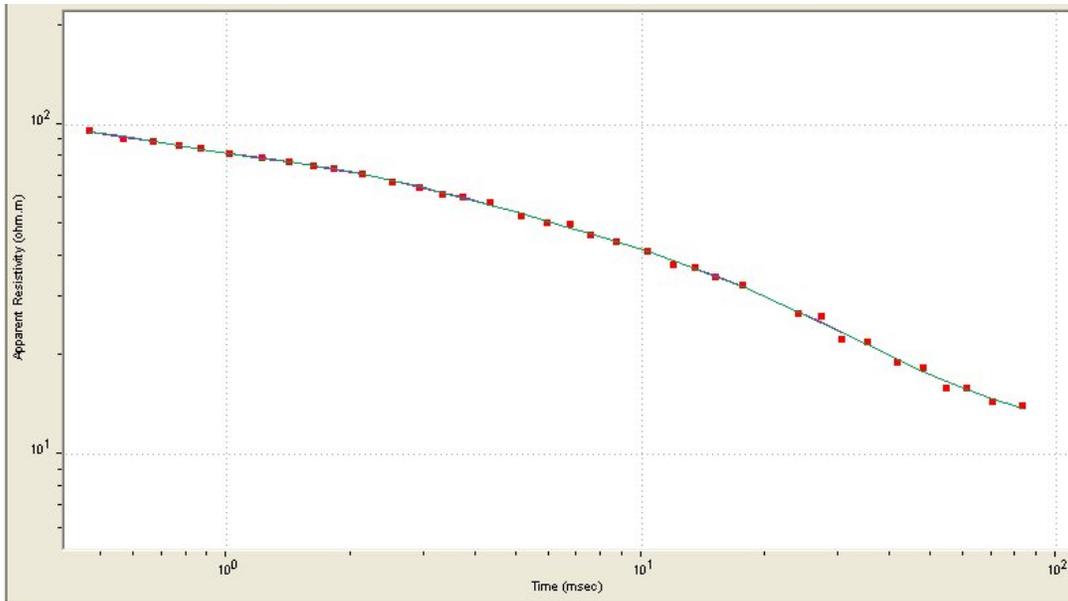
**Figura 38. Modelo geoelectrico del sondeo electromagnético SA19.**



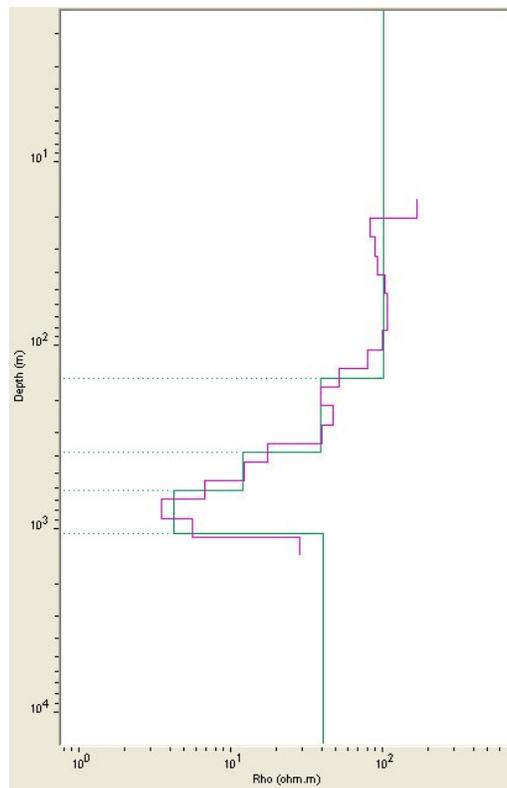
**Figura 39. Curva de resistividad aparente del sondeo electromagnético SA20.**



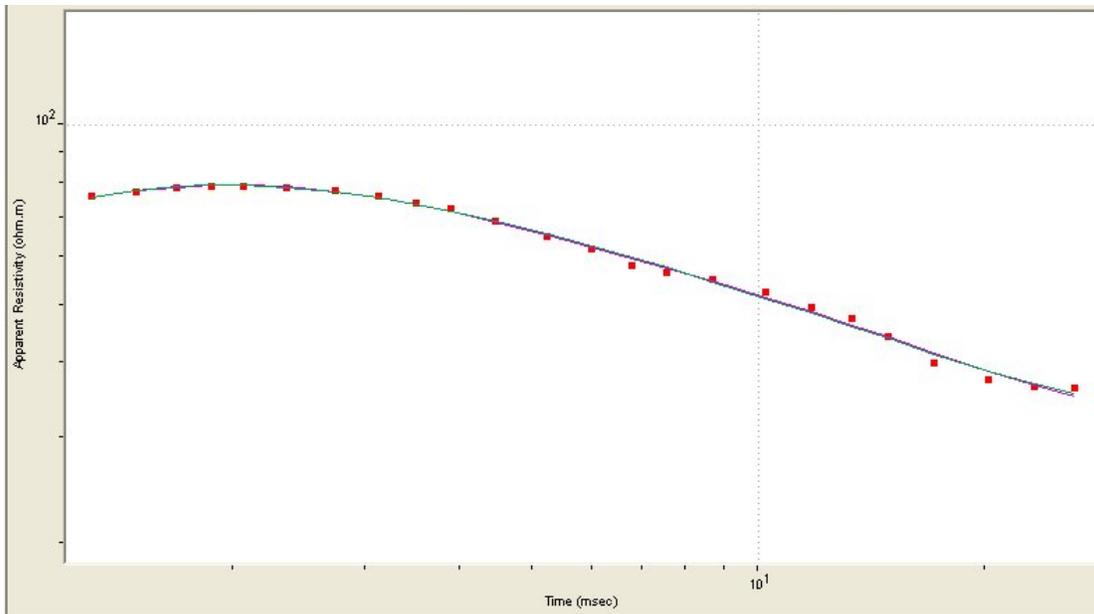
**Figura 40. Modelo geoelectrico del sondeo electromagnético SA20.**



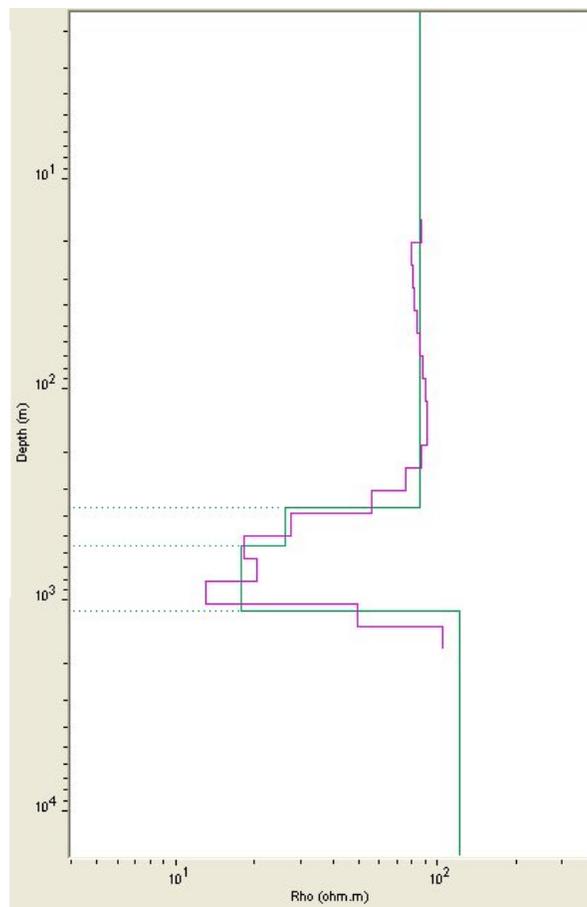
**Figura 41. Curva de resistividad aparente del sondeo electromagnético SA22.**



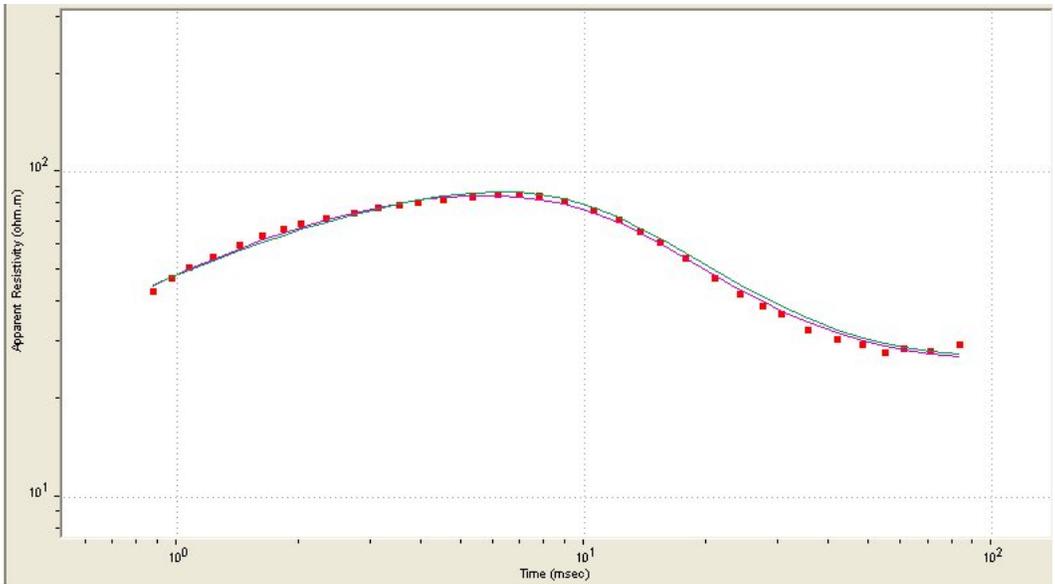
**Figura 42. Modelo geoelectrico del sondeo electromagnético SA22.**



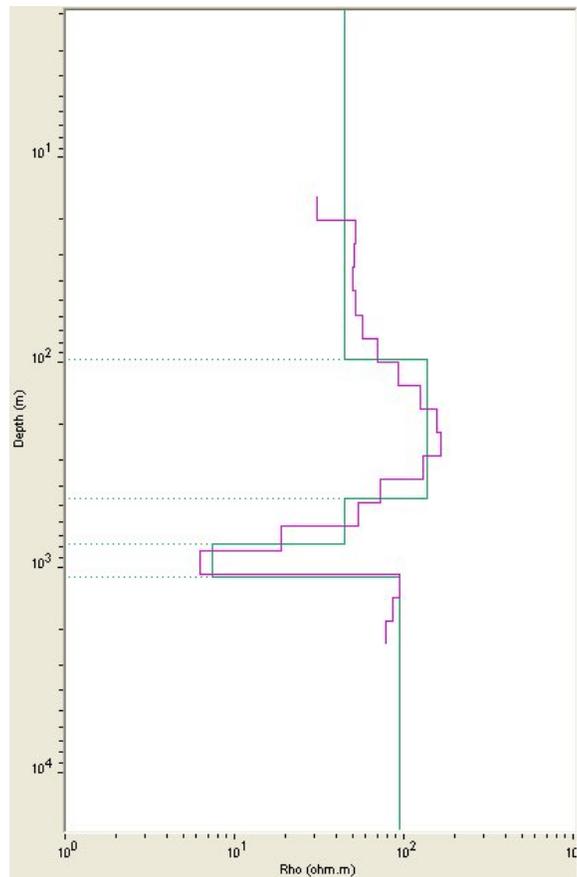
**Figura 43. Curva de resistividad aparente del sondeo electromagnético SA32.**



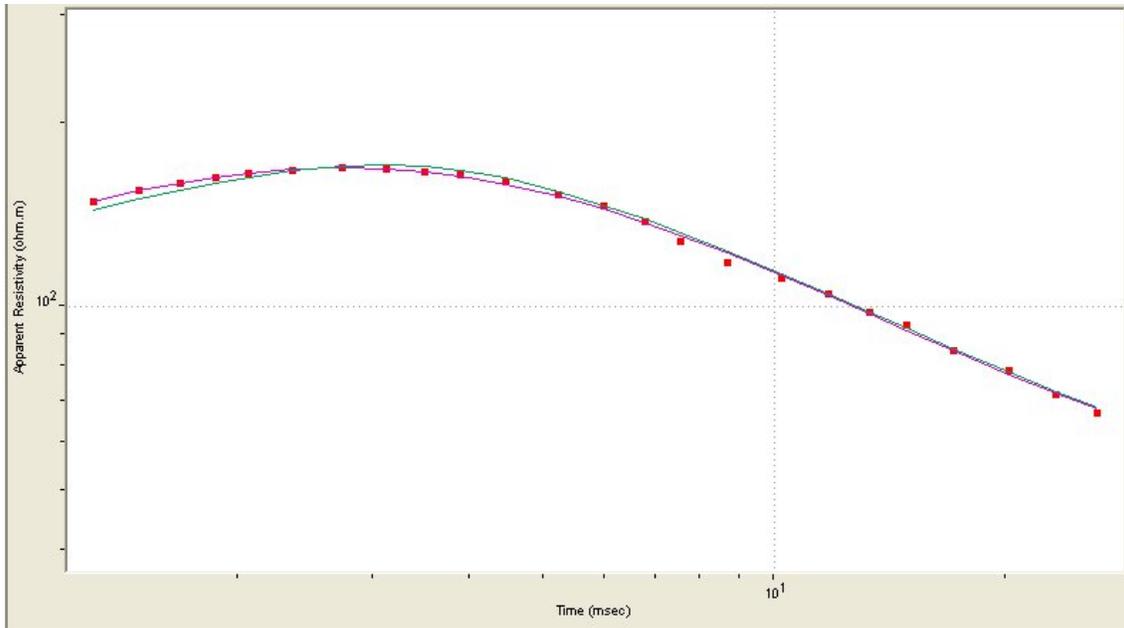
**Figura 44. Modelo geoelectrico del sondeo electromagnético SA32.**



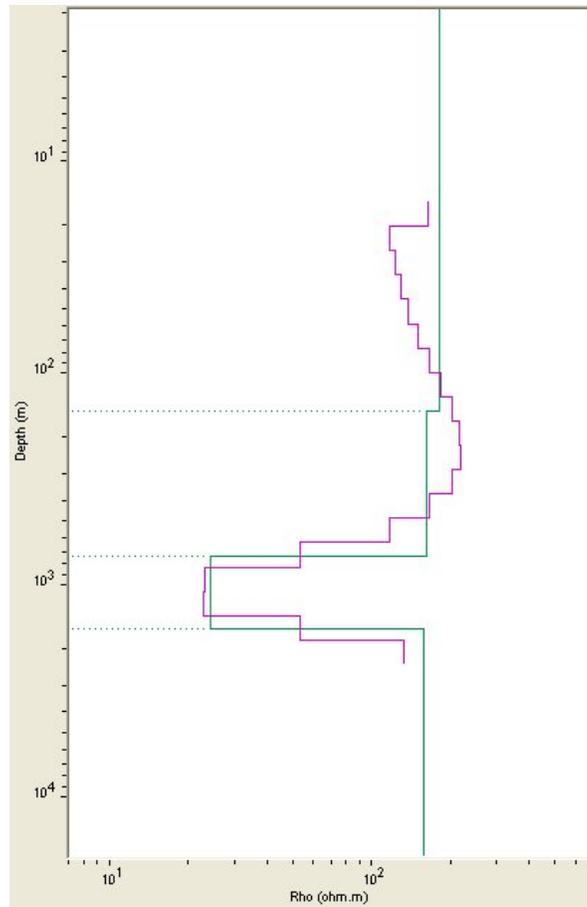
**Figura 45. Curva de resistividad aparente del sondeo electromagnético SA33.**



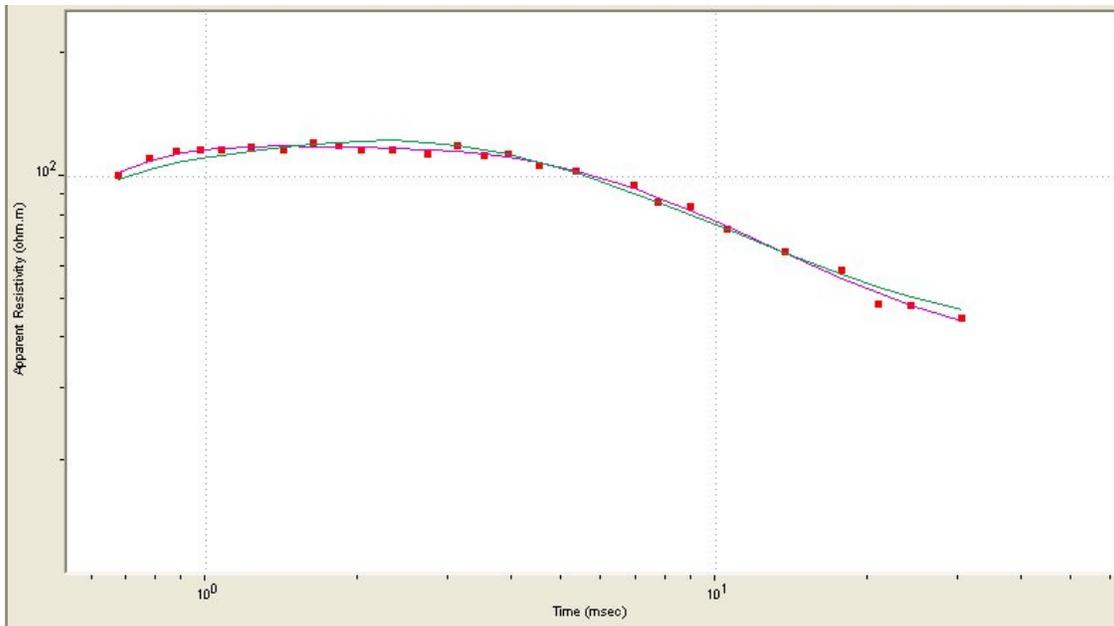
**Figura 46. Modelo geoelectrico del sondeo electromagnético SA33.**



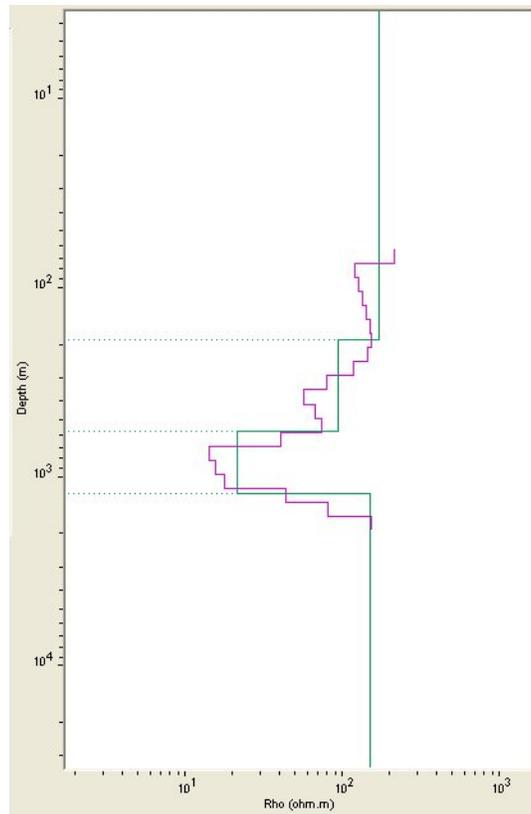
**Figura 47. Curva de resistividad aparente del sondeo electromagnético SA34.**



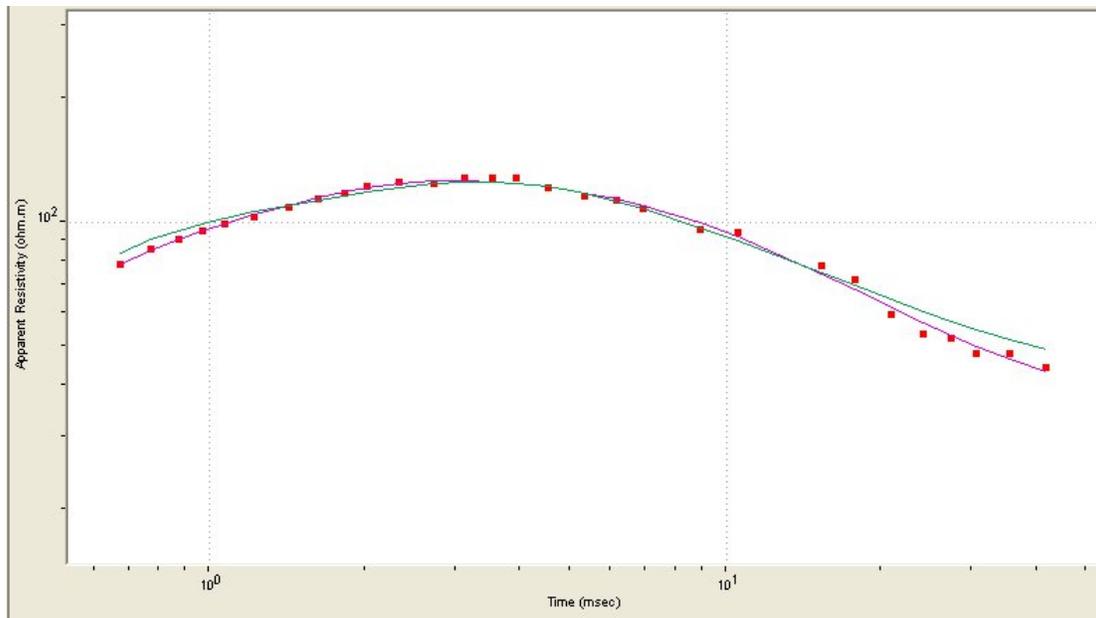
**Figura 48. Modelo geoelectrico del sondeo electromagnético SA34.**



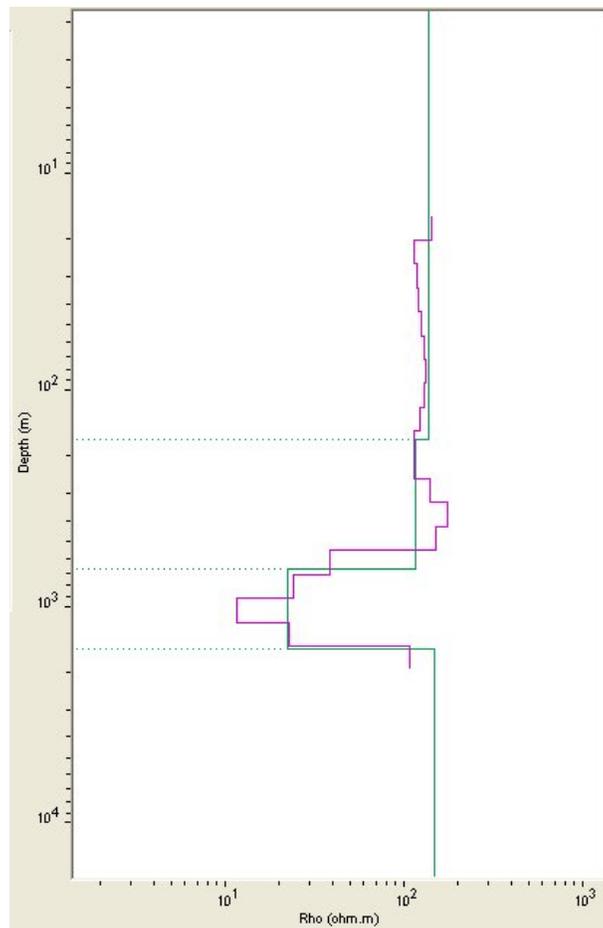
**Figura 49. Curva de resistividad aparente del sondeo electromagnético SA35.**



**Figura 50. Modelo geoelectrico del sondeo electromagnético SA35.**



**Figura 51. Curva de resistividad aparente del sondeo electromagnético SA36.**



**Figura 52. Modelo geoelectrico del sondeo electromagnético SA36.**



## Bibliografía

- Aguirre-Díaz, G.J., López-Martínez, M., 2009. Evolución geológica de la caldera Dongiño-Huichapan, Cinturón Volcánico Mexicano, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 179: 133-148.
- Alvarado Méndez, H., López Reyes, J., Sánchez Garrido, E., Batáz Manríquez, G., 2005. Carta geológica-minera escala 1:50 000. Servicio Geológico Mexicano. Pachuca, Hidalgo, México, Carta F14-C79, Ixmiquilpan.
- Anderson, W.L., 1979, Numerical integration of related Hankel transforms of orders 0 and 1 by adaptive digital filtering. *Geophysics*. 44:1287-1305.
- Bryan, K., 1948. Los suelos complejos y fósiles de la altiplanicie de México en relación a los cambios climáticos. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. 13:1-20.
- Carrasco B., 1970. La Formación El Abra (Formación El Doctor) en la plataforma Valles-San Luis Potosí. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*. 97-99.
- Christensen Niels, B., 1995. 1D imaging of central loop Transient electromagnetic soundings. *JEEG*, 0:1.
- Constable, S.C., Parker, K.L., Constable, C.G., 1987. Occam's inversion: a practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 52(3): 289-300.
- COPEI Ingeniería, 2007. Informe final hidrogeológico de Calixtlahuaca, Estado de México.
- Fitterman, D.V., Anderson, W.L., 1987. Effect of transmitter turn-off time on transient soundings. *Geoexploration*. 24:131-146.
- Flores Luna, C., 2000. La exactitud del problema directo de sondeos electromagnéticos transitorios. *Geos*. 20:2: 70-88.
- Fries, C. Jr., 1960. Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología, *Boletín*. 60:36.
- Martínez Esparza, G., Roque Ayala A., Dircio Castro, D., 2009. Carta geológica-minera escala 1:50 000. Servicio Geológico Mexicano, Pachuca, Hidalgo, México, Carta F14-C78, Huichapan.

- Nabighian, M.N., Macnae, J.C., 1991. Time domain electromagnetic prospecting methods. En: Nabighian, M.N. (Ed.), *Electromagnetic Methods Applied to Geophysics*, V2, Part A, 427-479.
- Ryu, J., Morrison, H.F., Ward, S.H., 1970. Electromagnetic effects about a loop source of current. *Geophysics*. 35: 862-896.
- Segerstrom, K., 1961. Geología del Suroeste del Edo. de Hidalgo y del Noroeste del Edo. de México. *Bol. Asoc. Mex. Geólogos petroleros*. 13:3-4.
- Silva Mora, L., Cordoba, D., 1996. Vulcanismo explosivo al norte y oeste de la ciudad de Tula estado de Hidalgo, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 13:1: 52-64.
- Spies, B.R., Eggers, Dwight E., 1986. The use and misuse of apparent resistivity in electromagnetic methods. *Geophysics*. 51:7.
- Spies, B.R., 1989. Depth of investigation in electromagnetic sounding methods. *GE*. 54:872-888.
- Ward, S. H., Hohmann G. W., 1988. Electromagnetic theory for geophysical applications. En: Nabighian, M.N. (Ed.), *Electromagnetic Methods Applied to Geophysics*, V1. Capítulo 4.
- Wilson, B.W., Hernández, J.P., Menve, T.E., 1955. Un banco calizo del cretácico en la parte oriental del Estado de Querétaro. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. 18:1-10.

#### *Páginas Web*

- Web 1. Secretaría de Comunicaciones y Transporte, 2010. [www.sct.gob.mx](http://www.sct.gob.mx).
- Web 2. Instituto Nacional de Estadística y Geografía, 2010. [www.inegi.org.mx](http://www.inegi.org.mx).
- Web 3. Compañía Geosystem, 2010. [www.geosystem.net](http://www.geosystem.net).