



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

DIVISIÓN DE CIENCIAS DE LA TIERRA

**“CARACTERIZACIÓN DE FALLAS Y FRACTURAS
MEDIANTE TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA UTILIZANDO
ELECTRODOS DE ACOPLAMIENTO CAPACITIVO”**

T E S I S

PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

Ingeniero Geofísico

PRESENTA:

Nely Ramírez Miguel

DIRECTOR DE TESIS:

Dra. Claudia Arango Galván



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.

DEDICATORIA Y AGRADECIMIENTOS

Agradezco a Dios sobre todas las cosas, por ser él que me permite seguir en esa Tierra y aprender cada día de las experiencias, de las personas que puso en mi camino y de las que he aprendido. Te lo agradezco Señor.

Dedico la presente tesis a mi familia, de la cual soy miembro y sin su apoyo no hubiera llegado al término de la misma. Con quienes he tenido el placer de disfrutar momentos gratos, y han sido mi motor para seguir. A ellos:

A ti papá, por los años de cuidado y amor; a ti que siempre das una razón porque seguir sembrando la semilla de la nobleza.

A ti mamá, tú que me enseñaste que el orden y la disciplina van de la mano, a nunca descansar sin justa razón, por los mejores años a tus cuidados.

A mi hermanita, por ser tan valiente y entusiasta; aprender de ti que no hay una pared que se resista a la transformación.

A mi tía que es fuerte como un roble.

A ti Yanhuitlán querido, mi pequeño terruño.

Menciono también a una persona muy especial de hilarante escritura, que siempre estuvo para mí, quien me ha hecho crecer tanto en el ámbito personal como profesional, gracias a ti querido Vic.

También por último, pero no menos importante a Don Venus que durante cinco años creyó en mí, me dio todo su apoyo y comprensión.

Recuerdo en esta dedicatoria a toda la extensa gama de familiares que tengo y a quienes quiero mucho y dirijo mis más sinceros agradecimientos, no caigo en nombres porque sé que entonces que no me alcanzaría las hojas. Gracias!

Existe cuatro tipos de personas en este mundo: las personas que hacen que las cosas sucedan, las personas que observan las cosas que suceden, las personas que se preguntan qué sucede y las personas que ni siquiera se dan cuenta de lo que sucede.

“Hay poder en el conocimiento, en el deseo y en el espíritu. Este poder en tu interior es la llave para crear abundancia” Mary Kay Ash.

Son muchas las personas especiales a las que quiero agradecer, su amistad, apoyo, ánimo y compañía en las diferentes etapas de mi vida. Algunas están aquí conmigo, otras en mis recuerdos y otras más en el corazón. Sin importar en dónde quiera que estén o si alguna vez llegan a leer estos agradecimientos quiero darles las gracias, por el aprendizaje que cada uno de ustedes apporto a mi persona y que de una u otra manera llegaron a conocerme. Estoy segura que se llevaron algo de mí como yo de ustedes. GRACIAS... Nunca me sentí sola porque siempre hubo alguien que estuvo conmigo...

Agradezco al Programa Universitario México Nación Multicultural, el cual me cobijo con su apoyo a lo largo de la carrera, le estoy muy agradecida y no sólo en la parte económica sino la calidad humana brindada durante mi estancia como becaria.

Y en especial agradecimiento a mi directora de tesis la Dra. Claudia Arango Galván por su asesoría y dirección, la ayuda técnica, su sentido crítico y comentarios acertados. Por su paciencia, por los conocimientos que compartió conmigo, su valioso tiempo y su gran profesionalidad, además del apoyo brindado para la impresión de la tesis. Gracias.

Le doy las gracias también al jurado de sinodales: M. C. Gerardo Cifuentes Nava, Dr. René E. Chávez Segura, Dr. Andrés Tejero Andrade y al Ing. Luis A. Tapia Crespo, por haber revisado mi trabajo, por invertir un poco de su tiempo y contribuir al mejoramiento de la tesis.

Sin lugar a duda este trabajo no pudo haberse realizado sin la formación de mis maestros de la carrera, a quienes recuerdo con mucho cariño y respeto.

Tomo en cuenta mucho el apoyo del Laboratorio ICP-MS, donde encontré un espacio, en particular a la Dra. Morton, M.C. Liz que siempre me escucharon y dieron sus sabios consejos. A ti Angeles y Janin.

A mis amigos y compañeros con los que compartí triunfos, derrotas y entrenamientos de Hockey. A los Octanos y amigos con los que inicié la carrera. A los cuates del PUMC, que compartimos más que un punto de vista. Al equipo de trabajo del Dpto. de Geomagnetismo y Exploración por su convivencia y compartir su experiencia conmigo.

A mis colegas de carrera y de Ciencias de la Tierra, con los que compartí más que aulas de clases, sino experiencias en prácticas de campo, juegos de fútbol, etcétera. A mis amigos de la Facultad, a Madariaga, Héctor, Malleli, Flor, Clau, Marlenne, Omar, Sergio, Angie...

No puede dejar de mencionar con las personas que podía hablar horas y horas a ustedes, Alexa, Magno, Ilsy, Cecyta, Mary, Alidifo, Pasteles, Ozi, Manzano, Yako, Fade, Orlando, Jonatán, Sandy, Moy, René, George, Paco, Berny, Fco, Lili, Glo, Maggie y Rubicita.

Finalmente, agradezco a la universidad mi alma máter quien edificó mi formación universitaria.

“No estudio por saber más, sino por ignorar menos” Sor Juana Inés de la Cruz.

Índice

RESUMEN.....	1
INTRODUCCIÓN.....	3
CAPÍTULO 1. FUNDAMENTOS TEÓRICOS	
1.1 Antecedentes	5
1.1.1 Clasificación de los métodos eléctricos	
1.1.2 Propiedades de electromagnéticas de las rocas	
1.2 Fundamentos del Método.....	7
1.2.1 Ecuaciones fundamentales	
1.2.2 Fuente puntual en un semiespacio homogéneo e isotrópico	
1.2.3 Resistividad aparente	
1.2.4 Dispositivo electródico	
1.2.5 Métodos de medición	
1.3 Teoría de la Tomografía Eléctrica.....	20
1.3.1 Fundamentos de la tomografía eléctrica	
1.3.2 Adquisición de datos y metodología para la pseudosección	
1.3.3 Inversión de los datos de una pseudosección	
1.3.4 Teoría básica de inversión	
1.4 Fundamentos de la Resistencia Capacitiva	25
1.4.1 Capacitor equivalente	
1.4.2 Sensores capacitivos	
1.4.3 Modificación del factor geométrico	
1.4.4 Teoría de la resistividad capacitiva	
CAPÍTULO 2. ÁREA DE ESTUDIO	
2.1 Ubicación geográfica.....	32
2.2 Geología.....	32
2.2.1 Antecedentes	
2.2.2 Marco geológico de la Cuenca de México	
2.2.3 Geología local	
2.2.4 Unidades litoestratigráficas	
2.2.5 Tectónica	
2.3 Características hidrogeológicas.....	42
2.4 Zonificación geotécnica de la Cuenca de México.....	44

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA Y PROCESO DE DATOS	
3.1 Características del dispositivo electrónico.....	46
3.2 Implementación de campo y adquisición de los datos.....	48
3.2.1 Diseño de la campaña	
3.2.2 Equipo empleado para TER	
3.2.3 Ubicación de las líneas de prospección	
3.3 Procesado de datos.....	51
3.3.1 Evaluación de los perfiles geoelectricos	
3.3.2 Inversión 2D	
 CAPÍTULO 4. ANÁLISIS DE RESULTADOS	
4.1 Perfil Geoelectrico 1.....	55
4.2 Perfil Geoelectrico 2.....	57
4.3 Perfil Geoelectrico 3.....	58
4.4 Perfil Geoelectrico 4.....	59
4.5 Perfil Geoelectrico 5.....	60
4.6 Integración de los perfiles.....	61
 CONCLUSIONES.....	62
 ANEXOS.....	64
 BIBLIOGRAFÍA.....	69

Resumen

El objetivo del estudio fue caracterizar la respuesta geoelectrica del sitio en la porción sur de conjunto habitacional Tepozanes en el Estado de México. Esta zona presenta efectos de subsidencia por lo cual se decidió explorar el subsuelo somero de la zona, en búsqueda de estructuras potencialmente riesgosas. El análisis se efectuó en cinco perfiles, donde se describe el contraste de resistividad eléctrica asociada a las propiedades del medio, se obtuvieron las imágenes de resistividad mediante una inversión por el método de diferencias finitas (algoritmo de Loke y Barker) con el paquete informático RES2DINV. Para su adquisición se utilizó un resistivímetro de electrodos de acoplamiento capacitivo (OhmMapper) fabricado por la empresa Geometrics, Inc.

Los resultados muestran a nivel somero (0 a 5 m, aproximadamente) una variación en los valores de resistividad eléctrica que se ha ido presentando debido a la tubificación por extracción de agua. El fenómeno que se presenta es la subsidencia de materiales resultado de las heterogeneidades del terreno, asociadas a la zona lacustre de la Cuenca de México que abarca un área donde abundan arcillas e intercalaciones con arenas y lentes limosos producto de la actividad geológica de la zona.

Las implicaciones están enfocadas a la mejor comprensión del comportamiento somero de la respuesta de la corriente eléctrica a través del subsuelo. Así, la información pueda ser usada para complementar estudios geotécnicos, diseño de estructuras civiles y análisis de riesgo geológico.

La distribución del trabajo se presenta como sigue: en el capítulo 1 se presentan los fundamentos teóricos que rebaten la importancia de las ecuaciones fundamentales del método geofísico, así como los valores asignados a las diferentes rocas existentes en la superficie terrestre. Se encuentran principios que remiten hacer consideraciones para cada tipo de dispositivo electródico, nivel de investigación, abertura entre electrodos, técnica de adquisición. Por otro parte se resumen la teoría de la inversión y el principio de funcionamiento que rige al resistivímetro de electrodos de acoplamiento capacitivo, como las distinciones bajo las cuales funciona la teoría de la resistividad capacitiva, es decir, la generalización para ser un método de corriente continúa.

El capítulo 2 atribuido a localización tanto en espacio como en tiempo de la geología regional y local. Se introduce primeramente en un marco geológico e histórico los eventos suscitados en la Cuenca de México y luego más específicos en la geología adyacente al sitio. Para finalizar el capítulo se alude a la información hidrogeológica de acuífero que se encuentran en el subsuelo y las características geotécnicas del sitio de interés.

A partir del capítulo 3 se desglosa la metodología utilizada en campo, el dispositivo electródico su ventajas y desventajas, la implementación de campo y las características del equipo empleado, así como el proceso que llevan los datos y las consideraciones respecto al programa y factores que afectan a la respuesta del subsuelo.

Por último en el capítulo 4 se exhibe los resultados de los cinco perfiles y se muestra la descripción de los diferentes horizontes geoelectricos y sus variantes dependiendo de cada uno, asociados a valores cuantitativos y cuantitativos de resistividad, motivo por el que se contiene una discusión de los resultados. También se logra la integración de todos los perfiles para conseguir las correlaciones entre anomalías y elaborar una interpretación general de la conducta de los materiales.

Finalmente, se exponen las conclusiones derivadas del comportamiento del medio atribuido a una propiedad física, sin olvidar los posibles escenarios para los modelos geoelectricos. Dado el tipo de datos, se demuestra que las mediciones clásicas de la resistividad pueden ser emuladas por el método de resistividad capacitiva bajo el mecanismo de acoplamiento capacitivo y termina con el anexo que componen las imágenes eléctricas resultado del procesado de datos en sus diferentes fases.

Introducción

La Ciudad de México se encuentra asentada sobre lo que fue una zona lacustre, por lo que cuenta con estructuras geológicas de diversas características y con diferentes niveles de compactación. En lo que concierne a la geomorfología y geología, se divide para su estudio en tres tipos de depósitos: depósitos de lago, depósitos de transición y depósitos de lomas (García Pérez, 2001).

El comportamiento de las arcillas de la Cuenca de México no es uniforme, debida a diferentes causas, las cuales están asociadas a la extracción de agua subterránea, incremento de asentamientos humanos (aumento de estructuras de gran peso), diversidad en los materiales de relleno, fallas geológicas, entre otras. Todas estas causas provocan la presión de materiales como arenas y materiales sedimentarios mal compactados, y la consecuencia de estos efectos son los agrietamientos, hundimientos y en su fase mayor, deslizamientos presentes en superficie (Díaz Molina, 2001).

A últimas fechas se han registrado en la Ciudad de México y Área Metropolitana agrietamientos y hundimientos en el terreno. Estos fenómenos han afectado a la infraestructura urbana, como lo es la consecuente pérdida de bienes ubicados bajo características inestables o áreas susceptibles a colapsos.

Un ejemplo de esta afectación se presenta en la Unidad Habitacional Tepozanes ubicada en el municipio de La Paz, Edo. de México, ubicada al oriente de la Ciudad de México. Las autoridades locales acudieron al Instituto de Geofísica de la UNAM (Depto. de Geomagnetismo y Exploración), quienes han hecho un estudio geofísico, para conocer el comportamiento del subsuelo en la porción sur de dicha unidad, teniendo como antecedente una falla expuesta que ha afectado el pavimento del estacionamiento circundante a las unidades habitacionales.

El estudio consta de cinco perfiles a lo largo de un perímetro de aproximadamente 255 m, midiendo la respuesta del medio con la técnica de tomografía eléctrica, método que mide la propiedad física llamada resistividad eléctrica y la cual es adquirida con un equipo de electrodos de acoplamiento capacitivo (OhmMapper), con un arreglo dipolo-dipolo, y espaciamiento entre electrodos de 2.5 m. Y consta de los siguientes objetivos:

Objetivo General

- El objetivo general es caracterizar fallas y fracturas en la porción sur de la Unidad Habitacional Tepozanes, perteneciente a la zona lacustre la Cuenca de México, mediante un modelo de distribución de resistividades, para la evaluación de zonas susceptibles a colapsos.

Objetivos particulares

- Generar un modelo geoelectrico a partir del método de tomografía de resistividad eléctrica.
- Definir las características geoelectricas en función del rango de resistividades, con el fin de obtener información cercana a la superficie.
- Conocer la distribución de las anomalías resistivas en el subsuelo para localizar zonas susceptibles a colapsos.

Por otro lado, el mecanismo de funcionamiento del equipo que se emplea en el estudio para su adquisición es diferente al los convencionales, por lo que se ha demostrado con un conjunto de bases teóricas que el método es confiable y se adapta a los métodos clásicos, con mayores ventajas en la adquisición. De uso reciente y novedoso al ser un método emergente en zonas difíciles de obtención de datos.

Existe también para el instrumento de medición (OhmMapper) una variante de la configuración de los electrodos representada por el arreglo dipolo-dipolo, pero que cumple con la teoría de métodos geoelectricos. Midiendo los efectos que provocan el contraste de resistividades mediante sensores capacitivos en superficie.

Ahora bien, aunque se presume de la gran diversidad de técnicas para el estudio del subsuelo mediante métodos geofísicos, el que se describe en esta tesis cumple con las características de ser rápido, de fácil manejo, eficaz, no invasivo, consistente, etc. Los resultados son otra atribución para caracterización de la zona, al existir una mejor definición de estructuras someras, es decir, en los primeros metros de profundidad donde se encuentran la gran mayoría de heterogeneidades. Además, complementando con ello un análisis anterior de geofísica por parte de De la Torre (2010), el cual describe la resistividad eléctrica del medio hasta 20 metros los primeros de profundidad.

1.1 Antecedentes

Los métodos geoelectrónicos estudian la distribución de la conductividad eléctrica (o su inverso, la resistividad eléctrica) en el subsuelo a partir de mediciones hechas en superficie o desde pozo.

La resistividad eléctrica es la dificultad que tiene la corriente eléctrica en su paso por algún material determinado y se deriva del concepto de resistencia. Se considera la resistividad eléctrica como el producto de una resistencia eléctrica por una determinada longitud unitaria. La expresión de la resistencia es la siguiente:

$$R = \rho \frac{L}{A} \quad (1.01)$$

Despejando la propiedad física que nos interesa conocer en el método de prospección:

$$\rho = R \frac{A}{L} \quad (1.02)$$

Donde,

A: Sección transversal de un cilindro sólido [m²],

L: Longitud de un cilindro sólido [m],

R: Resistencia del material [ohm],

ρ : Resistividad eléctrica del material contenido en el cilindro sólido [ohm-m].

Las unidades de la resistividad en el SI son [ohm-m]. $\rho = (R) (L) = [L^2MT^{-3}I^{-2}]$.

El inverso de la resistividad es la conductividad (σ), por lo tanto:

$$\sigma = \frac{1}{\rho} = \frac{L}{(R)(A)} \quad (1.03)$$

Las unidades de la conductividad en el SI son [Siemens/m].

1.1.1 Clasificación de los métodos eléctricos

Aunque los primeros intentos de aplicación de los métodos eléctricos (prospección) se iniciaron a principios del siglo pasado, su empleo se debió principalmente a los trabajos de F. Conrad Schlumberger en 1913 al realizar estudios sobre un yacimiento de sulfuros en Bor (Servia) mediante polarización inducida (González, 2003). Estos métodos se han extendido y diversificado. En general, estos se pueden dividir, bien por el origen de los campos eléctricos empleados, en naturales y artificiales, o por el tipo de corriente continua (campo constante) y alterna (campo variable).

Existen muchos métodos en estudios eléctrico, algunos usan el campo natural de la Tierra (potencial natural) mientras que otros requieren la introducción de un campo generado artificialmente inyectado al subsuelo (resistividad eléctrica y polarización inducida).

1.1.2 Propiedades de electromagnéticas de las rocas

Las propiedades expresadas por tres magnitudes físicas (μ, ϵ, ρ), conforman el comportamiento físico de las rocas a nivel microscópico que su vez depende de la forma, tamaño, volumen y material de relleno en los poros.

Los factores más significativos para el estudio son la porosidad (primaria y/o, secundaria), el grado de saturación de agua y la compactación de la roca, todas relacionadas con propiedades electromagnéticas. Los minerales y compuestos que existen en las rocas son diversos y con diferente proporción, por lo tanto, el subsuelo se considera un medio heterogéneo y anisótropo.

Tabla 1. Rangos típicos de resistividad eléctrica de acuerdo a la posible estratigrafía en el área de estudio (Milsom, 2003; Forsythe, 1956).

Tipo de material	Resistividad eléctrica (ohm-m)
Suelo	1 – 10
Capa superficial vegetal (Humus)	50 – 100
Arena (suelta)	500 – 5 000
Arena (seca)	100 – 1000
Arena (húmeda)	100 – 1000
Grava	100 – 600
Arcilla	1 – 100
Arcilla húmeda no consolidada	20
Roca intemperizada	100 – 1000
Aluvión	10 – 800
Agua subterránea (no-contaminada)	10 – 100
Tierra arcillosa	10 – 40
Flujo de lava (básica)	1000 – 10000

Las rocas sedimentarias comúnmente son porosas y tienen un alto contenido de agua, que disminuye valores en la resistividad. Las rocas ígneas como se muestra en la Tabla 1 tienen valores altos al igual que las metamórficas, claro dependiendo del grado de fracturación y porcentaje de agua en sus poros.

Para la porosidad se agrupa en tres categorías generales de acuerdo a la relación geométrica de sus poros: intergranular, en forma de juntas y vugular (Keller y Frischknecht, 1966). La primera corresponde a rocas sedimentarias consolidadas y cenizas volcánicas con espacios vacíos que posteriormente son compactados. La siguiente categoría presente en rocas ígneas con una porosidad en forma de ensamble. La tercera, común en calizas y algunas rocas ígneas consiste en cavidades irregulares alargadas ya sea por disolución como en calizas, o por burbujas de gas en rocas ígneas.

Las relaciones entre la resistividad, porosidad y textura de la roca son fundamentales para los estudios geoelectricos, a su vez, la resistividad también varía de acuerdo a la movilidad, concentración y disociación de los iones presentes en el agua, contenida en los intersticios en la roca. Una de las relaciones fue observada por Archie quien usó una función empírica para relacionar la resistividad y la porosidad la cual es conocida como Ley de Archie:

$$\rho = a \varphi^{-m} \rho_w \quad (1.04)$$

Donde ρ es la resistividad neta de la roca, ρ_w la resistividad del agua contenida en los poros, φ es la porosidad expresada como una fracción por unidad de volumen de roca y a, m parámetros arbitrarios de acuerdo a mediciones experimentales donde $0.47 < a < 2.3$, $1.64 < m < 2.23$ (Keller y Frischknecht, 1966).

1.2 Fundamentos del Método

Los métodos geoelectricos se caracterizan por trabajar con campos constantes y fundamentados en el potencial eléctrico. Su respuesta obedece a variaciones de resistividad eléctrica en el subsuelo, al inyectar en superficie corriente eléctrica continua de intensidad conocida entre dos puntos, posteriormente se mide la diferencia de potencial entre otros dos. El potencial eléctrico se define como el trabajo realizado para rechazar o atraer una carga de un Coulomb [C] a un punto dado desde el infinito, donde la diferencia de potencial entre esos dos puntos es el trabajo para mover una carga de un punto al otro, y su unidad es el Volt [V], un Volt equivale al trabajo de un Joule [J]. Donde las superficies equipotenciales son aquellas en las que el valor del potencial es igual en cualquier punto (Parasnis, 1997).

1.2.1 Ecuaciones fundamentales

El mecanismo de inducción de la Tierra se considera como el producido por ondas electromagnéticas que se propagan entre la ionosfera y la superficie. Se considera un subsuelo compuesto por un semiespacio de resistividad eléctrica (ρ), y otro semiespacio que representará la atmósfera el cual tiene una resistividad infinita. Una manera sencilla de tratar con el problema es tomar el semiespacio inferior y hacer la Tierra plana, considerar la fuente del campo suficientemente alejada, de forma que el frente de ondas es plano y sólo se propaga en dirección vertical. El punto de partida es la relación del campo magnético y eléctrico definido por las ecuaciones de Maxwell, las cuales dependen del tiempo y de la posición espacial, y se expresan como:

$$\nabla \times \mathbf{E}(r, t) = - \frac{\partial \mathbf{B}(r, t)}{\partial t} \quad \text{Ley de Faraday} \quad (1.05)$$

$$\nabla \times \mathbf{H}(r, t) = \mathbf{J}(r, t) + \frac{\partial \mathbf{D}(r, t)}{\partial t} \quad \text{Ley de Ampere} \quad (1.06)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D}(r, t) = q(r, t) \quad \text{Ley de Gauss eléctrica} \quad (1.07)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B}(r, t) = 0 \quad \text{Ley de Gauss magnética} \quad (1.08)$$

Donde $\bar{\mathbf{E}}$: Intensidad de campo eléctrico [V/m]

$\bar{\mathbf{H}}$: Intensidad de campo magnético [A/m]

$\bar{\mathbf{D}}$: Vector de desplazamiento eléctrico [C/m²]

$\bar{\mathbf{B}}$: Vector de inducción magnética [Wb/m²= Tesla]

$\bar{\mathbf{J}}$: Densidad de corriente [A/m²]

q : Densidad de carga eléctrica [C/ m³]

En prospección eléctrica por tratarse de un campo estacionario, se anulan las derivadas temporales, y da como resultado un modelo estático, en el cual los campos y las fuentes no varían en el tiempo y se tiene una distribución de cargas en reposo.

$$\nabla \times \mathbf{E}(r) = 0 \quad (1.09)$$

$$\nabla \times \mathbf{H}(r) = \mathbf{J}(r) \quad (1.10)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D}(r) = q(r) \quad (1.11)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B}(r) = 0 \quad (1.12)$$

De las ecuaciones anteriores se observa que no hay dependencia de campo eléctrico y magnético, ya que el campo electrostático sólo depende de la distribución de las cargas y el magnetostático de la distribución de las corrientes estacionarias.

La Ley de Ampere para este caso denota que no existen corrientes de desplazamiento, por lo que se asume que el medio es conductor.

La Ley de Gauss para campo eléctrico establece que el flujo eléctrico a través de una superficie cerrada se relaciona con la carga eléctrica encerrada en ella. No existe acumulación de carga libre, es decir, siempre el frente de onda se comporta como transmisor, nunca como generador de un nuevo frente.

La ecuación de continuidad indica que el principio de conservación de la carga eléctrica se cumple.

$$\nabla \cdot \mathbf{J}(r) = 0 \quad (1.13)$$

La ecuación 1.09 expresa que el campo electrostático \mathbf{E} es conservativo, y puede describirse por el potencial eléctrico U , es decir,

$$\mathbf{E} = -\nabla U \quad (1.14)$$

Mediante las relaciones constitutivas se establece relación entre los campos y las propiedades de medio, por lo que si el estado del conductor permanece invariable (no cambian sus propiedades intrínsecas), existen entonces una relación única entre el potencial eléctrico y el flujo de corriente inyectado.

Esta relación es denominada Ley de Ohm, señala más ampliamente que: la densidad de corriente en un punto, tiene la misma dirección y sentido que el campo en el mismo punto, y es proporcional a él. El factor de proporcionalidad es la resistividad (ρ) o su inversa la conductividad (σ).

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E} = \mathbf{J} = \frac{1}{\rho} \mathbf{E} \quad (1.15)$$

Para el caso de isotropía, σ es escalar y para materiales homogéneos será constante. La ecuación 1.15 en forma vectorial expresa que la conductividad eléctrica es un tensor de segundo rango al ser un medio anisótropo y heterogéneo. En la práctica los parámetros medidos son diferencia de potencial [V] e intensidad de corriente [A] (Keller y Frischknecht, 1966). Se sustituye \mathbf{J} de la Ley de Ohm en la ecuación de continuidad,

$$\nabla \cdot \mathbf{J} = \nabla \cdot (\sigma \mathbf{E}) = 0 \quad (1.16)$$

Por propiedades de los operadores se desarrolla la ecuación y se sustituye el potencial eléctrico, para obtener la ecuación de Laplace. Dentro de cada zona de conductividad uniforme será $\nabla U = 0$, y por lo tanto,

$$\begin{aligned} \nabla \cdot (\sigma \mathbf{E}) &= \sigma \nabla \cdot \mathbf{E} + \mathbf{E} \cdot \nabla \sigma = -\sigma \nabla \cdot \nabla U + \mathbf{E} \cdot \nabla \sigma = -\sigma \nabla^2 U + \mathbf{E} \cdot \nabla \sigma = 0 \\ \nabla^2 U &= 0 \end{aligned} \quad (1.17)$$

Ya obtenida la ecuación de 1.17 se decide utilizar las coordenadas polares por su simplicidad en el cálculo, debido a que por la densidad de líneas de corriente asociadas a un potencial dado, sólo varía de forma radial (r). La ecuación es válida para el semiespacio conductor como se observa en la Figura 1, donde se muestra el comportamiento vectorial de la corriente y las superficies equipotenciales que corresponde a un cierto potencial encontrado. Ahora se muestra en la Ecuación de Laplace en coordenadas polares,

$$\frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial u}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2 \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial u}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{r^2 \sin^2 \theta} \left(\frac{\partial^2 u}{\partial \psi^2} \right) = 0 \quad (1.18)$$

En la ecuación anterior se han sustituido los factores de transformación para coordenadas polares, de ahí se tiene que las parciales con respecto a θ y ψ pueden ser despreciadas, debido a la simetría del flujo de corriente, al tomar en cuenta una sola fuente como se observa en la figura subsecuente:

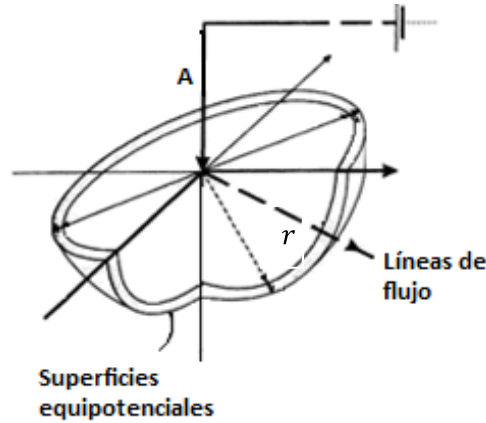


Figura 1. Vectores densidad de corriente en semiespacio homogéneo, considerando una fuente puntual, en el semiespacio inferior (Telford, 1991).

Bajo la consideración antes mencionada la ecuación 1.18, si fuera otro tipo de coordenadas se tendría que reconstruir y observar que tiene otros elementos que difieren de esta ecuación,

$$\frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial u}{\partial r} \right) = 0 \quad (1.19)$$

La ecuación se puede integrar directamente:

$$r^2 \frac{\partial u}{\partial r} = C, \quad u = -\frac{C}{r} + D \quad (1.20)$$

Donde C y D son constantes, r es la distancia radial. La constante de integración C , debe ser evaluada en términos de la corriente total, I , de la fuente. La corriente total puede ser expresada como la integral de la densidad de corriente bajo su superficie (semiesfera).

$$I = \oiint J \cdot ds = \oiint \frac{E}{\rho} ds = \oiint \frac{C}{\rho r^2} ds = -\frac{2\pi C}{\rho} \quad (1.21)$$

Esta ecuación puede ser resuelta para la constante de integración C , y el valor se sustituye en la ecuación 1.20 por la función potencial:

$$U = \frac{\rho I}{2\pi r} \quad (1.22)$$

1.2.2 Fuente puntual en un semiespacio homogéneo e isotrópico

Para prospección eléctrica se establece un campo eléctrico en el subsuelo mediante una corriente eléctrica que se inyecta al terreno, por medio de un generador que puede ser una batería de pilas, conectada a dos electrodos A y B parcialmente clavadas en el terreno. El flujo de corriente I_A pasará por A al subsuelo. Después de recorrerlo, saldrá por B con una intensidad I_B regresando a la pila para cerrar el circuito.

$$I_A + I_B = 0 \quad (1.23) \quad \text{Régimen estacionario}$$

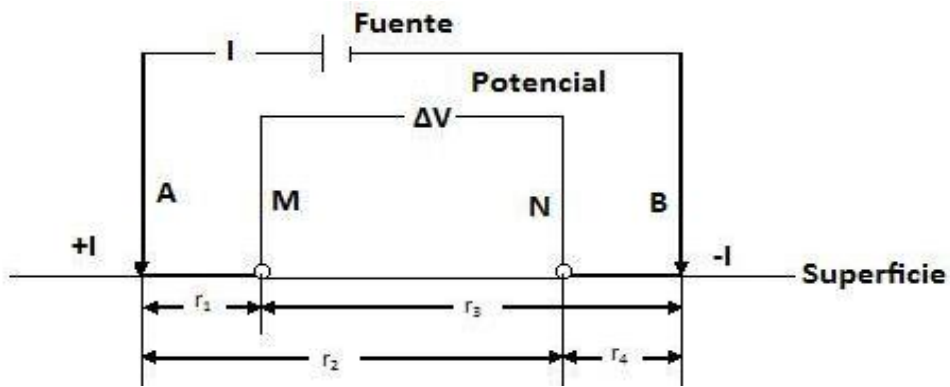


Figura 2. Esquema de configuración de campo en la superficie de un medio homogéneo.

Si sólo una fuente de corriente es considerada, por ejemplo en el electrodo A y se rodea con una superficie semiesférica en el semiespacio, por simetría la densidad de corriente J tendrá el mismo valor, en dirección radial (Figura 2).

La integral de J sobre la superficie semiesférica será igual a I por lo que si el radio es r se tendrá como la siguiente ecuación:

$$2 \pi r^2 J = I \quad (1.24)$$

por lo tanto,

$$J = \sigma E = \frac{I}{2 \pi r^2} \quad (1.25)$$

$$|E| = \frac{I}{\sigma 2 \pi r^2} = \frac{I \rho}{2 \pi r^2} \quad (1.26)$$

El campo E de un electrodo puntual es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia r . La diferencia de potencial de dos puntos cualesquiera entre M, N (Figura 2) está dada, según se deduce de la ecuación 1.14, por:

$$U_N^M = U_M^A - U_N^A = - \int_N^M E \cdot dr \quad (1.27)$$

Dado que el campo es conservativo. Las distancias r_1 y r_2 respectivas de los puntos P_1 P_2 al electrodo C_1 , se tendrá que,

$$U_N^M = \frac{I \rho}{2\pi} - \int_{r_1}^{r_2} \frac{dr}{r^2} = \frac{I \rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \quad (1.28)$$

En cambio si consideramos potenciales absolutos en lugar de diferencia de potencial, habrá de atribuir a un punto el potencial 0.

Por convención se toma como origen de los potenciales un punto situado a distancia infinita de la fuente, donde el potencial absoluto se encuentra en el punto M calculando el límite de la ecuación 1.28 para una $r_2 \rightarrow \infty$ es:

$$U_M = \frac{I \rho}{2\pi} \frac{1}{r_1} \quad (1.29)$$

Donde la primera fracción recibe el nombre de emisividad (Orellana, 1982). Como el potencial es una magnitud aditiva, si son varias fuentes, se suman todos los potenciales respectivos, de modo que,

$$U = \frac{I \rho}{2\pi} \sum \frac{I_i}{r_i} \quad (1.30)$$

Donde r_i es la distancia de la fuente de índice i al punto considerado, e I_i la intensidad de corriente que entra o sale de él, con su signo correspondiente.

Hasta ahora sólo se ha considerado un semiespacio homogéneo e isótropo sin embargo el subsuelo tiene un comportamiento complejo por lo cual, no se puede utilizar la ecuación 1.30, sino se buscará una integral que satisfaga la Ecuación de Laplace y las condiciones de contorno, definidas por las características del medio (Orellana, 1982).

1.2.3 Resistividad aparente

Debido a que existen heterogeneidades en el medio, la resistividad varía con respecto a las posiciones relativas de los electrodos, atribuidas a un valor calculado que es condicionado por las propiedades físicas del medio y la geometría.

Para cualquier dispositivo (ver Figura 2), si se conocen las distancias entre los electrodos, se mide con el amperímetro la I que pasa entre los electrodos (A, B) y además la ΔV en el voltímetro en los electrodos (M, N), en consecuencia, se puede calcular la resistividad aparente (ρ_a) como la siguiente ecuación,

$$\rho_a = k \frac{\Delta V}{I} \quad \text{Ecuación de resistividad aparente} \quad (1.31)$$

Donde:

ρ_a = Resistividad aparente del subsuelo [ohm-m],

k = Constante del dispositivo geoelectrico (factor geométrico) [m],

ΔV = Voltaje medido [V],

I = Intensidad de corriente medida [A].

Si el medio fuera homogéneo e isotrópico, la ecuación 1.31 nos daría como resultado la resistividad verdadera. Es decir, si el terreno es uniforme, la resistividad calculada de la ecuación 1.31 debería ser una constante e independiente del espaciamiento entre los electrodos (Parasnis, 1997).

La resistividad aparente (ρ_a) no es el promedio de los valores de resistividad obtenidos del subsuelo, sino que cada valor de resistividad es una medición individual que se asocia al punto atribuido al centro del dispositivo de electrodos (dependiendo de la geometría del dispositivo) y está en función del espaciamiento de los electrodos y la distribución real de la resistividad (Parasnis, 1997).

Factor geométrico (k): Es una relación que representa los efectos de abertura (distancia de separación) entre los electrodos de corriente y potencial con respecto a la distribución espacial de cada punto de atribución. En otras palabras este factor expresa la proporción que existe entre la propiedad física medida y la relación potencial eléctrico/intensidad de corriente (Milsom, 2003).

En el caso más general en la que los cuatro electrodos estén dispuestos en una línea recta sobre una superficie plana, se tendría,

$$\Delta V = \frac{\rho I}{2 \pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right) \quad (1.32)$$

Por lo tanto, se cambia la ρ_a por ρ en virtud de la definición de resistividad aparente, y se sustituyen las distancias de la Figura 1, que resultan como la siguiente expresión:

$$\rho_a = 2 \pi \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_2} + \frac{1}{r_4} \right)^{-1} \frac{\Delta V}{I} \quad (1.33)$$

Para cada dispositivo se tiene diferente factor geométrico (k), resultado de modificar la geometría de sus electrodos en la ecuación 1.30, como se ve para cada arreglo en Tabla 2.

$$k = 2 \pi \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_2} + \frac{1}{r_4} \right)^{-1} \quad (1.34)$$

Tabla 2. Factores geométricos de los diferentes tipos de dispositivos electródicos.

Nombre de dispositivo electródico	Factor geométrico (k)
Polo-Polo	$2 \pi a$
Polo-Dipolo	$2 \pi n (n+1) a$
Dipolo-Dipolo	$\pi (n) (n+1) (n+2) a$
Schlumberger	$\pi (n) (n+1) a$
Wenner alfa (Wenner)	$2 \pi a$
Wenner beta	$6 \pi a$
Wenner gamma(Enfocado)	$2 \pi a$

Tabla 3. Profundidad de investigación para dispositivos electródicos (Edwards, 1977).

Dispositivo electródico	Nivel de investigación	Z_e/a	Z_e/L
Gradiente	$L = 40 a, x = 20 a$	7.66	0.192
	$L = 40 a, x = 15 a$	6.52	0.163
	$L = 40 a, x = 10 a$	4.14	0.103
Dipolo-Dipolo	$n = 1$	0.416	0.139
	$n = 2$	0.697	0.174
	$n = 3$	0.962	0.192
	$n = 4$	1.220	0.203
	$n = 5$	1.476	0.211
	$n = 6$	1.730	0.216
	$n = 7$	1.983	0.220
	$n = 8$	2.236	0.224
	$n = 20$	5.25	0.239
	∞ arreglo ideal	_____	0.250
Dipolo ecuatorial	$n = 1$ arreglo cuadrado	0.451	0.319
	$n = 2$	0.809	0.362
	$n = 3$	1.180	0.373
	$n = 4$	1.556	0.377
	$n = 10$	3.84	0.383
	∞	_____	0.384
Schlumberger	Ideal $a \rightarrow 0$	_____	0.912
	$L = 40 a$	7.66	0.912
	$L = 20 a$	3.82	0.191
	$L = 10 a$	1.90	0.190
Wenner		0.519	0.173
Wenner-Schlumberger	$n = 1$	0.52	0.173
	$n = 2$	0.93	0.186
	$n = 3$	1.32	0.189
	$n = 4$	1.71	0.190
	$n = 5$	2.09	0.190
	$n = 6$	2.48	0.190
Polo-Dipolo	$n = 1$	0.519	_____
	$n = 2$	0.925	_____
	$n = 3$	1.318	_____
	$n = 4$	1.706	_____
	$n = 5$	2.093	_____
	$n = 6$	2.478	_____

Donde n : factor de separación, a : separación entre electrodos, x : distancia entre $L/3 < x < L/2$, L : longitud total del arreglo y Z_e : profundidad efectiva.

1.2.4 Dispositivo electródico

Definición

Un conjunto de fuentes y puntos de medición, dispuestos de manera ordenada sobre la superficie del terreno a prospectar, es llamado también arreglo o configuración. En general consta de cuatro electrodos, dos de ellos electrodos de corriente (A, B) y los otros dos de potencial (M, N) (ver Figura 2). Los de corriente van unidos, por medio de cables aislados, a un generador eléctrico provisto de un amperímetro. Los M y N, van conectados a un instrumento capaz de medir la diferencia de potencial entre ellos, por lo que se tiene dos circuitos independientes. El primero recibe los nombres de circuito de corriente, de emisión o de alimentación. El segundo, respectivamente, los de circuito de potencial, de recepción y de medición (Orellana, 1982).

Tipos de dispositivos electródicos

Los electrodos son acomodados en una misma recta A M N B, también existen dispositivos dipolares los cuales se caracterizan porque forman un dipolo los electrodos de corriente y otro los de potencial. Esta clasificación de tipos de dispositivos dipolares se subdividen en; paralelo, perpendicular, radial, azimutal (ecuatorial, axial), de acuerdo a la nomenclatura soviética (Orellana, 1982).

Para cada tipo de dispositivo electródico existen ventajas y desventajas, que depende de la profundidad de investigación, sensibilidad del dispositivo, cobertura de investigación e intensidad de la señal, al establecer el panorama de trabajo se debe tomar en cuenta estos criterios, algunos tomados en la Tabla 3.

Tabla 4 Ventajas y desventajas en diferentes tipos de dispositivos electródicos (Summer, 1976; Koefoed, 1979; Ward, 1990; Parasnis, 1997).

Dispositivo Electródico	Ventajas	Desventajas	Relación Señal / Ruido
Gradiente	Efecto de topografía bajo. Rapidez en el estudio al usar dos o más receptores. Buena penetración. Menos enmascaramiento por la capa superficial conductora.	Resolución pobre con respecto a la profundidad. El factor geométrico varía dependiendo del acomodo.	Regular
Dipolo-Dipolo	Arreglo simétrico. Minimiza el acoplamiento inductivo entre electrodos de corriente y potencial. La profundidad de penetración no depende de la geometría, sino del contraste de resistividades.	Resolución vertical (estructuras horizontales) pobre. Sensibilidad al ruido geológico. La resistencia de contacto de los electrodos móviles es más crítica que el polo-polo.	Pobre (intensidad de la señal débil)

Schlumberger	Arreglo simétrico. Excelente para medios estratificados. La profundidad media de investigación es aprox. 10% mayor que el Wenner para la misma distancia entre electrodos.	Menor cobertura horizontal que el Dipolo-Dipolo, pero mayor que el Wenner. Espaciamiento de electrodos de potencial es pequeño comparado con el de corriente, significa que es muy sensible a las mediciones.	Regular (intensidad de la señal media)
Wenner	Sensible a las mediciones con respecto a los espaciamientos entre electrodos. Sensitiva a cambios verticales (estructuras horizontales).	Cobertura horizontal es pobre a medida que incrementan "a". Profundidad media de investigación (moderada) de aprox. 0.5 veces el espacio "a". Requiere más cable y personal.	Buena (intensidad de la señal es fuerte)
Polo-Polo	Mejor inyección de corriente, al ser menor número de electrodos activos, a un bajo costo. La resistencia de contacto de electrodos al infinito será despreciable. Mayor profundidad de investigación.	Mayor nivel de ruido telúrico, por esta razón no son recomendados espaciamientos demasiado grandes.	Muy grande (sensitiva al ruido telúrico)
Polo-Dipolo	Cobertura horizontal buena.	Arreglo asimétrico.	Buena

En estudios de resistividad eléctrica y de polarización inducida se usa el concepto de profundidad de investigación definido por Edwards (1977) como la profundidad media de investigación del subsuelo en el sector que aporta más datos sensibles, los cuales contribuye a la medición.

1.2.5 Métodos de medición

Sondeo eléctrico vertical (SEV)

La modalidad en prospección geofísica mediante Sondeo Eléctrico Vertical (SEV) consiste en la determinación de un corte vertical geoelectrico, es decir, se obtiene un corte vertical del terreno formado por puntos de distintas resistividades relacionados con las diferentes propiedades físicas del medio.

El Sondeo Eléctrico Vertical (SEV), es una serie de determinaciones de resistividad aparente, efectuadas con el mismo tipo de dispositivo y separación creciente entre los electrodos de emisión y recepción. Tiene como finalidad averiguar la distribución de resistividades bajo el punto de atribución.

Aunque la mayoría de las configuraciones de los electrodos pueden usarse para el SEV, el tipo Schlumberger ofrece avances importantes en lo que a logística se refiere, en la que sólo dos electrodos son movidos.

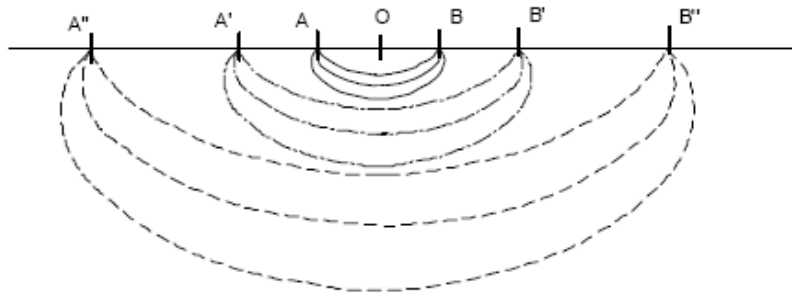


Figura 3. Esquema que muestra la configuración de campo del SEV.

Independientemente del dispositivo electródico utilizado, siempre se centra en un solo punto, sobre el que se realiza el SEV, da como resultado un modelo considerado unidimensional, es decir que sólo varía en una sola dirección, respecto con la profundidad y no lateralmente. Otra consideración importante es que los valores de resistividad aparente son en realidad un promedio de las resistividades reales del medio.

Las interpretaciones de los datos de los SEV se basan en la suposición de que en el área de investigación se encuentra un número finito de capas horizontales. Los análisis primarios consisten en comparar las formas de las curvas (logaritmo de la resistividad aparente versus el logaritmo del espacio medio de los electrodos de corriente) con modelos de curvas de estructuras de resistividad típicas (Orellana, 1982).

Calicata eléctrica (CE)

El objetivo de las calicatas eléctrica (CE) es el estudio de las variaciones laterales de resistividad del subsuelo fijada a una profundidad de investigación. Esto lo hace adecuado para la detección de contactos verticales, cuerpos y estructuras que se presentan como heterogeneidades laterales de resistividad. Orellana (1982) resalta que la zona explorada de calicata eléctrica se extiende desde la superficie hasta una profundidad más o menos constante, que es función tanto de la separación entre electrodos como de la distribución de resistividades bajo ellos.

Los electrodos de potencial y de corriente se mantienen a una distancia fija y se trasladan progresivamente a lo largo de un perfil, como en la Figura 4. El método es empleado en la prospección de minerales, en la localización de fallas o zonas de fracturamiento y para la detección de cuerpos anómalos de conductividad. Es usado también en estudios geotécnicos al determinar variaciones en la capa de roca y la presencia de discontinuidades inclinadas (Parasnis, 1997).

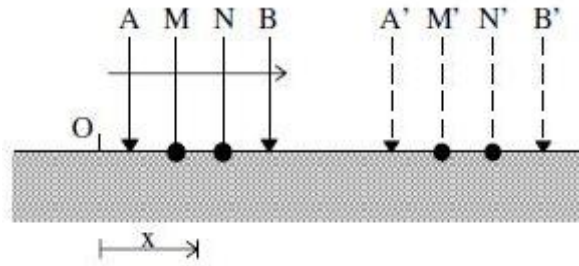


Figura 4. Esquema que muestra la forma de operación de la Calicata o Perfilaje eléctrico.

Tomografía eléctrica (TRE)

La tomografía de resistividad eléctrica es un método de medición multi-electródico que permite modelar en 2D y 3D, y a partir de la cual se pueden obtener resultados fiables en áreas con una geología moderadamente compleja (Griffiths y Barker, 1993).

Dependiendo del contexto, la resistividad puede cambiar en distancias cortas. El método del SEV no podría ser suficientemente preciso, tampoco lo sería la calicata eléctrica que pierde resolución y es afectada por estructuras geológicas discordantes del medio. En este sentido, la tomografía podría arrojar resultados más satisfactorios, al ser la combinación de los dos métodos antes mencionados por el cual se mejora tanto la resolución lateral como la vertical.

Las mediciones de resistividad aparente en esta metodología se determinan a partir de un número mayor de medidas realizadas en superficie a diferencia de los métodos anteriores; los electrodos de potencial y corriente se conectan y desconectan a fin de cambiar de nivel sin mover físicamente los electrodos tal como la figura:

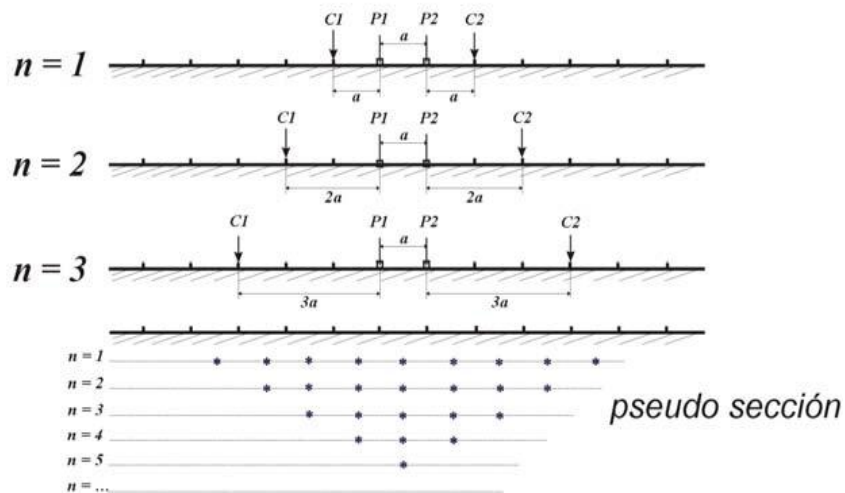


Figura 5. Pseudo-sección del Dispositivo Wenner-Schlumberger, a =separación entre electrodos, n =número de nivel, C1 C2= electrodos de corriente y P1 P2=electrodos de potencial (Loke *et al.*, 2002).

El proceso sistemático se repite variando el espaciamiento entre electrodos. A medida que el espaciamiento aumenta, disminuye el número de mediciones (Griffiths *et al.*, 1990). La cantidad de datos que puede obtenerse para cada espaciamiento entre electrodos depende del tipo de dispositivo electródico, relacionado con el factor geométrico, afectado por la separación de electrodos a como por un factor de separación n , que dictamina el nivel de investigación.

La técnica de la tomografía eléctrica emplea los valores de resistividad aparente medidos, para generar imágenes del subsuelo donde se representan los valores de la resistividad verdadera de las diferentes zonas del subsuelo. Para determinar la resistividad verdadera del subsuelo a partir de los valores de la resistividad aparente, se aplica una técnica de inversión (Loke, 2004).

El objetivo de la inversión es encontrar un modelo de distribución de resistividades verdaderas en el subsuelo, que genere una respuesta similar a los valores de resistividad aparente medidos. Las relaciones matemáticas entre los valores de resistividad aparente medidos y la resistividad verdadera del subsuelo se obtienen a partir de métodos de elementos finitos o diferencias finitas.

La aparición de la tomografía eléctrica y el avance de la tecnología en la electrónica de los instrumentos de medición han provocado un salto cualitativo y cuantitativo con respecto a los métodos convencionales y técnicas de adquisición. Este avance se debe principalmente a:

- El incremento en el número de medidas, tanto en profundidad como lateralmente, en un breve espacio de tiempo.
- La disposición de los electrodos ya que de manera automatizada el instrumento varía el acomodo de los electrodos sin necesidad de variar manualmente las posiciones de los electrodos en el terreno. Facilita la adquisición de campo.
- El empleo en técnicas numéricas agiliza el procesado de un gran volumen de información, en un corto tiempo.
- Sin mencionar que tiene la ventaja de conocer un modelo dimensional y hasta tridimensional en algunos casos.

Este método también tienen diversas limitaciones pero comparadas con los anteriores métodos de medición, compensa las siguientes desventajas:

- Disponer del material requerido, a diferencia de otros métodos, la tomografía eléctrica se caracteriza por la cotización muy alta de sus equipos. Además de utilizar un software específico y con limitaciones preestablecidas.

- La presencia de material resistivo en superficie imposibilita un buen funcionamiento del método, siendo necesaria la utilización de otro tipo de técnicas. En ocasiones y sólo para algunos casos la profundidad de penetración se ve limitada por una alta resistividad del medio.

1.3 Teoría de la tomografía eléctrica

1.3.1 Fundamentos de la tomografía eléctrica

Aproximadamente en la década de 1990 surge la técnica conocida como tomografía eléctrica (2D y 3D) superficial. Con la necesidad de tener una imagen de distribución exacta de resistividades, y apegarse más a la geología, en ocasiones compleja como lo es la caracterización de fallas y fracturas.

Procedimiento para generar un modelo geoelectrico

El procedimiento de generación de una tomografía eléctrica mediante inversión, parte de datos de resistividad aparente. A continuación se genera un modelo hipotético de resistividades verdaderas del subsuelo, y resolviendo lo que se define como cálculo del problema directo, se llega al modelo de resistividades aparentes que se derivaba del mismo. Estas resistividades aparentes se comparan con las realmente medidas, y se calcula el error. A través de este error se modifica el modelo hipotético real de resistividades verdaderas, y se repite el proceso anterior. De este modo, tras una serie de iteraciones, se consigue un modelo de resistividades verdaderas como se ve en la Figura 6.

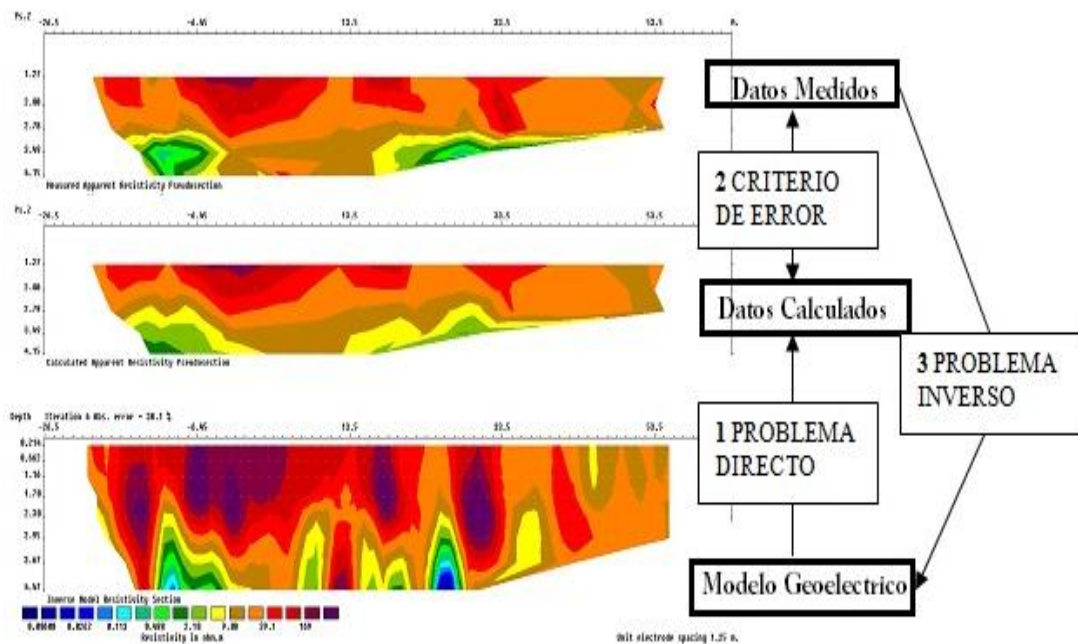


Figura 6. Resultados del perfil 3, se muestran los pasos para obtención de un modelo geoelectrico.

Barker (1992) desarrolló un algoritmo para la inversión de datos de tomografía a partir de la pseudosección eléctrica; para ello se utiliza el valor de la resistividad aparente como modelo inicial para la integración modelo finito de dos dimensiones. Las diferencias observadas entre la imagen procesada y la medida en el campo son usadas para aplicar correcciones al modelo.

1.3.2 Adquisición de datos y metodología para la pseudosección

El método de Tomografía Eléctrica puede dividirse en dos etapas principales la primera es con respecto a la toma de datos en campo y la segunda la inversión de los mismos (Tejero *et al.*, 2002), la cual da como resultado una imagen eléctrica.

La toma de datos en campo y la metodología dependen del objeto de estudio, en el cual se sigue un protocolo de adquisición ya sea para 2D o 3D, tomando en cuenta la posición espacial del tendido y la trayectoria de los perfiles.

El conjunto de datos de resistividad aparente (ρ_a) son utilizados para la construcción de una pseudosección de (ρ_a) (Hallof, 1957) los cuales muestran una representación aproximada de la variación de la resistividad en el subsuelo la cual involucra datos de ρ transversales como una sección a profundidad, donde cada valor de ρ_a es graficado como si fuera la ρ verdadera de un punto inmediatamente bajo el centro del arreglo de electrodos en una propiedad proporcional al espaciamiento de los electrodos a (Edwards, 1977). Para obtener una distribución confiable de la distribución de resistividades en el subsuelo, es necesario aplicar una inversión a la pseudosección de resistividades aparentes.

Inversión de los datos. El conjunto de datos se forma de una pseudosección se emplea para generar imágenes eléctricas 2D. Debido a que la medición de la variación de la ρ_a en la superficie genera un modelo de la distribución espacial de la ρ_a del subsuelo, la manera de transformar una pseudosección a resistividades verdaderas es capturar los datos de resistividades aparentes en un programa de inversión 2D.

1.3.3 Inversión de los datos de una pseudosección

Las técnicas de inversión 2D, se pueden dividir en dos clases, dependiendo del tiempo de cálculo necesario para realizar la inversión y de la distribución espacial más exacta de las resistividades verdaderas.

La primera clase, modelan estructuras sencillas como estructuras rectangulares y cuerpos elípticos (Mundry y Homilus, 1972), o realizan un ajuste entre varios estratos homogéneos (Lee, 1972) con un tiempo de cálculo relativamente moderado. Se genera una estimación

inicial que servirá de acuerdo al objetivo, este método intenta reconstruir una pseudosección aplicando una sumatoria pesada de los potenciales medidos, delimitando al subsuelo en áreas de alta y baja resistividad (Noel y Xu, 1991). Teniendo como desventaja ser sensitiva al ruido además de tener mucha discrepancia o ni siquiera acercarse a las resistividades verdaderas.

La segunda clase de aproximación, proporciona modelos para una mayor variedad de estructuras geológicas, ya que secciona al subsuelo en un gran número de bloques rectangulares, mediante una técnica de optimización por mínimos cuadrados para mejorar el modelo inicial aplicado por varios autores (Smith y Vozoff, 1984; Tripp *et al.*, 1984).

Existe otra variante que se adiciona en mínimos cuadrados que es al utilizar un factor de amortiguamiento y un filtro de suavizamiento (DeGroot-Hedlin y Constable, 1990; Sasaki, 1992). Esta técnica es más estable que la primera aproximación y converge rápidamente, además de requerir menos tiempo de iteración comparada con el de mínimos cuadrados.

1.3.4 Teoría básica de inversión

El proceso de inversión trata de obtener, a partir de resistividades aparentes, un modelo de subsuelo que pueda considerarse como una solución válida y compatible con los datos experimentales, de forma que la respuesta teórica de ésta sea parecida a las observaciones. Esta diferencia se encuentra al medir el error entre las resistividades calculadas y las medidas, si es mayor con respecto al valor de convergencia, rediseña otro modelo y así sucesivamente hasta que el valor sea aceptable.

La inversión de datos está basada en mínimos cuadrados, donde la resistividad aparente puede ser expresada en términos de la expansión de primer orden de la serie de Taylor:

$$\rho_{app} = F(\vec{p}) + \sum_{k=1}^M \frac{\partial F(\vec{p})}{\partial p_k} \delta p_k$$

\vec{p} es el vector de los parámetros de dimensión M. Por instancia, la resistividad verdadera del k-th prisma es p_k , y $F(\vec{p})$ es la función determinada de la resistividad aparente. Posteriormente se define la resistividad calculada, observada y su diferencia (ecuación 1.35), se explica a continuación los términos empleados.

El *modelo matemático* es una representación idealizada del subsuelo. El modelo tiene un conjunto de parámetros del modelo que son las cantidades físicas que se estiman a partir de los *datos observados*. El *modelo de respuesta* son datos sintéticos que puede ser calculados a partir de las relaciones matemáticas que definen el modelo.

El vínculo entre la matemática de los parámetros del modelo y la respuesta del modelo 2-D y 3-D es resuelto por el método de diferencias finitas (Dey y Morrison, 1979) ó el método de elementos finitos (Silvester y Ferrari, 1990). En los métodos de optimización, un modelo inicial se modifica de manera iterativa, a manera que la diferencia entre el modelo respuesta y los datos observados se reduce. El conjunto de datos observados puede escribirse como un vector columna \mathbf{y} dado por:

$$\mathbf{y} = \text{col} (y_1, y_2, \dots, \dots, y_m)$$

donde m es el número de mediciones. El modelo respuesta \mathbf{f} puede ser escrito de forma similar.

$$\mathbf{f} = \text{col} (f_1, f_2, \dots, \dots, f_m)$$

Los parámetros del modelo pueden ser representados por el siguiente vector:

$$\mathbf{q} = \text{col} (q_1, q_2, \dots, \dots, q_n)$$

donde n es el número de parámetros del modelo. Y g es la diferencia entre los datos observados y modelo respuesta definido por

$$\mathbf{g} = \mathbf{y} - \mathbf{f} , \quad \delta\rho_{app} = \rho_{app}^{obs} - \rho_{app}^{est} \quad (1.35)$$

En el método de optimización de mínimos cuadrados, el modelo inicial se ha modificado de tal manera que la suma de los cuadrados del error (E), de la diferencia entre el modelo de respuesta y los datos observados es minimizada.

$$E = \mathbf{g}^T \mathbf{g} = \sum_{i=1}^n g_i^2 \quad (1.36)$$

Al reducir el valor de error anterior, la ecuación de Gauss-Newton es usada para determinar el cambio en los parámetros del modelo que debe reducir (Lines y Treitel 1984).

$$\mathbf{J}^T \mathbf{J} \Delta\mathbf{q}_i = \mathbf{J}^T \mathbf{g} \quad (1.37)$$

Donde, $\Delta\mathbf{q}$ es el vector de parámetros del modelo de cambio y \mathbf{J} es la matriz en derivadas parciales (de tamaño m x n). Los elementos de la matriz Jacobiana son dadas por:

$$J_{ij} = \frac{\partial f_i}{\partial q_j} \quad (1.38)$$

que es el cambio en la respuesta del modelo (i-th), debido a un cambio en j-th de los parámetros del modelo. Después de calcular el vector de cambio de parámetros, un nuevo modelo es obtenido:

$$\mathbf{q}_{k+1} = \mathbf{q}_k + \Delta\mathbf{q}_k \quad (1.39)$$

En la práctica, la simple ecuación de mínimos cuadrados (1.25) rara vez se utiliza, la matriz producto $J^T J$ puede ser singular y por lo tanto la ecuación de mínimos cuadrados no tiene una solución para Δq . El vector de cambio de parámetro calculado utilizando en la ecuación (1.37) puede tener componentes que sean demasiado grandes, por lo cual el nuevo modelo calculará valores que no sean realistas. Un método común para evitar este problema es la modificación de Marquardt-Levenberg (Lines y Treitel, 1984) a la ecuación de Gauss-Newton que se da por:

$$(J^T J + \lambda I) \Delta q_k = J^T g \quad (1.40)$$

donde I es la matriz identidad, λ es el factor Marquardt o factor de amortiguamiento. El factor de amortiguamiento limita el rango de valores de los componentes del vector de cambio de parámetro. Si bien el método de Gauss-Newton intenta minimizar la suma de cuadrados del vector de discrepancia solamente, la modificación de método de Marquardt-Levenberg también minimiza una combinación de la magnitud del vector de discrepancia y el parámetro de vector de cambio.

El método ha sido utilizado con éxito en la inversión de los datos de resistividad para número pequeño de capas. Sin embargo, cuando el número de parámetros del modelo es grande, como en 2D y 3D, el modelo de inversión consiste en un gran número de celdas pequeñas, el modelo elaborado para este método puede tener una distribución irregular de resistividades en zonas falsas (Constable *et al.*, 1987). Para superar este problema, la ecuación de Gauss-Newton es menos modificada con el fin de minimizar las variaciones espaciales en los parámetros del modelo (el modelo de valores de resistividad cambia de manera gradual). Este suavizamiento-restringido del método de mínimos cuadrados (Ellis y Oldenburg, 1994a) incluye la siguiente forma matemática.

$$(J^T J + \lambda F) \Delta q_k = J^T g - \lambda F q_k \quad (1.41)$$

Donde $F = \alpha_x C_x^T C_x + \alpha_y C_y^T C_y + \alpha_z C_z^T C_z$

F : Matriz de suavizamiento,

J : Matriz Jacobiana en derivadas parciales,

q_k : Vector que contiene el logaritmo de los valores del modelo de resistividad,

λ : Factor de amortiguamiento,

Δq_k : Vector del modelo de perturbación,

g : Vector de diferencia (discrepancia).

C_x, C_y, C_z : Matrices de suavizamiento en las direcciones (x, y, z).

$\alpha_x, \alpha_y, \alpha_z$: Filtros de suavizamiento dado peso relativo en las direcciones (x, y, z).

1.4 Fundamentos de la Resistividad Capacitiva

Es una técnica geofísica emergente diseñada para extender el alcance de los métodos convencionales de resistividad CC (corriente continua) en ambientes donde el acoplamiento galvánico es conocido por su difícil obtención, por ejemplo al cruzar estructuras civiles (caminos, pavimento, etc.), roca dura, suelo húmedo o terreno congelado. Conceptualmente la resistividad capacitiva (RC) es basado en un arreglo de cuatro puntos de acoplamiento capacitivo sobre la superficie de adquisición.

Bajo ciertas condiciones, las mediciones de resistividad capacitiva son equivalentes a las adquiridas en los métodos CC. La validación de la teoría se presenta a continuación, especialmente el diseño del arreglo en el instrumento capaz de medir una diferencia de potencial, al ser inyectada una corriente alterna, con una frecuencia de 16.5 kHz.

Uno de los parámetros estudiados en esta sección es la impedancia transferida, resultado de una aproximación cuasi-estática, la cual revela la existencia de un rango restrictivo de parámetros prácticos que permite una operación en los instrumentos RC en bajos números de inducción y también se señalan la modificación de un factor geométrico para el caso del dispositivo electródico Dipolo-Dipolo.

1.3.4 Capacitor equivalente

El principio de funcionamiento es el acoplamiento capacitivo que existe entre los cables (electrodos) del instrumento y el medio en estudio. Este principio se utiliza, tanto como para inyectar corriente al medio, como para medir la respuesta de éste. El mecanismo es un capacitor o condensador donde el recubrimiento coaxial del cable que cubre el centro conductor actúa como una placa del capacitor, mientras que la superficie del medio es la otra placa, en medio de éstas, se encuentra la cubierta de plástico del cable que actúa como el centro del aislante del capacitor. Para comprender el acoplamiento capacitivo, utilizado por el OhmMapper se muestra la Figura 7.

Por definición un condensador es un dispositivo eléctrico que almacena cargas eléctricas, constituido por un material aislante en medio de dos placas conductoras, como por ejemplo.

El condensador presenta una oposición al paso de corriente alterna que se denomina Reactancia Capacitiva (ecuación 1.43). Esta oposición es de carácter electrostático, es decir, la carga almacenada en el condensador se opone a que esté siga cargándose, por lo tanto, cuando el condensador está totalmente descargado se corta el circuito y se carga totalmente su comportamiento es como una resistencia de valor infinito, para valores

intermedios de carga se comporta como una resistencia de valor intermedio, limitada por una corriente con un valor determinado.

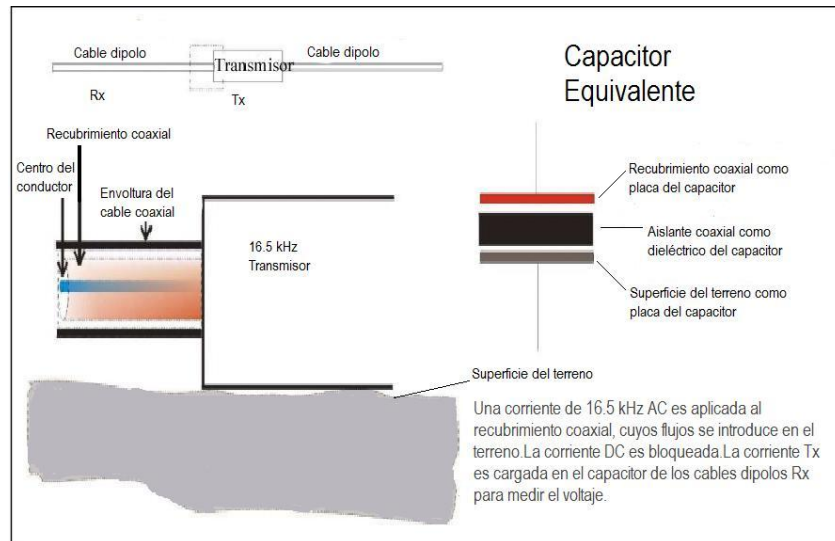


Figura 7. Acoplamiento capacitivo entre los electrodos y la superficie del medio comparado con un capacitor equivalente en circuitos eléctricos (Groom, 2006).

$$X_c = \frac{1}{2 \pi f C} \quad (1.43)$$

Donde X_c : Reactancia Capacitiva [ohm], f : frecuencia de la CA [Hz], C : Capacidad del condensador [farad = F]. Al igual que la resistencia cumple con la Ley de Ohm para circuitos eléctricos.

La placa induce una corriente eléctrica o flujo de cargas en la otra, esto se logra por estar lo suficientemente cerca para conectar y desconectar la corriente. El contacto es hecho capacitivamente, en el cual el transmisor emite una corriente alterna de 16.5 kHz de frecuencia para que el condensador equivalente siempre en carga y descarga. Por medio de una señal de baja frecuencia (2 kHz), el transmisor envía al receptor, la información de la corriente que está transmitiendo.

1.3.5 Sensores Capacitivos

Hasta el momento, la corriente ha sido tratada como un parámetro independiente de magnitud constante. Sin embargo, en un instrumento práctico, la corriente de salida es probable que sea una función de diversos factores externos, incluyendo el diseño del sensor (ver Figura 8). El circuito transmisor puede ser modelado como la resistencia del terreno en serie con la capacitancia de los sensores, impulsado por la fuerza electromotriz del generador (Shima et al., 1995). Por lo tanto la representación para una *impedancia compleja* es, relacionando la ec. 1.43.

$$Z(\omega) = X_c + R = \frac{1}{i \omega C} + R \quad (1.44)$$

Vale la pena señalar que R comprende la resistencia óhmica del terreno. Esto es el contraste de la resistencia transferida, típicamente medida en los métodos convencionales CC, el cual es calculado de la inyección de corriente y el voltaje medido. Se involucra el voltaje generado por el transmisor U_{Tx} y en términos del flujo de corriente se obtiene como

$$I = \frac{U_{Tx}}{Z(\omega)}$$

De la experiencia en los métodos de CC, las corrientes son del orden de 10 mA y más altas son típicamente requeridas en investigaciones someras. Los valores realistas del sensor (Capacitancia) son cruciales para una significativa estimación de la impedancia. Por lo que tiene implicaciones en la geometría del sensor y dada la Figura 7 podemos hablar que la Capacitancia (C) de placas planas y paralelas bajo la siguiente fórmula.

$$C = \epsilon_r \epsilon_0 \frac{A}{d}$$

Donde, ϵ_r y ϵ_0 : permitividades eléctricas; A : área de las placas y d : separación entre ellas. El factor $\frac{A}{d}$ puede ser del orden de 10^2 m. de modo que la capacitancia se espera como $C \approx 1nF$. De lo anterior, se asumió que la resistencia óhmica del terreno (de pocos Ω) es despreciable con respecto a la reactancia del sensor, de modo que la impedancia llega a ser,

$$Z(\omega) \approx \frac{1}{i \omega C} \quad (1.45)$$

1.3.6 Modificación del factor geométrico

Históricamente, la aplicación práctica de la RC y la interpretación cualitativa de los resultados aparecen después de varios intentos al desarrollar un marco teórico. Pero basados en la teoría de la corriente continua Timofeev (1994), desarrolla la modificación del factor geométrico para un arreglo dipolo-dipolo para el método de acoplamiento capacitivo. La razón por la cual se pudo hacer una modificación fue que el cable conductor puede ser considerado como una superficie equipotencial para campos estáticos o de variaciones muy bajas.

Sobre un segmento dado de la línea de adquisición que se muestra en la Figura 8, se observa el comportamiento de la corriente, donde la magnitud de la corriente decae linealmente con respecto a la distancia. Basados en la distribución de la corriente

Timofeev (1994), demuestra que el factor geométrico para CC, puede ser calculado con la discretización del cable (conector entre dipolos de potencial y de corriente) en una serie de cuatro puntos cada uno asociado a una porción correspondiente del total de la corriente.

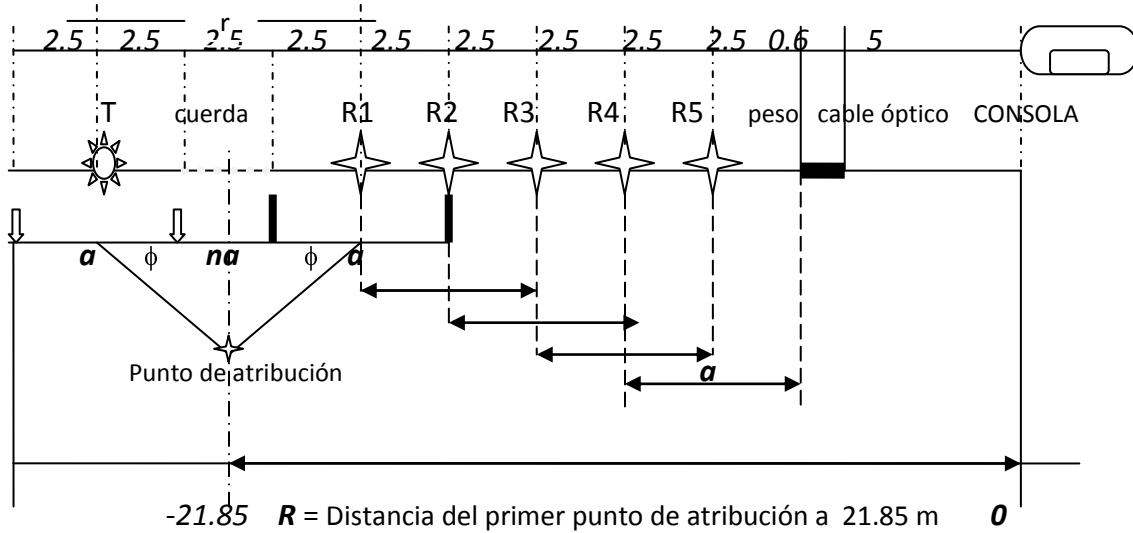


Figura 8. Configuración de campo del equipo OhmMapper TR5, en el cual n-nivel de investigación (no entero), a-longitud de los dipolos y ϕ - ángulo de 45° por geometría del dispositivo.

Para una línea recta en un dispositivo dipolo-dipolo este factor geométrico es dado por la integral (Lee *et al.*, 2002),

$$\frac{1}{K} = \frac{\Delta V}{\rho I} = \frac{1}{\pi} \int_0^{l_T} \int_0^{l_R} \frac{I(x_1)(x_2)}{I I} \cdot \frac{1}{(r - x_1 + x_2)^3} dx_1 dx_2 \quad (1.46)$$

Donde: l_T y l_R denota la longitud del transmisor y el receptor que para el dipolo-dipolo son iguales, la r es la separación entre ellos y x_1, x_2 son parámetros de las coordenadas de la distancia a lo largo del transmisor y receptor, respectivamente.

Por simetría de la línea, para este dispositivo, la integral de la ecuación anterior puede ser escrito como:

$$K = \frac{\pi l}{\ln \left[\left(\frac{b^2}{b^2 - 1} \right)^{2b} \left(\frac{b^2 + 2b}{(b + 1)^2} \right)^{b+2} \left(\frac{b^2 - 2b}{b - 1^2} \right)^{b-2} \right]} \quad (1.47)$$

$$b = \frac{2r}{l}$$

1.3.7 Teoría de la Resistividad Capacitiva

Aproximación cuasi-estático cuadripolar

El formalismo electrostático asume que el punto cargado electrostático cerca de una interface plana entre dos semi-espacios homogéneos e isótropos representa eléctricamente la diferencia de medios (Grard, 1990). Una carga localizada en la vecindad de la interface crea un potencial electrostático en los alrededores y están en función de las propiedades dieléctricas de ambos medios y pueden ser calculados, como se observa con la diferencia de potencial siguiente:

$$V(P) = \frac{Q}{4\pi \varepsilon^I} \left[\frac{1}{r} - \alpha \frac{1}{r'} \right] \quad (1.48)$$

Donde, $V(P)$: Diferencia de potencial con respecto a un punto P, Q : Carga en P, ε^I : permitividad eléctrica en el medio I, r y r' : distancias respectivas de CP y C'P. El factor real α comprende las permitividades dieléctricas de los dos medios, si se sabe que $\varepsilon^I = \varepsilon_0$, $\varepsilon^{II} = \varepsilon_r$ para el medio I y II.

$$\alpha = \frac{\varepsilon^I - \varepsilon^{II}}{\varepsilon^I + \varepsilon^{II}}; \text{ para el caso de la interface aire - tierra } \alpha = \frac{\varepsilon_r - 1}{\varepsilon_r + 1} \quad (1.49)$$

Todo el desglose anterior fue para arreglo de dos polos, y es ahora sencillo generalizar para un dispositivo de cuatro polos (cuadripolar), igualmente puede para este caso la medición práctica del potencial eléctrico ser cargados con respecto a una referencia. Donde los polos C_1, C_2 los electrodos de corriente y P_1, P_2 los de potencial igual que la convención que utilizamos al inicio del capítulo, mientras su diferencia de potencial es $\Delta V = V_1 - V_2$ coincidente con la ec. 1.32, de la primera parte se expresa como:

$$\Delta V = \frac{Q}{C_0} (1 - K^{ES})$$

Siendo K^{ES} : el factor geométrico electrostático y C_0 : Capacitancia de la configuración del espacio libre.

$$K^{ES} = \frac{\frac{1}{r'_{11}} + \frac{1}{r'_{22}} - \frac{1}{r'_{12}} - \frac{1}{r'_{21}}}{\frac{1}{r_{11}} + \frac{1}{r_{22}} - \frac{1}{r_{12}} - \frac{1}{r_{21}}}; \quad C_0 = \frac{4\pi \varepsilon_0}{\frac{1}{r_{11}} + \frac{1}{r_{22}} - \frac{1}{r_{12}} - \frac{1}{r_{21}}};$$

Pero dado que la impedancia medida es compleja, aunque con cargas con variaciones lentas con respecto al tiempo, por ser de corriente alterna y por lo tanto la ecuación 1.45 se expresa por:

$$\Delta V(t) = \frac{I(t)}{i \omega C_0} (1 - K^{ES}) \quad (1.50)$$

Al igual la forma de la permitividad eléctrica es compleja dada por: $\varepsilon = \varepsilon_0 \varepsilon_r - \frac{i}{\rho \omega}$ y el factor, $\alpha = \frac{\rho \omega (\varepsilon_r - 1) - i}{\rho \omega (\varepsilon_r + 1) - i}$ (1.51)

Estimación de la resistividad aparente

De acuerdo al factor α (ecuación 1.49) es encontrado un comienzo de un punto para el siguiente cálculo. La expresión compleja puede ser dividida en parte real e imaginaria:

$$Re \alpha = \frac{\rho^2 \omega^2 (\varepsilon_r^2 - 1) + 1}{\rho^2 \omega^2 (\varepsilon_r + 1)^2 + 1}; \quad Im \alpha = \frac{-2 \rho \omega \varepsilon_0}{\rho^2 \omega^2 (\varepsilon_r + 1)^2 + 1}$$

Resolviendo las ecuaciones anteriores se obtiene,

$$\rho^2 = \frac{1 - Re \alpha}{\omega^2 \varepsilon_0 ((\varepsilon_r + 1)^2 Re \alpha - \varepsilon_r^2 + 1)}; \quad \varepsilon_r = \sqrt{\frac{-2 \rho \omega \varepsilon_0 + Im \alpha}{\rho^2 \omega^2 \varepsilon_0^2 Im \alpha}} - 1$$

Se observa que al eliminar la interdependencia y la relación de la resistividad es obtenida una función que sólo depende de α como se observa en la ecuación 1.51.

$$\rho_a = -\frac{1}{2 \omega \varepsilon_0} \left(\frac{(1 - Re \alpha)^2}{Im \alpha} + Im \alpha \right) \quad (1.52)$$

El problema inverso es reducido a una determinación de α en una práctica medición de impedancia (Z), que puede ser expresada por la corriente $I(t)$ y la diferencia de potencial $U(t)$, donde φ es la fase de variación entre las dos señales.

$$Z = \frac{U}{I} = \frac{\hat{U} e^{i\varphi}}{\hat{I}} = \frac{\hat{U} (\cos \varphi + i \sen \varphi)}{\hat{I}} = Z (\cos \varphi + i \sen \varphi) \quad (1.53)$$

Considerando de la ecuación 1.45, el valor de la impedancia para un espacio libre en un cuadripolo ($\alpha = 0$),

$$Z_0 = \frac{1}{i \omega C_0}; \quad Z = Z_0 (1 - K^{ES} \alpha)$$

Al despejar el factor α de la ecuación anterior, se sustituye la ecuación 1.53 se obtiene,

$$\alpha = \frac{1}{K^{ES}} \left(1 - \frac{Z}{Z_0} \right); \quad \alpha = \frac{1}{K^{ES}} (1 - i \omega C_0 Z (\cos \varphi + i \sen \varphi)) \quad (1.54)$$

Para estimar la resistividad aparente en una medición capacitiva bajo condiciones cuasi-estáticas, se obtiene una única solución para el problema inverso y después de separar la α en componente en fase y cuadratura:

$$\rho_a = - \frac{1}{2 \omega \varepsilon_0} \left(\frac{(1 - Re \alpha)^2}{Im \alpha} + Im \alpha \right),$$

$$\text{donde } Re \alpha = \frac{1}{K^{ES}} (1 + \omega C_0 Im(Z)) \quad (1.55) \text{ y } Im \alpha = \frac{1}{K^{ES}} \cdot \omega C_0 Re(Z) \quad (1.56)$$

Las diferentes expresiones para la estimación de la resistividad capacitiva (1.52) y las de la formulada para los métodos convencionales (1.31) y a su vez comparándolas se obtienen las relaciones entre estos dos métodos. Además al recordar que el factor α en la ecuación 1.55 muestran que $Re \alpha \approx 1$ al considerar un número de inducción pequeño.

Si el cuadripolo es cercano a la superficie se tiene que ($K^{ES} \approx 1$), la componente de cuadratura de Z se desvanece (ecuación 1.55). Debido a las condiciones la respuesta de RC exista sólo la componente de en-fase de Z (ecuación 1.56) y la ecuación 1.48 se reduce ha,

$$\rho_a \approx - \frac{Im \alpha}{2 \omega \varepsilon_0} \approx \frac{C_0}{2 \varepsilon_0} Re Z \quad (1.57)$$

Comparándola con la resistividad aparente para métodos de corriente continua (ecuación 1.31), ó sustituyendo la fórmula de C_0 se obtiene:

$$\rho_a \approx \frac{Re U}{\hat{I}} K^{DC} \text{ Resistividad Aparente para RC} \quad (1.58)$$

En resumen, la resistividad aparente es sensible a la fase (ecuación 1.52) reducida a la expresión clásica del método de corriente continua, sólo involucra la componente en fase de la impedancia compleja. De acuerdo al instrumento de acoplamiento capacitivo (OhmMapper) que opera sobre las bases de la suposición en la que el potencial observado es totalmente en fase, de tal modo que es suficiente la medición de la magnitud. Sin embargo, ignorando la sensibilidad de la fase del potencial solo justificada si,

- a) Las condiciones cuasi-estáticas son mantenidas a lo largo del estudio y en todos sus puntos.
- b) El arreglo geométrico de los sensores es tal que el dipolo de potencial no sea cerrado ni distante del dipolo de corriente.

La condición (a) puede llegar a ser cada vez más marginal en cuanto incrementa las condiciones conductivas. Es importante reconocer que la dependencia de la fase de una medición de RC es primeramente debida al mecanismo de acoplamiento capacitivo y la geometría del arreglo del sensor.

2.1 Ubicación geográfica

La Unidad Habitacional Tepozanes del INFONAVIT se ubica en el municipio de La Paz, Estado de México, situada al oriente de la Ciudad de México, perteneciente a uno de los 125 municipios; limitado por los municipios de Chimalhuacán al norte, Chicoloapan y Netzahualcóyotl al noreste, Ixtapaluca y Chalco al sureste y con la Delegación Iztapalapa al este. Comprende una extensión superficial de 28.71 km² (INEGI, 2008).

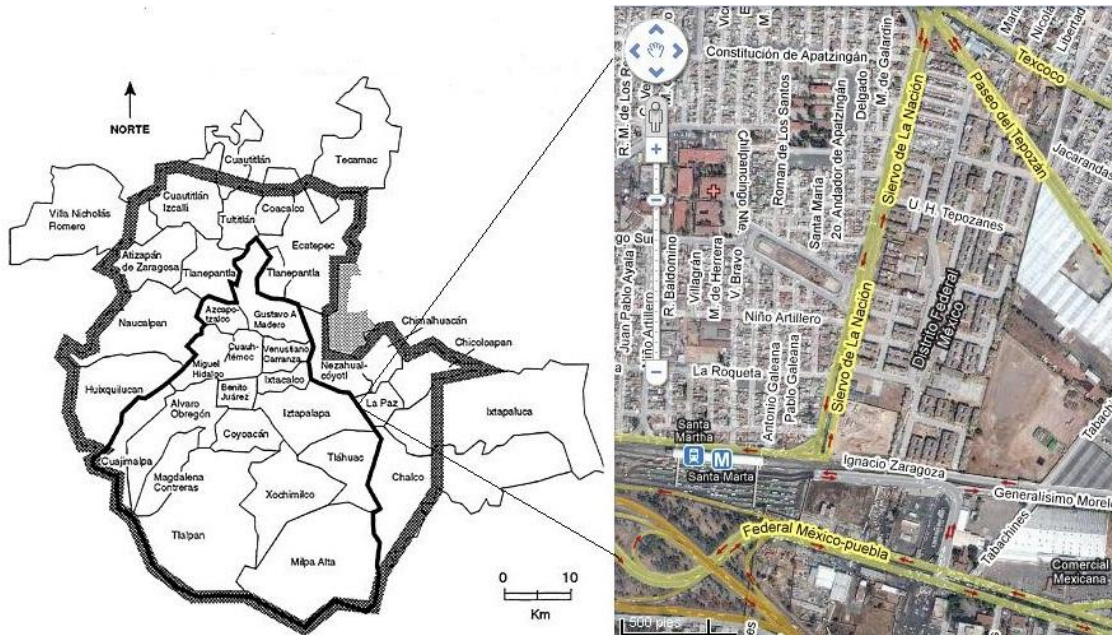


Figura 9. Ubicación de la Unidad Habitacional (Google Earth, 2009).

La U. H. Tepozanes se localiza a 500 metros de la estación del metro Santa Martha (Línea A). El conjunto habitacional se compone por 1383 viviendas repartidas en edificios de 3 niveles, limitada al sur por la Calzada Ignacio Zaragoza, al norte por la Avenida Paseo del Tepozán y al este por la Avenida Siervo de la Nación.

2.2 Geología

2.2.1 Antecedentes

Para iniciar el bosquejo geológico se requiere de una descripción de la geología regional, iniciando en la provincia fisiográfica Eje Neovolcánico Transmexicano. En la parte central de esta se encuentra la Cuenca de México, que a su vez se divide de acuerdo a su geomorfología en tres zonas: depósitos de lago, depósitos de transición y depósitos de lomas. El área de estudio se encuentra en la planicie lacustre, limítrofe con la zona de transición hacia la Sierra de Santa Catarina, parte de la Cuenca de México.

La Cuenca de México en su parte oriental ha sido estudiada y entre los trabajos de Felix y Lenck (1890), Ordoñez (1895), Bryan (1948), Fries (1956, 1960, 1962), Mooser (1956, 1967, 1975, 1996), Lorenzo y Mirambel (1986), De Cserna *et al.* (1988), Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989), los principales.

Otras publicaciones que abordan particularmente algunas de las formaciones de la zona; por ejemplo, la Sierra de Chichinautzin es estudiada en los artículos de Bloomfield (1975), Schalepfer (1968), Martin del Pozzo *et al.* (1980, 1982, 1990, 1993); la Sierra de Santa Catarina es sujeto de estudio en las publicaciones de Waitz (1910), Garay-Maldonado (1974), González-Morán (1992), Pérez-Vega (1992), Huhp *et al.* (1994); mientras los estudios de Bryan (1948), Arellano (1953) y Zeevaert (1953), representan una contribución al conocimiento Cuaternario de la Cuenca en la planicie lacustre.

2.2.2 Marco geológico de la Cuenca de México

La Cuenca de México se forma por el producto de una actividad volcánica activa esencialmente en el período Cuaternario. Está ubicada entre los meridianos 98° 15' y 99° 30' de longitud oeste y los paralelos 19° 00' y 20° 15' de latitud norte.

Originalmente, la Cuenca de México tuvo un régimen de tipo fluvial exorreico, cuyos drenes iban hacia el sur, posteriormente, hace aproximadamente menos de 500000 años (Cuaternario Superior) se formó la Sierra Chichinautzin por actividad volcánica, con lo cual se cerró el drenaje de la cuenca, quedando las aguas pluviales encajonadas, formando un conjunto de lagos someros (régimen endorreico de carácter lacustre). A través del tiempo la cuenca, al ser de tipo tectónico-volcánico, ha estado sujeta a grandes esfuerzos, dando origen a un intenso fracturamiento.

La historia geológica se ha podido construir a partir del período Cretácico (Figura 10), cuando la mayor parte del actual territorio mexicano era parte del océano. A finales del Cretácico y durante el Paleoceno, el fondo marino se convirtió en tierra firme y para el Eoceno Tardío tuvo lugar la orogenia laramídica que hoy se reconoce en las montañas plegadas de la Sierra Madre Oriental y parte de la del Sur, al fines del Eoceno y principios del Oligoceno, lo que dio lugar a depósitos fluviales, en parte lacustres (Morán, 1984).

En el Mioceno continuó la actividad volcánica. Autores como Mooser (1975), Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) consideran que en esta época inicia la formación de la Sierra de las Cruces en el occidente, de la Sierra de Guadalupe en el norte, de la Sierra de Pachuca en el extremo norte de la Cuenca.

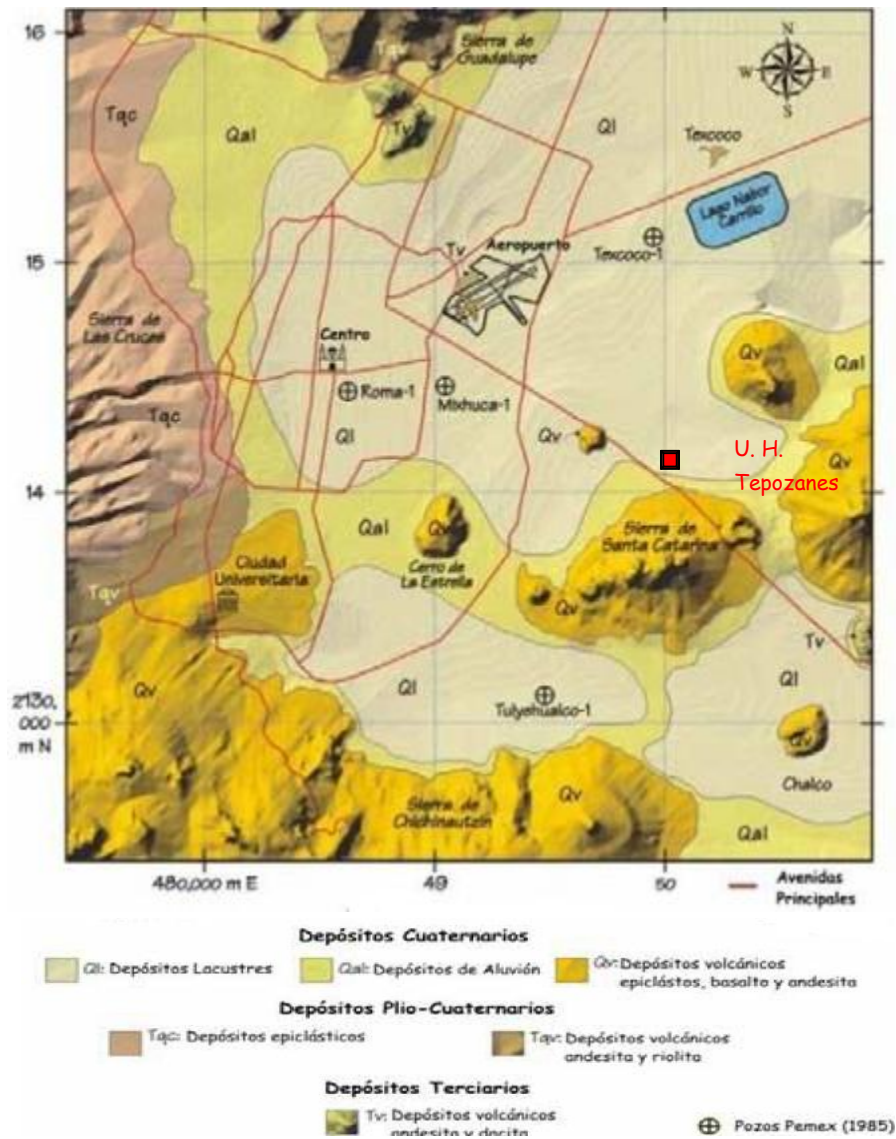


Figura 10. Esquema geol3gico de la Cuenca de M3xico (Flores-Estrella, 2007).

El Plioceno corresponde tambi3n por una actividad volc3nica, cuyos productos est3n expuestos a lo largo del Eje Neovolc3nico Transmexicano. Seg3n Mooser *et al.* (1996) en este per3odo se deposit3 sobre la Formaci3n Balsas (al oriente de la Ciudad de Cuernavaca) la Formaci3n Tepoztl3n, sepultadas por la Formaci3n Chichinautzin.

Por 3ltimo, en el Cuaternario se da la actividad volc3nica m3s notable, cuyos productos fueron cubriendo gradualmente los dep3sitos del Ne3geno. Surge en este per3odo el relieve de las Sierras de las Cruces, Pitos, parte de la de Pachuca, Nevada-R3o Fr3o y en especial, la Sierra Chichinautzin, se considera al conjunto de elevaciones dispuestas de occidente a oriente entre los volcanes Ajusco y Popocatepetl (Mor3n, 1984).

La estratigrafía de la cuenca se compone de rocas del Mioceno-Pleistoceno (andesitas, dacitas y riolacitas) en las Sierra de las Cruces, Nevada y Cerro el Ajusco; del Plioceno-Pleistoceno (basaltos, andesitas) en la Sierra de Santa Catarina; del Cuaternario (basaltos y andesitas) en la Sierra Chichinautzin. Los sedimentos se describen como de origen volcánico y lacustre producto de acarreo de material de la zona, con alternancia de derrames lávicos, piroclastos y cenizas como se puede constatar en la figura siguiente.

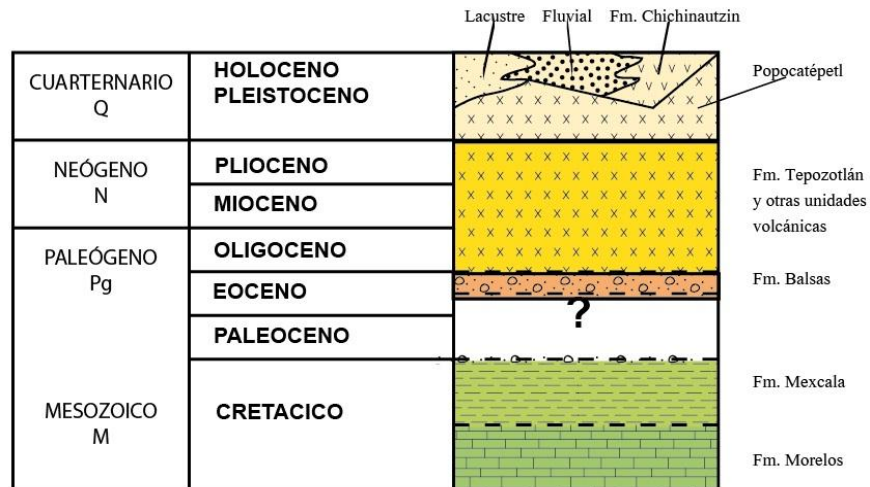


Figura 11. Columna estratigráfica regional de la Cuenca de México porción sur (González-Espinosa, 1998).

2.2.3 Geología Local

Para caracterizar de manera superficial el área de estudio se tiene a bien describir de acuerdo a parámetros geológicos, geomorfológicos y estructurales las siguientes zonas: Planicie lacustre, Sierra de Santa Catarina, Sierra Chichinautzin.

Planicie Lacustre

La planicie de la Cuenca de México se encuentra a 2240 m.s.n.m y en el pasado estuvo constituida por algunos lagos: en el norte el de Zumpango-Actopac, en el centro-oriental el de Texcoco y en el sur Xochimilco-Chalco. La planicie lacustre, es la estructura donde se sitúa la U. H. Tepozanes que comprende la zona del ex-Lago de Texcoco en su parte suroeste (Figura 12), la cual se caracteriza por sedimentos de rocas volcánicas de la zona que están ligados al cierre de la cuenca.

Los estudios de la planicie lacustre fueron realizados por diversos autores (Mooser, 1975; Marsal y Mazari, 1969; Zeevaert, 1951, Oviedo de León, 1970) que han reconocido, por medio de pozos, alternancia de arcillas lacustres con material de acarreo fluvial y volcánico. Los pozos cercanos a la Sierra de Santa Catarina también muestran intercalación de los sedimentos lacustres con depósitos volcánicos del Grupo Chichinautzin (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989).

Otros estudios sobre sedimentos lacustres, sus edades y relación con el clima, se presentan en los trabajos de Foreman (1955), Bradbury (1971), Lorenzo y Mirambel (1986), Lozano (1989), Lozano *et al.* (1993, 1994), Orterga-Guerrero (1992) y Urrutia *et al.* (1994, 1995). Bryan (1948), Arellano (1953) y Zeevaert (1953) reconocieron suelos fósiles relacionados con ambientes climatológicos húmedos a secos, definiendo tres formaciones cuaternarias: Noche Buena (Holoceno), Becerra (Pleistoceno Superior) y Tacubaya (Pleistoceno Inferior-Medio), que consisten en materiales poco consolidados, como arcilla, aluvi3n, piroclastos, suelo y dep3sitos e3licos. Las unidades est3n divididas por paleosuelos o costras de meteorizaci3n.

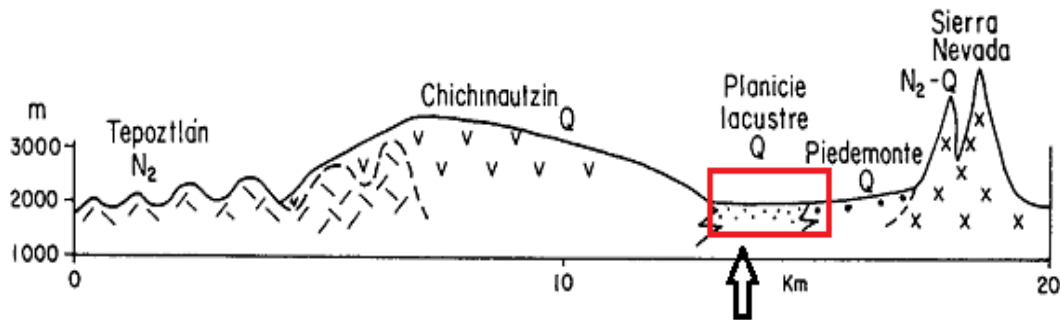


Figura 12. Secci3n geol3gica que muestra unidades estudiadas propuestas por Mooser *et al.*, (1996).

Mooser *et al.* (1986) reconocen dos estratos, el primero es la costra superficial subdividida en tres capas: un relleno artificial (restos de construcciones modernas y prehisp3nicas) de 1 a 7m de espesor; un suelo blanco consistente de aluvi3n con lentes de material e3lico y una costra seca formada por la exposici3n del piso somero a los rayos solares. El segundo estrato es una serie arcillosa lacustre superior, con un espesor de 25 a 50 m, constituido por arcillas de distinto grado de consolidaci3n que se intercala como lentes de arena y vidrio volc3nico, as3 como de secado solar. El l3mite inferior se compone de la capa dura de composici3n limo-arenosa, en ocasiones con grava y arcilla, el espesor var3a de cm a 5 m.

En las m3rgenes de los lagos los sedimentos se encuentran intercalados con aluvi3n y material volc3nico de la Formaci3n Chichinautzin, esto 3ltimo es el contexto para la zona objeto de estudio.

Sierra de Santa Catarina

La sierra cuenta con un alineamiento de conos volc3nicos de occidente a oriente con una ligera desviaci3n al norte, para Mooser (1990), su origen se atribuye al cizalleo de un sistema de fallas en la misma direcci3n, llev3ndolo a la conclusi3n de que la g3nesis de la Sierra es una falla principal inclinada al sur; y una secundaria antit3tica (aquellas en las que el buzamiento es contrario a la falla principal), paralela a la anterior, e inclinada al norte.

La constituyen rocas volcánicas en derrames de lava y tefra, clasificadas como andesita mediante cuatro análisis geoquímicos con un porcentaje de sílice de 57.7 a 59.13 (González-Morán, 1992).

La sierra tiene una extensión de aproximadamente 12 Km de longitud por 6 Km de ancho y comprende los siguientes volcanes de occidente a oriente: Yuhualixqui (2420 m), Xaltepec (2510 m), Tetecón (2480 m), Mazatepec (2550 m), Tecuatzi (2550 m), Guadalupe (2750 m) y La Caldera (2520 m), como se puede observar en la Figura 14 (Hubp *et al.*, 1994).

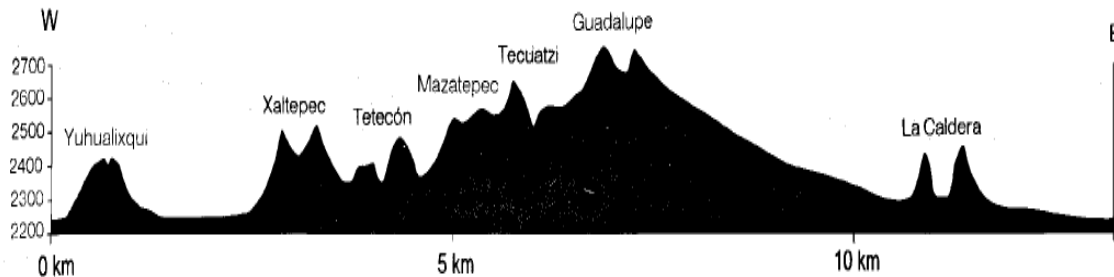


Figura 13. Perfil de los volcanes monogenéticos de la Sierra de Santa Catarina (Hubp *et al.*, 1994).

Actualmente, existe una intensa erosión en la zona debida a dos factores: el primero es la explotación de material en bancos de cantera y material para construcción debido a la proximidad con la ciudad; y el segundo es el crecimiento de la mancha urbana lo que provoca la falta de recarga de agua subterránea en la Cuenca de México.

La sierra muestra una migración, en el mismo sentido de su alineación, debida a la actividad volcánica del Cuaternario. Ésta inicia con el volcán Yuhualixqui, seguida del Xaltepec y así hasta aparecer el volcán Guadalupe. Esto supone que los volcanes están controlados por una falla principal, en la que los centros eruptivos migraron al sellarse y solidificarse el magma. La Sierra culmina con el cráter doble La Caldera, producto de un proceso freático-magmático, rodeado por los derrames de lava del Guadalupe.

Por otro lado, la geología estructural local, se ve afectada por un sistema de fallas. De Cserna *et al.* (1987) reconocieron una falla de orientación N 75°-80° E que controla la Sierra de Santa Catarina y otra N 45° E sobre la que se orienta el volcán Guadalupe, con respecto al área de estudio se encuentra en línea recta de la Unidad Habitacional.

Por su morfología, petrología y posición en la columna estratigráfica, la Sierra de Santa Catarina ha sido considerada contemporánea de la Sierra Chichinautzin, como propone Mooser (1975).

Sierra de Chichinautzin

La Sierra Chichinautzin está formada principalmente de volcanes monogenéticos definidos originalmente por Fries (1960), como un grupo para comprender a todas las corrientes lávicas, tobas y brechas de composición andesítica o basáltica que sobreyacen a la Formación Cuernavaca y otras unidades más antiguas; Schalepfer (1968), le cambia el rango de Grupo a Formación Chichinautzin; Bloomfield (1975), Martin del Pozzo (1982), Vásquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) la siguen denominando Formación Chichinautzin. Sin embargo, Delgado y Martin del Pozzo (1993) proponen asignar el rango de Grupo, describiendo cuatro unidades pleistocénicas y una holocénica (en el noroeste de la Sierra Chichinautzin).

El Grupo Chichinautzin es asociado a procesos explosivos y efusivos, como conos escoráceos y coladas de lava principalmente de bloques con una cubierta de piroclastos, originada por varios y distintos centros eruptivos en distintas época, a veces no lo suficientemente gruesa para ocultarlas. Intercalada con sedimentos lacustres y aluviales, así como depósitos de volcanes, al sur sobreyace en discordancia erosiva a rocas de la Formación Tepoztlán situada en tiempo geológico en el Plioceno (Mooser *et al.*, 1996).

El examen granulométrico de los depósitos piroclásticos indica un vulcanismo entre surtseyano (freático-magmático) y estromboliano aunque también se observan productos de actividad tipo hawaiano (Martín del Pozzo *et al.*, 1982).

Martin del Pozzo (1989), concluye que las rocas pertenecen al linaje calcoalcalino, principalmente andesitas y se asocian a la subducción de la Placa de Cocos en el Pacífico y que el proceso magmático no está ligado a una sola fuente de magma profundo sino a un proceso puntual generado por el volcán, pues los derrames más jóvenes son más fluidos. Definió también tres tipos de volcanes en la Sierra Chichinautzin los cuales son: de lava (cónicos y en escudo), conos de escoria y domos de la lava.

2.2.3 Unidades litoestratigráficas

Neógeno

Rocas extrusivas del Mioceno Medio y Tardío (Tmv)

Se les llama así a las rocas volcánicas que difieren en composición litológica y posición estratigráfica con respecto a las rocas volcánicas del Oligoceno Tardío – Mioceno Temprano. Se distribuyen en toda la Cuenca, por lo general en áreas pequeñas por encontrarse cubiertas de materiales volcánicos más recientes. La unidad aflora en cerros como El Elefante, El Judío, Los Remedios, El Peñón de los Baños y en la base de las Sierras de Guadalupe y de Las Cruces.

El subsuelo se caracterizo mediante pozos profundos a las siguientes profundidades: Texcoco (812 – 920 m), Roma (600 - 633 m), Mixhuca (880 – 1190 m), Tulyehualco (930 – 1740 m) y Copilco (1180 -1580 m). De acuerdo a diversos fechamientos que se han hecho, se le asigna un rango de edad del Mioceno Medio al Tardío (Rodríguez y González, 1989).

Depósitos piroclásticos y clásticos aluviales del Plioceno (Tppc)

Se designa a depósitos no diferenciados, relacionados genéticamente con la actividad piroclástica y fluvial del Plioceno. Estos depósitos afloran al poniente de Cuautla, donde forman llanuras extensas y piedemontes aluviales. El espesor máximo es de 400 m y se constituye de gravas, arenas, limos y arcillas de constitución volcánica, localmente se intercalan con tobas de grano fino e igualmente se tienen arcillas, calizas lacustres y travertinos (Fries, 1962).

El subsuelo, en la parte central de la Cuenca de México tiene depósitos de tobas, brechas volcánicas con horizontes de conglomerados, arcillas y arenas. Cubiertos discordantemente por aluvión del Cuaternario y acumulados en fosas tectónicas, rellenas por rocas volcánicas del Oligoceno – Mioceno. Su espesor máximo se encuentra en el centro de las depresiones con 750 m, adelgazan hacia las márgenes y hacia la zona de interdigitación con unidades volcánicas del Plioceno. El paquete granular que corresponde a piroclastos del Plioceno se encuentra de 100 a 200 m de profundidad en la mayor parte de la Cuenca (Rodríguez y Ochoa, 1989).

Cuaternario

Formación El Pino (Qpp): Se llama hacia a rocas volcánicas máficas, que forman los cerros La Estrella, El Pino, Chimalhuacán, ubicados alrededor del área de estudio. La expresión geomorfológica es de conos cineríticos, de volcanes escudo y coladas lávicas en bloques. Los espesores máximos se presentan en los centros eruptivos con 750 m, constituyen flujos lávicos con intercalaciones delgadas de tefra no consolidada, formada por cenizas cristalinas y vítreas (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989).

Formación Chichinautzin (Qc): La unidad se localiza en la parte sur de la Cuenca de México, constituida por lavas extensas, vesiculares, masivas. Su composición es andesítico-basáltica y andesítica de grano fino y medio, con fenocristales coexistentes de olivino y piroxenos en matriz vítrea.

Depósitos aluviales (Qal): La unidad consta de material clástico fluvial (grava, arena, limo y arcilla) acumulado y distribuido alrededor de la cuenca y relleno de amplios valles socavados en depósitos piroclásticos y clásticos del Plioceno (Tppc), así como

depresiones tectónicas como el graben de Chalco. En la parte norte de la Cuenca de México (Pachuca, Hgo.), afloran llanuras aluviales de 210 m de aluvión (Fries, 1962).

En cuanto a la génesis se reconoce una sola unidad sedimentaria, relacionada con períodos glaciares y postglaciares del Pleistoceno – Holoceno. La edad propuesta es del Pleistoceno Superior la cual parcialmente coincide con la edad de restos de vertebrados encontrados en localidades al norte de la Cuenca de México estudiados por Fries (1962).

Depósitos lacustres (Qla): Se componen de sedimentos clásticos y piroclásticos, en relación con la actividad volcánica del volcán Popocatepetl y la Sierra Chichinautzin, los cuales se depositan en un ambiente lacustre al cierre de la cuenca.

Los depósitos forman una planicie lacustre que se extiende con una altitud promedio de 200 m, desde Zumpango a Chalco (N - S) y de Texcoco a Chapultepec (E- O). La edad de la planicie lacustre mediante Carbono-14 (con un rango de 4800 a 46000 años) implica un tiempo de formación del Pleistoceno Tardío al Holoceno, lo cual es confirmado por la polaridad magnética normal en piroclastos (Liddicoat y Coe, 1986).

Los espesores varían de 30 a 300 m, los mayores se ubican en los centros de las siguientes subcuencas: Ciudad de México, Texcoco y Chalco, y disminuye hacia las márgenes. Los cortes litológicos para los pozos profundos se encuentran en: Mixhuca (167 m), Tulyehualco (300 m) y Roma (74 m) de profundidad. La litología para el pozo Tulyehualco consta de arcillas con intercalaciones de arenas, limos y dos horizontes de tobas líticas consolidadas, y un derrame lávico basáltico (Marsal y Mazari, 1969).

2.2.5 Tectónica

La tectónica de la cuenca se divide en tres etapas de acuerdo al tiempo geológico: antigua, intermedia y moderna. La *antigua* (Cretácico) parece obedecer a plegamientos laramídicos de sedimentos marinos en forma de frentes al oeste, una clara manifestación al este de Apaxco, aflorando el Cretácico Superior con un cabalgamiento al oeste, al igual que las calizas de Cuernavaca.

La *intermedia* (Oligoceno), representada por la subducción de una trinchera antigua, frente a la costa occidental de México, depositándose rocas volcánicas en grabenes dirigidos al NW. Para la época tectónica *moderna*, se presenta una nueva subducción de la trinchera de Acapulco, activa desde fines del Mioceno hasta el Presente, reactivando e intensificando al antiguo fracturamiento del Oligoceno en el oriente y poniente de la cuenca, creando así las Sierras Nevada y de las Cruces (Consejo de Recursos Minerales, 1994). Además de presentar eventos tectónicos que ocasionan fallas dirigidas al NW (Sistema Tláloc-Apan) y con dirección E-NE (Sistema Santa Catarina) como se percibe en la

Figura 14. La tectónica en su extensión a las lomas en dirección oriente, queda reproducida en múltiples fracturamientos.

Para el interés del trabajo son de importancia las tres direcciones preferenciales: NW, NE y ENE según Mooser (1978), los elementos más viejos por lo general se dirigen al NW; los más jóvenes al E-NE y los que tienen dirección NE tuvieron su actividad máxima en el Pleistoceno Inferior. Las fallas que afectan la Cuenca de México fueron clasificadas en el trabajo de Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) como:

Fallas del Eoceno-Oligoceno Temprano

Se producen fallas normales con desplazamiento lateral derecho de direcciones conjugadas $N35^{\circ}E$ y $S40^{\circ}W$. La falla Jojutla tiene un rumbo NE, por una distancia de más de 35 km, se encuentra sepultada por aluvión y por el Grupo Balsas. Una segunda falla ubicada al SW de Yautepec, Morelos, mantiene un rumbo hacia el NW por una distancia cuando menos de 15 km, siguiendo esta misma dirección por una distancia desconocida por debajo de rocas volcánicas del Neógeno, como se observa en la figura siguiente.

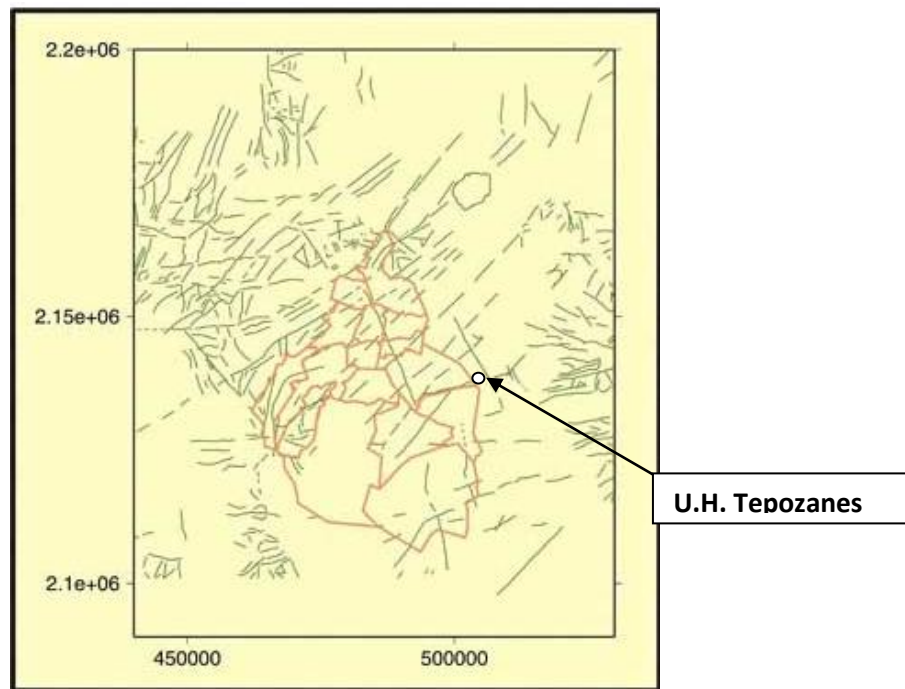


Figura 14. Sistema de fallas que constituyen la Cuenca de México (SGM, 2005).

Fallas del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano

En este período se manifiesta un sistema de fallas normales con rumbo $N45^{\circ}W$, la principal ubicada al noreste de Ticomán, con una longitud de 15 km al NW, existiendo un plegamiento de la secuencia andesítica, posible causa de la ligera inclinación de las capas del Grupo Balsas.

Fallas del Plio-Cuaternario

Estas fallas se observan en las sierras occidentales y orientales de la porción SE de la Cuenca de México, como las Sierras Nevada, de Río Frío y Chichinautzin; de la misma manera, en las sierras de Guadalupe, Tepoztlán y el cerro Chimalhuacán, existe una serie de fallas normales de dirección promedio N55°E. La formación de las fallas con longitud promedio de 4 km y desplazamientos de unos cuantos centímetros a metros, se relaciona a los claros alineamientos de conos cineríticos monogenéticos de la Formación Chichinautzin y El Pino. Nakamura (1977) sugiere que este tipo de conos volcánicos son indicadores de zonas con esfuerzos tensionales.

La alineación de conos volcánicos, como los cerros de La Estrella, del Peñón Viejo y de Chimalhuacán se ubican sobre la traza de dos fallas inferidas, de orientación N50°E, que están asociadas con actividad sísmica reciente (De Cserna *et al.*, 1988), por lo que pudieran considerarse fallas activas.

De la misma forma, el Cerro del Pino guarda una orientación semejante a la de la Sierra de Santa Catarina (De Cserna *et al.*, 1988). La Sierra de Santa Catarina es un ejemplo clásico de un cizallamiento sinistral, otro esfuerzo de manera similar se produjo al sur con extraordinaria claridad, en la Sierra de Chichinautzin, en donde las hileras de los conos dirigidos en dirección ENE en sus cumbres (Los Tenayos) son evidencia de ello a gran escala (Mooser, 1978).

La disposición estructural indica que el sistema de fallas del Plio-Cuaternario probablemente se originó por esfuerzos compresivos en dirección S75°W, que a la vez proporcionaron esfuerzos de tensión en dirección N15°W, originado probablemente por la convergencia entre la Placa Oceánica de Cocos y la Placa Continental Norteamericana.

2.3 Características hidrogeológicas

La Cuenca de México se encuentra dividida superficialmente en once subcuencas (Xochimilco, Cuatitlán, Texcoco, Tochac, Churubusco, Pachuca, Chalco, Tecomulco, Ciudad de México, Teotihuacan, Apan), por lo anterior, el área de estudio corresponde a la subcuenca de Texcoco, la cual es parte de un subsistema del ex-lago de Texcoco, se extiende al norte hasta el Cerro de Chiconautla al oriente hasta las estribaciones de la Sierra Nevada y al sur hasta Sierra de Santa Catarina (Bellia, 1992).

La Ciudad de México emplea 72.5 m³/s de agua, de los cuales el 72% se extrae del subsuelo, 18 % proviene del sistema Cutzamala, 8% del Lerma y 2% de los manantiales y escurrimientos superficiales. De ahí la importancia del agua subterránea, por ejemplo para la Región Hidrológica-Administrativa XIII (Aguas del Valle de México) se han

sobreexplotado 4 de 14 acuíferos y tan sólo con una recarga media de 1834 millones m³ (CONAGUA, 2007).

El sistema acuífero de la Cuenca de México se encuentra limitado en la parte inferior por una capa impermeable constituida de rocas volcánicas y calizas, seguido de un paquete sedimentario que da origen a un acuífero complejo formado a su vez por tres grandes cuerpos: en la parte somera, un paquete arcilloso de alta porosidad, baja permeabilidad y gran heterogeneidad, que forma un acuitardo de espesor variable que actúa como un medio semi-confinante en el centro de la Cuenca (capa dura permeable); bajo este paquete se encuentra el acuífero actualmente en explotación, formado por material granular como piroclastos, conglomerados y material de origen volcánico (acuífero de espesor variable mayor de 200 m); por último se tiene rocas volcánicas fracturadas, cuya base llega a estar a los 2000 m en el centro, con una disminución hacia las márgenes de la cuenca (Rodríguez y Ochoa, 1989).

Las tres unidades presentan un amplio rango en sus parámetros hidrodinámicos (permeabilidad, coeficiente de almacenamiento, transmisibilidad), las dos primeras sobre todo están comunicadas por su intercalación originando la subsidencia de la Ciudad de México.

Mediante un estudio realizado en el marco del Proyecto Aquifer Development (1989), se logran caracterizar unidades geológicas asociadas con el acuífero, en la porción central-norte de la Cuenca. Los doce paquetes identificados en conjunto con trabajos cubren 105 Km de investigación geoelectrica a través de un perfil (Zumpango-Huhuetoca, Otumba-Tecamac y Otumba-Apan) integrado por 70 sondeos eléctricos verticales correlacionados con la estratigrafía de pozos en el área. La ubicación no coincide con el área de estudio objeto de esta tesis, sin embargo, nos da un panorama general de la configuración geoelectrica de la región al norte del estudio.

La descripción de 12 paquetes es la siguiente: los primeros seis corresponden a material granular con resistividades que oscilan entre 10 – 60 ohm-m; los siguientes tres varían de 150 a 3 000 ohm-m y se compone de basaltos sanos y fracturados, como de andesitas; los últimos tres paquetes son piroclastos de finos a grueso (Neógeno) con resistividades menores de 10 a 40 ohm-m. La importancia de la investigación radica en la delimitación de los paquetes como el del acuífero principal albergado en una matriz porosa que presenta inhomogeneidad y anisotropía debida a la alternancia de material volcánico. Lo anterior implica una correlación de rangos resistivos con la mineralización del agua, a esta situación se adhieren los fenómenos de membrana debidos a la presencia de arcilla (Rodríguez y González, 1989).

Los piroclastos del Plioceno que definen el acuífero principal se presentan mínimos relativos (menores a 15 ohm-m) debido quizá al enriquecimiento de minerales en el agua. Mientras los basaltos sanos tienen resistividades del orden de 3000 ohm-m, con disminución hasta 100 ohm de acuerdo al fracturamiento y/o tectonismo que presentan (Rodríguez y Ochoa, 1989).

2.4 Zonificación geotécnica de la Cuenca de México

La Cuenca de México ha sido estudiada debido a que se encuentra en una zona de riesgo sísmico y alta explosión demográfica. Su estratigrafía se ha podido establecer por la variación de materiales en diferentes climas.

Zeevaert (1951) dio a conocer la primera interpretación de la secuencia estratigráfica de los depósitos lacustres; Mooser (1985) agregó información sobre la correlación de los depósitos y sus edades geológicas, clasificándolas en *Zona de Lago*, *Transición* y *Lomas*, posteriormente esta clasificación es tomada para la zonificación geotécnica de la cuenca, basada en propiedades de compresibilidad y resistencia mecánica de los depósitos lacustres, aluviales y volcánicos característicos de la cuenca, ver Figura 15.

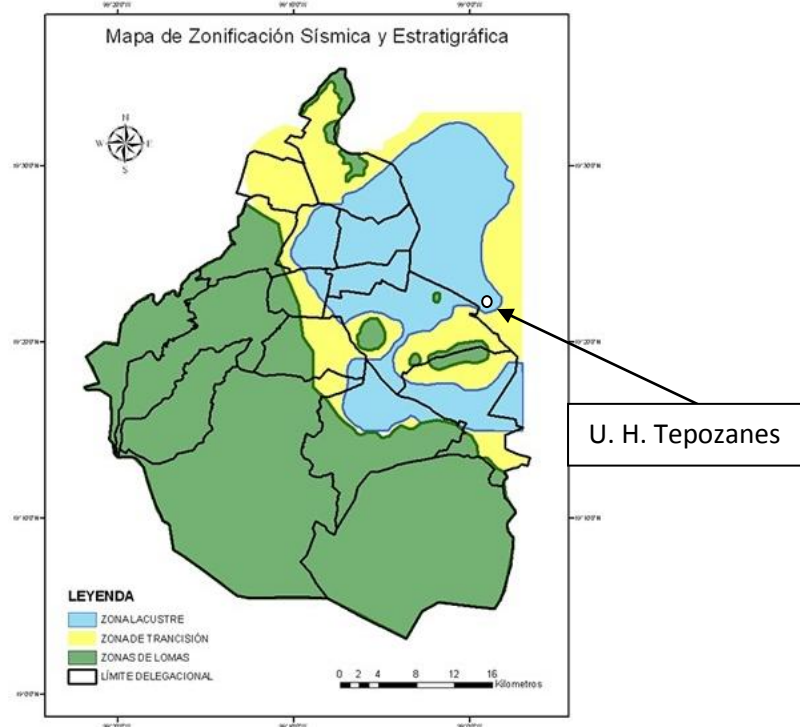


Figura 15. Zonificación Geotécnica de la Ciudad de México (SGM, 2005).

Depósitos de Lago: Corresponde a la planicie lacustre, donde el factor de equilibrio fue la temperatura ambiental. Si el clima se enfriaba, al formarse el lago, los suelos arcillosos blandos se originaban como resultado de la alteración físico-química.

La zona se caracteriza por grandes espesores de arcillas blandas de compresibilidad, que subyacen a una costra endurecida superficial de espesor variable, depende del espesor inicial y la consolidación inducida en cada sitio.

Depósitos de Transición: Comprende depósitos lacustres que se alternan con estratos arcillosos en un ambiente lacustre con suelos gruesos de origen aluvial. La zona de transición se dividió con respecto a la cercanía a las lomas entre dos sub-zonas: transición alta y baja, en la primera se encuentran estratos arcillosos que sobreponen a los depósitos de lomas y la segunda se caracteriza por intercalaciones de estratos limo-arenosos de origen aluvial, que se depositaron durante las regresiones del antiguo lago, los espesores y propiedades de los materiales pueden tener variaciones importantes en distancias cortas.

Depósitos de Lomas: Se componen del producto de las erupciones volcánicas, donde los materiales presentan condiciones irregulares de compacidad y cementación, que determinan la estabilidad de las excavaciones, como consecuencia puede desarrollarse de falla. Existen varios tipos de materiales volcánicos, según Mooser (1989) que a continuación se describen:

- *Tobas y lahares fracturados:* Materiales que presentan fracturas en direcciones concurrentes en bloques inestables; que se pueden activarse bajo la acción de un sismo o por efecto de la alteración al estar sometidos a humedad (producto de la infiltración de escurrimientos no controlados).
- *Depósitos de arenas y lahares:* Suelos en estado semi-compacto que se mantienen en taludes verticales debido a la cohesión, generada por la tensión superficial asociada al bajo contenido de agua; por lo tanto, el humedecimiento y secado de estos materiales puede provocar agrietamientos ó fracturamientos.
- *Lahares poco compactados y depósitos glaciales:* Depósitos con compacidad y cementación muy erráticas, por lo que la erosión progresiva de origen eólico y fluvial tiende a generar depósitos de talud creciente.
- *Basaltos:* Son coladas lávicas que presentan discontinuidades como fracturas y cavernas, rellenas de escoria.

En el capítulo se describen diferentes estrategias y premisas seguidas para la adquisición de campo. Se mencionan las características e implementación del dispositivo empleado. Se utiliza un equipo llamado OhmMapper donde el tipo de arreglo se ve condicionado por el Dipolo-Dipolo, debido a la configuración específica del equipo, además de diferir en la clase de contacto entre los electrodos y el terreno. Una vez obtenidos los datos se evalúa cada perfil mediante un control de calidad de datos, al depurar puntos anómalos que ayudan a la consistencia de los modelos.

3.1 Características del dispositivo electródico

La principal razón de usar un dispositivo *Dipolo-Dipolo* es su sensibilidad a cambios horizontales en la resistividad, aunque poco sensible a cambios verticales, de modo que es útil para estructuras verticales como fallas y fracturas, así como muros enterrados, cavidades y plumas contaminantes, pero pobre en estructuras horizontales como capas sedimentarias (Loke, 2001).

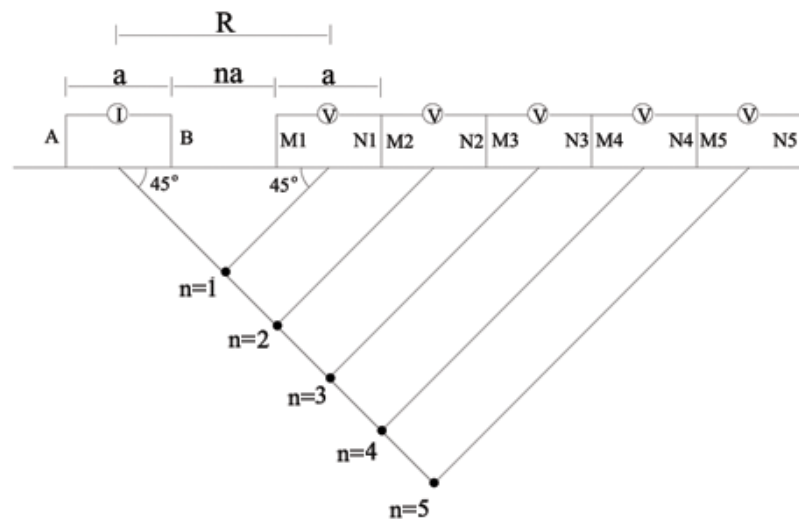


Figura 16. Esquema de adquisición mediante tomografía eléctrica (Dipolo-Dipolo).

- Profundidad de exploración por para un valor de $n=6$; mayor que $2a$.
- Resolución lateral alrededor de $\frac{1}{2} a$.

Una ventaja del dispositivo es debida a que los valores más importantes de sensibilidad se ubican en cada par dipolar (A y B, M y N), observado en la Figura 16, lo que involucra mayor sensibilidad entre la distancia entre dipolos, constante y con un incremento de acuerdo al factor n que es el espaciamiento entre el dipolo de corriente y el de potencial, que depende a su vez de a .

Al iniciar las aperturas electródicas, a se mantiene fija y el factor n se aumenta de 1 hasta el número que el medio permita, con el fin de aumentar la profundidad de investigación.

La profundidad media de investigación es somera comparada con el Wenner pero con una mejor cobertura de datos horizontales (Edwards, 1977).

Una desventaja del Dipolo-Dipolo es que la señal va disminuyendo de amplitud para valores grandes del factor n , por lo que se recomienda tener comparativamente una alta sensibilidad y un buen rechazo de ruido en el circuito receptor, además de asegurar bajas resistencias de contacto (Loke *et al.*, 2002).

La profundidad de exploración es regulada por n , ésta no depende de la geometría del dispositivo eléctrico, sino del contraste de resistividades, intensidad de la corriente y abertura entre electrodos. De este modo la resistividad aparente medida corresponde al par de posiciones A, B y M, N; atribuido a un punto a 45° por debajo de las posiciones señaladas. Al seguir el proceso en los demás dipolos, n incrementa su valor con respecto de la profundidad y traza una pseudosección de resistividad cuya representación tiene generalmente la forma de un trapecio (Loke y Barker, 1995).

Las anomalías geofísicas se interpretan en términos de modelos geoelectricos simplificados, suponiendo que las propiedades físicas son homogéneas dentro de cada uno de los cuerpos (Barker, 1992). Por tal motivo, la interpretación sólo representa una aproximación de las condiciones geológicas y estructuras que involucran un cambio en las propiedades del medio, de acuerdo a los objetivos de interés.

Para la interpretación se considera un pre-procesamiento de todos los datos para evitar datos malos o ruidosos que pueden alterar el comportamiento de valores debido a diversos tipos de ruido que afectan los datos observados y los más comunes, de acuerdo a su fuente son:

- Ruido instrumental
- Ruido topográfico
- Ruido geológico
- Ruido cultural

Al considerar los tipos ruido se modifican los datos crudos, para limpiar la señal, y el caso del dispositivo seleccionado, se observan varios ajustes al quitar puntos incongruentes con respecto al nivel y a la reciprocidad entre los diferentes niveles. Una vez depurados los datos se procede a usar el paquete informático RES2DINV para generar modelos geoelectricos del subsuelo que son interpretados ayudados de información disponible hasta el momento (geología, estudios geofísicos previos, etcétera).

3.2 Implementación de campo y adquisición de los datos

3.2.1 Diseño de la campaña

La adquisición de los datos fue hecha por el Instituto de Geofísica de la UNAM con la finalidad de evaluar las zonas más susceptibles a colapsos por subsidencia en el conjunto habitacional.

Se utilizó la técnica de tomografía eléctrica con el arreglo electródico dipolo-dipolo, al evaluar cinco perfiles, tres de ellos en dirección SW-NE y los otros dos perpendiculares a los anteriores, de 85 m. de longitud el más largo de ellos. También se observa una falla entre el estacionamiento de los edificios D5 y D6 expuesta en superficie y con radio de afectación estimada de 8 m. y un desnivel 0.50 y localizada en el perfil 4.

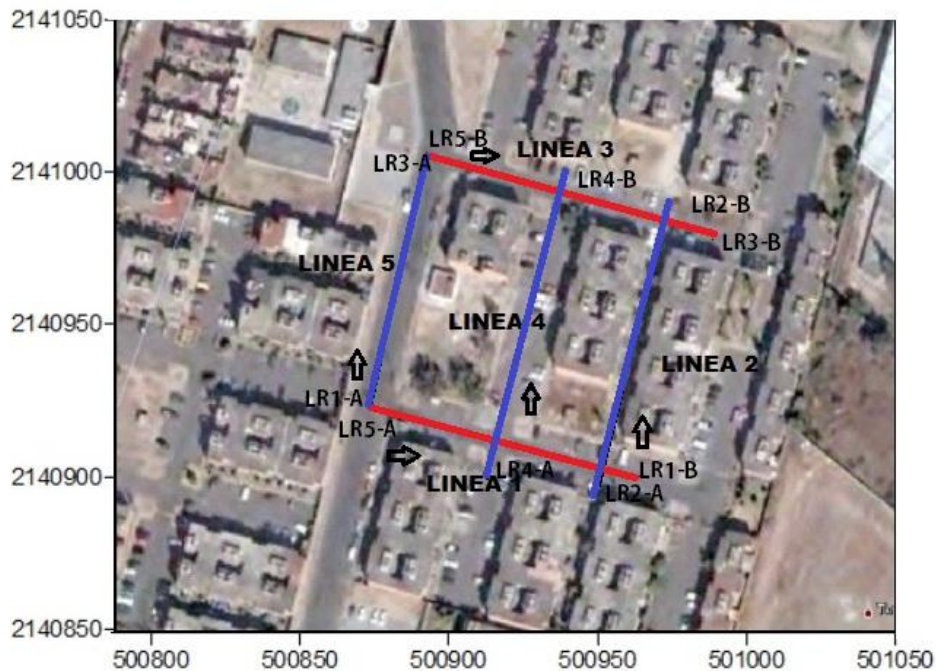


Figura 17. Ubicación espacial de los perfiles eléctricos en la U. H. Tepozanes, La Paz, Edo. de México.

3.2.2 Equipo empleado

Para la adquisición se usa un resistímetro de acoplamiento capacitivo denominado OhmMapper marca Geometrics® con 5 receptores y un transmisor (Figura 18). Este equipo cuenta en el transmisor con una frecuencia de 16.5 KHz, con potencia de salida de hasta 2 Watts y con un rango de corriente de 0.125 mA a 16mA, con 5 receptores protegidos por un tubo de PVC y conectados por un cable de 2.5 m, unidos a una consola que posee una pantalla que despliega los datos adquiridos en tiempo real, la consola es sujeta por un arnés que puede soportar una persona.

La funcionalidad del equipo queda demostrada por la rápida adquisición al ser un método emergente diseñado para investigaciones someras y más detalladas que los convencionales, además de tener un alcance mayor en sitios de difícil obtención como por ejemplo caminos pavimentados, donde influye tiempo que se consume al clavar los electrodos en pavimento, asfalto, roca dura, suelo húmedo ó terreno congelado, bajo condiciones ambientales extremas.

Cabe señalar que el OhmMapper tiene una configuración parecida a la Figura 16, y al ser comparada con la Figura 8 del capítulo 1 donde se asigna la posición 0 al operador de la consola, involucra que el primer punto de atribución tenga una posición negativa. Sin perder de vista que cumple con toda la teoría de los métodos de CC, pero con una modificación diferente en superficie, también el factor n es afectado por el tamaño de la cuerda que separa a los dipolos y corta el circuito, siendo un número para este estudio no entero (0.5, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5).



Figura 18. OhmMapper modalidad TR5, del lado derecho armado de los componentes y a la izquierda funcionamiento del equipo a lo largo del pavimento.

Con el equipo es posible medir la resistividad aparente como respuesta a los cambios de las propiedades físicas del medio, de forma rápida debido a la practicidad en la adquisición de los datos, es decir, mientras el operador camina una distancia constante se adquieren valores de resistividad, también se puede utilizar un vehículo, moto u otro para halar el arreglo de transmisor y receptores (Geometrics) y hacer un levantamiento sin necesidad de plantar electrodos y cambiarlos de posición.

Existen varias modalidades la diferencia estriba en el número de receptores que se utilice para este estudio se utilizó un Ohmmapper modalidad TR5, los datos son registrados utilizando la consola donde los 5 receptores son conectados para la adquisición vía una interface de fibra óptica. Cabe mencionar que el equipo es versátil ya que la consola sirve para el levantamiento con un magnetómetro.



Figura 19. Panel frontal de la consola electrónica, cable de dipolo, arnés y conexiones de los cables.

3.2.3 Ubicación de las líneas de prospección

La adquisición de datos se realizó una vez establecidos los parámetros pertinentes a los perfiles de medida (número, extensión y posición) y la distancia entre electrodos. Por lo que concierne a la U. H. Tepozanes se tiene hileras de dos edificios con 3 niveles cada uno, para lo cual la ubicación de las líneas de prospección son diseñadas para atravesar los estacionamientos respectivos de cada edificio además de considerar de acuerdo al objetivo citado, pasar por lo menos una línea en la falla expuesta en superficie.

Para la adquisición se tienen diversos factores que deben cuidarse al momento del tendido, por ejemplo que las líneas por donde pasen los electrodos capacitivos debe ser lo más recta posible y cuidar que el cable no se enrolle, no tener ningún obstáculo a su paso y no contar con materiales conductores cercanos, además de mitigar los efectos de posible ruido que altere la información de la señal en los receptores.

A continuación se representa en la Figura 20 el escenario por el cual se pasó el OhmMapper en el Perfil 4, distribuido a través de los estacionamientos de los edificios D4 y D5, se puede observar la zona de falla por levantamiento de la plancha asfáltica la cual es atravesada por el perfil con la finalidad de conocer su comportamiento a profundidad y lateralmente.

La trayectoria de los perfiles se encuentran paralelas y perpendiculares a la dirección de los edificios, ver Figura 17, además de buscar la mayor información de los datos mediante una malla diseñada alrededor de la zona de falla, siendo las baquetas y los desniveles lo menos atravesados.

Se observa en la figura siguiente a lado izquierdo una zona de falla a 40 m. del inicio del Perfil 4, extendiéndose alrededor de los estacionamientos, además de notar una falla menor a los 25 m. del inicio del mismo perfil.



Figura 20. Trayectorias seguidas para los perfiles LR2 a la derecha y LR4 a la izquierda.

El OhmMapper es un equipo que tiene poca profundidad de penetración, generalmente de los primeros metros, dependiendo de las propiedades del medio que provocan que el voltaje sea proporcional a la resistividad entre los dipolos. Al hacer la comparación con otro tipo de equipo se tendría que tomar en cuenta la resolución seleccionada por cada uno, por ejemplo el resultado de los datos no podría ser comparable con otro equipo geoelectrico sin no cuentan con el mismo tipo de arreglo y la abertura entre electrodos.

3.3 Proceso de datos

3.3.1 Evaluación de los perfiles geoelectricos

Es importante un preprocesamiento de los datos, debido a datos ruidosos al existir una relación señal/ ruido pobre, por lo que se hizo un mejoramiento manual de la señal (control de calidad de los datos), al eliminar puntos anómalos.

La depuración de puntos anómalos se hizo en el programa RES2DINV de Geotomo, Inc., el objetivo es tener una imagen con menos ruidosa, el criterio para rechazar los datos es la continuidad de la forma de la curva. Como se puede observar en la figura 21 los datos

tiene un patrón en la trayectoria debida a cuerpos o estructuras que provocan un cambio en la curva, en ocasiones para nuestro caso se elimina completamente el nivel debido a la poca coherencia de los datos, influyendo en espacios con poco número de datos, pero es preferible a tener datos que involucran estructuras inexistentes.

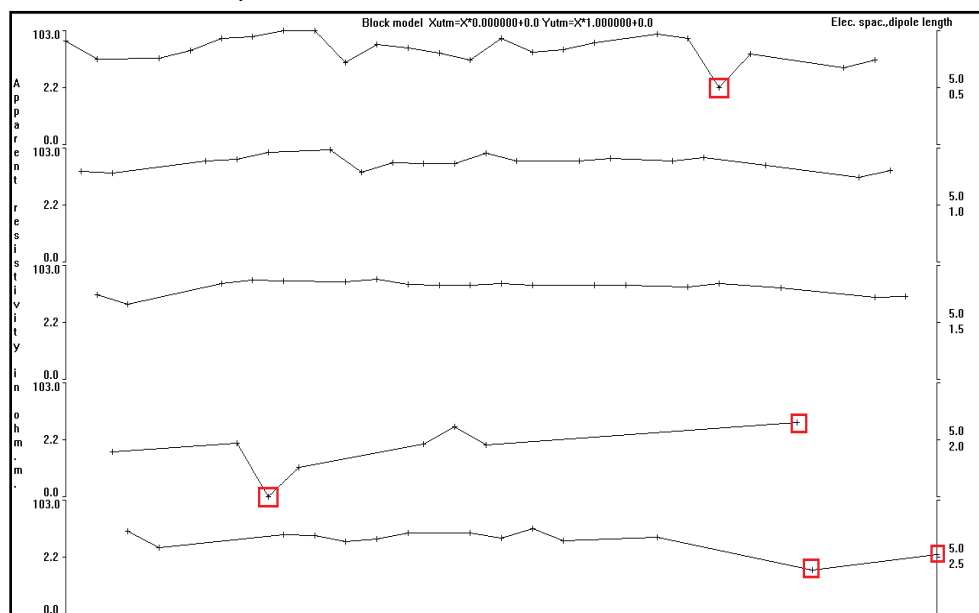


Figura 21. Edición de datos ruidosos para el Perfil 1, al existir congruencia en la continuidad de los niveles de investigación mediante el programa RES2DINV.

Otro factor influyente es la topografía, para nuestro caso es insignificante debido a que las variaciones son pequeñas, siendo el área casi plana. Sin embargo, si no fuera así, el programa compensa la diferencia de elevación.

La tabla siguiente se nota la influencia de la remoción de datos con respecto a el error (%) que genera el programa de inversión, como resultado de la interpolación de datos. El error es mayor que lo esperado para métodos de inversión, pero de acuerdo a las características del sitio y a los diferentes tipos de ruido presente en los datos, se puede concluir que bajo un promedio de 31.34%, es aceptable comparado con la respuesta del subsuelo en la misma área en el trabajo De la Torre (2010).

Tabla 5. Balance de puntos de atribución y RMS para cada perfil.

	<i>Puntos Totales (T)</i>	<i>Procesados (P)</i>	<i>Removidos (R)</i>	<i>(R/T)</i>	<i>Error (%)</i>
Perfil 1	83	72	11	0.13	29.8
Perfil 2	91	64	27	0.29	28.2
Perfil 3	109	87	22	0.20	38.1
Perfil 4	97	81	16	0.16	31.1
Perfil 5	90	73	17	0.18	29.5

(R/T) Relación entre puntos removidos con respecto al total de datos (RMS < 10%).

3.3.2 Inversión 2D

Los resultados de datos procesados en el software de Geotomo (RES2DINV) son tres imágenes para cada línea de resistividad. En la primera imagen se muestra la ubicación de los puntos medidos, la siguiente es la pseudosección de resistividades aparentes, datos calculados mediante un algoritmo y la última imagen es la distribución de resistividades real con respecto a la profundidad verdadera, generada a través de una inversión.

Además, se cuenta con un modelo de bloques, asignado en función del número de capas y el número de electrodos (ver Anexo) y que controla las dimensiones de la malla así como su distribución, espaciamiento entre electrodos, niveles de investigación. De acuerdo al arreglo usado los datos son graficados a una profundidad media de investigación (Edwards, 1977).

Existen diferentes programas que manejan diversas maneras de dar los resultados, todos obtienen como producto final en mapa de distribución de resistividades proporcionando posición y profundidad verdadera. Por ejemplo las variaciones entre el Earthimager y el RES2DINV, es la forma de visualización final de los resultados, porque el algoritmo que utilizan los dos paquetes es el mismo, además de que el Earthimager es menos manipulable en cuanto a parámetros se refiere.

El programa independientemente de cuál se utilice para la inversión, se obtiene un modelo que se aproxima a los datos medidos por el equipo mediante un algoritmo, para este caso el programa RES2DINV utiliza el algoritmo de Loke y Barker (1995). El modelo 2-D usado consiste de un número de bloques rectangulares, el arreglo de los bloques se distribuye de acuerdo a puntos medidos

La modelación utilizada por el programa, es una subrutina que es usada para calcular los valores de resistividad aparente, con la técnica de optimización no lineal de mínimos cuadrados utilizada en la inversión (Loke y Barker, 1995).

En años recientes se ha incrementado el uso de la tomografía eléctrica 2D para el mapeo de estructuras en el subsuelo, donde las otras técnicas de medición como el SEV y la calicata eléctrica son insuficientes.

Las técnicas de inversión para datos 2D pueden dividirse en dos clases, dependiendo del tiempo de computo necesario (Loke y Barker, 1995). La primera clase es el resultado de un modesto tiempo de cálculo para un modelo de datos de estructuras simples, tales como horsts y canales (Olayinka, 1988), cuerpos elípticos (Mundry y Homilus, 1972) o un límite ajustable entre varias capas homogéneas (Lee, 1972). El uso principal de esta clase de métodos es delinear el subsuelo en áreas de alta y baja resistividad (Noel and Xu, 1991). Y

las posibles desventajas son que los valores de resistividades de la imagen resultante pueden diferir mucho de la resistividad real del subsuelo y la otra desventaja sería que la imagen es sensible al ruido aleatorio más que en un pequeño porcentaje.

La segunda clase se utiliza para casos donde existe mayor complejidad de estructuras geológicas, en la cual divide al subsuelo en una serie de bloques rectangulares y utiliza una técnica de optimización no lineal para mejorar el modelo inicial (Loke y Barker, 1995). Este método de mínimos cuadrados de optimización es utilizado por diversos autores (Smith y Vozoff, 1984; Tripp *et al.* 1984) y se rige mediante el uso de un factor de amortiguamiento y filtro plano (DeGroot-Hedlin y Constable, 1990; Sasaki, 1992), esta técnica ha demostrado ser estable y converge rápidamente.

Barker (1992) utilizó una modificación de la técnica de optimización de Zohdy (1989), donde el tiempo de iteración es menor en comparación con la de mínimos cuadrados, aunque no converge con el modelo correcto cuando la forma de las líneas de resistividad aparente de la pseudosección difiere en gran medida con respecto a la distribución de la resistividad en el subsuelo.

Si bien el método convencional de mínimos cuadrados de optimización ha sido utilizado con éxito para la inversión de datos de resistividad 2D, su principal desventaja es el tiempo requerido para su cálculo.

Una vez hecho el procesado de los datos, se analizan a continuación los cinco perfiles correspondientes al estudio geofísico, no sin antes recordar su distribución en planta (Figura 17). En lo que respecta a cada perfil, se obtienen tres imágenes del programa RES2DINV en la cual se puede ver la conformación de colores que reflejan los distintos valores de resistividad asignadas a las diversas capas, esto debido a un cambio en la propiedad medida; en colores azulados se relacionan a materiales más conductores (en este caso, asociado al nivel freático), colores verdes y amarillos a materiales más resistivos (intercalaciones de areniscas y arcillas) y colores anaranjados se asocian con materiales más consistentes.

Ahora bien los materiales caracterizados por una baja resistividad corresponden a rocas con alto contenido de agua en sus poros, ligado muchas veces al nivel freático. Los materiales de resistividad media se asocian a rocas sedimentarias con un menor contenido de agua en poros o tal vez a material sedimentario bien medianamente compactado.

También se presentan otro tipo de casos como son los contactos los cuales se generan en la zona de contraste entre materiales de resistividades altas, medias y bajas, en cualquier combinación posible, marcando una modificación en la propiedad medida. Esto no significa necesariamente que sea atribuido a cambios litológicos, más bien a causa de variación del contenido de agua, porosidad, tamaño de grano y componentes que de alguna manera influyan en el paso de la corriente eléctrica a través de los poros en la roca.

Existen otros casos de estructuras como fracturas, cavidades, fallas, etc. todas ellas discontinuidades en el medio a consecuencia de la diferencias de condiciones, materiales y factores externos que intervienen en el valor medido por el equipo geofísico.

A continuación, se describen los cinco perfiles (LR1, LR2, LR3, LR4 y LR5) que tienen una longitud de 68, 56, 76, 66 y 55 m. respectivamente e inician en la posición -27.45 hasta 48.55. La superficie del estudio abarca 76.5 m². Con una profundidad máxima de 4.47 m. para los perfiles 1, 3, 5 y con otra profundidad de 5.62 m. para el perfil 2 y 4. Al final se conjuntara la información de todos los perfiles correlacionando la continuidad de las anomalías de valores altos, medios y bajos de resistividad.

Por otro lado, bajo la premisa de la convergencia del modelo el tamaño del error en los siguientes perfiles fue el balance de los datos con respecto a la respuesta del medio. Debido a que los datos del OhmMapper son ruidosos se tiene una cantidad de datos removidos, sin embargo el valor del error no bajo más del 28 % por lo que se concluye que se relaciona con la resistividad de sitio, pero tampoco subió más de un 38 % de acuerdo a la Tabla 5, siendo suficiente para los propósitos de análisis.

PERFIL GEOELECTRICO 1

Las resistividades presentan un rango de variación entre 1 ohm-m hasta 165 ohm-m. Se pueden definir dos horizontes geoelectricos diferentes, uno superficial de aproximadamente 50 ohm-m que se presenta a lo largo del perfil con espesor variable. Embebidas en este horizonte se encuentran varias anomalías de resistividad mayor a 100 ohm-m. Subyaciendo a esta capa se encuentra un horizonte muy conductor, de aprox. 2 ohm-m, discontinuo lateralmente, que podría asociarse al nivel freático en la zona.

Se observa una anomalía con valores de resistivos altos a la izquierda de la imagen de techo a base, a una profundidad máxima de 4.47 m., con forma alargada en la cual no se observa el segundo horizonte geoelectrico, además de tener continuidad con otro cuerpo de semejantes características a la izquierda.

Existen también otros cuerpos que tienen resistividades medias concentradas en el centro de techo a base y extendiéndose a lo largo de todo el perfil hasta una profundidad aproximada de 3 m, sin dejar notar en la parte inferior izquierda un comportamiento conductor contorneado por estructuras que se encuentran por debajo con características de 1 a 10 ohm-m, y por la parte superior derecha del perfil se encuentra cuerpos con resistividad de bajas a medias, agrupados por tres cuerpos, que podrían asociarse a tuberías debido a sus valores bajos de resistividad.

Resalta la anomalía positiva se encuentra entre la posición -8 a 0, la cual muestra un cambio abrupto entre los valores de sus alrededores.

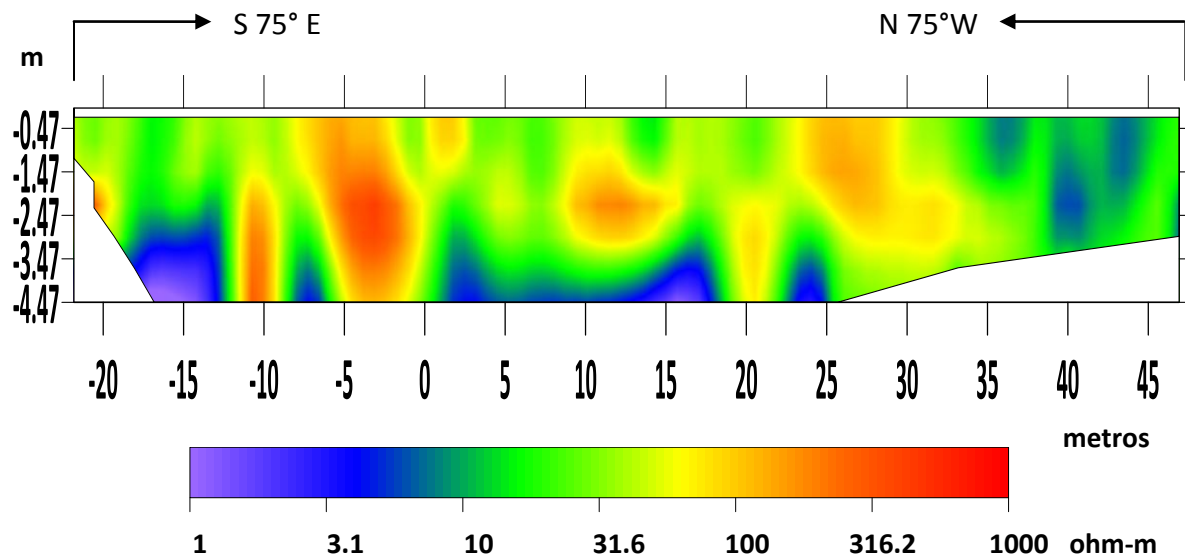


Figura 22. Perfil 1 de resistividad 2D de la U. H. Tepozanes, Edo. de México. El error obtenido es de 29.8 %.

PERFIL GEOELECTRICO 2

Las resistividades presentan un rango de variación entre 1 ohm-m hasta 190 ohm-m. Integrado por dos horizontes geoelectricos con un contraste de resistividades superiores de 9 a 190 ohm, mientras el inferior de 0.5 a 3 ohm-m. En el horizonte superior se encuentran una anomalía de resistividades altas ubicada en la parte superior izquierda de aproximadamente 25 a 190 ohm-m. En el lado opuesto de la anomalía resistiva se encuentran discontinuidades en el horizonte de espesor variable a lo largo del perfil.

El horizonte inferior tiene un mayor espesor que va de los 2 m de profundidad a los 5.50 m con un rango de resistividades bajas alrededor de 1 ohm-m, de espesor variable y con una discontinuidad en la posición 11.4 hasta los 17 metros que podría asociarse al nivel freático.

En el horizonte superior existen también otros cuerpos con resistividades medias concentradas en el centro de techo a base y extendiéndose a lo largo de todo el perfil hasta una profundidad aproximada de 4.2 m, al final del perfil se nota resistividades medias de más de 50 ohm-m.

En la esquina superior izquierda existe un cuerpo resistivo de estructura ovalada formada por dos lóbulos, en la cual se concentran los valores más resistivos de la escala (de más de 100 ohm-m aumentando al centro del lóbulo), seguidos de la discontinuidad vertical que divide los dos horizontes con una resistividad homogénea de 20 ohm-m.

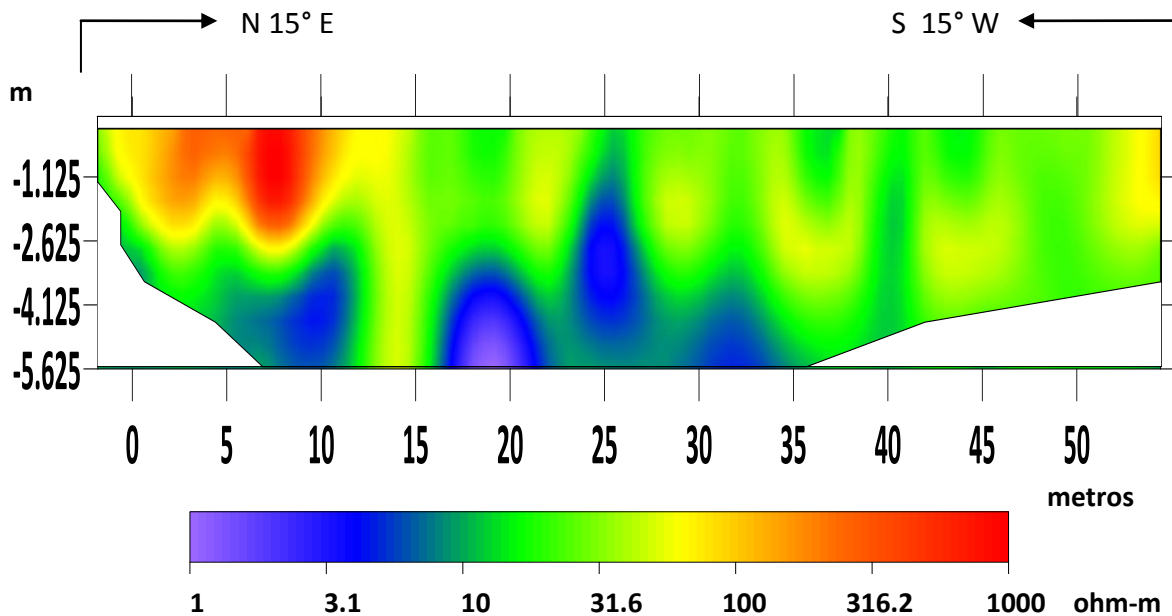


Figura 23. Perfil 2 de resistividad 2D de la U. H. Tepozanes, Edo. de México con un error del 28.4 %.

PERFIL GEOELECTRICO 3

El perfil presenta un rango de variación entre 1 ohm-m hasta 172 ohm-m. Se define tres horizontes geoelectrónicos diferentes, dos horizontes superficiales de mayor espesor con respecto al inferior, de aproximadamente 2 a 172 ohm-m que se presenta a lo largo de todo el perfil un espesor variable, el tercer horizonte geoelectrónico inferior definido entre dos anomalías de resistividades altas, dentro del intervalo de 20 a 30 metros.

En los horizontes geoelectrónicos superiores se encuentran inmersas cinco anomalías de forma ovalada con resistividades mayores a los 160 ohm-m, la primera anomalía evidencia la discontinuidad vertical de la capa con respecto al horizonte inferior, las subsecuentes anomalías positivas con un espesor variable alcanzan una profundidad máxima de 3.5 m. El horizonte intermedio contiene cuerpos inmersos de diferentes dimensiones que van desde un metro a la base del perfil con resistividades de 6 a 40 ohm-m con espesor variable. De todos los perfiles este es el que llega tener mayor área en cuanto valores resistivos.

En la parte derecha de los 22.5 m a los 33.5 m se nota un cuerpo resistivo de gran tamaño limitado por dos cuerpos conductores, la variación de la resistividad hace notar las discontinuidades laterales entre los cuerpos de diferentes resistividades, alta para la anomalía positiva y bajas para los cuerpos conductores. La escala debajo de la figura representa la resistividad su logaritmo.

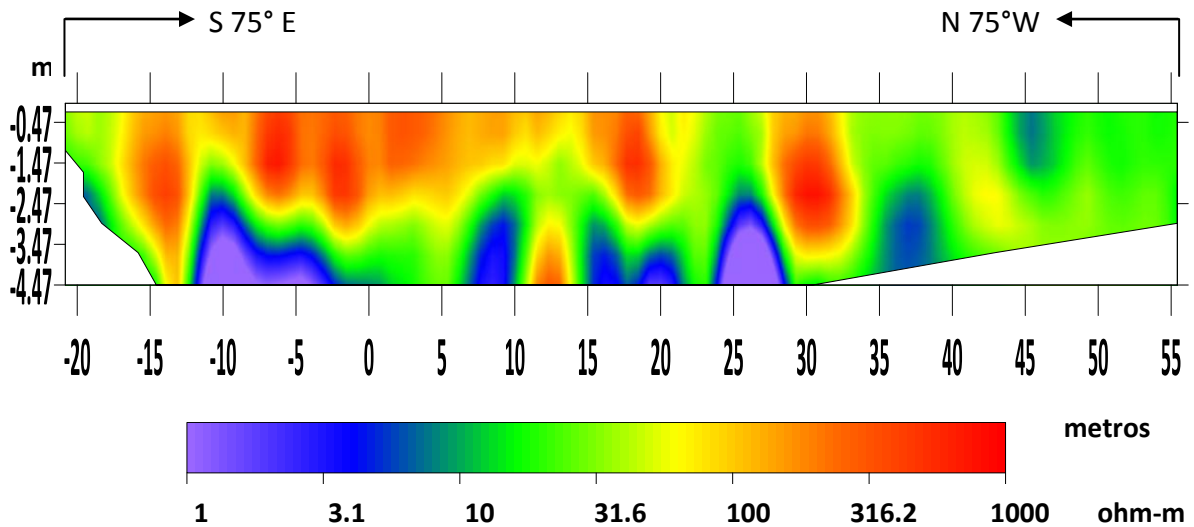


Figura 24. Perfil 3 de resistividad 2D de la U. H. Tepozanes, Edo. de México. El error es de 38.1 %.

PERFIL GEOELECTRICO 4

El perfil presentan un rango de variación entre 1 ohm-m hasta 175 ohm-m. Para el caso particular, se localiza la mayor anomalía positiva con respecto a los demás perfiles tanto en profundidad como lateralmente, aparece desde el metro 12 hasta el 25 con una profundidad de techo a base. El perfil es definido por la presencia de los tres horizontes geoelectrónicos, interrumpidos por la anomalía positiva.

Se observa el primer horizonte geoelectrónico que contiene a múltiples anomalías con valores de resistivos altos de 60 ohm-m en adelante que se encuentra hasta los 3 m. de profundidad a excepción de la anomalía positiva mayor.

El segundo horizonte geoelectrónico definido por resistividades de valores de 10 a 100 ohm-m de espesor constante pero interrumpido por la anomalía positiva mayor, este horizonte bordea a la capa base en la parte derecha de la figura y al final fracturada por la subsidencia del primer horizonte geoelectrónico.

El último horizonte manifiesta un agrupamiento de cuatro anomalías negativas (a partir de resistividades menores de 10 ohm-m) con figuras ovaladas de dimensiones variables. La primera de izquierda a derecha se encuentra debajo de los 4 m de profundidad, la segunda debajo de 4.5 m y la tercera se encuentra posterior a la anomalía positiva, abarca de los 3 a los 5.6 m de profundidad siendo mayor para este horizonte. El horizonte es asociado al nivel freático, el cual puede contener agua en sus poros correspondería a valores bajos de resistividad. Los resultados se estiman con un error del 31.1 %.

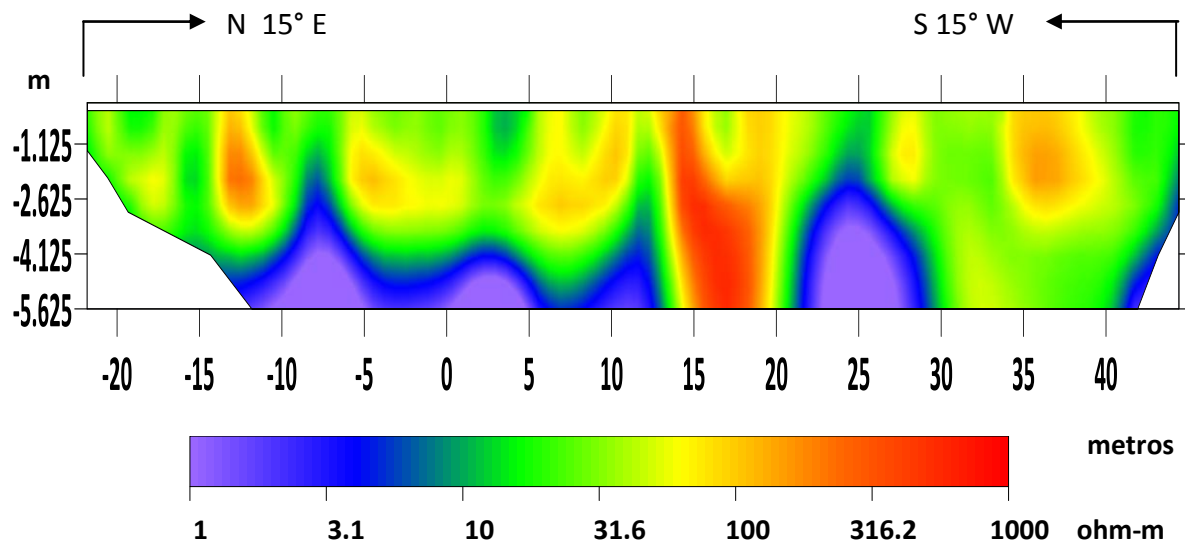


Figura 25. Perfil 4 de resistividad 2D de la U. H. Tepozanes, Edo. de México.

PERFIL GEOELECTRICO 5

El perfil presentan un rango entre 1 ohm-m hasta 170 ohm-m. Se determinan dos horizontes geoelectricos diferentes, un horizonte superficial que abarcan la mayor parte de la imagen geoelectrica, de aproximadamente 10 a 175 ohm-m que se observa a lo largo de todo el perfil con espesor variable. Embebidas en esta capa se encuentran distintas anomalías de resistividad mayor a 60 ohm-m. Subyacente a estos horizontes se ubica un horizonte muy conductor, de aproximadamente 1 ohm-m, discontinuo lateralmente, que podría relacionarse al nivel freático de la zona.

Dentro de la primera capa existen anomalías con resistividades mayores a los 25 ohm-m, finalizando con la mayor anomalía de ellas. La anomalía positiva de alta resistividad se encuentra entre la posición 23.5 hasta el final, la cual muestra cambio abrupto entre los valores vecinos, donde se nota la existencia de una discontinuidad lateral que va de techo a base. Mientras las demás anomalías positivas son de menores dimensiones esta se delimitan en tener valores en su centro de 170 ohm-m.

Al centro del perfil hay una franja delgada de resistividades bajas, que se conecta con el horizonte relacionado con el nivel freático y además ésta separa el horizonte superficial. Finalmente, el horizonte inferior se compone de cuerpos conductores apenas vistos con resistividades menores de 2 ohm-m empotrados de manera discontinua, en donde solo se ve una capa debajo de los 3.5 m de profundidad en el mejor de los casos.

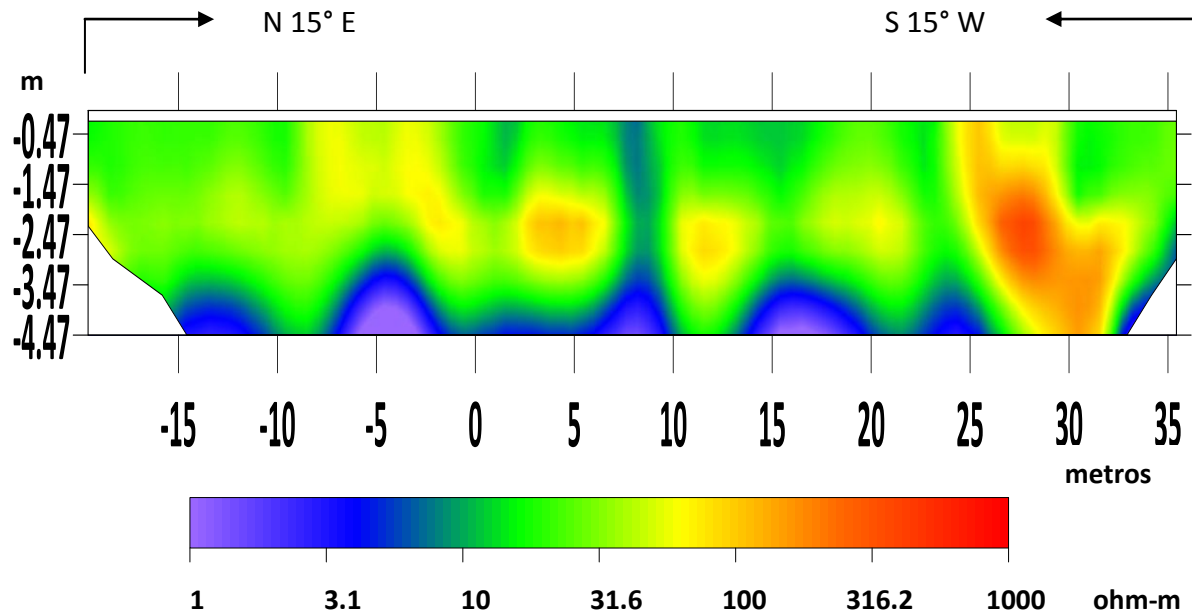


Figura 26. Perfil 5 de resistividad 2D de la U. H. Tepozanes, Edo. de México. Con un error de 29.5 %.

La siguiente figura se resume el análisis de todos los perfiles conjuntando la información 2D en un cubo de donde se muestra las similitudes en cuanto a la distribución de las anomalías. La correspondencia es evidente, por ejemplo para las características de la falla expuesta en superficie se encuentra en el perfil 4 a unos 40 m aproximadamente del inicio de la línea y observamos que se extiende a profundidad máxima, lateralmente se extiende a más de 8 m. Otro caso es el encontrado en la correlación del perfil 3 y el 5, este último en su parte final se ve afectado por una anomalía resistiva que tiene una continuidad en el perfil 3, este es donde se encuentran más estructuras resistivas, es posible también que para el perfil 2, la anomalía que se nota del lado izquierdo se correlacione con la anomalía del centro del perfil 4, de acuerdo a las posiciones.

El nivel freático es encontrado a una profundidad similar para los perfiles que va de los 2.5m a los 5.6m. Al respecto se puede decir que hay una fluctuante variación asociada a un decremento de los niveles de agua, debido a la tubificación del agua subterránea, es decir, menor contenido de agua en los poros de la capa de materiales no consolidados. Se deduce que para los metros que se profundiza no existe un cambio de litología, es decir, la capa de sedimentos, suelo y arcilla es la misma, sólo que propiedad medida varía porque existen diferentes factores que afectan en el paso de la corriente por los poros de los sedimentos.

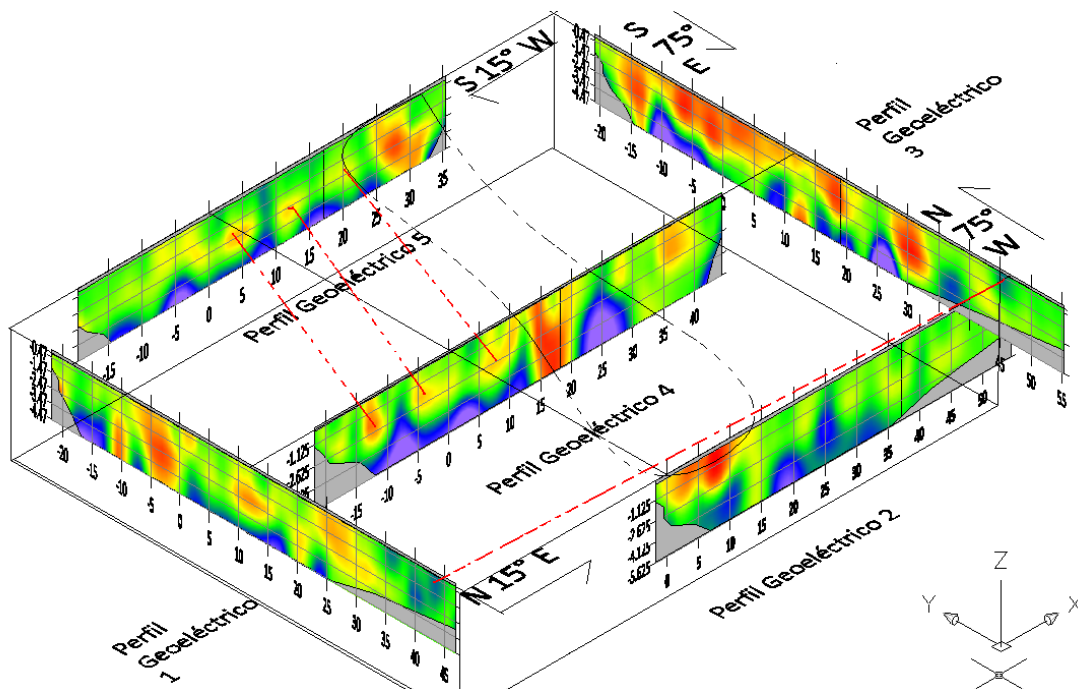


Figura 27. Perfiles de resistividad eléctrica para la U. H. Tepozanes, La Paz Edo. de México.

A pesar que los datos son afectados por todo tipo de ruido descrito en el capítulo 3, los perfiles se examinan como consistente con la superficie y congruentes tanto entre sí como a profundidad, en un rango de 1 a 190 ohm-m.

Conclusiones

Los resultados obtenidos de las imágenes eléctricas muestran la utilidad de la técnica para inferir la presencia de discontinuidades laterales y verticales de la capa superficial arcillosa, que forma parte de la zona lacustre de la Cuenca de México.

La razón de prospectar una porción de la Unidad Habitacional Tepozanes fue caracterizar el subsuelo, para la evaluación de zonas susceptibles a colapsos ó agrietamientos de zonas inestables abarcado una cierta área. Al presentarse un deslizamiento del pavimento entre dos edificios se localiza el lugar más óptimo para conocer su comportamiento tanto a profundidad como lateralmente.

La distribución de la propiedad física medida se analiza en cinco modelos geoelectricos, producto de una inversión, a partir del algoritmo de Loke y Baker (1996) mediante el software de procesamiento RES2DINV, donde se refleja el comportamiento a los cinco metros de profundidad.

Del análisis de los perfiles geoelectricos se deduce que el primer horizonte geoelectrico descrito presente en todos los perfiles de resistividades de 10 a 100 ohm-m son distintos materiales entre ellos arcillas, arenas y suelos, embebidos en este horizonte se encuentran cuerpos con resistividades mayores de 100 ohm-m que son parte de la misma litología, pero posiblemente con fracturamientos, donde han sido alterados los factores de porosidad y saturación de agua. El siguiente horizonte geoelectrico consta de valores de alrededor de 1 a 10 ohm-m y se asocia al nivel freático. Al examinar los perfiles se puede detectar la continuidad de las anomalías resistivas, como se observa por ejemplo, para el Perfil 4, la anomalía resistiva en el centro del mismo tienen congruencia con el Perfil 1 y 2 (ver Figura 27).

Se concluye a través de la información citada, que los factores que afectan la subsidencia del terreno son: el grado de saturación de agua, la porosidad, la salinidad de fluido, el tipo de roca, la presencia de materiales arcillosos y los procesos geológicos que afectan los materiales. Pero para este estudio las posibles causas se pueden asociar a: la tubificación en las rocas por extracción de agua, la diversidad de materiales con diferentes propiedades mecánicas (mala compactación de relleno en los suelos), al comportamiento de la capa arcillosa que presenta diversos niveles de compresibilidad, entre otros más.

Así, de los perfiles analizados se puede concluir que la distribución de resistividad observada en la zona sur de la U.H. Tepozanes, es heterogénea debido a cuerpos resistivos embebidos en un material arcilloso, pero existiendo un límite del nivel freático, además de cuerpos geométricos que podrían tratarse de tuberías.

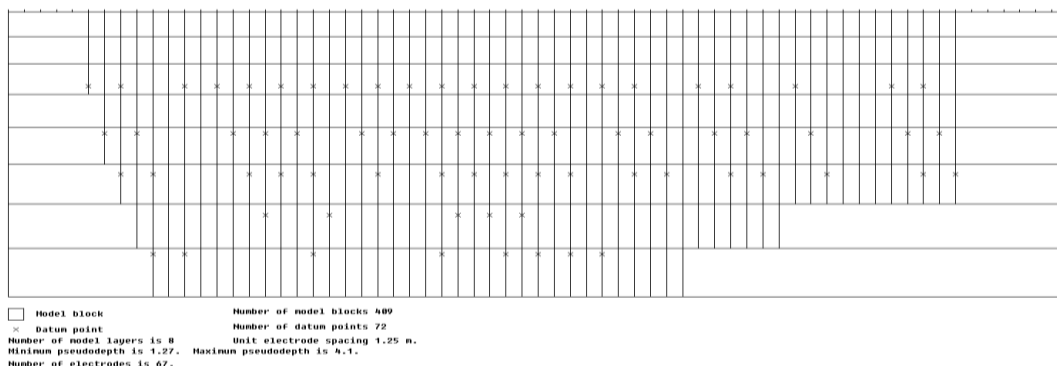
En cuanto a los valores de resistividades se espera que fluctúen con respecto a los vistos en tablas, debido a las consideraciones que se hacen para su obtención al ser un medio homogéneo y bajo ciertas condiciones, pero para caso reales como este su comportamiento depende de muchos factores, y aunque se mide una propiedad física, está puede tener muchas interpretaciones posibles.

La aplicación mostrada en este trabajo, tiene como fin dar conocimiento de la utilidad de resistividad eléctrica de contacto capacitivo (OhmMapper), ya que proporciona información de manera eficiente, no invasiva, con una rápida operación con el mínimo personal y de fácil adquisición. Aunque el equipo es sensible a los cambios de desnivel en el terreno, a la presencia de objetos conductores y la capa de pavimento, proporciona información confiable de manera rápida.

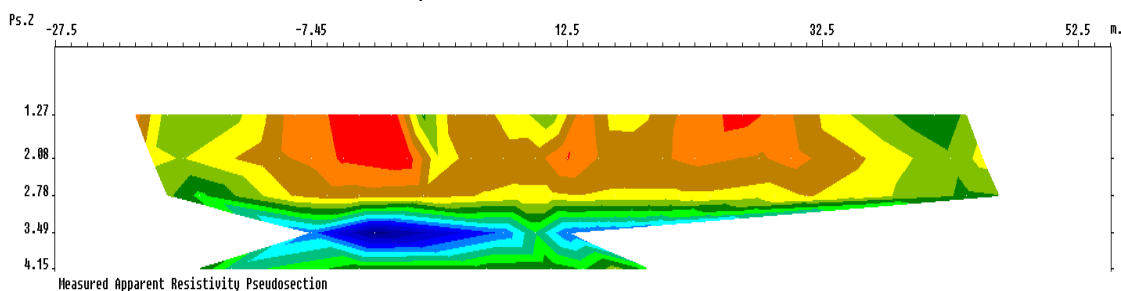
Finalmente, se sugiere realizar una evaluación geotécnica de las condiciones de los edificios en riesgo, así como extender el estudio geoeléctrico para lograr una mayor cobertura de la Unidad Habitacional, para con ello cartografiar las áreas susceptibles de subsidencia, definir los edificios que pueden presentar una mayor afectación a causa de fallas, fracturas y grietas, para así minimizar los riesgos a los que se encuentra expuesta la población.

PERFIL GEOELÉCTRICO 1

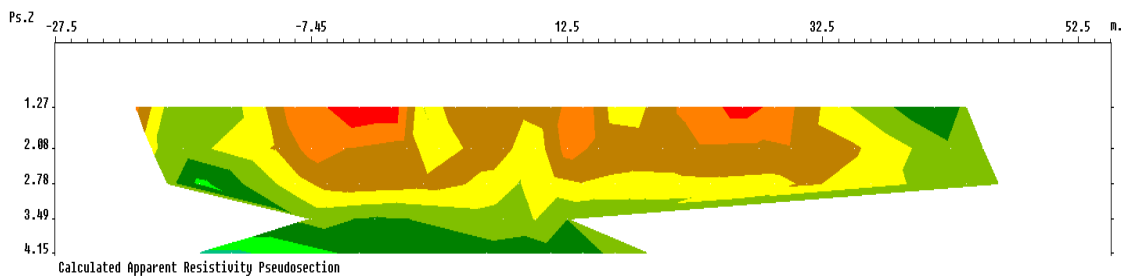
Modelo de bloques



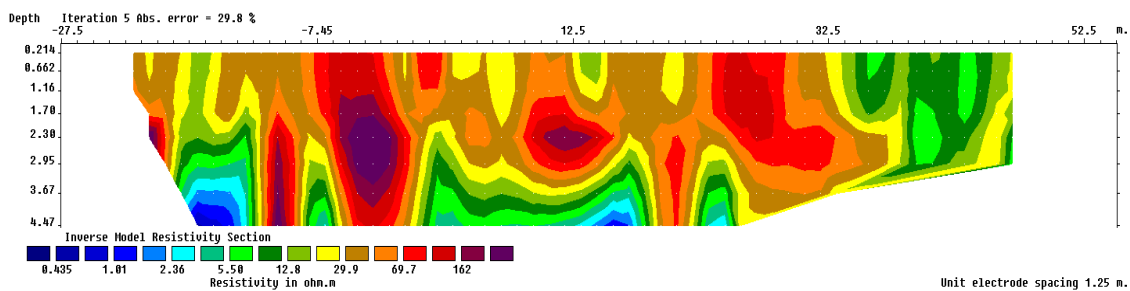
Pseudosección de Resistividad Aparente Medida



Pseudosección de Resistividad Aparente Calculada

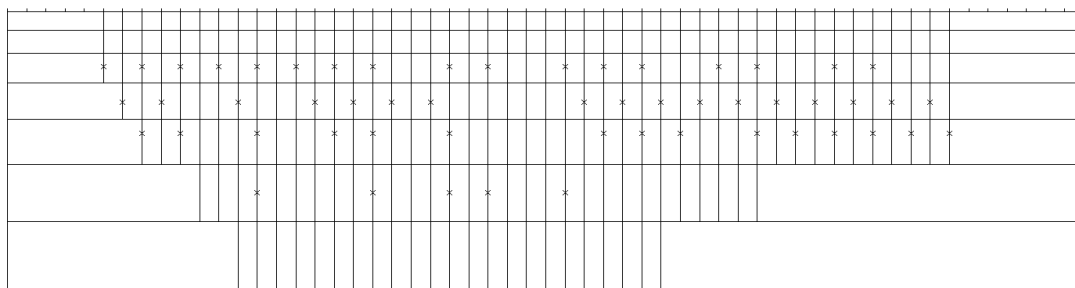


Modelo de Resistividad



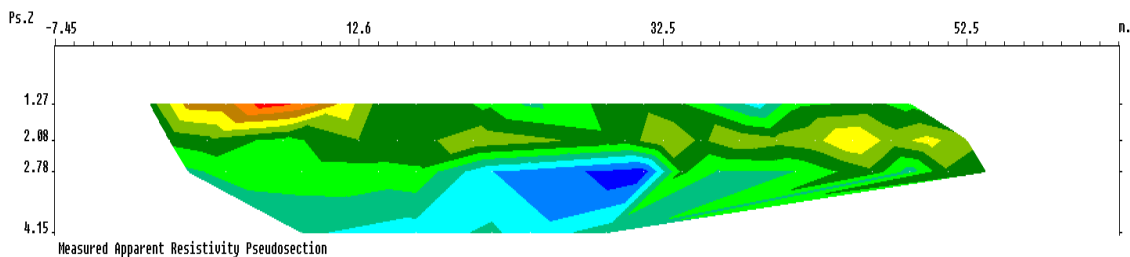
PERFIL GEOELÉCTRICO 2

Modelo de bloques

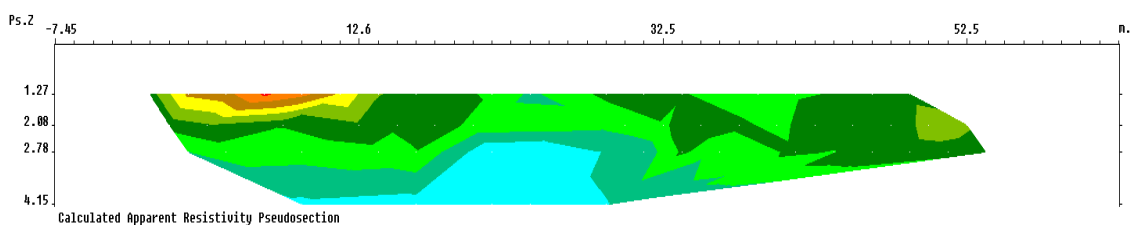


Model block Number of model blocks 282
x Datum point Number of datum points 54
 Number of model layers is 7 Unit electrode spacing 1.25 m.
 Minimum pseudodepth is 1.27. Maximum pseudodepth is 4.1.
 Number of electrodes is 57.

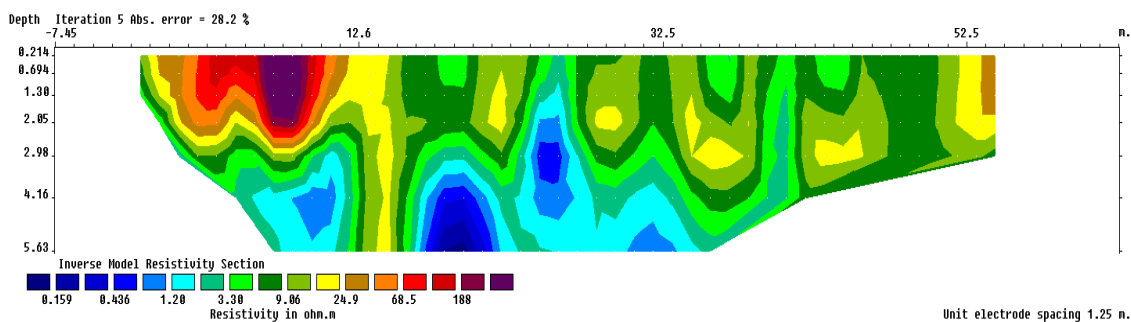
Pseudosección de Resistividad Aparente Medida



Pseudosección de Resistividad Aparente Calculada

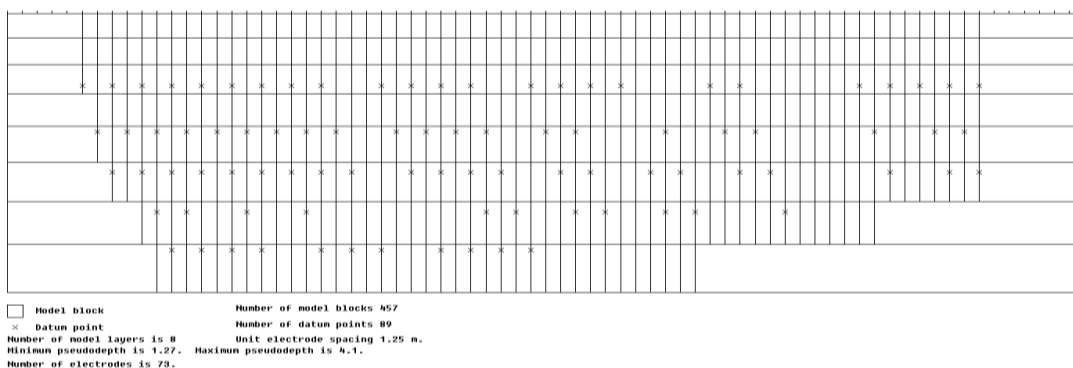


Modelo de Resistividad

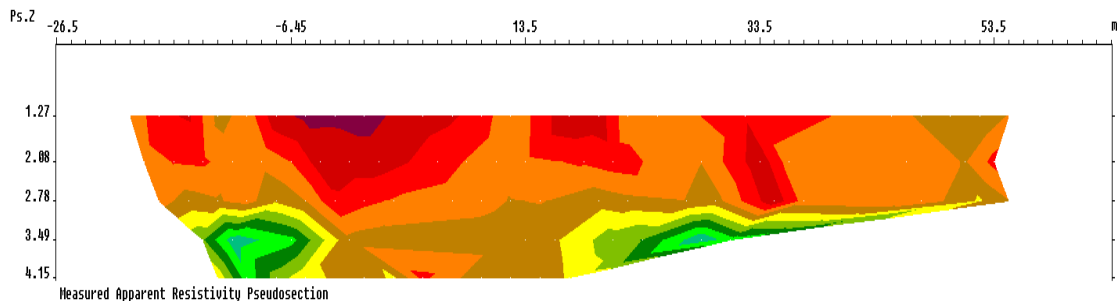


PERFIL GEOELÉCTRICO 3

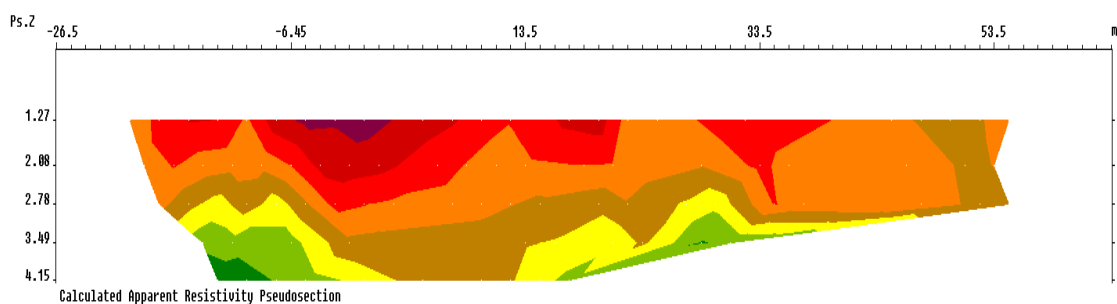
Modelo de bloques



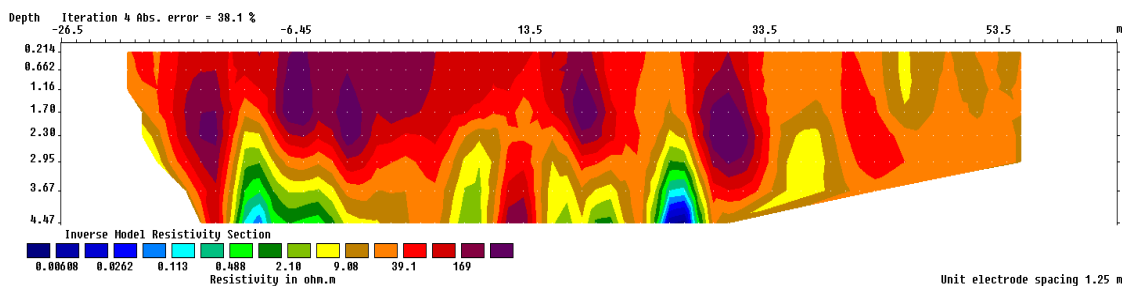
Pseudo sección de Resistividad Aparente Medida



Pseudo sección de Resistividad Aparente Calculada

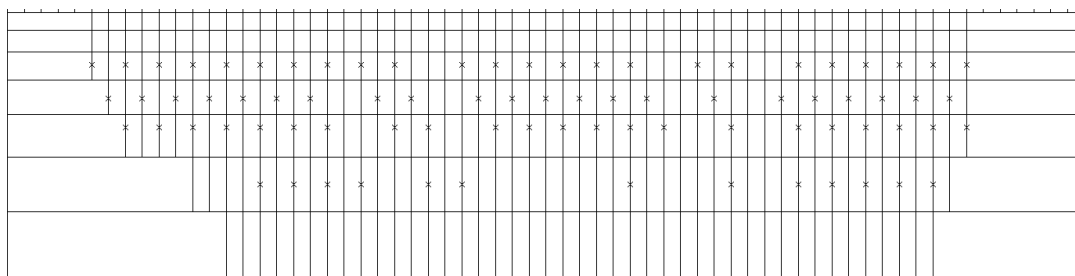


Modelo de Resistividad



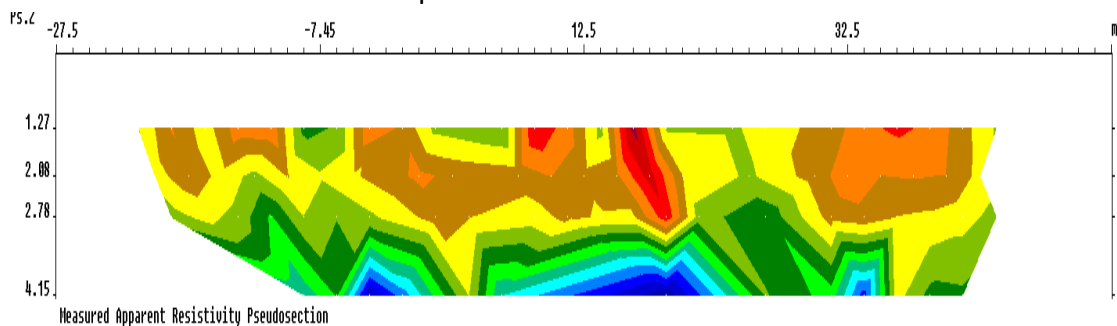
PERFIL GEOELÉCTRICO 4

Modelo de bloques

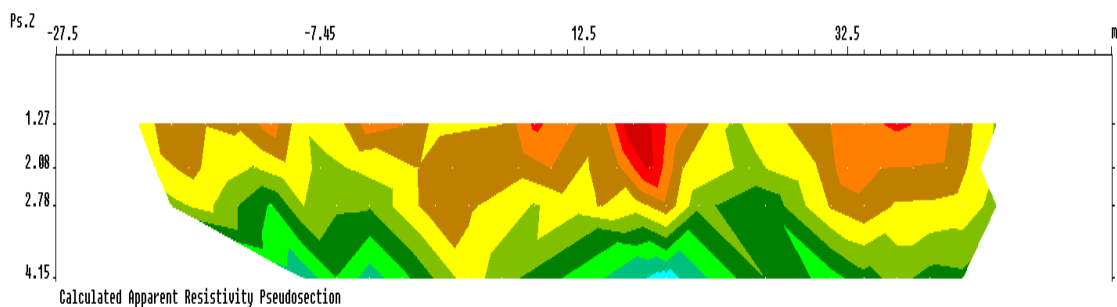


Model block Number of model blocks 358
x Datum point Number of datum points 81
 Number of model layers is 7 Unit electrode spacing 1.25 m.
 Minimum pseudodepth is 1.27. Maximum pseudodepth is 4.1.
 Number of electrodes is 65.

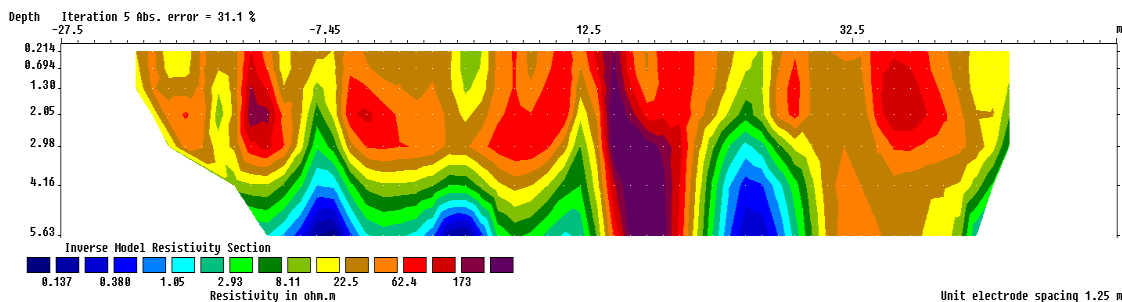
Pseudo sección de Resistividad Aparente Medida



Pseudo sección de Resistividad Aparente Calculada



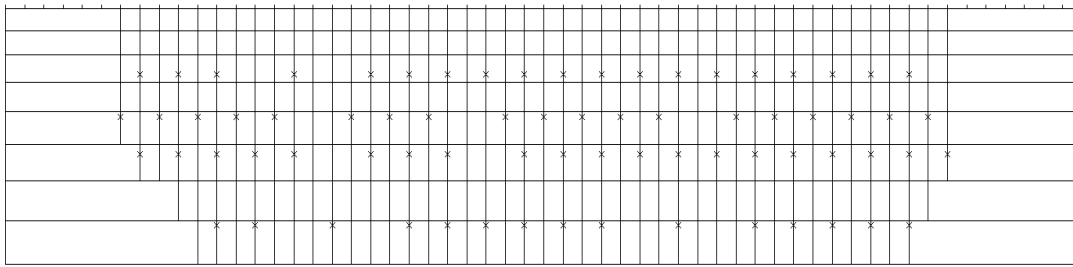
Modelo de Resistividad



Unit electrode spacing 1.25 m.

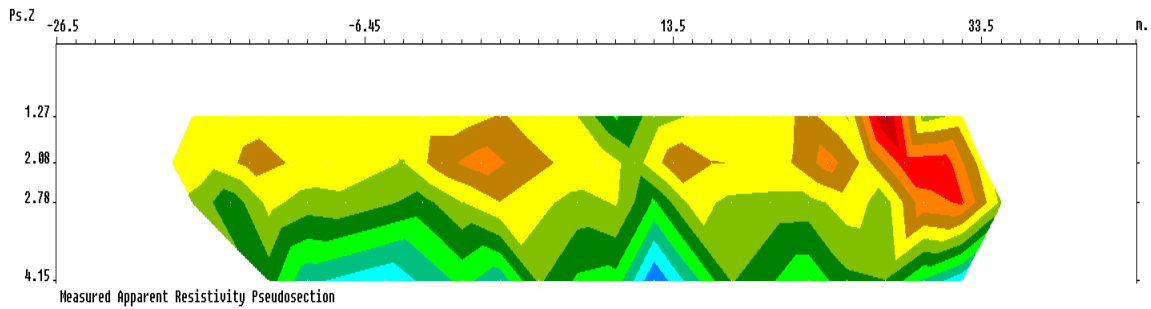
PERFIL GEOELÉCTRICO 5

Modelo de bloques

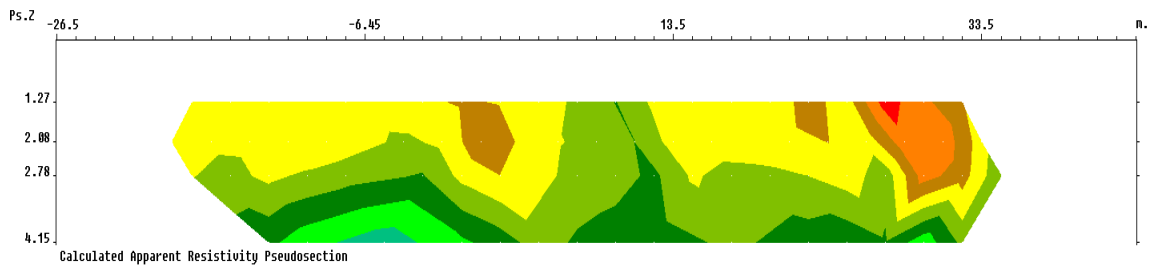


Model block Number of model blocks 349
 Datun point Number of datun points 73
 Number of model layers is 8 Unit electrode spacing 1.25 m.
 Minimum pseudodepth is 1.27. Maximum pseudodepth is 4.1.
 Number of electrodes is 57.

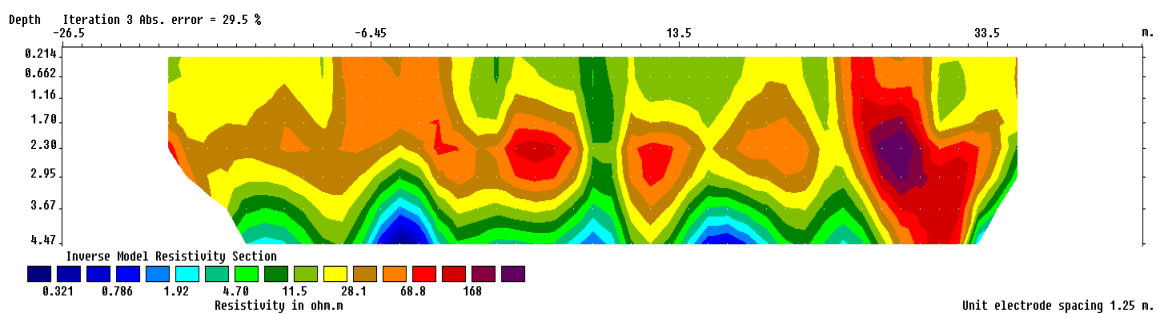
Pseudosección de Resistividad Aparente Medida



Pseudosección de Resistividad Aparente Calculada



Modelo de Resistividad



- Arellano, A. R. V.**, 1951 (1953). *Estratigrafía de la Cuenca de México*. UNAM, Memorias del Congreso Científico Mexicano. México, D. F., v.3, p. 172-186.
- Barker, R.D.**, (1992). *A simple algorithm for electrical imaging of the subsurface*. First Break, 10, 2, 53-62.
- Bellia, S., Cusimano, G., González, M.T., Rodríguez, R. C. y Giunta, G.** (1992). *El Valle de México. Consideraciones preliminares sobre los riesgos geológicos y análisis hidrogeológico de la Cuenca de Chalco*. Quaderni Instituto Italo-Latino Americano, Serie Scienza, v. 3, Roma Italia, 96 p.
- Bloomfield, K.**, (1975). *A late Quaternary monogenetic volcano field in central Mexico*. Geologische Rundschau, v. 64, 476-497.
- Butler, D. K.**, (2005). *Near-Surface Geophysics*. Society of Exploration Geophysicists, 732 pp.
- Bradbury, J. P.**, (1989). *Late Quaternary lacustrine paleoenvironments in the Mexico City Basin*. Quaternary Science Reviews 8, 75-100.
- 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, v.13, 1-20.
- Constable, S.C., Parker, R.L. y Constable, C.G.**, (1987). *Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data*. Geophysics, 52, 289-300.
- De la Torre, G. B. V.**, (2010). *Definición de zonas de fracturamiento empleando tomografía de resistividad aparente 3D*. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ingeniería, UNAM.
- De Cserna Z., De la Fuente D. M., Palacios, N. M., Triay L., Mitre S. L. M. y Mota P. R.**, 1987 (1988). *Estructura geológica, gravimetría, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la Cuenca de México*. UNAM, Instituto de Geología, Boletín 104, 71p.
- DeGroot-Hedlin, C. y Constable, S.**, (1990). *Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data*. Geophysics, v. 55, p. 1613-1624.
- Dey, A. y Morrison H. F.**, (1979). *Resistivity modeling for arbitrary shaped two-dimensional structures*. Geophysical Prospecting, v. 27, p. 1020-1036.
- Díaz Molina, O.**, (2001). *Determinación de zonas de riesgo geológico-ambiental en la Cuenca de México mediante sensores remotos y radar de penetración somera*. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Edwards, L. S.**, (1977). *A modified pseudosection for resistivity and induced-polarization*. Geophysics, v.42, p. 1020-1036.
- Ellis, R.G. y Oldenburg, D.W.**, (1994a). *Applied geophysical inversion*: Geophysical Journal International, 119, p. 5-11.
- Flores-Estrella, H.C.**, (2009). *El campo de ondas en la Zona del Lago de Texcoco: Implicaciones en el estudio de riesgo sísmico de la Zona de Lago de la Cuenca de México*. Tesis Doctoral. Posgrado de Ciencias de la Tierra, UNAM.

- Foreman, F.**, (1955). *Palynology in southern North America, 2: study of two cores from lake sediments of Mexico City basin*. Geological Society of America Bulletin 66, 475-509.
- Forsythe, E. W.**, (1956). *Smithsonian physical tables*. Smithsonian Institution, 9ª edición, Washington, 827 pp.
- Fries, C. J.**, (1956). *Bosquejo geológico de las partes central y occidental del Estado de Morelos y áreas contiguas de los estados de Guerrero y México*, en XX Congreso Internacional de Geología Memorias del XX Congreso Internacional de Geología, Excursión C-9: UNAM, Instituto de Geología, México, D.F. 17-53.
- (1960). *Geología del Estado de Morelos y partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México*. Inst. Geol. UNAM. Bol. No. 60, 236.
- Garay-Maldonado, E.**, (1974). *Morfología de la región volcánica Chimalhuacán-Cerro de la Estrella-Sierra de Santa Catarina*: Facultad de Filosofía y Letras, UNAM. Anuario de Geografía, v.14, p. 11-66.
- García Pérez, A.**, (2001). *Comportamiento de la arcilla del valle de México*. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ingeniería .UNAM.
- González-Espinosa, H. Y.**, (1998). *Estudio geomorfología de la porción oriental de la Sierra Chichinautzin, Cuenca de México*. Tesis de Licenciatura. Facultad de Filosofía y Letras, UNAM. 85 p.
- González- Morán, T.**, (1992). *Estudio hidrogeofísico de la subcuenca de Chalco- evaluación del impacto ambiental del basurero de Santa Catarina*. Tesis Doctoral, Instituto de Geofísica, UNAM.
- González O. R. A.**, (2003). *Métodos geoeléctricos*. Geofisi-k, Bolivia. 1º ed. 180 pp.
- Griffiths, D.H., Turnbull, J. y Olayinka, A.I.**, (1990). *Two-dimensional resistivity mapping with a computer- controlled array*. First Break 8, 121-129.
- Griffiths, D.H. y Barker, R.D.**, (1993). *Two-dimensional resistivity imaging and modeling in areas of complex geology*: Journal of Applied Geophysics 29, No.3/4, 211-226.
- Groom, D.**, (2006). *Common misconceptions about capacitively-coupled resistivity (CCR)*. San Jose, CA Geometrics, Inc.
- Hallof, P.G.**, (1957). *On the interpretation of resistivity and induced polarization measurements*. Ph. D. Thesis, MIT.
- Huph, J. L., Mooser, F., Pérez-Vega, A y Zamorano-Orozco, J.**, (1994). *Geomorfología de la Sierra de Santa Catarina*. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 2, núm. 1, p. 43-52. Instituto de Geología, México, D. F. UNAM.
- Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática (INEGI, 2008)**. Base de datos de los Municipios del Estado de México.
- Koefoed, O.**, (1979). *Geosounding Principles 1: Resistivity sounding measurements*. Elsevier Science Publishing Company, Amsterdam, 419 pp.

- Keller, G. V. y Frischknecht, F. C.,** (1966). *Electrical methods in geophysical prospecting*. Pergamon Press, Oxford, 519 pp.
- Kuras, O., Beamish, D., Meldrum, I. P. y Ogilvy D. R.,** (2006). *Fundamentals of the capacitive resistivity technique: Geophysics*, 71, 3.
- Lee, T.,** (1972). *A general technique or the direct interpretation of resistivity data over two-dimensional structures: Geophysical Prospecting*, 20, 847-849.
- Lee, S. K., Cho, S. J., Song, Y., y chung, S.H.,** (2002). *Capacitively-coupled resistivity ,method – aplicability and limitation: MULLI_TAMSA. Geophysical Exploration*, 5, no.1, 23-32.
- Lines, L. R. y Treitel, S.,** (1984). *Tutorial: A review of least-squares inversion and its applications to geophysical problems. Geophysical Prospecting*, 32, 159-186 p.
- Loke, M.H.,** (2000). *Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies. A practical guide to 2-D and 3-D surveys*.
 -----(2004). *Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys*. Geotomo Software, Malasia.
 -----(2002). *Rapid 2D resistivity forward modeling using the finite-difference and finite-element methods*. Geotomo Software, Malasia.
- Loke, H. M., López, H. A., Fanton, G.O. y Cara, R.E.,** (2002). *Técnicas prácticas para investigación de resistividad en 2D y 3D*. Geotomo Software. Malasia.
- Loke, M. H. y Barker, R. D.,** (1995). *Rapid least – squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi- Newton method, Geophysical Prospecting*, 44, 131-152.
- Lorenzo, J. L., y Mirambell, L.,** (1986). *Tlapacoya- 35 000 años de historia del lago de Chalco: México, D.F., Secretaria de Educación Pública, Revista del Instituto Nacional de Antropología e Historia*, 297 p.
- Lozano, G.M.S., Ortega, G. B., Caballero, M. M. y Urrutia Fucugauchi, J.,** (1993). *Late pleistocene and holocene paleoenvironments of Chalco Laje, Central Mexico. Quaternary Research* 40, 332-342.
- Lozano, G.M.S. y Ortega, G. B.,** (1994). *Palynological and magnetic susceptibility records of Lake Chalco, Central Mexico. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 109, 177-191.
- Martin del Pozzo, A. L.,** (1982). *Monogenetic vulcanism in Sierra Chichinautzin, Mexico: Boletin de Volcanología*, v. 45, p. 9-24.
 -----(1990). *Geoquímica y paleomagnetismo de la Sierra Chichinautzin*. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias, 235 p. UNAM.
- Milsom, J.,** (2003). *Field Geophysics (Geological Field Guide)*. Wiley and Sons, 3ª ed., Chichester Inglaterra, 232 pp.
- Marsal, R. J. y Mazari M.,** (1969). *El subsuelo de la Ciudad de México*. Facultad de Ingeniería, UNAM, 377 pp.
- Morán, Z. D. J.,** (1984). *Geología de la República Mexicana*. UNAM-INEGI, México D.F., 87pp.

- Mooser, F.**, (1956). *Los ciclos del vulcanismo que forman la Cuenca de México*. Cong. Geol. Internal No. 20. Simposio sobre Vulcanología del Cenozoico, v. 2 p 337-348.
- (1967). *Bosquejo geológico del extremo sur de la Cuenca de México*. Cong. Geol. Internacional, 20, Libro-guía de la Excursión C-9, p. 9-16.
- (1975). *Memorias de Obras del sistema de Drenaje Profundo del Distrito Federal*. Secciones Geológicas.
- Mundry, E. y Homilus, J.**, (1972). *Resistivity measurements in valleys with elliptic cross-section: Geophysical Prospecting.*, 20, 341-362.
- Nakamura, K.**, (1977). *Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation-Principles and proposal: Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 2, p.1-16.
- Noel, M. y Xu, B.**, (1991). *Archaeological investigation by electrical resistivity tomography: A preliminar study: Geophysical J. Int.*, 107, 95-102.
- Olayinka, A. I.**, (1988). *Microprocessor controlled resistivity traversing and its use in borehole siting in basement areas of Nigeria: Ph. D. Thesis, Univ. of Birmingham*.
- Ordoñez, E.**, (1895). *Las rocas eruptivas del suroeste de la Cuenca de México: Boletín del Instituto de Geología*, v. 2, p. 5-46.
- Orellana, S. E.**, (1982). *Prospección Geoeléctrica en Corriente Continua*. Paraninfo 2ª ed. Madrid. Volumen 1, 578 p.
- Ortega-Guerrero, B.**, (1992). *Paleomagnetismo, magnetoestratigrafía y paleoecología del Cuaternario tardío en el lago de Chalco, Cuenca de México*. Tesis Doctoral, UNAM.
- Pérez-Vega, B. A.**, (1992). *Estudio geomorfológico de la Sierra de Santa Catarina, D.F.* Tesis de Licenciatura. Facultad de Filosofía y Letras, UNAM. 74 p.
- Rodríguez-Castillo, R. y González-Morán, T.**, (1989). *Comportamiento hidrodinámico del sistema acuífero de la subcuenca de Chalco, México*. Geofísica Internacional, v. 28-2, 207-217p.
- Rodríguez, R. y Ochoa, C.**, (1989). *Estudio geoeléctrico del sistema acuífero de la Cuenca de México*. Geofísica Internacional v. 28, no. 2, 191-205 p.
- Sasaki, Y.**, (1992). *Resolution of resistivity tomography inferred from numerical simulation*. Geophysical Prospecting, v. 40, p. 453-464.
- Servicio Geológico Metropolitano (SGM, 2005)**. Mapas de peligros geológicos, en coordinación con la Dirección General de Protección Civil. <http://www.proteccioncivil.df.gob.mx/mapas>
- Shima, H., Texier, B., Kobayashi, T., y Hasegawa, N.**, (1995). *Fast imaging of shallow resistivity structures using a multichannels capacitive electrode system: 65th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts*, 377-380.
- Schlaepfer C. J.**, (1968). *Resumen de la geología de la Hoja México, Distrito Federal y Estados de México y Morelos*. UNAM, Inst. Geología, Carta Geológica de México, Serie de 1:100, 00. Mapa con texto al reverso.
- Silvestre, P.P. y Ferrari, R.L.**, (1990). *Finite elements for electrical engineers*. (2nd. ed.). Cambridge University Press.

- Smith, N.C. y Vozoff, K.,** (1984). *Two-dimensional DC resistivity inversion for dipole-dipole Data* IEEE Trns. Geosci. Remote Sensing, 22, 21-28
- Summer, J. S.,** (1976). *Principles of induced polarization for geophysical exploration*. Elsevier Scientific Publishing Company, New York, U.S.A 278 pp.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R.E.,** (1991). *Applied Geophysics*. University Press, 2ª ed., Cambridge, 770 pp.
- Tejero, A., Chávez, R.E., Urbietta, J. y Flores-Márquez, E. L.,** (2002). *Cavity Detection in the Southwestern Hilly Portion of Mexico City by Resistivity Imaging*. Journal Environmental Engineering Geophysics, vol. 7, 130.
- Timofeev, V.M., Rogozinski, A.W., Hunter, J.A. y Douma, M.,** (1994). *A new ground resistivity method for engineering and environmental geophysics*. Proceedings of the SAGAEPP, EEGS, 701-715.
- Tripp, A.C., Hohman, G.W. y Swift, C. M.,** (1984). *Two dimensional resistivity inversion: Geophysics*, 49, 1708-1717.
- Vázquez-Sánchez, E., y Jaimes-Palomera, R.,** (1989). *Geología de la Cuenca de México*. Geofísica Internacional, Vol.28, Núm. 2.
- Waitz, P.,** (1910). *Excursión geológica a la Sierra de Santa Catarina*: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 7, p. 1-7.
- Ward, S. H.,** (1990). *Geotechnical and environmental geophysics*. Society of Exploration Geophysicists. Tulsa, Oklahoma. 389 p.
- Zeevaert L.,** 1951 (1953). *Estratigrafía y problemas de ingeniería en los depósitos de arcilla lacustre de la Ciudad de México*. México, D. F., UNAM, Memorias del Congreso Científico Mexicano, v. 5, p. 58-70.
- Zohdy, A. A. R.,** (1989). *A new method for automatic interpretation of Schlumberger and Wenner Sounding curves: Geophysics*, 54, 245-253.