



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**“ANÁLISIS COMPARATIVO ENTRE
DIFERENTES ARREGLOS DE TOMOGRAFÍA
DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA 2D”**

TESIS

**PARA OBTENER EL TÍTULO DE
INGENIERO GEOFÍSICO**

PRESENTA:

Arturo René Sánchez Reynoso



DIRECTORA: Dra. Claudia Arango Galván

México, D. F.

2011



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Índice

Resumen	1
1 Introducción	2
2 Fundamentos teóricos del método	4
2.1 Introducción	4
2.2 Ecuaciones Generales	4
2.3 Resistividad Aparente	10
2.4 Diferentes arreglos de electrodos	11
2.4.1 Dipolo-Dipolo	11
2.4.2 Wenner-Schlumberger	12
2.4.3 Wenner	13
2.5 Factores que afectan la resistividad	15
2.6 Técnicas de prospección eléctrica de corriente continua	16
2.6.1 SEV (Sondeo eléctrico vertical)	16
2.6.2 Perfilaje eléctrico	16
2.6.3 Tomografía eléctrica	16
3 Antecedentes de la zona de estudio	18
3.1 Introducción	18
3.2 Marco geográfico regional	18
3.3 Geología histórica	19
3.4 Marco estratigráfico	20
3.4.1 Depósitos del Paleozoico	20
3.4.2 Depósitos del Mesozoico	20
3.4.3 Depósitos clásticos del Terciario inferior	21
3.4.4 Rocas volcánicas Terciarias	21
3.4.5 Depósitos Plio-Cuaternarios	22
3.4.6 Depósitos Cuaternarios	23
3.5 Geotecnia	25
4 Implementación de campo y adquisición de datos	28
4.1 Ubicación de la zona de estudio	28
4.2 Metodología	29
4.3 Efectos de la topografía en el modelado de datos de tomografía eléctrica	31
5 Procesado de datos	33
5.1 Introducción	33
5.2 Sensibilidad de los arreglos de tomografía de resistividad eléctrica	33
5.3 Inversión	38
5.3.1 Introducción	38
5.3.2 Inversión de datos	38
6 Análisis comparativo	41
6.1 Modelos bidimensionales	41
6.1.1 Arreglo Dipolo-Dipolo	41
6.1.2 Arreglo Wenner-Schlumberger	42
6.1.3 Arreglo Wenner	43
6.1.4 Comparación entre arreglos	43
6.2 Modelos de sensibilidad	44
6.2.1 Arreglo Dipolo-Dipolo	44
6.2.2 Arreglo Wenner-Schlumberger	44
6.2.3 Arreglo Wenner	45
7 Conclusiones	46
Bibliografía	48

Resumen

En el presente trabajo se muestra la realización de un estudio geofísico al sur de la Ciudad de México ubicado dentro de las inmediaciones del Museo de las Ciencias (UNIVERSUM).

Se aplicó el método de tomografía de resistividad eléctrica con la finalidad de ubicar la mejor zona para la colocación de una tierra física la cual satisfaga las necesidades de la instalación eléctrica del museo.

Para esto se adquirió una línea de 190 m de longitud con una separación de 5 m entre electrodos a lo largo del estacionamiento y en parte del jardín. Se utilizaron tres arreglos distintos: Dipolo-Dipolo, Wenner-Schlumberger y Wenner.

El procesado de los datos fue realizado en el software RES2DINV (Geotomo, 2006) obteniendo un modelo 2D para cada arreglo, con base en los resultados obtenidos se pudo localizar la zona para la colocación de la tierra física, siendo ésta, donde la resistividad eléctrica del subsuelo fuera menor y por lo tanto la energía se disipe con mayor rapidez y eficiencia.

También se realizó un estudio comparativo entre las secciones obtenidas con los diferentes arreglos a través de un análisis de sensibilidad, confirmando lo descrito en la bibliografía acerca del comportamiento de cada arreglo.

Con estos resultados se distingue que el arreglo Dipolo-Dipolo tiene buenos contrastes laterales, además de una señal fuerte, el arreglo Wenner-Schlumberger tiene un comportamiento uniforme tanto vertical como horizontalmente y el arreglo Wenner tiene buena resolución vertical, lo que significa que es adecuado para el mapeo de estructuras predominantemente horizontales.

Por lo tanto, se puede concluir que el método geofísico de tomografía eléctrica es confiable y muy versátil al momento de realizar un estudio del subsuelo, ya que, es una técnica muy poco invasiva y relativamente económica.

1.- Introducción

Al realizar un estudio de geofísica urbana hay muchos factores que deben tomarse en cuenta, uno de los principales es la toma de datos, ésta debe hacerse de la mejor manera, ya que incurre en una mejor interpretación además de facilitar el trabajo.

La tomografía (del griego *tome*, corte, y *graphos*, descripción) es una técnica que, mediante los datos obtenidos por barridos sistemáticos de un cuerpo, permite representar con ayuda de una computadora la imagen de una sección o corte de dicho cuerpo.

En geofísica la tomografía eléctrica es un método de resistividad multielectrodo, que se basa en el modelado en dos dimensiones (2D) de la resistividad del terreno mediante el empleo de técnicas numéricas (elementos finitos o diferencias finitas) (Loke, 2010).

En los estudios de tomografía eléctrica se tienen diferentes tipos de arreglos, los cuales presentan diferentes propiedades con base en ellas se puede escoger cuál es el mejor para el estudio pero no se tiene la certeza de su efectividad y resolución, por ello se propone el uso de varios arreglos para evaluar su desempeño.

Usualmente, los estudios de tomografía se han centrado en utilizar el arreglo dipolo-dipolo, sobre todo por el diseño de los dispositivos automatizados. Sin embargo, en este trabajo se pretende realizar un análisis de sensibilidad de tres arreglos diferentes: Dipolo-Dipolo, Wenner-Schlumberger y Wenner, para así poder evaluar cuál de ellos proporciona la mejor información para un caso de estudio particular.

En este caso, se planeó la adquisición de una línea de tomografía de resistividad eléctrica (con los tres arreglos mencionados) en las inmediaciones del Museo de las Ciencias UNIVERSUM, el cuál se encuentra ubicado en Ciudad Universitaria al sur de la Ciudad de México, sobre depósitos de basalto, con la finalidad de localizar la mejor posición para ubicar una tierra física para optimizar la instalación eléctrica del museo.

La técnica de tomografía eléctrica es relativamente reciente ya que consiste en clavar unas estacas denominadas electrodos (estos pueden ser de cobre u otro metal conductor) a lo largo de la línea de estudio, todos estos electrodos están unidos mediante pinzas o caimanes conectados a un cable el cual a su vez está conectado a una batería con un dispositivo especial, la batería inyecta corriente a toda la línea mientras el dispositivo realiza la toma de datos en cada punto de la línea. En la consola del dispositivo se pueden programar los arreglos deseados y éste realizara las mediciones de todos ellos sin necesidad de hacer cambio alguno en el tendido, es decir, de forma automatizada. Puesto que antes los métodos convencionales sólo utilizaban cuatro electrodos (siendo necesario mover los electrodos manualmente para cada toma de datos cambiando su posición en el terreno), lo cual hacía el trabajo muy lento y

bastante pesado, por lo tanto la tomografía eléctrica tiene una gran ventaja ya que hace el trabajo más sencillo y ágil (siempre y cuando se implemente de manera automatizada) (Loke, 2010).

Objetivos

Una vez descrito el contexto de este trabajo, se describen brevemente los objetivos del mismo.

El primer objetivo es encontrar el mejor lugar para colocar una tierra física en las inmediaciones de acuerdo a las necesidades de la instalación eléctrica del museo UNIVERSUM.

El segundo objetivo es realizar un análisis comparativo de los tres diferentes arreglos empleados en este estudio para así saber de las diferencias entre sí, a partir del cambio en las resistividades del subsuelo así como del análisis de sensibilidad.

2.- Fundamentos teóricos del método

2.1. Introducción

La finalidad del método de tomografía eléctrica es la de detectar y localizar estructuras geológicas o de otro tipo (cavernas, cuerpos enterrados, etcétera) basado en el contraste resistivo en el subsuelo. Ésta consiste en la inyección de corriente al terreno mediante electrodos de cobre o acero, con estas mediciones se puede determinar la resistividad verdadera del subsuelo. Los datos recabados son sometidos a un proceso de inversión con un software para después interpretarlos.

La corriente eléctrica inyectada al subsuelo se desplaza de forma tridimensional (Figura 2.2) y ésta varía por diferentes factores (saturación de agua, contenido de minerales, porosidad, etcétera).

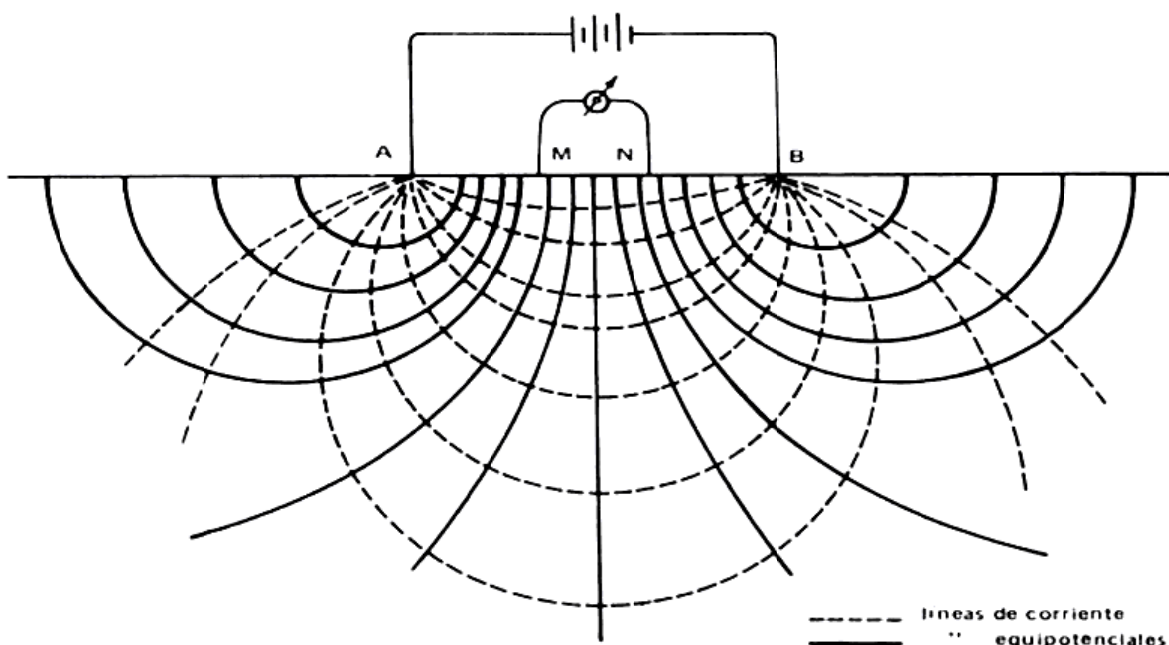


Figura 2.1. Comportamiento de la corriente inyectada en el subsuelo, donde A y B son los electrodos de corriente y M, N son los electrodos de potencial (Cantos, 1987).

2.2. Ecuaciones generales

Según Cantos (1987), los métodos convencionales sólo utilizan 4 electrodos, los cuales debían ser cambiados manualmente para cada medición que se quisiera realizar y se basan en introducir en el terreno, un campo eléctrico de corriente continua mediante dos electrodos de corriente (A, B) conectados a una fuente de poder, mientras que con los otros dos electrodos (M, N) que están conectados a un voltímetro, se mide cual es la diferencia de potencial eléctrica ΔV entre esos dos puntos, parámetro a partir del cual se podrá calcular el valor de la resistividad en el punto medio del dispositivo y a una profundidad (Figura 2.2).

La corriente penetrará por A con una intensidad I_A en el subsuelo y lo transitará, saldrá por B con una intensidad I_B volviendo al generador para cerrar el circuito. Lo que da como resultado:

$$I_A + I_B = 0 \quad (2.1)$$

Si el campo es fijo:

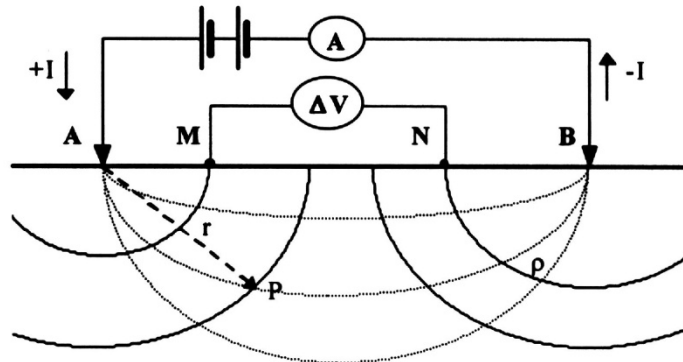


Figura 2.2 Aplicación de corriente eléctrica al terreno, se muestra la inyección de corriente I entre los electrodos AB y se mide el potencial ΔV entre el par de MN (Orellana, 1982).

Utilizando el desarrollo teórico de Orellana (1982) se tiene que si se parte de las ecuaciones de Maxwell que son las que explican el comportamiento de los campos eléctricos y magnéticos:

$$\nabla \times \mathbf{E} = - \frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (2.2)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \quad (2.3)$$

Donde por tratarse de un campo estacionario, se anularán las derivadas de tiempo y entonces quedará:

$$\nabla \times \mathbf{E} = 0 \quad (2.4)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J} \quad (2.5)$$

Se usará la ecuación 2.4 porque ésta muestra que el campo eléctrico \mathbf{E} es conservativo ya que deriva de un potencial escalar U . Por lo tanto esto queda:

$$\mathbf{E} = - \nabla U \quad (2.6)$$

Por otra parte se utilizará la ley de Ohm en su forma diferencial para medios en los cuales todas sus condiciones sean iguales:

$$J = \sigma E \quad (2.7)$$

Esta ley dice que la densidad de corriente J en un punto, tiene la misma dirección y sentido que el campo E en el mismo punto, y es proporcional a él. El factor de proporcionalidad es la conductividad σ inversa de la resistividad ρ .

Por esto se cumplirá la ecuación de continuidad en todos los puntos:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot J = 0 \quad (2.8)$$

Al eliminar la derivada de tiempo se reduce a:

$$\nabla \cdot J = 0 \quad (2.9)$$

Que será válida en todo el semiespacio exceptuando los electrodos.

Al combinar la ecuación 2.9 con la 2.7, da como resultado:

$$\nabla \cdot J = \nabla \cdot (\sigma E) = 0 \quad (2.10)$$

Desarrollando la ecuación

$$\nabla \cdot (\sigma E) = \sigma \nabla \cdot E + E \cdot \nabla \sigma = -\sigma \nabla \cdot \nabla U + E \cdot \nabla \sigma = -\sigma \nabla^2 U + E \cdot \nabla \sigma = 0 \quad (2.11)$$

Para una región homogénea e isotrópica, por lo tanto:

$$\nabla^2 U = 0 \quad (2.12)$$

Que es la ecuación de Laplace, la cual será válida en todo el semiespacio conductor, exceptuando en los electrodos.

Si se traza alrededor del electrodo A y dentro del semiespacio inferior una superficie semiesférica, en cualquier punto de ella, por razón de simetría, la densidad de corriente J tendrá el mismo valor y estará dirigida radialmente (Figura 2.3). La integral de J sobre la superficie semiesférica será igual a I por lo que si el radio es r se tendrá

$$2\pi r^2 J = I \quad (2.13)$$

Y por lo tanto

$$J = \sigma E = \frac{I}{2\pi r^2} \quad (2.14)$$

De donde

$$|E| = \frac{I}{\sigma 2\pi r^2} = \frac{I\rho}{2\pi r^2} \quad (2.15)$$

Entonces el campo de E de un electrodo puntual es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia r .

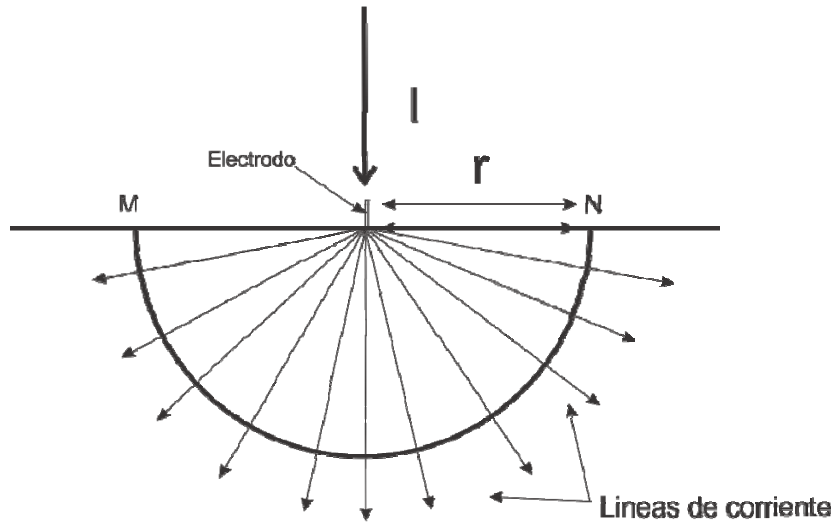


Figura 2.3. Se muestran los vectores de densidad de corriente en el semiespacio homogéneo, con un electrodo en la superficie (Cantos, 1987).

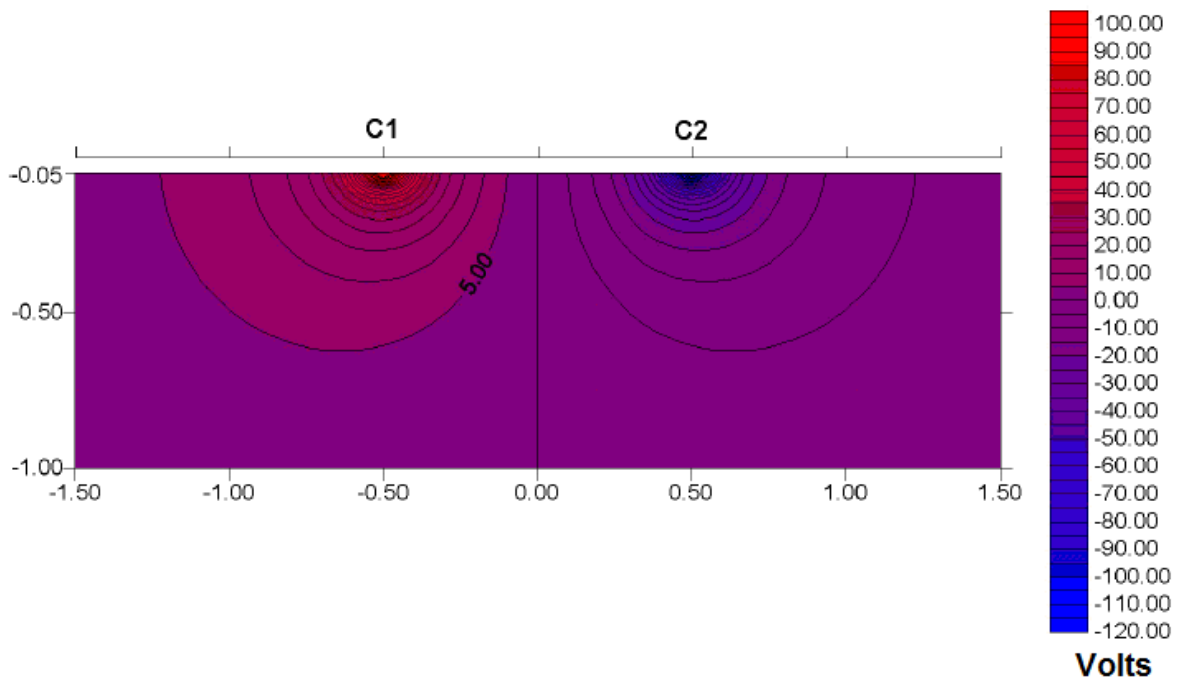


Figura 2.4. La distribución del potencial causado por un par de electrodos de corriente (Loke, 2010).

Cantos (1987) define la ecuación del potencial entre los puntos M y N como:

$$U_N^M = -\int_N^M \mathbf{E} \cdot d\mathbf{l} \quad (2.16)$$

La cual sirve de base para el estudio de las diferentes configuraciones geométricas utilizadas. Como el campo es conservativo. Entonces, si r_1 y r_2 son las distancias respectivas de los puntos M y N al electrodo resultando:

$$U_N^M = \frac{I\rho}{2\pi} \int_{r_2}^{r_1} \frac{dr}{r^2} = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \quad (2.17)$$

Se consideran potenciales absolutos, por lo tanto, habrá que atribuir a un punto determinado el potencial cero. Se atribuye como origen del potencial a un punto situado a distancia infinita de la corriente, por lo que se encontrará el potencial absoluto en el punto M calculando el límite de la ecuación anterior para $r_3 \rightarrow \infty$.

Utilizando el teorema de la superposición que describe Milsom (2003) de los campos eléctricos dará como resultado:

$$U_M = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) \quad (2.18)$$

De la misma forma, se aplica en el punto N y se tendrá:

$$U_N = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) \quad (2.19)$$

Y entonces la diferencia de potencial entre los puntos M y N dará:

$$\Delta U = U_M - U_N = \frac{I\rho}{2\pi} \left[\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) \right] \quad (2.20)$$

Al despejar la resistividad ρ , la ecuación queda:

$$\rho = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right)} \cdot \frac{\Delta U}{I} = k \frac{\Delta U}{I} \quad (2.21)$$

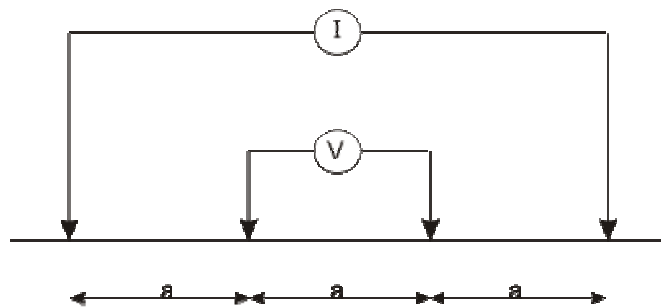
Donde el factor geométrico (k) resulta ser una función dependiente del tipo de dispositivo empleado y viene dado por:

$$k = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM}\right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN}\right)} \quad (2.22)$$

La magnitud del factor geométrico (k) se determina por la distancia entre los electrodos del dispositivo y se le da el nombre de factor geométrico. En el caso del Dipolo-Dipolo y el Wenner-Schlumberger cuentan con dos parámetros, el dipolo de longitud "a" y el dipolo de separación "n" (Figura 2.5).

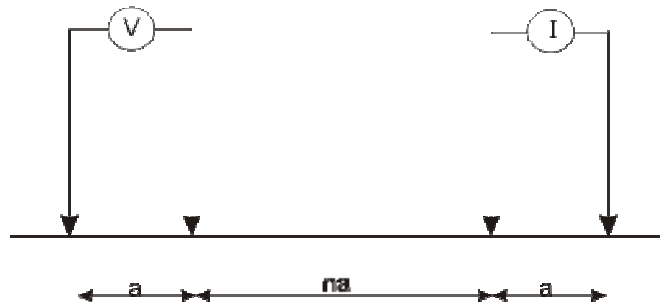
a) Wenner

$$k = 2\pi a$$



b) Dipolo Dipolo

$$k = \pi n(n+1)(n+2)a$$



c) Wenner Schlumberger

$$k = \pi n(n+1)a$$

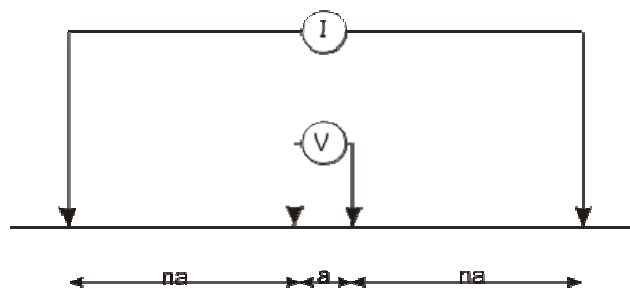


Figura 2.5. Arreglos con sus distintos factores geométricos (Milsom, 2003).

La ecuación (2.22), es para un medio homogéneo, aunque también se puede aplicar para la interpretación de los resultados de una medición hecha en la superficie de un terreno heterogéneo, es decir, se adquiere una magnitud parcial de la resistividad. A esta magnitud parcial se le conoce como resistividad aparente y está dada por ρ_a .

2.3. Resistividad Aparente

Según Jakubovskii y Liajov (1980) la ecuación general de la resistividad aparente se escribe:

$$\rho_a = k \frac{\Delta U}{I} \quad (2.23)$$

En el caso particular de un medio homogéneo, la resistividad aparente coincide con la resistividad verdadera $\rho_a = \rho$.

Esto rara vez se da ya que el subsuelo no consta de capas homogéneas vertical y lateralmente (Figura 2.6), es por esto que en la geofísica, en el método de prospección eléctrica, se ocupa el concepto de resistividad aparente.

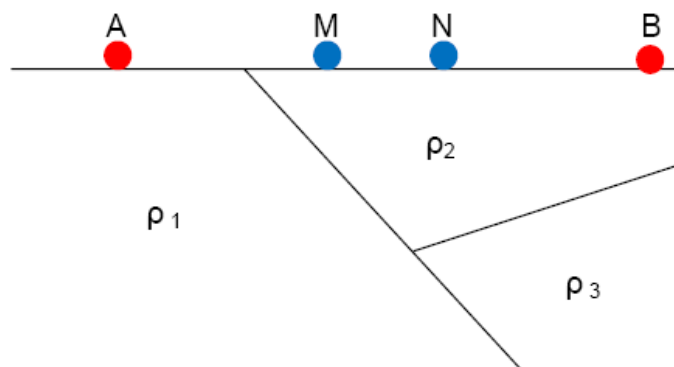


Figura 2.6. Ejemplo de un medio heterogéneo en el subsuelo (De la Torre, 2010).

Jakubovskii y Liajov (1980) escriben que la resistividad aparente (ρ_a) no depende de la intensidad de corriente (I) que se envía al terreno, ya que la variación de corriente origina otra variación proporcional a la diferencia de potencial ΔU . Esta variable no es el promedio de los valores de resistividad (ρ) obtenidos del subsuelo, sino que cada valor de resistividad aparente (ρ_a) es una medición individual que se asocia al punto inmediatamente debajo del centro del arreglo empleado y de la distribución real de la resistividad (ρ).

Al calcular el factor geométrico (k) se obtiene la localización del punto al cual se le atribuye el valor de resistividad aparente, a éste se le conoce como punto de atribución.

2.4. Diferentes arreglos de electrodos

La medición del potencial eléctrico en un semiespacio homogéneo se hace mediante un arreglo geométrico de electrodos. Se tienen cuatro electrodos, A y B (denominados de corriente), M y N (denominados de potencial) de los cuales se mide la diferencia de potencial del campo eléctrico creado.

Hay diferentes tipos de arreglos ya que los electrodos pueden adoptar cualquier disposición geométrica sobre el plano que representa la superficie del terreno.

A continuación se describen las características de los arreglos que fueron seleccionados para realizar el estudio en la zona de interés.

2.4.1. Dipolo-Dipolo

Según Orellana (1982) este arreglo consiste en cuatro electrodos dispuestos en forma lineal –ABMN– sobre un perfil (Figura 2.7); es ampliamente usado por el bajo acoplamiento entre la corriente y los circuitos potenciales. El espaciamiento entre los electrodos de corriente es determinado por el factor “a” que es la misma distancia entre los electrodos de potencial, además este arreglo tiene otro factor denominado “n”. Para los estudios con este arreglo el factor “a” se mantiene fijo y el factor “n” se va incrementando ya que con esto se busca aumentar la profundidad de investigación. El arreglo Dipolo-Dipolo presenta una alta resolución para los contrastes laterales de resistividad, tiene una resolución mayor en niveles cercanos a la superficie y es el arreglo que presenta un mayor número de mediciones, por lo tanto es bueno para encontrar estructuras verticales tales como cavidades pero relativamente pobre para encontrar estructuras horizontales tales como diques o capas sedimentarias. Su disposición es la siguiente:

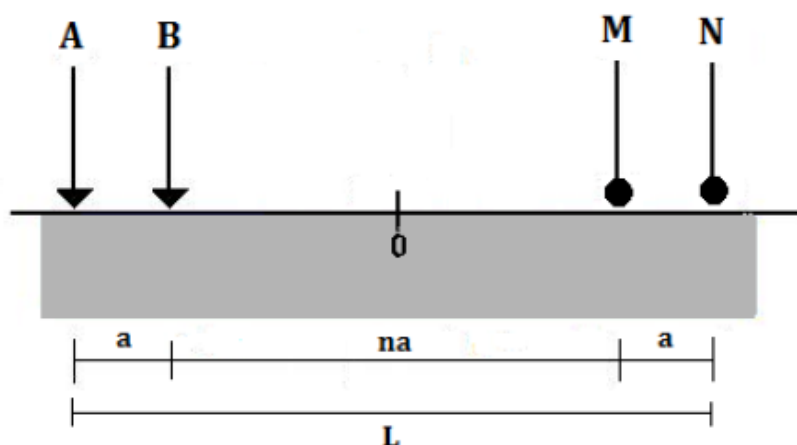


Figura 2.7. Disposición de los electrodos en el arreglo Dipolo-Dipolo (Chelotti y Acosta, 2010).

La Figura 2.8, muestra el alcance aproximado del arreglo Dipolo-Dipolo en el subsuelo, es decir, los niveles de profundidad alcanzados.

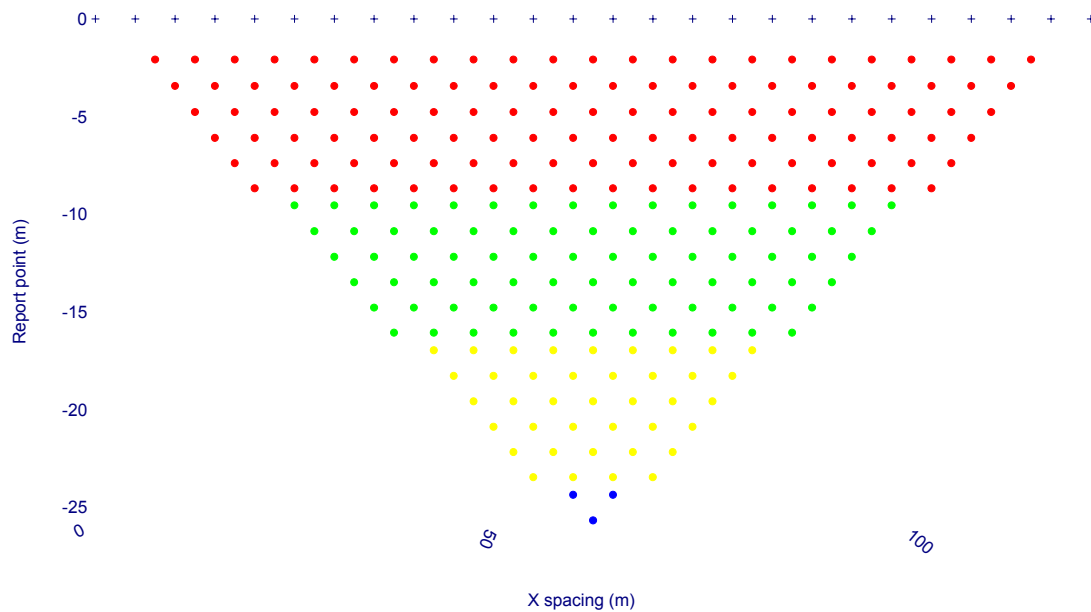


Figura 2.8. Diagrama de puntos de adquisición para el arreglo Dipolo-Dipolo (Iris Instruments, 2010).

La ecuación para el cálculo de la resistividad aparente para este arreglo es:

$$\rho_a = \pi n(n+1)(n+2)a \frac{\Delta V}{I}$$

En general este arreglo tiene una profundidad de investigación muy buena, ya que, no es tan superficial comparándose con el arreglo Wenner pero por lo mismo tiene una desventaja, capta mucho ruido ambiental (Edwards, 1977). Tiene mejor cobertura horizontal, esta puede ser una gran ventaja cuando el número de nodos es pequeño.

Una desventaja es que la fuerza de la señal es baja para “n” con valores grandes, ya que la señal del arreglo con un factor de “n” pequeño es 28 veces más fuerte que con un factor de “n” grande (Loke, 2010).

2.4.2. Wenner-Schlumberger

Este arreglo es una combinación de los arreglos Wenner y Schlumberger (Pazdirek y Blaha, 1996) o sea un híbrido, es llamado así por el movimiento lateral que se aplica al arreglo Schlumberger, los electrodos AMNB se ponen simétricamente en línea, donde la distancia de los electrodos de potencial MN es mucho menor que las de los electrodos de corriente AB (Figura 2.11). Por lo tanto este arreglo es sensible tanto a estructuras verticales (cambios en la resistividad horizontal) como a horizontales (cambios en la resistividad vertical). Su profundidad de investigación media es 10% mayor que la del arreglo

Wenner. La fuerza de su señal es mayor que la del arreglo Dipolo-Dipolo pero menor a la del arreglo Wenner (Loke, 2010).

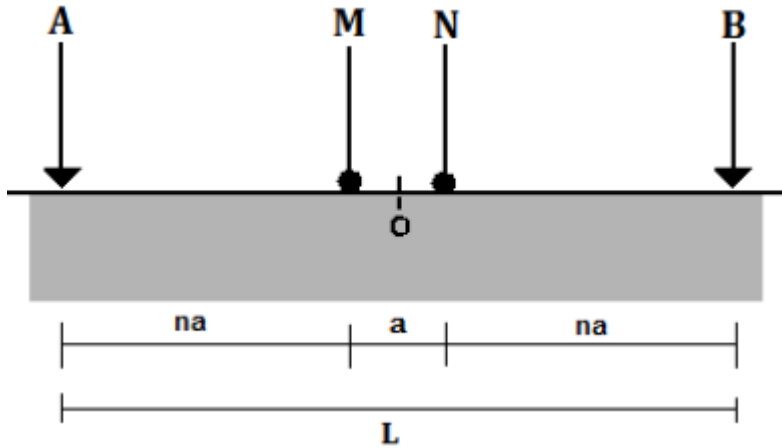


Figura 2.9. Disposición de los electrodos en el arreglo Wenner-Schlumberger (Chelotti y Acosta, 2010).

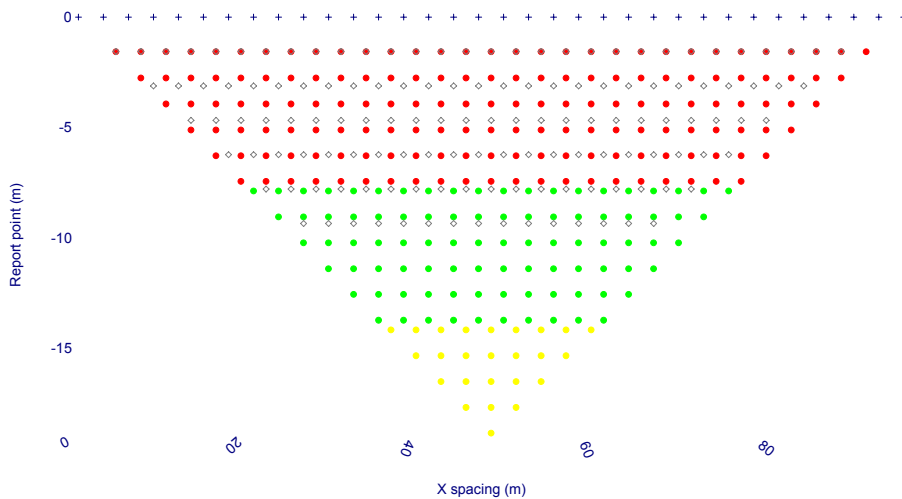


Figura 2.10. Diagrama de puntos de adquisición para el arreglo Wenner-Schlumberger (Iris Instruments, 2010).

Su ecuación para determinar la resistividad aparente es la siguiente:

$$\rho_a = \pi n(n + 1)a \frac{\Delta V}{I}$$

2.4.3. Wenner

En este arreglo los electrodos son equidistantes entre sí, a una distancia denominada "a" siendo esta la que más convenga al estudio (Figura 2.11), además tiene contornos casi horizontales en el centro del arreglo por esto es relativamente sensible a los cambios verticales en la resistividad del subsuelo; sin embargo, es menos sensible a cambios horizontales en la resistividad del

subsuelo (estructuras verticales estrechas) (Loke, 2010). Este arreglo es el que toma menos mediciones (Figura 2.12).

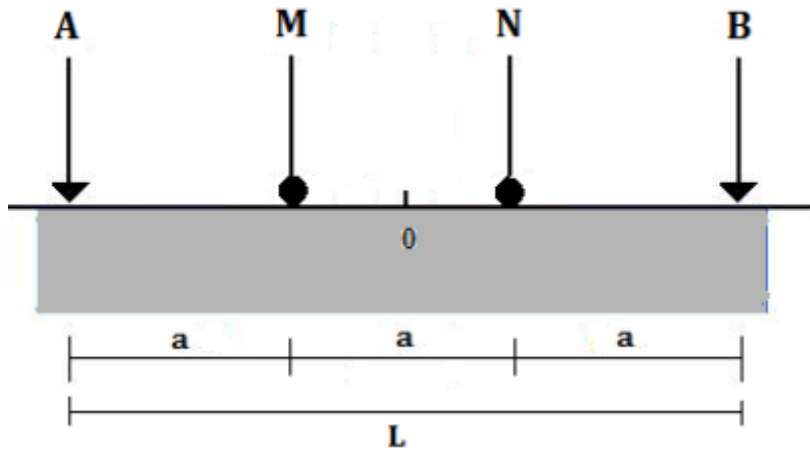


Figura 2.11. Disposición de los electrodos en el arreglo Wenner (Chelotti y Acosta, 2010).

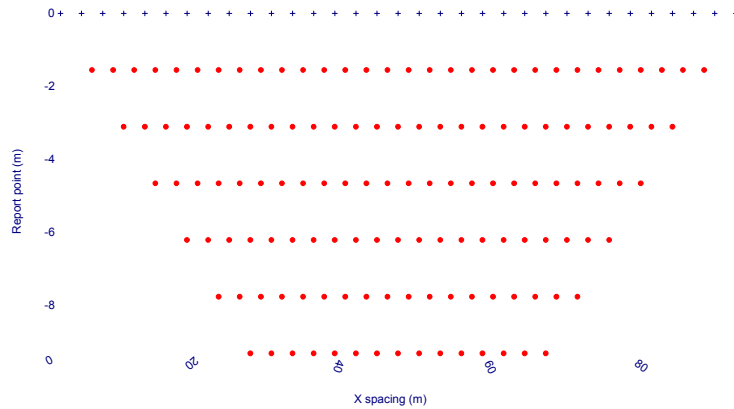


Figura 2.12. Diagrama de puntos de adquisición para el arreglo Wenner (Iris Instruments, 2010).

La ecuación para determinar su resistividad aparente es:

$$\rho_a = 2\pi a \frac{\Delta V}{I}$$

Según Loke (2010), la profundidad media de investigación de este arreglo es aproximadamente 0.5 veces el espacio utilizado del factor "a". Comparado con otros arreglos este tiene una profundidad moderada de investigación, además de tener la intensidad de señal más fuerte, esto es bueno si se realiza el estudio en una zona con mucho ruido. Una desventaja de este arreglo es la relativa pobre cobertura horizontal si el espaciamiento entre electrodos se incrementa.

2.5. Factores que afectan la resistividad

La resistividad eléctrica es un parámetro con mayor amplitud de variación en función de las características del terreno. Algunos de los factores que afectan la medición en el subsuelo se mencionan a continuación:

- Saturación
- Temperatura
- Porosidad
- Salinidad del fluido
- Litología
- Procesos geológicos
- Presencia de materiales arcillosos con alta capacidad de intercambio catiónico

Estrictamente hablando, todos los cuerpos son eléctricamente conductores dado que permiten, en mayor o menor medida, el paso de portadores de cargas eléctricas. Estos portadores pueden ser electrones o iones, hecho que permite distinguir entre dos tipos de conductividad: electrónica y electrolítica. En la conducción electrónica, el flujo de corriente es por medio de electrones libres y en la conducción electrolítica el flujo de corriente es a través del movimiento de iones en el agua subterránea.

En la Figura 2.13 se exponen algunos rangos típicos de resistividad, en donde de forma implícita se muestra la influencia de algunos factores anteriormente citados.

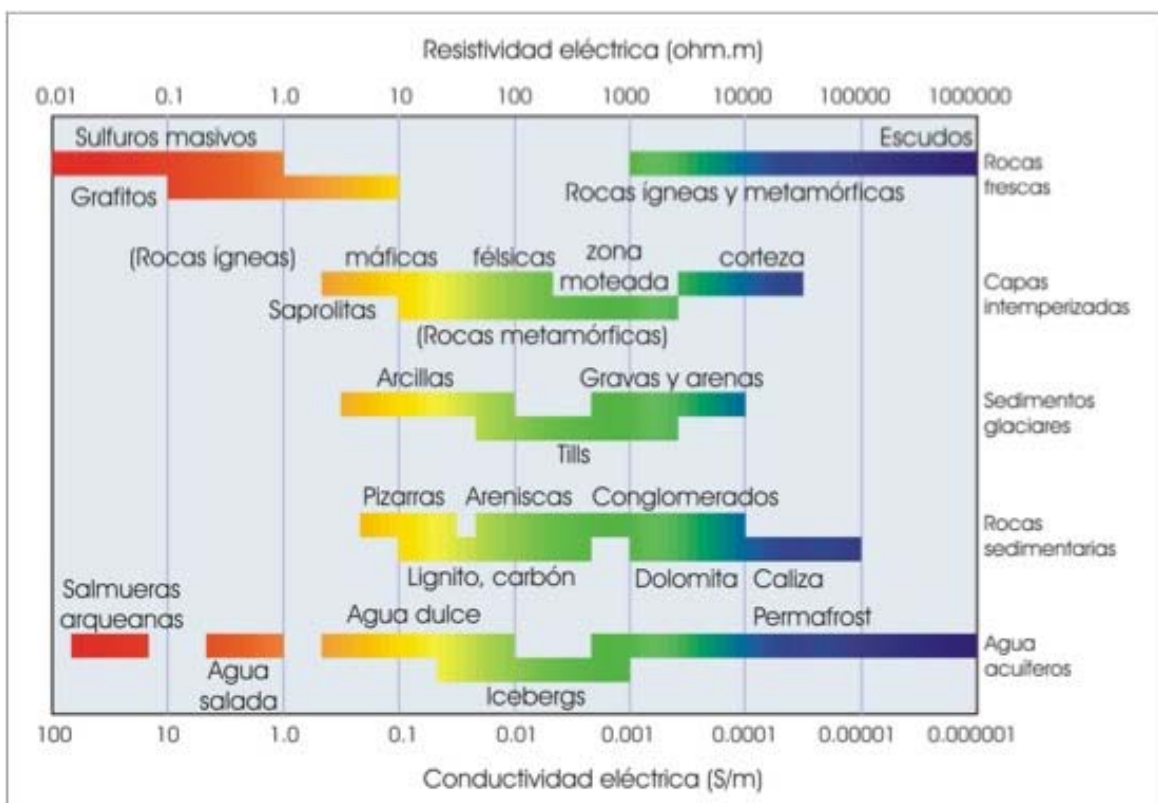


Figura 2.13. Rangos de resistividad para rocas y suelos.

2.6. Técnicas de prospección eléctrica de corriente continua.

Las técnicas de prospección eléctrica se dividen generalmente en:

2.6.1. SEV (Sondeo eléctrico vertical)

Esta técnica tiene por objeto la distribución de la resistividad en sentido vertical y la interpretación de los datos es cuantitativa. Se elaboran una serie de mediciones de resistividad aparente variando la distancia entre los electrodos de corriente mientras que el espaciamiento de los electrodos de potencial permanece fijo, al modificar la distancia de los electrodos de corriente aumenta la profundidad de investigación.

2.6.2. Perfilaje eléctrico

Es un método de investigación horizontal a profundidad constante, es adecuado para detectar estructuras que se presentan al observar los cambios en la resistividad de forma lateral, las distancias entre los electrodos de corriente y de potencial son constantes, de tal manera que el arreglo de electrodos se mueve sin cambiar su forma en la superficie del terreno. La interpretación de los datos con esta técnica es de forma cualitativa (también llamadas calicatas).

2.6.3. Tomografía Eléctrica

Es un método de resistividad multielectrodo (Figura 2.14), que se basa en el modelado en dos dimensiones (2D) de la resistividad del terreno mediante el empleo de técnicas numéricas (elementos finitos o diferencias finitas).

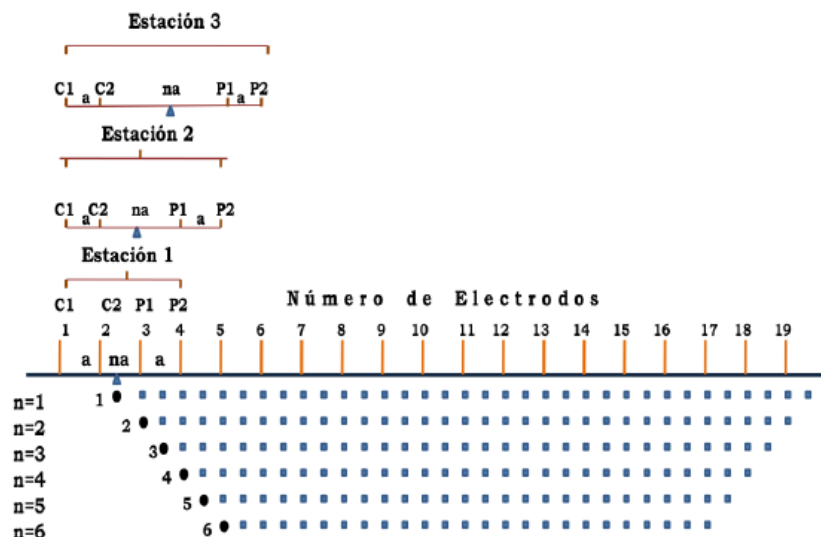


Figura 2.14.- Esquema del funcionamiento de la tomografía eléctrica en 2D. C1 y C2 corresponden a los electrodos de corriente, P1 y P2 a los electrodos de potencial, a es la distancia interelectrodo y n es el radio de la distancia entre los electrodos de potencial y los de corriente (Loke y Barker, 1995).

Se utilizó una unidad central Syscal Pro de Iris Instruments de 48 canales, esta unidad central tiene la característica de ajustar automáticamente la corriente de salida, esto con la finalidad de optimizar el voltaje de entrada para así obtener datos con la mayor calidad posible y por ende confiables.

Los datos recabados en la unidad se procesaron con el software comercial RES2DINV, producido por Geotomo Software (2006). Este software utiliza la técnica de mínimos cuadrados para invertir todos los datos recabados y obtener los modelos en 2D que son configurados en la forma de una pseudosección, las cuales posteriormente se interpretan con ayuda de los datos que se obtienen de la zona de estudio. Esta pseudosección refleja específicamente la variación del espacio 2D de resistividad aparente en el perfil investigado. Sin embargo los contornos de las estructuras vistas en el programa dependen por un lado de la distribución de los contrastes de resistividad del subsuelo y por el otro de los diferentes arreglos geométricos empleados.

3.- Antecedentes de la zona de estudio

3.1. Introducción

Los estudios realizados por Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) con base en los análisis estratigráfico, estructural y petrofísico indican que en la Cuenca de México (CM), en el periodo del Aptiano al Turoniano Tardío prevaleció la sedimentación marina calcárea, este tipo de fenómeno cambio a tipo cursivas en un periodo de tiempo entre el Coniaciano y el Campaniano Temprano. Las secuencias denominadas cretácicas sufrieron un plegamiento en el transcurso de lo que se conoce como el Maestrichtiano al Eoceno Temprano, todo esto es consecuencia de la llamada orogenia Laramide.

Al término de tal secuencia, se originaron fallas normales con desplazamiento lateral derecho, simultáneamente hubo sedimentación clástica continental de origen marino y con efusiones basáltico alcalinas ubicadas en las fisuras de dichas fallas. Las rocas volcánicas calci-alcalinas ubicadas del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano son contemporáneas a la formación de ignimbritas localizadas en la Sierra Madre Occidental y éstas a su vez se relacionan con la actividad de la Faja Volcánica Mexicana. Los eventos volcánicos asociados genéticamente con la FVM y con fallas de tipo normal del periodo Plio-Cuaternario, las cuales están orientadas predominantemente oeste-este son representadas por: andesitas basálticas, andesitas y dacitas calci-alcalinas del Mioceno Medio-Tardío, Plioceno Temprano, Plioceno Tardío y Cuaternario; basaltos alcalinos y calci-alcalinos del Plio-Cuaternario y por basaltos, andesitas basálticas y andesitas calci-alcalinas del Cuaternario.

3.2. Marco geográfico regional

La Cuenca de México (Figura 3.1) está ubicada dentro de la Faja Volcánica Mexicana (FVM), entre 98° 30'- 99° 30' de longitud oeste y 19° 00'- 20° 15' de latitud norte, la cual es una cadena de montañas constituidas por lavas y materiales piroclásticos. La FVM cruza transversalmente la República Mexicana.

La Cuenca de México es una altiplanicie que se encuentra limitada al sur por las Sierras del Ajusco y de Chichinautzin, al sureste por la Sierra Nevada, donde sobresalen los volcanes Popocatepetl e Iztaccíhuatl. Al este por la Sierra de Río Frío, de Calpulalpan y la del Tepozán; por el norte por las Sierras de Pachuca y de Tezontlalpan; por el lado noroeste la limita la Sierra de Tepetzotlán; hacia el oeste las Sierras de Monte Bajo y Monte Alto; y por último al suroeste, por la Sierra de las Cruces.

Según la SMA (2002) hay cuatro tipos de clima en la Cuenca de México:

- Templado subhúmedo
- Semifrío subhúmedo
- Semifrío húmedo y
- Semiseco templado

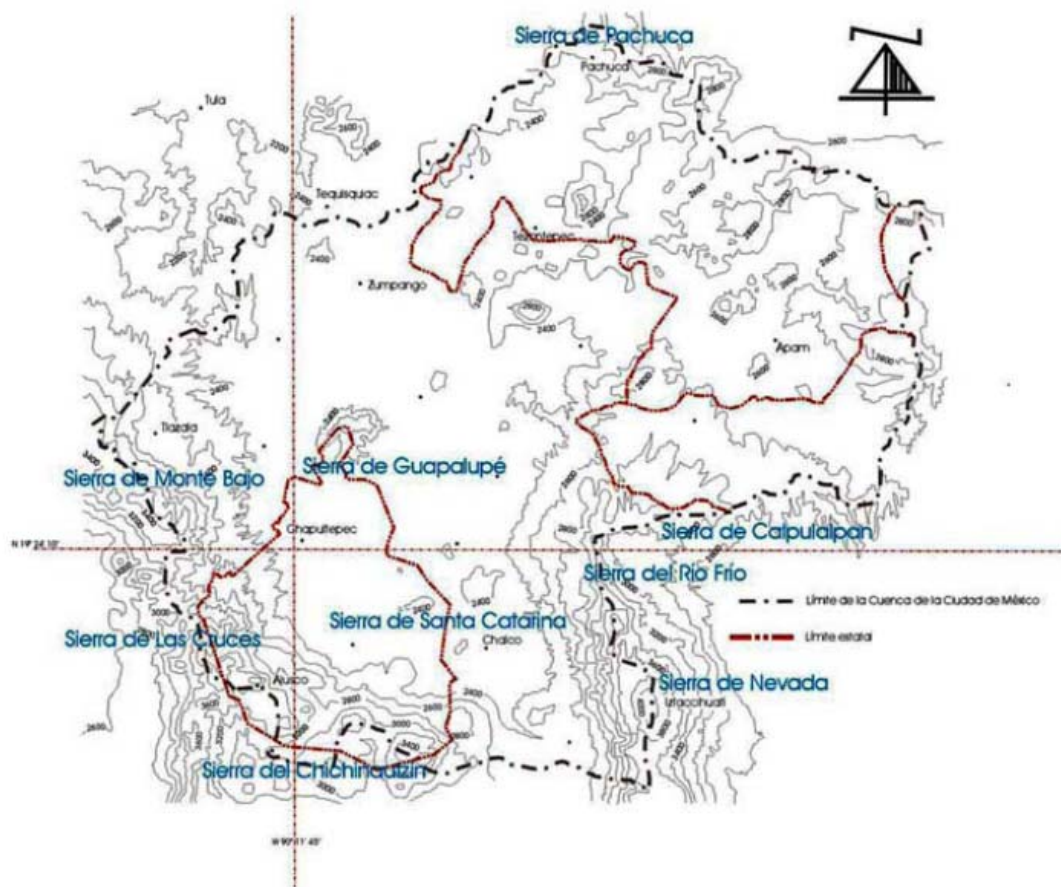


Figura 3.1. Sierras y estructuras volcánicas sobresalientes en la Cuenca de México (SMA, 2002).

3.3 Geología Histórica

La Cuenca de México (CM), es una cuenca endorreica (cerrada) que tiene un desagüe artificial, que se formó al cerrarse el antiguo Valle de México como resultado de la obstrucción por la actividad andesítico-basáltica que edificó la sierra de Chichinautzin al sur de la ciudad. La interrupción de este drenaje natural favoreció la formación de un lago que se azolvó poco a poco; durante esta etapa (hace 600,000 años), existieron eventos volcánicos cortos de carácter local (Santoyo et al., 2005). El azolve cubrió el terreno de forma irregular, por esto hay variación de su espesor (De Cserna et al., 1987) el cual aumenta de norte a sur. El relleno es material volcánico re trabajado,

interestratificado con tobas que se intercalan con depósitos lacustres hacia las partes centrales de la cuenca. Lo que resta del material aluvial forma una zona de transición entre los depósitos lacustres y el basamento de relleno.

Las rocas más antiguas en el subsuelo de la CM son anhidritas, que subyacen a las calizas marinas del Cretácico Inferior cubiertas por calizas, lutitas y areniscas del Cretácico Superior. A finales del Mesozoico, la secuencia cretácica sufrió un plegamiento y después una erosión (De Cserna et al., 1987).

Las rocas del Terciario cubren de forma irregular a las cretácicas. La unidad basal de la secuencia terciaria está formada por depósitos clásticos continentales de color rojizo, con presencia local de yeso y de rocas volcánicas. La acumulación de esta unidad se efectuó durante el Paleoceno-Eoceno en condiciones de drenaje obstruido por fallamiento en bloques e influyó en su distribución lateral y alcanzan aproximadamente 600 m de espesor (De Cserna et al., 1987).

Las rocas volcánicas predominantemente andesíticas o dacíticas sobreyacen discordantemente a los depósitos clásticos continentales y tienen un espesor promedio de 600-700 m acumulándose durante el Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano (De Cserna et al., 1987) las cuales se originaron en el proceso subductivo a lo largo de la costa occidental de México que finalizó hace 20 millones de años (magmato-tectónico).

Las manifestaciones volcánicas más trascendentales para el entorno geológico actual de la CM, se formaron hace 600,000 años (Santoyo et al., 2005) y consistieron en una veintena de conos en las partes meridionales del vaso de la cuenca. La actividad volcánica convirtió al antiguo valle en la actual cuenca (De Cserna y Fries, 1981).

3.4. Marco estratigráfico

3.4.1. Depósitos del Paleozoico

Existen afloramientos de rocas metamórficas en la región de Izúcar de Matamoros y Teziutlán, en el estado de Puebla; Ixtapan de la Sal, México, y también en la zona de Molango, Hidalgo. Las rocas metamórficas encontradas datan desde el Precámbrico hasta el Paleozoico. Por su ubicación y edad estas rocas son consideradas el basamento de la CM a una profundidad aproximada de 3000 a 4000 m (De Cserna et al., 1987).

3.4.2. Depósitos del Mesozoico (Ms)

Al sur de la CM se encuentra la Formación Morelos (Fries, 1960, 1966), la cual está integrada por calizas y dolomías de 900 m de espesor que se acumularon sobre una cubierta de yesos y anhidritas. Por otro lado, Fries (1960) reportó la presencia de la Formación Doctor (Wilson et al., 1955) en el anticlinorio de Peña Colorada, Atotonilco Hidalgo. La Formación El Doctor cuenta con 200 m de espesor y está constituida por capas delgadas de calizas y lutitas intercaladas, entre los estratos también hay nódulos y lentes de pedernal.

Tanto la continuidad en la dirección de la Formación Morelos al sur, como la de la Formación El Doctor al norte permite suponer la existencia de rocas anteriores al Cretácico Inferior (De Cserna et al., 1987).

Subyaciendo a la Formación El Doctor y a la Formación Morelos está la Formación Cuautla (Fries, 1960) del Turoniano (Cretácico Superior), consiste en caliza gris clara con espesores de 200 m al norte de la cuenca hasta 750 m en el sur.

En el Coniaciano-Satiniano (Cretácico Superior) se depositaron secuencias rítmicas de turbiditas (areniscas de tipo grauvaca) interestratificadas con limolitas y lutitas llamada Formación Mezcala (Fries, 1960) con un espesor máximo de 1000 m (De Cserna et al., 1987).

3.4.3. Depósitos clásticos del Terciario Inferior (Tic)

A finales del Cretácico, las rocas mesozoicas marinas comenzaron a sufrir una importante deformación (plegamiento y cabalgamiento) en la zona poniente, esta deformación concluyó en el Eoceno Temprano, al oriente de la CM. Por las condiciones del medio, los depósitos se acumularon en áreas estructuralmente bajas y su edad es Paleocénica-Eocénica (De Cserna et al., 1980).

Este material denominado depósitos continentales consisten de conglomerados y en menor proporción areniscas, arcosas limonitas y hasta lutitas. Los conglomerados están formados de clastos principalmente calizas cretácicas que varían de bien redondeados a angulosos y por una matriz de arcilla calcárea rojiza. Estos pudieron ser depositados por aguas torrenciales (De Cserna et al., 1987).

Los depósitos continentales presentan intrusiones de rocas volcánicas, principalmente de andesita, aunque también se encuentran basaltos, diabasas y riolita (De Cserna et al., 1987).

3.4.4. Rocas Volcánicas Terciarias (Tv)

Al norte de la CM, en Pachuca-Real del Monte, Hidalgo, los productos volcánicos llegan a tener una altura de 3000 m, estos tienen una composición andesítica-dacítica y provienen del Oligoceno-Mioceno. También hay horizontes de caliza lacustre de 4000 m de la misma edad. Estos en conjunto forman un paquete denominado: Grupo Pachuca (Segestrom, 1962; Geyne et al., 1963) o Formación Las Espinas (Simons y Mapes-Vázquez, 1956).

En la Cuenca de México existen afloramientos de tobas del Mioceno con composiciones que van desde andesitas basálticas a traquiandesitas y dacitas. Los afloramientos se sitúan en la Sierra Xochitepec, en algunas partes de la Sierra Guadalupe, en el Cerro de Chapultepec, en el Peñón de los Baños, en el Cerro de Zacatépetl así como en varios sitios de la Sierra del Ajusco, Tlapacoya y Coatepec (Mooser, 1956, 1975).

3.4.5. Depósitos Plio-Cuaternarios

En la etapa del Plio-Pleistoceno existen dos tipos de rocas, las netamente volcánicas y las volcánicas epiclásticas (De Cserna et al., 1987). Usualmente, los depósitos epiclásticos están cubiertos por tefra holocénica.

Las rocas volcánicas terciarias están ampliamente distribuidas en las sierras de la CM y llegan a presentarse en su interior.

Al poniente de la CM se encuentra la Formación Tarango constituida por tobas, depósitos fluviales y flujos piroclásticos (lahares calientes y corrientes de lodo), originados por las erupciones de la Sierra de la Cruces (Soto *et al.*, 2000).

Al norte de la CM, la Formación Cristóbal (Geyne et al., 1963) está constituida por derrames pliocénicos de lava andesítica basáltica y un espesor de 250 m. Al poniente de la cuenca está el Grupo San Juan (Segerstrom, 1962). El Grupo San Juan consta de diferentes rocas como: andesita de horblenda, ortoconglomerado volcánico y toba lacustre y en la parte occidente de la cuenca descansa la Formación Tarango (Bryan, 1948; Arellano, 1951).

La Sierra de las Cruces cubre andesitas del Terciario Medio de la Formación Xochitepec (Mooser, 1956), además presenta rocas dacíticas (Mooser et al., 1974; Negendank, 1981) y limita la Cuenca de México con el Valle de Toluca.

La parte septentrional de la Sierra de Río Frío corresponde al Mioceno Temprano, su base se constituye por derrames de lava riodacítica llamada Formación Tlálloc (Schlaepfer, 1968). Estos derrames están cubiertos a su vez por derrames andesíticos del Mioceno-Plioceno denominados Grupo Sierra Superior (Negendank, 1972; Mooser et al., 1974).

Dentro de la Cuenca de México se encuentra la Sierra de Guadalupe, en ella afloran dacitas en forma de derrames y domos del Plioceno Inferior (Mooser, 1956).

Fries (1960), explicó que las rocas volcánicas plio-cuaternarias del centro-norte de la CM presentan un origen magmato-tectónico debido a la continuación oriental de la zona de fractura Clarion (Menard, 1955).

Las rocas volcánicas epiclásticas forman abanicos aluviales y en ocasiones presentan restos fósiles de vertebrados que sirven para su datación (Villarello y Böse, 1902).

Al norte de la CM, las partes superiores de los depósitos epiclasticos plio-cuaternarios fueron cartografiados como la Formación Atotonilco El Grande (Segerstrom, 1962); consiste en toba, brecha de toba y grava volcánica, interestratificados por numerosos derrames de lava basáltica y en menor medida con depósitos de lahar y capas de pómez. Los abanicos aluviales de la Formación Atotonilco El Grande tienen un espesor que varía de 600 m a 200 m.

En algunos sectores del valle se formaron sedimentos hidrotermales, rocas calizas originadas por precipitación de los carbohidratos y sólidos en las charcas además de canales por donde se acumulaban y escurrían las aguas calientes. Estos sedimentos quedaron cubiertos por suelos y ahora son lentes de una gran dureza (INEGI, 2011).

3.4.6. Depósitos Cuaternarios

La región de la CM sufrió erosión durante el Pleistoceno y ésta se relaciona con el levantamiento de la región.

El volcanismo pleistocénico y holocénico de la CM ha sido de tipo monogenético formado por conos cineríticos, domos volcánicos y derrames. Las rocas producto de esta actividad van de basalto a dacitas. El cono cinerítico más reciente es el Xitle, que tiene menos de 1700 años de antigüedad (Martín del Pozzo, 1980).

La CM presenta oblicuidad en sus porciones central y oriental respecto a la Trinchera de Acapulco, normalmente el frente volcánico debe ser paralelo a la trinchera, la falta de esto ha sido explicada al proponer que la placa que se subduce cambia su ángulo conforme pasa debajo del continente (Pardo y Suárez, 1995; Arzate *et al.*, 1995). Se estima que la actividad volcánica en el CM ocurrió hace 2 millones de años (Demant, 1978; Nixon *et al.*, 1987). Ésta se ha caracterizado por pulsos de mayor intensidad separados por periodos de actividad reducida (Ferrari, 2000).

La Sierra Chichinautzin, al sur de la CM, está cubierta por rocas volcánicas del Cuaternario y es agrupada como la Formación Chichinautzin (Fries, 1960; Mooser *et al.*, 1974; Bloomfield, 1975; Martín del Pozzo, 1980). La Formación Chichinautzin que bloqueó el Valle de México, tiene un espesor de 1800 m. Según Bloomfield (1975) la datación radiométrica del material le da una antigüedad de 40,000 años, pero El Pedregal de San Ángel cuenta con apenas 2422 años más o menos (Arnold y Libby, 1951).

El evento geológico que dio origen a la Sierra Chichinautzin creó más de un centenar de conos cineríticos (Fries, 1960) algunos ejemplos son: el Nevado de Toluca, la Malinche, el Pico de Orizaba y el Xitle.

Según Delgado *et al.* (1998), el volcán Xitle cuenta con siete unidades de flujo de lava que definen una fisura ENE, ellos concluyen que fueron de baja viscosidad y dieron forma a basaltos y andesitas basálticas de afinidad calcialcalina ya que el volcán tuvo fases explosivas y efusivas. Se identificaron siete flujos diferentes los cuales son: Miembro Agua Escondida (Flujo I), Héroes de 1910 (Flujo II), Seminario (Flujo III), Miguel Hidalgo (Flujo IV), Ciudad Universitaria (Flujo V), Pedregal de San Ángel (Flujo VI), San Buenaventura (Flujo VII). Se describirá el Flujo V el cual abarca la zona de estudio, esta unidad fue derramada desde la parte sur del volcán Xitle, fluyo primero hacia el sur y después hacia el noreste cubriendo la zona donde se encuentra el campus de la Universidad Nacional Autónoma de México.

El Miembro Ciudad Universitaria está formado por muchos flujos menores de basalto y representa la unidad más grande (25.2 km²), además de tener la mayor extensión (12.5 km); Esto quiere decir que este miembro representa la fase paroxismal de la erupción y tiene la viscosidad más baja y el rango de efusión más largo. Estas lavas muestran las mejores estructuras preservadas pahoehoe. Este flujo rodeo y cubrió la zona arqueológica de Cuicuilco llegando a los canales y áreas pantanosas, al tener contacto las lavas con el agua tomaron la forma de lavas almohadilla. Su forma es abultada con corteza vítrea.

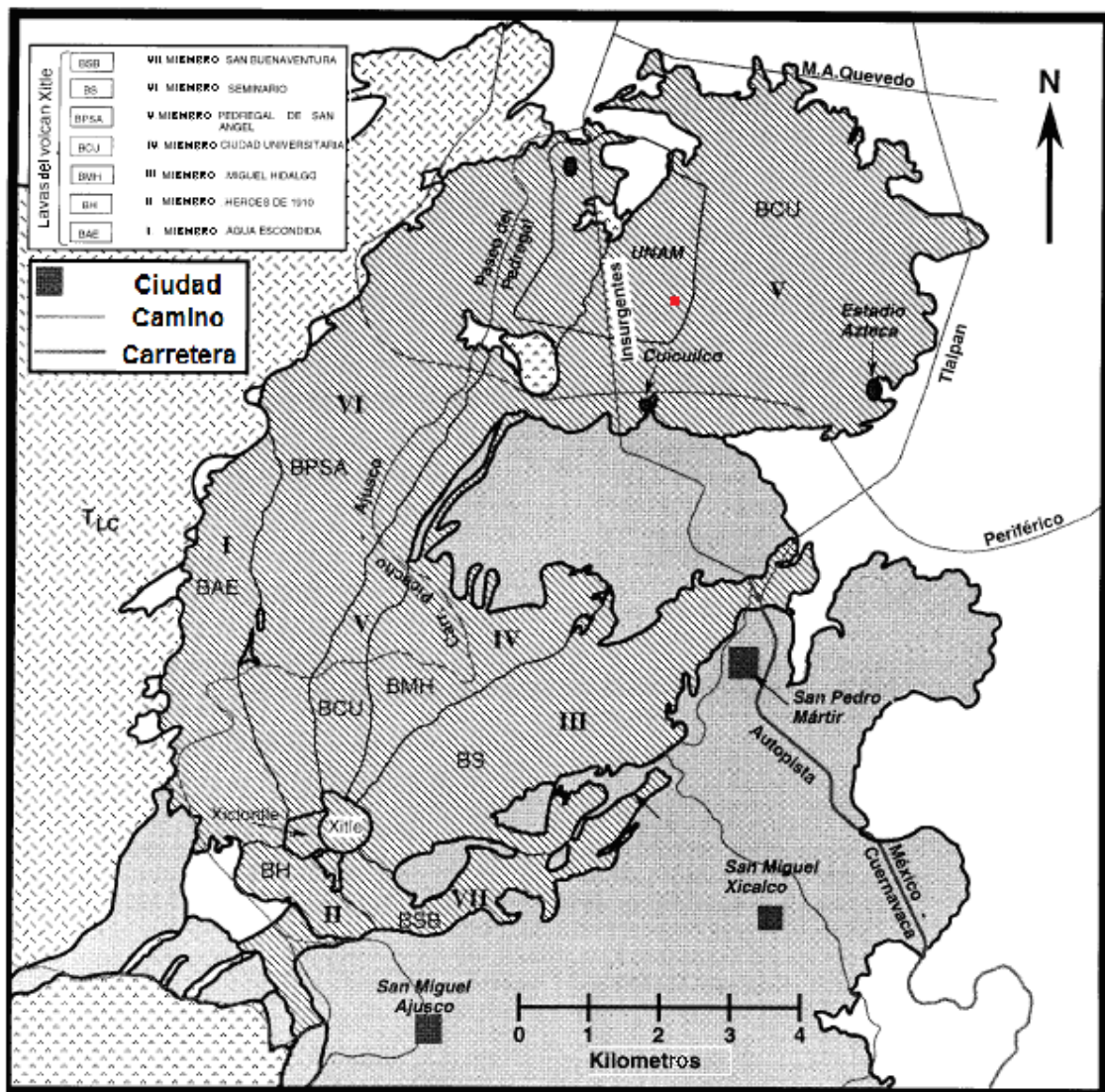


Figura 3.2.- Mapa que muestra el flujo de lavas del volcán Xitle (Delgado et al., 1998). El punto rojo muestra la zona de estudio.

3.5. Geotecnia

Según Marsal y Mazari (1959) la Cuenca de México puede dividirse en tres zonas por sus características geotécnicas, estas son:

Zona Pétreo: Marsal y Mazari (1959) la identificaron como zona de las Lomas, esto fue para referirse a las áreas de las faldas de la Sierra de las Cruces, donde se incluyen los derrames de basalto del Pedregal; formadas por terrenos compactos arenolimosos con alto contenido de grava y por tobas pumíticas bien cementadas, con una alta capacidad de carga y sin capas de arcilla compresibles. Del Castillo (1978), señala que esta zona incluye las faldas de la Sierra de Guadalupe, la Serranía de las Cruces y se le añaden las partes altas de los cerros del Peñón de los Baños, Peñón del Marqués y el Cerro de la Estrella, está zona abarca la línea de estudio (Figura 3.3). Se pueden identificar seis tipos de suelos en esta zona.

- Tobas estables
- Tobas inestables
- Suelos pumíticos
- Rellenos
- Suelos de origen eólico
- Roca basáltica

Esta zona presenta generalmente condiciones favorables para cimentar estructuras; la capacidad de carga del terreno es elevada y no existen capas de arcilla compresibles que puedan ser causa de asentamientos diferenciales de gran magnitud. Sin embargo, debido a la explotación de minas de arena y grava, muchos predios están cruzados por galerías, a diferentes profundidades, las cuales suelen tener un desarrollo caprichoso. Estas formaciones son susceptibles de provocar asentamientos diferenciales erráticos y por lo tanto, importantes en la estructura de las construcciones realizadas (Marsal y Mazari, 1959).

Zona Lacustre: Marsal y Mazari (1959) la ubicaron en el antiguo Lago de Texcoco donde se tienen depósitos lacustres blandos y compresibles apoyados en suelos más duros y rígidos. Entre las causas principales de estas diferencias debe de citarse a la historia de las cargas aplicadas en la superficie del terreno, particularmente, en la zona ocupada por los monumentos aztecas y de la época colonial, por lo que esta zona se subdivide en dos, la primera que abarca la antigua traza de la ciudad, y en ella, las propiedades medias de los estratos arcillosos pueden variar apreciablemente, aun dentro de los límites de un mismo predio. En cambio, la segunda pertenece a la parte del área urbana que no ha experimentado cambios sensibles debido a que las cargas actuantes en la superficie han sido moderadas o nulas (Figura 3.3). Se puede clasificar en 5 grupos:

- Manto superficial
- Formación arcillosa superior
- Capa dura
- Formación arcillosa inferior
- Depósitos profundos

Zona de Transición: En esta zona las condiciones estratigráficas del subsuelo varían según Marsal y Mazari (1959) en forma extraordinaria de un punto a otro de la zona urbanizada. En general se tienen superficialmente los depósitos arcillosos o limosos orgánicos de la Formación Becerra, cubriendo a estratos de arcilla volcánica muy compresibles y de espesores variables, intercalados con capas de arena limosa compacta o arena limpia, los cuales descansan sobre potentes mantos en los que el material es predominante es la grava y la arena. Los problemas de asentamientos diferenciales pueden ser muy críticos, especialmente cuando se trata de construcciones extensas sometidas a condiciones de carga muy diferentes, lo cual ocurre frecuentemente en esta zona por corresponder al sector industrial de la ciudad (Figura 3.3). Se tiene tres condiciones:

- Progresiva
- Interestratificada
- Abrupta

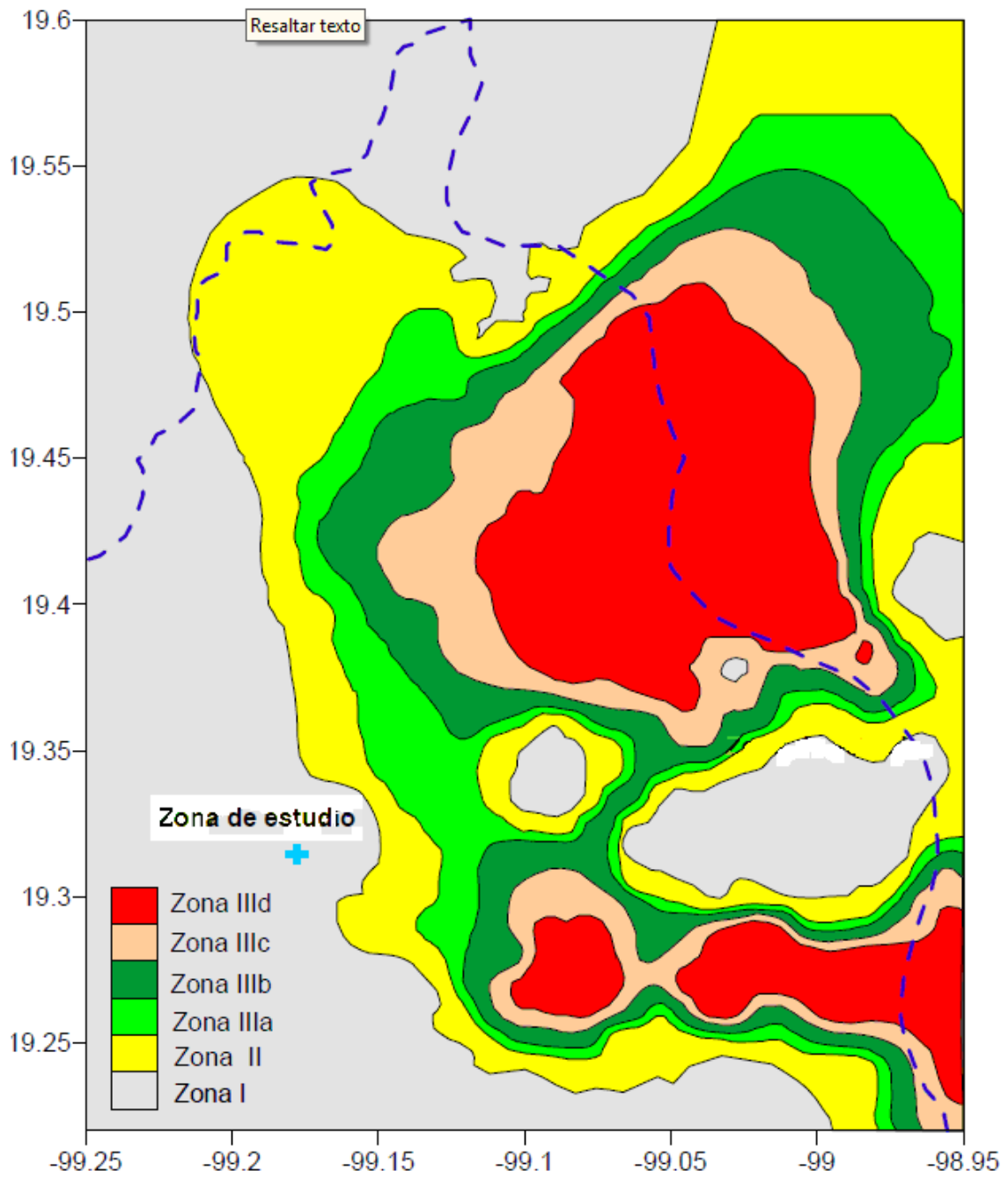


Figura 3.3. Ubicación de la zona de estudio en el mapa de zonificación geotécnica (Valdés, 2005).

4.- Implementación de Campo y Adquisición de Datos

4.1. Ubicación de la zona de estudio

La zona de estudio se encuentra al sur de la Ciudad de México dentro de las instalaciones del Museo de las Ciencias (UNIVERSUM) el cual está ubicado en el Circuito Cultural de Ciudad Universitaria. Una zona conocida por la cobertura superficial de lavas del volcán del Xitle. Las coordenadas geográficas promedio de esta área son: 19°86'63 latitud norte, y 99°10'83 longitud oeste, a una altitud promedio de 2224 msnm. En la figura 4.1 se puede observar su ubicación precisa.

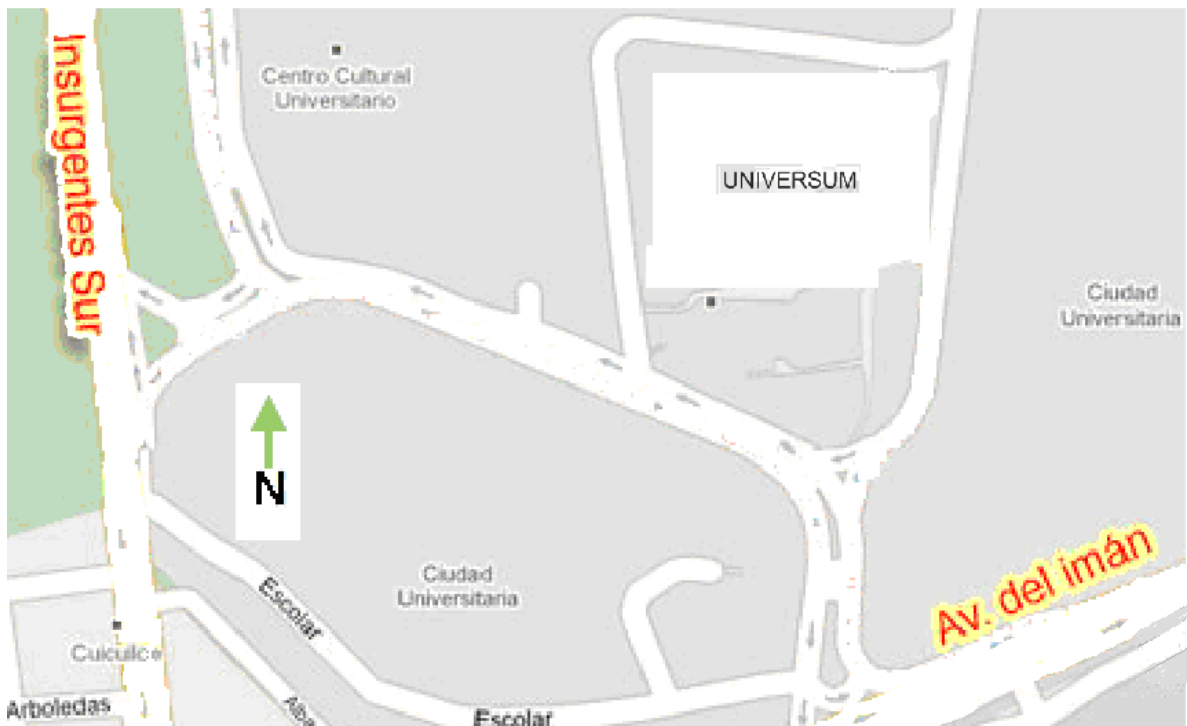


Figura 4.1. Ubicación del UNIVERSUM.

Usando el método de tomografía eléctrica se buscó conocer la estratigrafía en un terreno ubicado al sur del museo. De este modo se ubicó la mejor zona para albergar una tierra física según las necesidades requeridas para las instalaciones eléctricas del mismo. De acuerdo con las normas establecidas, la tierra física se compone de un electrodo acoplado eléctricamente al suelo. Este electrodo puede tomar distintas geometrías como una estrella de electrodos, una sola varilla gruesa, o un arreglo sencillo que permita alcanzar el objetivo de “aterrizar” cualquier corriente eléctrica que pueda dañar las instalaciones (Enríquez, 2005).

En la figura 4.2 se muestra la ubicación de la línea de estudio AB con una orientación aproximada WE.

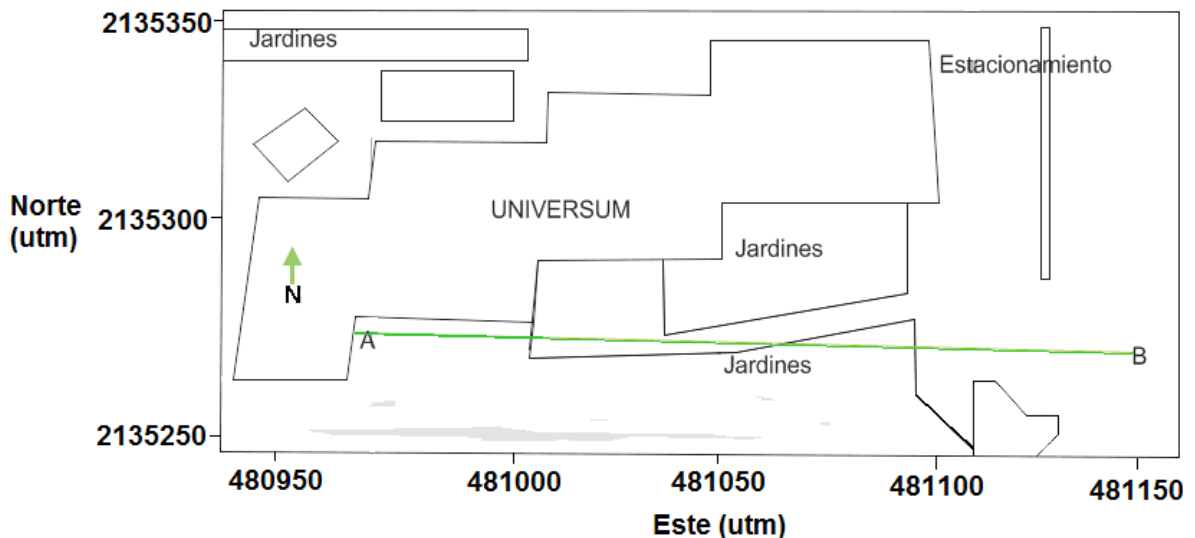


Figura 4.2.- Ubicación de la línea AB de tomografía eléctrica empleada en el estudio en el Museo de la Ciencias (UNIVERSUM).

4.2. Metodología

La línea empleada para realizar el estudio tuvo una longitud de 190 m, con un espaciamiento entre electrodos de 5 metros. Se utilizaron tres arreglos distintos:

- Dipolo-Dipolo
- Wenner-Schlumberger
- Wenner

Las características de estos se han descrito anteriormente.

El equipo utilizado (Figura 4.3) para el estudio fue un Syscal Pro de Iris Instruments con las siguientes características:

- Transmisor con un voltaje de salida de 800 V en modo switch y 1000 V en modo manual. Corriente de salida de 2.5 A.
- Receptor de 48 canales
- Alimentación con batería de 12 V
- Cables de adquisición inteligente con una separación máxima de 10 m entre electrodos
- Electrodos de cobre de 40 cm de longitud y ½ pulgada de diámetro

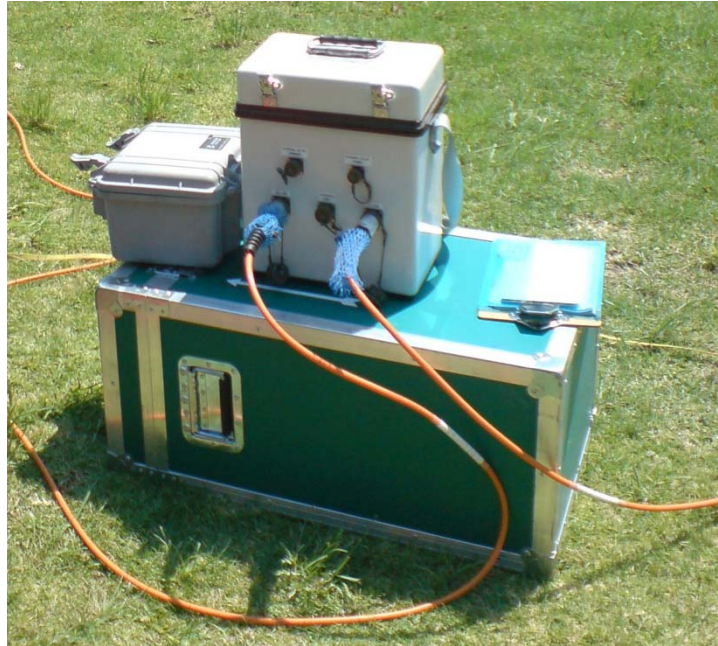


Figura 4.3. Unidad Syscal Pro utilizada para realizar el estudio.

Se colocó una mezcla de bentonita disuelta en agua con sulfato de cobre en los electrodos para reducir la resistencia de contacto de los electrodos con el suelo, ya que ésta debe ser menor que la resistencia (impedancia interna) del instrumento que se está usando.

Se utilizaron 37 electrodos, su colocación en la línea no tuvo mayor problema ya que el asfalto del estacionamiento no era muy grueso y una parte del tendido se ubicó en áreas verdes (jardineras y jardines). Es decir, sólo se necesitó de un marro para su colocación lo cual facilitó la inserción de los electrodos. La consola del equipo de adquisición se ubicó en medio del tendido eléctrico para así realizar la programación de los arreglos empleados para el estudio simétricamente. Un ejemplo se muestra en la figura 4.4 donde se puede ver la colocación del equipo con la batería, los electrodos y el cable.

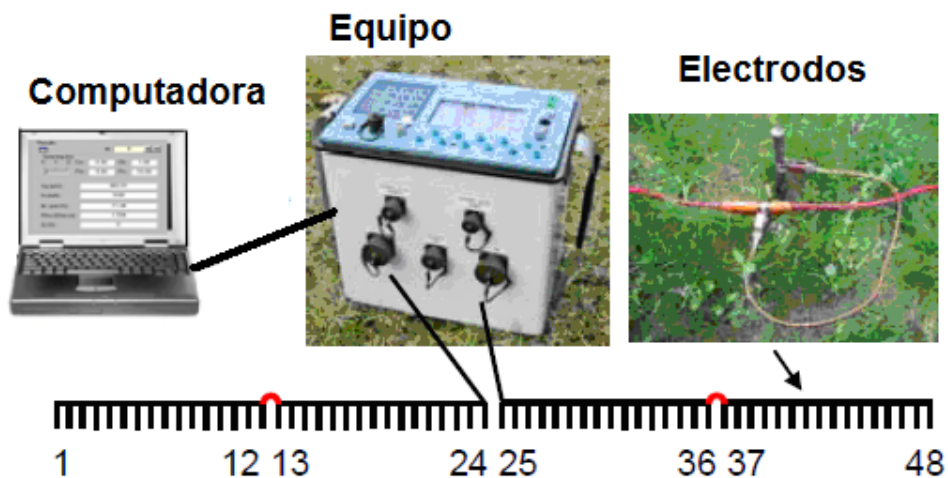


Figura 4.4.- Implementación en campo del tendido eléctrico (Iris Instruments, 2010). Los números indican la secuencia electródica.

4.3. Efectos de la topografía en el modelado de datos de tomografía eléctrica

Según Tsourlos et al. (1999) los efectos topográficos causan dispersión de la corriente que se induce al terreno cerca de la superficie provocando anomalías de conducción, lo que da como resultado datos erróneos de resistividad aparente. En la figura 4.5 se muestra la importancia de estas variaciones las cuales cambian según los detalles de la topografía y el tipo de arreglo empleado. Estos efectos pueden ser previstos de tal manera que pueden ser modelados y tomados en cuenta al interpretar los datos. Sin embargo, este modelado de los datos al conocer la topografía es aproximado y se vuelve más inexacto si la topografía es muy compleja o el declive del terreno es mayor a el espaciamiento entre electrodos.

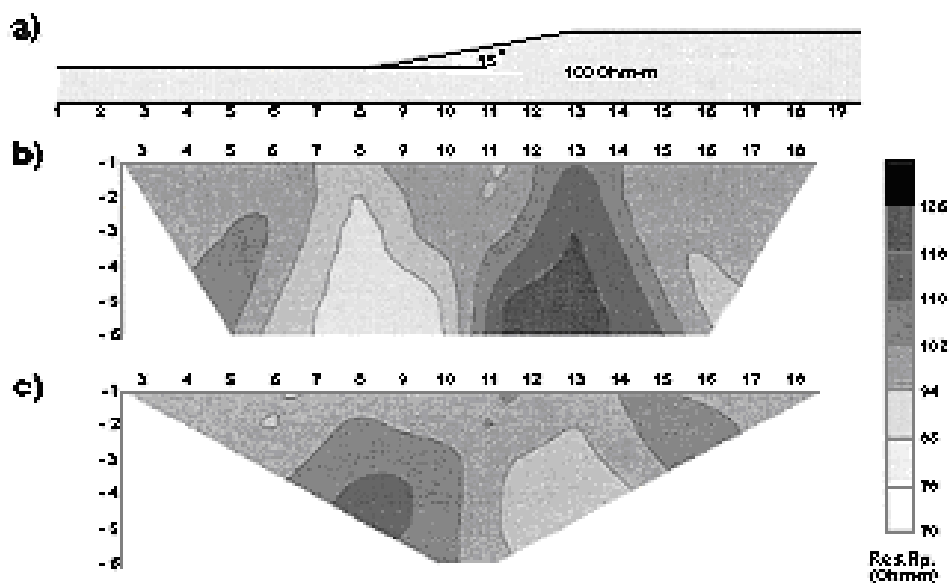


Figura 4.5.- Se muestran las variaciones que la topografía (4.5a) tiene en los arreglos Dipolo-Dipolo (4.5b) y Wenner (4.5c) (Tsourlos et al., 1999).

En la figura 4.5 se muestra como un desnivel afecta el resultado final del modelo si no se realiza la debida corrección, en este caso en el arreglo Dipolo-Dipolo (4.5b), se puede observar que presenta bajas resistividades en la parte donde termina el desnivel y altas resistividades en la parte alta del mismo, en cambio en el arreglo Wenner (4.5c) tiene el efecto contrario con el mismo terreno.

La zona de estudio tenía un desnivel (Figura 4.6) en el plano vertical muy similar al mostrado en el ejemplo, así que se realizó una nivelación con un nivel marca Leica modelo NA724, refiriendo todas las lecturas al punto A de la línea de estudio.

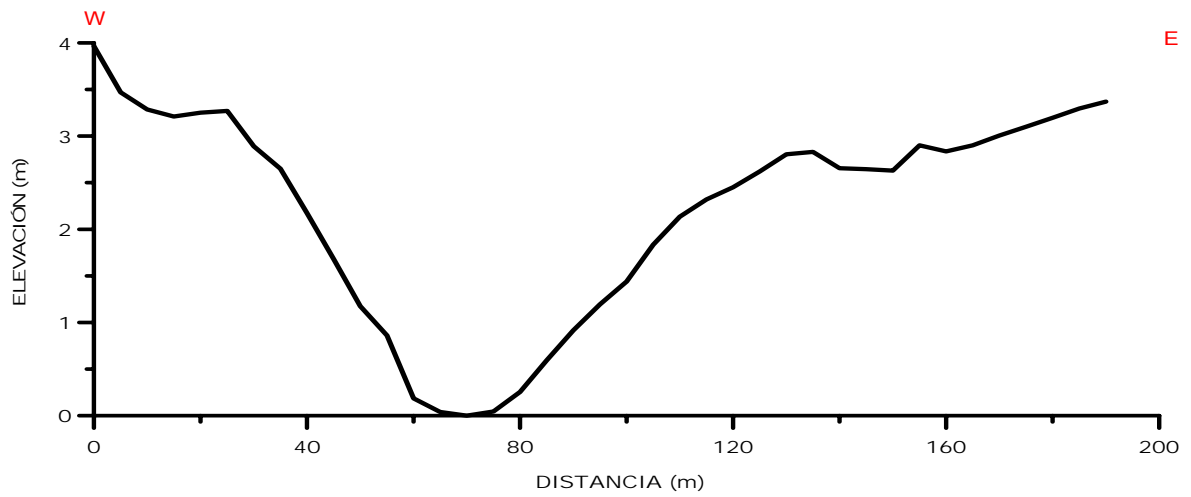


Figura 4.6. Desnivel en la zona de estudio.

Al introducir esta nivelación se realiza la inversión de tal manera que se tome en cuenta el desnivel y así, se evite tener algún problema por este fenómeno en el modelo resultante de este estudio.

5.- Procesado de datos

5.1. Introducción

En el estudio realizado en el Museo de las Ciencias (UNIVERSUM) se efectuó como un ejercicio comparativo la medición del subsuelo con tres arreglos distintos, con el fin de evaluar la sensibilidad de cada uno de ellos.

La sensibilidad básicamente muestra el grado en el que un cambio en la resistividad en una sección del subsuelo puede influenciar el potencial medido por el arreglo. Mientras más grande sea el valor de la sensibilidad, mayor será la influencia de la región medida en el subsuelo (Loke, 2010).

Al realizar un estudio se necesita tomar en cuenta varios factores, ya que, la forma de los contornos en una pseudosección producida por diferentes arreglos sobre la misma estructura puede ser muy diferente. Los factores a tomar en cuenta son:

- La profundidad de investigación
- La sensibilidad del arreglo para los cambios verticales y horizontales en la resistividad del subsuelo
- La cobertura horizontal de los datos
- La intensidad de la señal

Las dos primeras características pueden ser determinadas con la función de la sensibilidad para un modelo de tierra homogéneo.

La primera y las dos últimas características las determina el arreglo empleado y la separación de los electrodos que se le da al mismo.

5.2. Sensibilidad de los arreglos de tomografía de resistividad eléctrica

Matemáticamente, la función de la sensibilidad está dada por la derivada de Frechet (McGillivray y Oldenburg, 1990). Para ejemplificar esta función Loke (2010) tomó un arreglo sencillo el cual consistía en un electrodo de potencial y uno de corriente, el cual al serle inyectada una corriente se tendrá como resultado un potencial ϕ . Lo que da como resultado un cambio en la resistividad del subsuelo a la que se le da el valor de $\delta\rho$. El cambio en el potencial $\delta\phi$ (Loke y Barker, 1995), está dado por:

$$\delta\phi = \frac{\delta\rho}{\rho^2} \int_V \nabla\phi \cdot \nabla\phi dt \dots\dots\dots(5.2.1)$$

Donde el cambio en la resistividad es un valor constante en el volumen dado por dt . Tomando un espacio homogéneo el potencial ϕ en un punto de ese espacio queda de la siguiente manera:

$$\phi = \frac{\rho}{2\pi(x^2 + y^2 + z^2)^{0.5}} \dots\dots\dots(5.2)$$

Se toma en cuenta que el electrodo de potencial está ubicado en una posición denominada como a y queda:

$$\phi = \frac{\rho}{2\pi[(x-a)^2 + y^2 + z^2]^{0.5}} \dots\dots\dots(5.2.2)$$

Se obtiene la divergencia de las ecuaciones y se sustituye en la ecuación (5.2.1) lo que resulta como:

$$\frac{\delta\phi}{\delta\rho} = \int_V \frac{1}{4\pi^2} \cdot \frac{x(x-a) + y^2 + z^2}{[x^2 + y^2 + z^2]^{1.5} [(x-a)^2 + y^2 + z^2]^{1.5}} dx dy dz \dots\dots(5.2.3)$$

La derivada 3D de Frechet se da por el término dentro de la integral escrita anteriormente:

$$F_{3D}(x, y, z) = \frac{1}{4\pi^2} \cdot \frac{x(x-a) + y^2 + z^2}{[x^2 + y^2 + z^2]^{1.5} [(x-a)^2 + y^2 + z^2]^{1.5}} \dots\dots\dots(5.2.4)$$

De esta forma queda la derivada de Frechet o función de sensibilidad.

Para tener la función de sensibilidad en los arreglos 2D según Loke y Barker (1995) esta ecuación tiene una solución analítica dada en términos de integrales elípticas lo que resulta en la solución siguiente:

$$F_{2D}(x, z) = \frac{2}{\alpha\beta^2} \left[\frac{\alpha^2 E(k) - \beta^2 K(k)}{(\alpha^2 - \beta^2)} - \frac{\gamma [(\alpha^2 + \beta^2)E(k) - 2\beta^2 K(k)]}{(\alpha^2 - \beta^2)^2} \right] \dots\dots(5.2.6)$$

Donde

$$k = \frac{(\alpha^2 - \beta^2)^{0.5}}{\alpha} \dots\dots(5.2.7)$$

Para x mayor a 0.5^a :

$$\alpha^2 = x^2 + z^2, \beta^2 = (x-a)^2 + z^2, \gamma = xa \dots\dots(5.2.8)$$

Para x menor a $0.5a$:

$$\beta^2 = x^2 + z^2, \alpha^2 = (x-a)^2 + z^2, \gamma = a(x-a) \dots\dots (5.2.9)$$

Para x igual a $0.5a$:

$$F_{2D}(x, z) = \pi \left[\frac{1}{2\alpha^3} - \frac{3a^2}{16\alpha^5} \right], \text{ con } \alpha = 0.25a^2 + z^2 \dots\dots (5.2.10)$$

Según Orellana (1982), basándose en las curvas teóricas hechas especialmente para cada arreglo, el arreglo Schlumberger tiene una mejor resolución lateral a lo largo del corte geoelectrico que las obtenidas con el arreglo Wenner, aunque las diferencias entre las curvas teóricas son mínimas.

De la misma manera, Orellana (1982) asegura que en el trabajo de campo, las curvas patrón del arreglo Schlumberger siguen siendo superiores con respecto a las del arreglo Wenner, ya que la ventaja que tiene Schlumberger es que los electrodos de potencial permanecen fijos haciendo que la resolución en la zona superficial sea mejor. Según Al'pin et al. (1966) también tiene buena resolución vertical, ya que se calcularon curvas patrón con buenos resultados.

En el arreglo Wenner al desplazarse los electrodos de potencial estos crean puntos ficticios de resistividad alta en las curvas patrón lo que daría un punto de resistividad alta el cual podría ser interpretado como un cambio en la capas de interés.

Maeda (1955) asevera que el arreglo Wenner es mejor en estudios más superficiales o en aquellos donde la distancia no es muy grande, así que la resolución vertical es muy buena y obtuvo diversas curvas para este arreglo.

En estudios donde la distancia AB sea muy grande no se sabrá si la resistividad aparente es debida a cambios de estructuras en la profundidad o a los cambios laterales por el cambio de las resistividades, ya que no es probable que las condiciones homogéneas se amplíen a lo largo de la zona de dominio del SEV. Esto es aplicado a ambos arreglos.

Por último, Cantos (1987) menciona que el arreglo Dipolo-Dipolo tiene mayor resolución lateral ya que cuenta con un número de cuádrupolos superior haciendo que su alcance en profundidad sea muy grande, aunque las ecuaciones basadas en la relación caída de potencial-intensidad determinan que la intensidad de la señal disminuye en relación a la separación de los electrodos. A mayor separación más débil será la señal y por lo tanto más ruidosa.

Las descripciones de sensibilidad anteriores son efectivas para arreglos empleados con la técnica de SEV, la cual se ha descrito anteriormente. Sin embargo, estos valores pueden mostrar ligeros cambios si el arreglo se extiende de manera lateral, como se describe a continuación.

Según Loke (2010) se puede observar que los valores más altos de sensibilidad se encuentran ubicados cerca de los electrodos. Cuando la distancia entre los electrodos es mayor, los patrones del contorno de las estructuras cambian para cada arreglo. Esta diferencia explica la respuesta de los distintos arreglos para los diferentes tipos de estructuras. Por lo tanto la sensibilidad se muestra adimensional, ya que, enseña el grado en que los cambios en la resistividad del subsuelo afectan el potencial del arreglo, por lo tanto, este no tiende a ser homogéneo y es por esto que los resultados pueden variar.

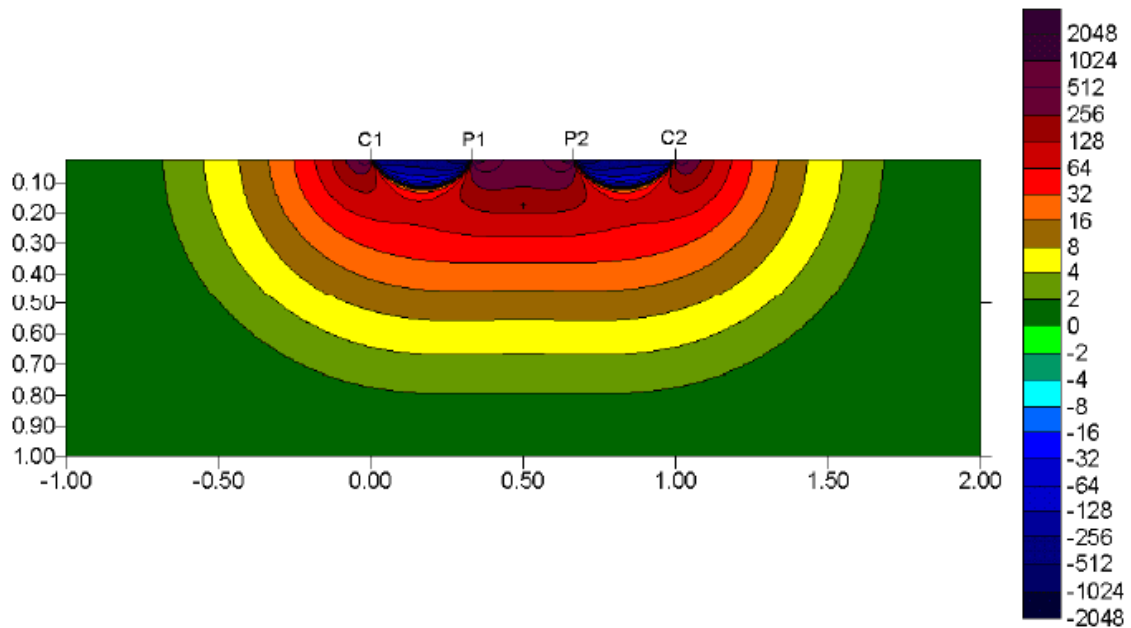


Figura 5.1. Patrón de sensibilidad para el arreglo Wenner (Loke, 2010).

La figura 5.1 muestra el comportamiento del mapa de sensibilidades para el arreglo Wenner en el cual los valores negativos de sensibilidad se encuentran cerca de la superficie entre los electrodos de corriente y de potencial en ambos pares. Además, se observa que es sensible a los contrastes verticales en la resistividad del subsuelo, ya que tiene un comportamiento uniforme desde la superficie hasta la profundidad alcanzada por el arreglo lo cual lo hace adecuado para localizar estructuras horizontales.

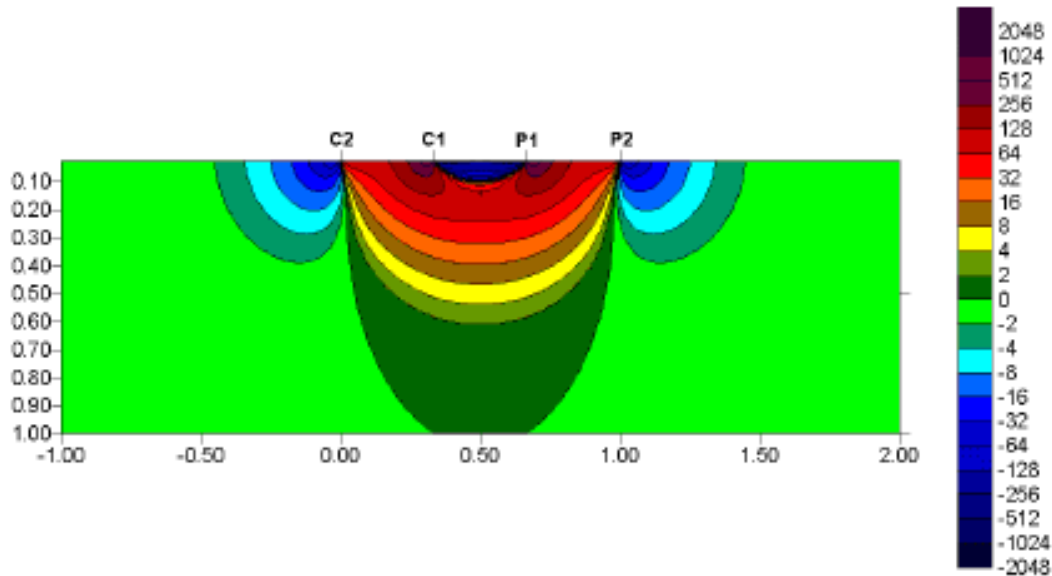


Figura 5.2. Patrón de sensibilidad para el arreglo Dipolo-Dipolo (Loke, 2010).

En la figura 5.2 se observa que en el mapa de sensibilidades para el arreglo dipolo-dipolo, que los valores altos de sensibilidad se ubican habitualmente entre los electrodos de corriente, así como también entre los de potencial. Esto significa que el arreglo es más sensible a cambios en la resistividad debajo de cada par de dipolos. Además, en este arreglo, al tener una separación mayor entre electrodos este efecto se minimiza, lo cual lo hace menos sensible a los contrastes laterales lo que representa su punto fuerte.

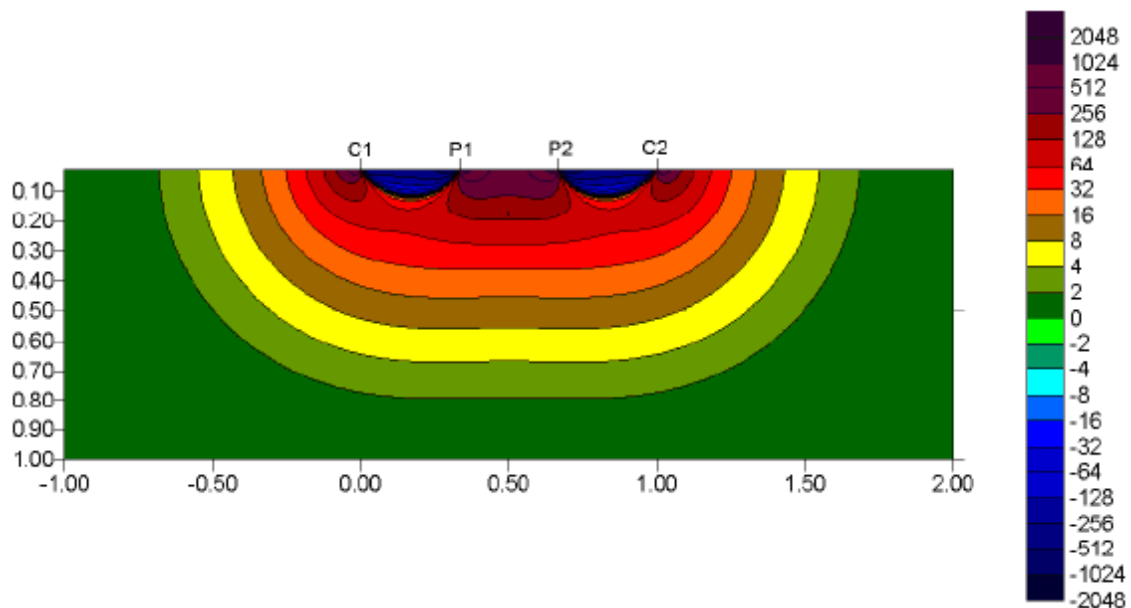


Figura 5.3. Patrón de sensibilidad para el arreglo Wenner-Schlumberger (Loke, 2010).

Para un arreglo Wenner-Schlumberger en el mapa de sensibilidades se puede observar en la figura 5.3 que el área con valores más altos de sensibilidad se encuentran entre los electrodos de potencial, al ser un “híbrido” este arreglo es sensible tanto a contrastes laterales como a verticales y se puede apreciar que al incrementarse la distancia del arreglo se tienen valores más grandes entre los electrodos de corriente y de potencial.

5.3. Inversión

5.3.1. Introducción

La finalidad de la inversión de los datos para una tomografía eléctrica es hallar un modelo de la distribución de resistividades de una sección del subsuelo que se ajuste con las mediciones de resistividad obtenidas sobre la superficie (Loke y Barker, 1996).

5.3.2. Inversión de datos

Según Loke y Barker (1995, 1996) se debe de asumir un semiespacio homogéneo con una resistividad constante que contiene diferencias laterales para que se pueda aproximar al modelo de la Tierra. Este modelo está compuesto por una serie de prismas continuos 2D, los cuales reciben el nombre de dominios. Se da por hecho que cada uno de estos es homogéneo e infinito en la dirección y . Con la ayuda de una malla más fina se puede obtener una mejor representación de la resistividad lateral a profundidad, aunque la calidad de la soluciones puede ser afectada debido a la densidad de los datos.

Loke y Barker (1995, 1996) desarrollaron un algoritmo para poder determinar la imagen eléctrica, la cual esta basada en un método de mínimos cuadrados que produce un modelo 2D sin distorsiones en la denominada pseudo sección de resistividad aparente la cual es ocasionada por el arreglo empleado. La resistividad aparente se expresa en una expansión de Taylor de primer orden:

$$\rho_{ap} = F(\vec{p}) + \sum_{k=1}^M \frac{\partial F(\vec{p})}{\partial p_k} \delta p_k \quad (5.3.2.1)$$

De la cual \vec{p} es el vector de parámetros de dimensión M . Entonces la resistividad verdadera para el k -ésimo prisma es p_k y $F(\vec{p})$ es la función que determina la resistividad aparente. En el j -ésimo sitio observado de la ecuación (5.3.2.1) se puede observar la diferencia entre la resistividad observada y la calculada como:

$$\delta\rho_{apj} = \rho_{apj}^{obs} - \rho_{apj}^{est}$$

De la cual *obs* es la resistividad observada y *est* es la resistividad estimada. Se define la función del error cuadrático como:

$$E^2 = \sum_{j=1}^N \delta\rho_{apj}^2 = \sum_{j=1}^N \left(\rho_{apj}^{obs} - \rho_{apj}^{est} \right)^2 = \sum_{j=1}^N \left(\rho_{apj}^{obs} - F_j(\vec{p}) - \sum_{k=1}^M \frac{\partial F_j(\vec{p})}{\partial p_k} \delta p_k \right)^2 \quad (5.3.2.2)$$

Donde N es el número de mediciones.

Al despejar la función de la ecuación 5.3.2.2 con respecto al vector \vec{p} , da como resultado:

$$\frac{\partial E^2}{\partial \delta p_i} = 2 \sum_{j=1}^N \left(\rho_{apj}^{obs} - F_j(p) - \sum_{k=1}^M \frac{\partial F_j(\bar{p})}{\partial p_k} \delta p_k \right) \left(-\frac{\partial F_j(\bar{p})}{\partial p_i} \right) = 0 \quad (5.3.2.3)$$

Donde i es igual a 1 hasta M . La ecuación normal es definida por la ecuación (5.3.2.3), la cual puede ser escrita como:

$$\sum_{k=1}^M \delta p_k \sum_{j=1}^N \frac{\partial F_j(\bar{p})}{\partial p_j} \frac{\partial F_i(\bar{p})}{\partial p_i} = \sum_{j=1}^N \frac{\partial F_j(\bar{p})}{\partial p_i} \delta p_{apj} \quad (5.3.2.4)$$

Esta se muestra comúnmente en su forma matricial, la cual se modifica para obtener una solución en términos de $\delta \bar{p}$ (Loke y Barker, 1995), por lo tanto:

$$\delta \bar{p} = (J^T J + \lambda C^T C)^{-1} J \delta \bar{p}_{ap} \quad (5.3.2.5)$$

Los elementos de la matriz Jacobiana definida en la ecuación (5.3.2.5) son de la forma:

$$J_{jk} = \frac{\partial F_j(\bar{p})}{\partial p_k} \quad (5.3.2.6)$$

λ en la ecuación (5.3.2.5) es un factor de amortiguamiento, y C es un filtro de achatamiento que se utiliza para limitar el suavizamiento de las perturbaciones en el modelo para algunos valores constantes (Sasaki, 1992). Loke y Barker (1995) utilizaron el método de Deconvolución de Mínimos Cuadrados para resolver la ecuación (5.3.2.6). El valor de la derivada de la función $F(\bar{p})$ es la derivada de la función potencial $U(\vec{r})$ con respecto a la resistividad verdadera de cada prisma.

El software de inversión utilizado fue el RES2DINV, el cual emplea un algoritmo de inversión de diferencias finitas, lo cual da como resultado un modelo de resistividad verdadera en dos dimensiones, la cual es la imagen eléctrica, después se selecciona una técnica de optimización no lineal para de esta forma determinar los elementos de la matriz Jacobiana y así resolver el sistema de ecuaciones.

Se utilizó una inversión robusta en los datos según Loke et al. (2003) la intención es encontrar un modelo que reduzca al mínimo los valores absolutos anómalos de los datos aplicando una inversión robusta en ellos y con esto encontrar un modelo que reduzca al mínimo los cuadrados de los datos anómalos. Es decir, la inversión tiende a dar mayor importancia a los puntos de referencia con anomalías grandes y esto hace que los datos sean más sensibles a dichas anomalías.

Al realizar la inversión el programa da como resultado tres figuras, en la parte de arriba de la figura 5.4 se muestra la pseudosección de resistividad de los datos que fueron medidos en campo, después, en la parte media se observa la respuesta del modelo generado por la inversión y por último, en la parte inferior el modelo geoelectrico producto de la inversión de los datos con el RMS respectivo.

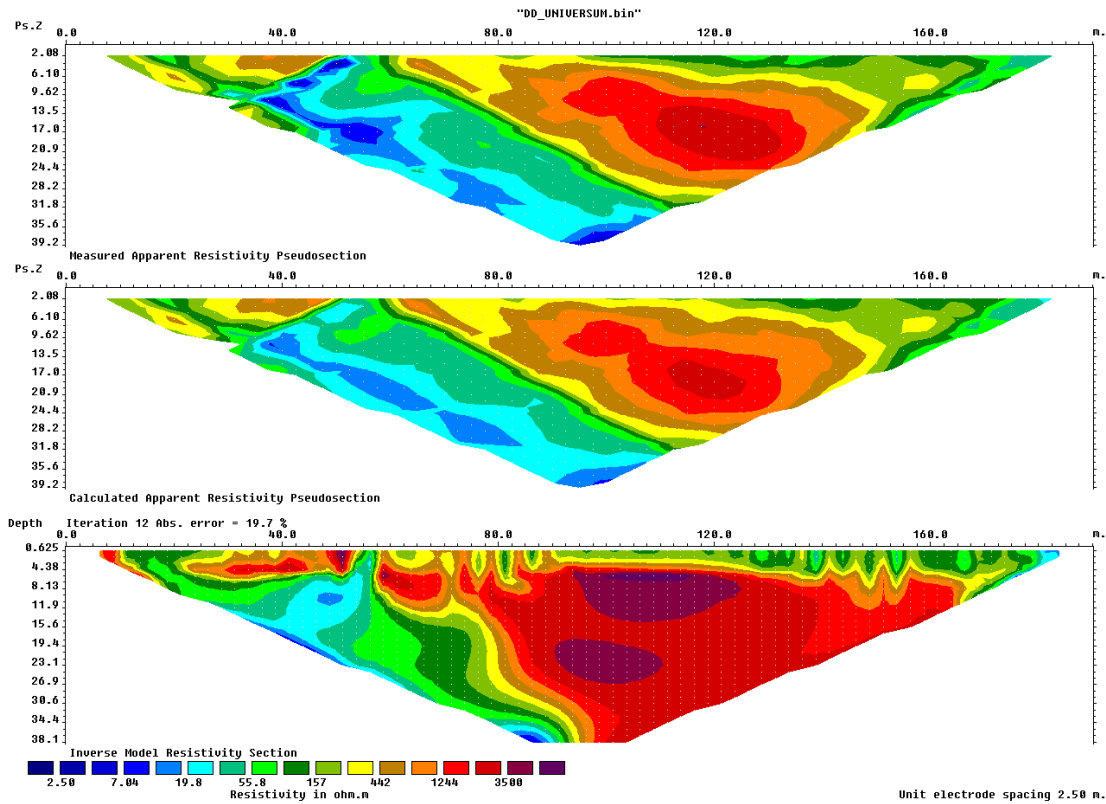


Figura 5.4. Ejemplo del resultado de una inversión con el programa RES2DINV (Geotomo, 2006) usando el arreglo Dipolo-Dipolo.

6.- Análisis Comparativo

6.1. Modelos Bidimensionales

En el Museo de la Ciencias (UNIVERSUM) se utilizó una línea en donde se emplearon tres arreglos distintos. A partir del procesado de estos se generaron tres modelos bidimensionales. Los arreglos utilizados fueron:

- Dipolo-Dipolo
- Wenner-Schlumberger
- Wenner

A continuación se describe y discute sobre cada uno de los resultados obtenidos con cada uno de los modelos citados.

6.1.1. Arreglo Dipolo-Dipolo

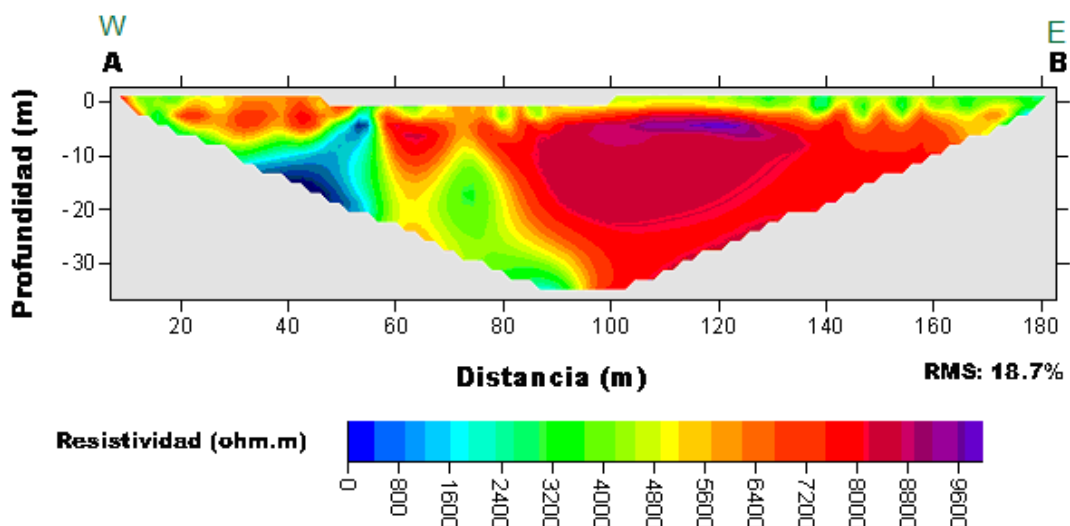


Figura 6.1.- Modelo obtenido con el arreglo Dipolo-Dipolo.

En la Figura 6.1 se muestra la imagen que fue obtenida con el arreglo Dipolo-Dipolo, este arreglo tiene muy buena resolución para los contrastes laterales (Loke, 2010). En la parte superficial de la figura se presentan valores de resistividad del orden de los 1000 ohm.m teniendo continuidad en la línea a partir de los 80 metros hasta los 190 m donde termina. Debajo de esta capa se pueden observar dos cambios significativos los cuales podrían corresponder a dos materiales distintos.

En el extremo oriente de la imagen se pueden observar resistividades más altas del orden de los 7000 ohm.m, por esto y con base en la geología se concluye que es un material volcánico extrusivo, es decir lava de tipo basáltico que proviene de la actividad del volcán Xitle, específicamente del miembro Ciudad Universitaria (Delgado et al., 1998).

Hacia el extremo poniente se encuentran resistividades más bajas en comparación con las del extremo oriente, lo que indica un cambio en el subsuelo, este cambio comienza desde el inicio de la línea hasta llegar a los 70 m, este comportamiento se observa por debajo de los 5 m.

6.1.2. Arreglo Wenner-Schlumberger

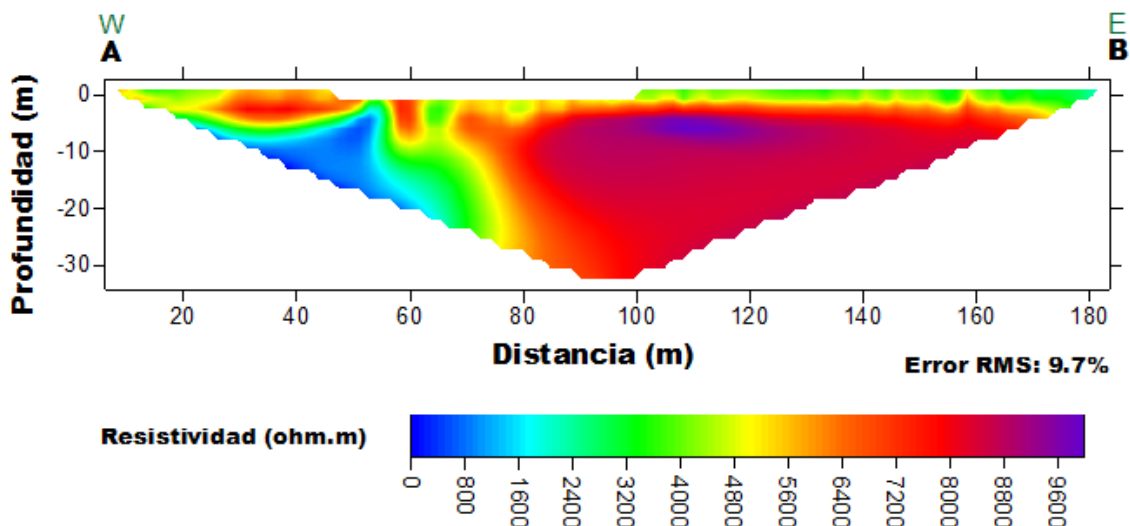


Figura 6.2.- Modelo obtenido con el arreglo Wenner-Schlumberger.

En la figura 6.2 se muestra el arreglo Wenner Schlumberger el cual tiene una buena resolución tanto para los contrastes laterales como para los verticales (Loke, 2010). En la figura se puede observar como se sitúan en el lado A las resistividades del orden de los 100 ohm.m. Este arreglo tuvo un alcance en profundidad de 35 m.

Hacia el lado B se puede notar la diferencia en las resistividades ya que son más altas, del orden de los 7000 ohm.m, en comparación con el lado A, cubriendo desde los 80 m de la línea hasta el extremo B del perfil, que se encuentra a partir de los 3 m hasta llegar a los 35 m de profundidad.

Se observa el mismo contraste que en el arreglo Dipolo-Dipolo, desde el inicio de la línea en el lado A hasta llegar a los 70 m, con una zona entre los 30 y 60 m de bajas resistividades debajo de los 5 hasta la profundidad alcanzada por el estudio. Además en el fiducial de 60 m, se puede observar desde la superficie hasta una profundidad de 5 m un alto resistivo que coincide con la posición de la instalación eléctrica del museo.

6.1.3. Arreglo Wenner

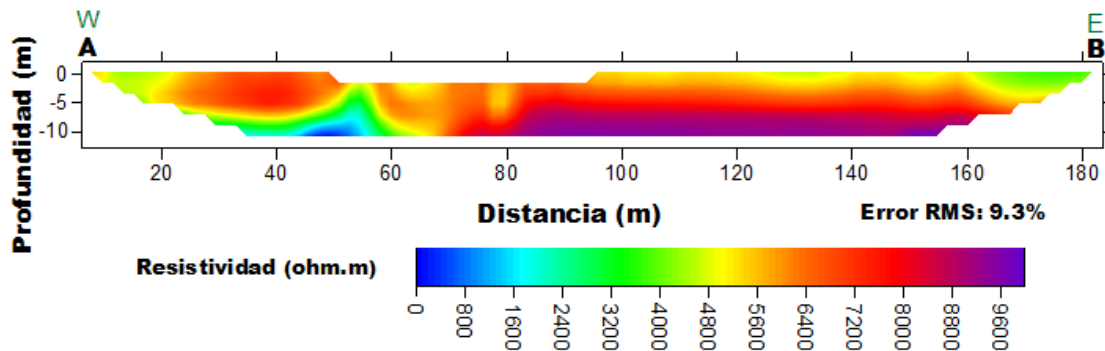


Figura 6.3.- Modelo obtenido con el arreglo Wenner.

El arreglo Wenner mostrado en la figura 6.3 tiene una mejor resolución vertical coincidiendo con lo expuesto por Loke (2010). Del lado poniente se observan resistividades bajas alrededor de los 100 ohm.m con un rasgo estructural que va desde la superficie hasta los 14 m que alcanzó en profundidad el método y del lado oriente se tienen resistividades mayores a los 7000 ohm.m con un comportamiento similar que va desde los 80 m hasta el extremo del perfil y con una profundidad que va desde la superficie hasta los 14 m de alcance en profundidad del método.

Con los resultados obtenidos de los tres modelos, se deduce que la mejor zona para ubicar la tierra física es aquella que manifiesta una resistividad eléctrica menor, para lograr una mayor disipación de energía en caso de impacto por rayo. Así, la zona más adecuada resulta ser la ubicada entre los fiduciales 40 m y 60 m, con una profundidad por debajo de los 5 m.

6.1.4. Comparación entre modelos

Se observa en el modelo que el arreglo Dipolo-Dipolo tiene mayor profundidad de investigación y mejor resolución de los contrastes laterales que el arreglo Wenner, tiene características similares en contra del arreglo Wenner-Schlumberger, aunque su desventaja es que capta mayor ruido antropogénico.

El arreglo Wenner-Schlumberger es un híbrido, ya que es una combinación de dos arreglos, por lo tanto supera al arreglo Wenner en intensidad de señal y en profundidad de investigación, además de tener una resolución vertical y horizontal aceptable, no es muy afectado por el ruido antropogénico, en esto supera al arreglo Dipolo-Dipolo, aunque no tiene una intensidad de señal tan fuerte como esté.

El arreglo Wenner tiene una intensidad de señal fuerte, por lo que capta menos ruido antropogénico en comparación de los otros dos arreglos, tiene buena resolución vertical aunque toma menos datos y su profundidad de investigación no es tan grande.

6.2. Modelos de Sensibilidad

6.2.1. Arreglo Dipolo-Dipolo

En el mapa de sensibilidades que dio como resultado el arreglo Dipolo-Dipolo (Figura 6.4) se puede observar como los valores más altos de sensibilidad (rectángulo vino) se encuentran en la superficie entre los electrodos tal como lo dice Loke (2010), a partir de los 80 m del tendido hasta el final de la línea se encuentran las sensibilidades con valores bajos por debajo de los 5 m de profundidad (ovaló naranja), además, disminuye su valor conforme se profundiza, en cambio en el área poniente desde el inicio de la línea se observan valores un poco más altos hasta los 80 m.

Lo que muestra esta imagen es que el arreglo es más sensible a los cambios de resistividad a lo largo de la superficie alcanzando una profundidad de 5 m y desde el inicio de la línea hasta los 80 m en distancia horizontal del extremo poniente (rectángulo negro).

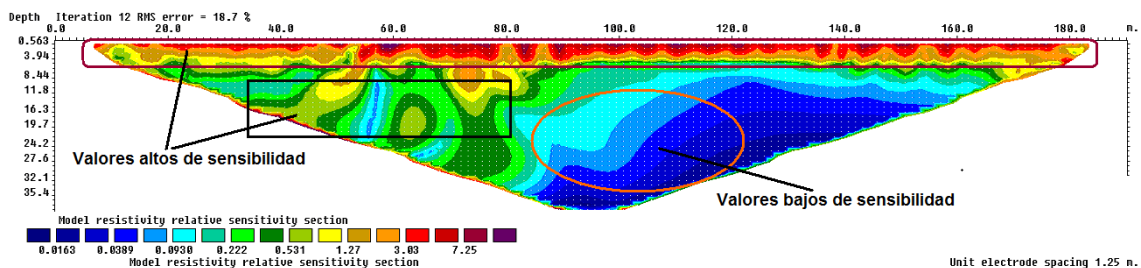


Figura 6.4.- Mapa de sensibilidades del arreglo Dipolo-Dipolo, el ovalo naranja muestra valores bajos de sensibilidad, los rectángulos vino y negro muestran valores altos de sensibilidad.

6.2.2. Arreglo Wenner-Schlumberger

El comportamiento del mapa de sensibilidades del arreglo Wenner-Schlumberger es similar al de los otros arreglos, los valores altos de sensibilidad se encuentran entre los electrodos cerca de la superficie (rectángulo vino), tal como lo menciona Loke (2010), además se observa que los valores de sensibilidad bajos se encuentran a lo largo de casi toda la línea del tendido, desde los 30 m hasta los 170 m con una profundidad debajo de los 6 m con un comportamiento casi uniforme y disminuyendo en intensidad al ir profundizando más (ovaló naranja). Solamente una zona entre los 60 y 80 m del tendido tiene valores un poco más altos, entre los 5 y 15 m de profundidad.

Con esto se puede observar en la figura 6.5 que los datos cerca de la superficie y hasta los 15 m son más sensibles en esa zona.

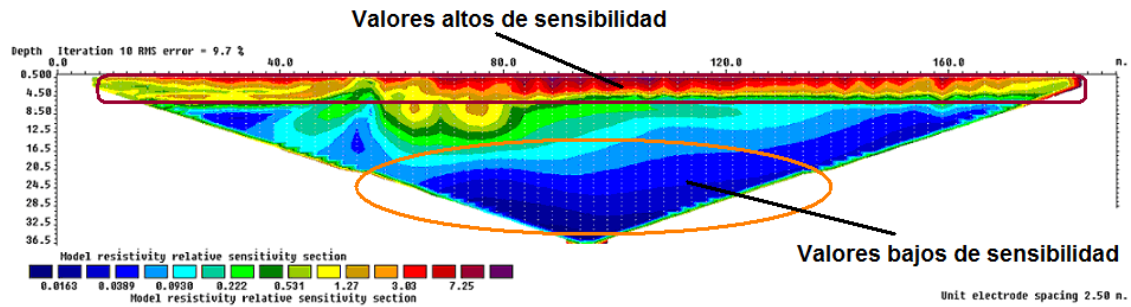


Figura 6.5.- Mapa de sensibilidades del arreglo Wenner-Schlumberger.

6.2.3. Arreglo Wenner

Se puede observar en la figura 6.6 que el mapa de sensibilidades coincide con el ejemplo de la figura 5.3 propuesto por Loke (2010), los valores más altos de sensibilidad están cerca de los electrodos en la superficie (rectángulo vino), mientras que los valores de sensibilidad van disminuyendo al ir profundizando como era de esperarse. Hay dos zonas específicas que tienen valores de sensibilidad bajos en el mapa, la primera se encuentra entre los 10 y 15 m de profundidad, desde los 30 hasta los 60 m y la segunda está ubicada entre los 10 y 14 m de profundidad y a lo largo de la línea entre los 80 y 160 m (ovalos naranja). Con este resultado se puede concluir que los datos son menos sensibles en las zonas mencionadas.

Con base en el conjunto de resultados de los tres arreglos se concluye que las zonas con las sensibilidades más altas se encuentran en la zona superficial, por lo que las variaciones de la resistividad serán mejor detectadas en esta zona.

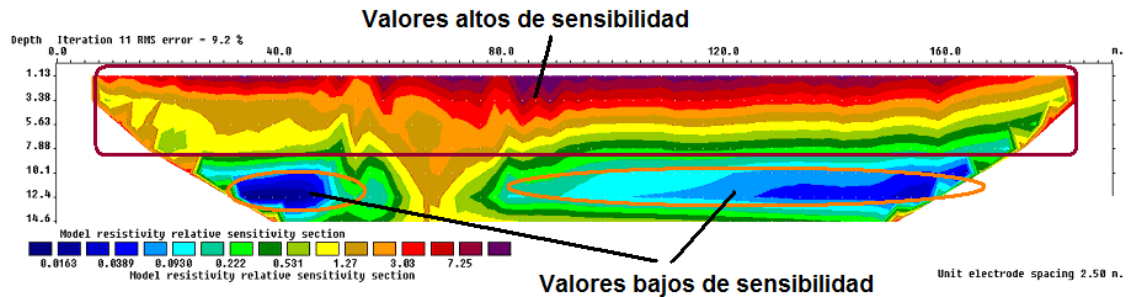


Figura 6.6.- Mapa de sensibilidades del arreglo Wenner.

7. Conclusiones

El método empleado en este trabajo (tomografía eléctrica), resulta adecuado para encontrar estructuras en el subsuelo mediante la caracterización de la resistividad del medio de forma horizontal y vertical. Así, los modelos geoelectricos obtenidos de la inversión dan una idea cercana de dónde se encuentran ubicados los cuerpos o zonas de interés.

Con la línea de prospección empleada se localizó la mejor zona en las inmediaciones del Museo de las Ciencias para la implementación de una tierra física con el objetivo de la optimización de la instalación eléctrica del UNIVERSUM, es decir, se buscó la ubicación del lugar en donde la resistividad eléctrica del subsuelo fuera menor, esto es, en donde se tiene una mayor conductividad eléctrica y se disipe la energía con mayor rapidez y eficiencia. Este lugar resultó ser la zona entre los 40 y 60 m, a una profundidad mayor a los 5 m, la cual se observó en los tres modelos de los arreglos empleados.

La línea se midió con tres arreglos diferentes: Dipolo-Dipolo, Wenner-Schlumberger y Wenner, esto fue hecho como un ejercicio comparativo para poder evaluar la variación de la sensibilidad en cada uno de ellos.

Los resultados de los tres arreglos fueron muy similares, cada uno de los modelos obtenidos con el software RES2DINV dieron un resultado satisfactorio, lo que hace notar que cualquiera de ellos es útil para la localización de un cuerpo o zona de interés, mostrando cada uno ventajas y desventajas. El más utilizado es el Dipolo-Dipolo por su condición de tener una intensidad de señal bastante buena, además de una cobertura amplia aunque por su disposición resulta en desventaja pues capta con mayor facilidad el ruido antropogénico. El arreglo Wenner-Schlumberger es un "híbrido" lo que hace que su resolución vertical y horizontal sea aceptable, al mismo tiempo no es muy afectado por el ruido antropogénico. El arreglo Wenner puede ser utilizado en una zona donde el espacio es reducido ya que no toma muchas mediciones pero no tiene la intensidad de penetración de los otros dos arreglos.

Aunado a esto se realizó un análisis comparativo de las secciones de sensibilidad de cada uno de los arreglos; se percibió que tuvieron un comportamiento similar a lo predicho por Loke (2010) en donde se menciona que los valores más altos de sensibilidad se encuentran cerca de la superficie entre los electrodos, pudiendo distinguir que el arreglo Dipolo-Dipolo tiene buenos contrastes laterales, el arreglo Wenner-Schlumberger tiene un comportamiento uniforme tanto vertical como horizontalmente y el arreglo Wenner tiene buena resolución vertical, es decir, es adecuado para el mapeo de estructuras predominantemente horizontales.

Este análisis comparativo muestra que en el lugar donde se encuentran las sensibilidades con valores altos se tendrá una mejor identificación de los cambios en la resistividad del subsuelo y por lo tanto mayor certeza en los datos de esa zona, y en cambio, en zonas con valores bajos de sensibilidad la estimación de la resistividad será menos certera.

Otro punto que se debe de tomar en cuenta es la inclusión de la topografía en el modelo, ya que según Tsourlos *et al.* (1999) los efectos topográficos causan dispersión de la corriente que se induce al terreno en la superficie provocando anomalías de conducción, lo que da como resultado datos erróneos de resistividad aparente los cuales influirían en el resultado final y con esto se llegaría a una interpretación equivocada del subsuelo.

La tomografía eléctrica es, probablemente, el método de prospección geofísica más versátil al momento de realizar un análisis del subsuelo, ya que, permite trabajar en profundidades muy variables, mediante la visualización de la distribución de las resistividades del subsuelo se obtiene una visión más clara de las variaciones tanto laterales como verticales, además de que al ser una técnica muy poco invasiva y relativamente económica, hace que sea un método muy viable para realizar estudios de todo tipo, es decir, al demostrar su efectividad y su fácil manejo debería de ser considerado para su aplicación en una gama muy amplia de sectores como la construcción, geotecnia, hidráulica, entre otros, por los resultados confiables obtenidos.

Bibliografía

Al'pin, L., M., 1966. Dipole methods for measuring Earth conductivity. Consultants Bureau. Nueva York, E.U.A., 302 pp.

Arellano, A.R.V., 1951. The Becerra Formation (latest Pleistocene) of central México. International Geological Congress, 18, Londres, Reino Unido, 55-62 pp.

Arnold, J., Libby, W., 1951. Radiocarbon dates. Science, 113: 11-20.

Arzate, J. A., Mareschal, M., Livelybrooks, D., 1995. Electrical image of the subducting Cocos plate from magnetotelluric observations. Geological Society of America, 23: 703-706.

Bloomfield, K., 1975. A late Quaternary monogenetic volcano field in central Mexico. Geologische Rundschau, 6: 476-497.

Bryan, K., 1948. Los suelos complejos y fósiles de la Altiplanicie de México en relación a los cambios climáticos. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 13: 1-20.

Cantos, J., 1987. Tratado de Geofísica Aplicada. Promotora de Minas de Carbón, 3ra. ed. Madrid, España, 535 pp.

Chelotii, L., Acosta, N., 2010. Cátedra de geofísica aplicada. En: Foster, M. (Ed.). Métodos Geoelectrónicos de Corriente Continúa. Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco. Chubut, Argentina. 1-30 pp.

De Cserna Z., Ortega-Gutiérrez F., Palacios-Nieto M., 1980. Reconocimiento Geológico de la parte central de la cuenca del Alto Río Balsas, Estados de Guerrero y Puebla. En: V Convención Geológica Nacional, Libro-guía de la Excursión Geológica. Sociedad Geológica Mexicana. México, D.F., 33 pp.

De Cserna, Z., Fries C., Jr., 1981. Resumen de la geología de la hoja de Taxco, Estados de Guerrero, México y Morelos. Serie 1:100,000. Instituto de Geología, UNAM. México, D.F.

De Cserna, Z., 1984. Margen continental de colisión activo en la parte suroccidental del Golfo de México. Revista del Instituto de Geología, 5: 255-261.

De Cserna, Z., De la Fuente, D. M., Palacios, N. M., Triay, L., Mitre, S. L., Mota, P. R., 1987. Estructura geológica, gravimetría, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la Cuenca de México. Boletín del Instituto de Geología, 104: 65-71.

De la Torre, B., 2010. Definición de zonas de fracturamiento empleando tomografía de resistividad eléctrica 3D. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM. México, D.F., 91 pp.

Del Castillo, R., 1978. Ciudad de México. En: Rodríguez, J. M., Padrón, R. P. (Eds.). Memorias del Simposio "El subsuelo y la ingeniería de cimentaciones en el área urbana del Valle de México". Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos. México. 15-50 pp.

Delgado, H., Molinero, R., Cervantes, P., Nieto-Obregón, J., Lozano-Santa Cruz, R., Macías-González, H., Mendoza-Rosales, C., Silva Romo, G., 1998. Geology of Xitle volcano in southern Mexico City, a 2000-year old monogenetic volcano in an urban area. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 15: 115-131.

Demant, A., 1978. Características del eje Neovolcanico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Revista del Instituto de Geología*, 2: 172-187..

Edwards, L. S., 1977. A modified pseudosection for resistivity and induced-polarization. *Geophysics*, 42: 1020-1036.

Enriquez, G., 2005. Manual de Instalaciones Eléctricas Residenciales e Industriales. Ed. Limusa, México. 440 pp.

Ferrari, L., 2000. Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53 (1): 84-92.

Fries, C., Jr., 1960. Bosquejo geológico de las partes central y occidental del Estado de Morelos y áreas contiguas de los estados de Guerrero y México. *Congreso Geológico Internacional 20*, México, Boletín 9, 53 pp.

Fries, C., Jr., 1966. Resumen de la geología de la hoja Cuernavaca, Estados de Morelos, México y Puebla. *Carta Geológica de México. Serie de 1:1000,000*. Instituto de Geología, UNAM. México, D.F.

Geyne, A., Fries, C, Jr., Segerstrom, K., Black, R., Wilson, I., 1963. Geología y yacimientos minerales del distrito de Pachuca- Real del Monte. Estado de Hidalgo. Consejo de Recursos Naturales No Renovables, México, 222 p.

Geotomo, 2006. Manual de RES2DINV, Version 5.33. Geometrics Inc., San Jose California, E.U.A., 134 pp.

Iakubovskii, V., Liajov, L., 1980. Exploración eléctrica. Ed. Reverté, 3ra. ed. Barcelona, España, 421 pp.

INEGI, 2011. Geología de México, Mapa de Geología.
<http://mapserver.inegi.org.mx/geografia/espanol/estados/edomex/geolo.cfm?c=444&e=12>

Iris Instruments, 2010. Electre Pro, software for sequence management. Orléans, Francia. <http://www.geomatrix.co.uk/datasheets/Syscal%20Pro.pdf>.

Loke, M.H., Acworth, I., Dahlin, T., 2003. A comparison of smooth and blocky inversion methods in 2D electrical imaging surveys. *Exploration Geophysics*, 34: 182–187.

Loke, M.H., 2010. Tutorial: 2-D and 3-D electrical Imaging surveys. Course Notes, 156 p. <http://www.landviser.biz/forall/RES2DINV/CourseNotes.pdf>

Loke, M.H., Barker, R., 1995. Least-squares deconvolution of apparent resistivity pseudosections. *Geophysics*, 60: 1682-1690.

Loke, M.H., Barker, R., 1996. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections using a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, 44: 131-152.

Maeda, K., 1955. Apparent resistivity for dipping beds. *Geophysics*, 20: 123-147.

Marsal, R., Mazari, M., 1959. El Subsuelo de la Ciudad de México. Instituto de Ingeniería, UNAM. México, 505 pp.

Martín del Pozzo, A., 1980. Vulcanología de la Sierra de Chichinautzin. Tesis de Maestría. Facultad de Ciencias, UNAM. México, 131 pp.

McGillivray, P., Oldenburg, D., 1990. Methods for calculating Fréchet derivatives and sensitivities for the non-linear inverse problem: A comparative study. *Geophysical Prospecting*, 38: 499-524.

Menard, H., 1955. Deformation of the northeastern Pacific Basin and the west coast of North America. *Geological Society of America Bulletin*, 66: 1149-1196.

Milsom, J., 2003. *Field Geophysics, The geological fields guide series*. Ed. John Wiley & Sons. 3ra. ed. California, E.U.A., 232 pp.

Mooser, F., 1956. Los ciclos del vulcanismo que formaron la Cuenca de México. *Memorias del XX Congreso Geológico Internacional*, 2: 337-348.

Mooser, F., Nairn, A., Negendank, J., 1974. A paleomagnetic and petrologic study of volcanics of the Valley of México. *Geologische Rundschau*, 63: 451-483.

Mooser, F., 1975. Memoria de Obras del sistema de Drenaje Profundo del Distrito Federal. Departamento del Distrito Federal, Secciones Geológicas, 1: 7-38.

Nixon, G., 1987. Contributions to the geology and petrology of the Trans-Mexican Volcanic Belt. Tesis doctoral. Department of Geology, University of British Columbia. Vancouver, Canadá, 150 pp.

Negendank, J., 1972. Volcanic of the Valley of Mexico, Petrography of the volcanic. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, 116: 308-320.

- Orellana, E., 1982. Prospección geoelectrica en corriente continua. Ed. Paraninfo. 2da. ed. Madrid, España, 569 pp.
- Pardo, M., Suárez, G., 1995. Shape of subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, 100: 357-373.
- Pazdirek, O., Blaha, V., 1996. Examples of resistivity imaging using ME-100 resistivity field acquisition system. EAGE 58th Conference and Technical Exhibition, Amsterdam, Países Bajos, 367 pp.
- Santoyo, E., Ovando-Shelley, E., Mooser, F., León, P., 2005. Síntesis geotécnica de la Cuenca del Valle de México. TGC Geotecnia S. A. de C. V., México, 171 pp.
- Sazaki, Y., 1992. Resolution of resistivity tomography inferred from numerical simulation. *Geophysical Prospecting*, 40: 453-464.
- Schlaepfer, C., 1968. Hoja México 14Q-h(5), Distrito Federal y estados de México y Morelos. Carta Geológica de México, serie 1:1000,000. Instituto de Geología, UNAM. México, D.F.
- SMA, 2002. Diagnostico geológico y geohidrológico preliminar de la microcuenca del Río Magdalena. Secretaria del Medio Ambiente, Gobierno del Distrito Federal. México, D.F.
- Seegerstrom, K., 1962. Geología del suroeste del Estado de Hidalgo y del noreste del Estado de México. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 13: 147-168.
- Simons, F., Mapes-Vázquez, E., 1956. Geology and ore deposits in the Zimapán mining district, State of Hidalgo, México. U. S. Geological Survey, Professional Paper 284, 128 pp.
- Soto, E., Mazari, M., Bojórquez, L., 2000. Entidades de la zona Metropolitana de la Ciudad de México propensas a la contaminación de agua subterránea. *Investigaciones Geográficas*, 43: 60-75.
- Tsourlos, P. I., Szymanski, J., Tsokas, N., 1999. The effect of terrain topography on commonly used resistivity arrays. *Geophysics*, 64: 1357-1363.
- Valdés, C., 2005. La red sísmica nacional y los sistemas de alarma en México, 52 p. http://www.foroconsultivo.org.mx/eventos_realizados/tsunamis/valdes.pdf
- Vázquez-Sánchez, E., Jaimes-Palomera, R., 1989. Geología de la Cuenca de México. *Geofísica Internacional*, 28: 133-190.
- Villarello, J., Böse, E., 1902. Criaderos de fierro de la Hacienda de Vaquerías en el estado de Hidalgo. *Boletín del Instituto Geológico Mexicano*, 16: 15-44.

Wilson, B., Hernández J., Meave, T., 1955. Un banco calizo del Cretácico en la parte oriental del Estado de Querétaro. Boletín de la Sociedad Geologica Mexicana, 18: 1-10.