



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**“ESTUDIO GEOFÍSICO EN CAVIDAD DE LA DELEGACIÓN
ÁLVARO OBREGÓN USANDO TOMOGRAFÍA DE
RESISTIVIDAD ELÉCTRICA”**

TESIS

Que para obtener el título de

INGENIERO GEOFÍSICO

P R E S E N T A

Jorge Ramírez Luna

DIRECTOR DE TESINA

DR. ANDRÉS TEJERO ANDRADE



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2016



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.

TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA EN 2D

PARA MI HERMOSA FAMILIA:

**LOS HIJOS, EL MOTOR DE UNA FAMILIA, PERO ¿QUE SERÍAN LOS HIJOS SIN UNA GUÍA?,
SI, TAMBIÉN MI AMADA ESPOSA PARTE FUNDAMENTAL EN MI VIDA Y POR TODOS
ELLOS MI ESFUERZO Y DEDICACIÓN DE ESTE TRABAJO.**

PARA MI ESPOSA:

GRACIAS POR TUS CONSEJOS Y POR TUS SUGERENCIAS SIEMPRE APOYANDO EN TODO.

PARA MI HIJA:

**MUCHAS GRACIAS POR TODA TU ENTREGA Y GRAN APOYO EN LA ELABORACIÓN DE ÉSTE
TRABAJO ASÍ COMO POR TUS SUGERENCIAS Y TODO TU TIEMPO SIN QUE TE LO PIDIERA,
DIOS TE BENDIGA Y TE LO RECOMPENSE CON CRECES.**

PARA MI HIJO:

**GRACIAS POR TU APOYO MORAL EN TODO MOMENTO, DIOS TE BENDIGA Y ALCANCES
TUS OBJETIVOS.**



TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA EN 2D

PARA MIS PADRES:

**AUNQUE YA NO ESTÉS CON NOSOTROS SE QUE COMO SIEMPRE ESTARÁS ORGULLOSO
CON LO QUE HACEMOS, GRACIAS PADRE DIOS TE TENGA SU SANTA GLORIA.**

**GRACIAS MADRE POR TODOS TUS CONSEJOS Y SABIDURÍA QUE ME HAS DADO,DIOS
TE BENDIGA TODAVÍA MUCHOS AÑOS MÁS.**

PARA MI TUTOR:

**EXCELENTE SER HUMANO, GRAN AMIGO, CONSEJERO Y EL MEJOR TUTOR QUE PUDE TENER,
GRACIAS POR SU TIEMPO, COMPRENSIÓN Y DEDICACIÓN A ÉSTE TRABAJO Y A MUCHOS MÁS
QUE LE FALTAN, DIOS LO BENDIGA Y NOS LO GUARDE MUCHOS AÑOS MÁS.**

PARA MIS SINODALES:

**GRACIAS AMIGOS POR SU APOYO Y TIEMPO PERO SOBRE TODO POR SER AMIGOS Y GRANDES
PERSONAS ENTREGADAS AL 100% A SU TRABAJO Y QUE LO HACEN MUY BIEN.**



TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA EN 2D

ÍNDICE	PÁGINA
RESUMEN	5
SUMMARY	5
INTRODUCCIÓN	5
OBJETIVO	5
CAPÍTULO 1 EL MÉTODO DE PROSPECCIÓN ELÉCTRICA	6
1- INTRODUCCIÓN	6
1.1.- BREVE INTRODUCCIÓN HISTÓRICA DE LA PROSPECCIÓN ELÉCTRICA	6
1.2.- LA GEOFÍSICA APLICADA	7
1.3.- ECUACIONES DE MAXWELL	8
1.4.- CONCEPTO DE RESISTIVIDAD APARENTE	10
1.5.- TÉCNICAS GEOFÍSICAS	13
1.6.- CONFIGURACIÓN Y DISPOSITIVOS ELECTRÓDICOS	15
1.6.1.- WENNER	15
1.6.2.- DIPOLO-DIPOLO	16
1.6.3.- WENNER-SCHLUMBERGER	18
1.6.4.- POLO-POLO	20
1.6.5.- POLO-DIPOLO	21
1.7.- TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA RESISTIVA	24
1.8.- ÁMBITO DE APLICACIÓN	25
1.9.- INTERPRETACIÓN DE DATOS	27
1.10.-EL PROBLEMA DE LA INVERSIÓN DE DATOS DE RESISTIVIDAD APARENTE	28
1.10.1.-INTRODUCCIÓN	28
1.10.2.-EL PROBLEMA DIRECTO	28
1.10.3.-EL PROBLEMA INVERSO	29
1.10.4.-TEORÍA BÁSICA DE INVERSIÓN	30
CAPÍTULO 2 GEOLOGÍA DE LA DELEGACIÓN ÁLVARO OBREGÓN	31
2.-ÁREA DE ESTUDIO: ÁLVARO OBREGÓN	31
2.1.- LA DELEGACIÓN	31
2.2.- LÍMITES	31
2.3.- UBICACIÓN	32
2.4.- HISTORIA	32
2.5.- GEOLOGÍA	33
2.5.1.- ESTRATIGRAFÍA	35
2.5.2.- GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	37
CAPÍTULO 3 ESTUDIO GEOELÉCTRICO DE TER2D	39
3.1.- LEVANTAMIENTO EN ÁLVARO OBREGÓN	39
3.2.- EL EARTHIMAGER	39
3.2.1.-CARACTERÍSTICAS DE EARTHIMAGER	39
3.3.- ANÁLISIS DE LA TOMOGRAFÍA 2D	42
3.4.- CONCLUSIONES Y	44
3.5.- RECOMENDACIONES	45
BIBLIOGRAFÍA	46

TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA EN 2D

RESUMEN

El conocimiento adquirido con la teoría geofísica aplicado en el programa **EARTHIMAGER** más el uso de técnicas modernas y una buena interpretación nos da como resultado un excelente estudio de ingeniería, muy necesario siempre.

En efecto las técnicas de exploración van cambiando y son más eficientes como la tomografía que es multielectrodos y que facilita la adquisición de datos con sus diferentes arreglos como (Wenner, Wenner-Schlumberger, Polo-Polo, Polo-Dipolo, Dipolo-Dipolo), esto nos da mejor resolución y más detalle en las situaciones geológicas o geofísicas que se presentan, utilizando el arreglo apropiado de acuerdo a los requerimientos.

SUMMARY

The knowledge gained from theory applied geophysics program in **EARTHIMAGER** using more modern techniques and a good performance gives results in excellent engineering study, much needed forever.

Indeed exploration techniques are changing and are more efficient as positron is multielectrodes and facilitates data acquisition with different arrangements like (Wenner , Wenner - Schlumberger , Pole-Pole , pole-dipole , dipole-dipole) this gives better resolution and more detail in geological or geophysical situations presented using the appropriate arrangement according to the requirements .

INTRODUCCIÓN

Dentro de los últimos años ha tenido una gran desarrollo la tomografía eléctrica de resistividad, con sus imágenes resultantes en 2D o 3D que nos da una distribución de resistividades de una superficie o volumen al inyectar una corriente al medio nos puede reflejar contrastes de resistividad que podemos asociar a estructuras o anomalías que tengan importancia .

Para el procesado de la información obtenida se utilizó el programa EarthImager 2D, la base del trabajo fue LOKE, M.H. (2010). Electrical Imaging Surveys for Environmental and Engineering Studies. Tutorial: 2-D and 3-D Electrical Imaging Surveys.

En el primer capítulo se fundamentan los conceptos empleados en la Tomografía eléctrica de resistividad y las ventajas de su uso.

En el segundo capítulo se describen las características geológicas de mayor importancia para el estudio.

En el tercer capítulo se presentan los resultados, conclusiones y recomendaciones.

OBJETIVO

Aplicar el uso de la Tomografía Eléctrica de Resistividad 2D en la Delegación Álvaro Obregón en la determinación de características físicas de una cavidad presentada en la zona de estudio usando el EARTHIMAGER.



CAPÍTULO 1 EL MÉTODO DE PROSPECCIÓN ELÉCTRICA

1.-INTRODUCCIÓN

Al introducir los métodos eléctricos, nos enfrentamos a numerosos problemas. En primer lugar, existen varios métodos eléctricos, y las partes de cada uno contienen aspectos teóricos únicos así como procedimientos operacionales. En segundo lugar, todos los métodos tienen una teoría compleja, y las interpretaciones cuantitativas no son fáciles de alcanzar.

En vista de estos inconvenientes y condicionamientos nos concentraremos en un único método: el de resistividad eléctrica. La resistividad eléctrica es probablemente el método más común aplicado a las investigaciones del subsuelo.

1.1.- BREVE INTRODUCCIÓN HISTÓRICA.

La historia de la prospección eléctrica data esencialmente de los años 1830, cuando *Robert W. Fox* experimentó con corrientes naturales asociadas con yacimientos de sulfuro en *Cornwall*, Inglaterra. Durante el siglo XIX la mayor parte del trabajo se ocupó sólo de estos tipos de corrientes. Durante los primeros años de la segunda década del siglo XX, *Conrad Schlumberger* en Francia y *Frank Wenner* en los Estados Unidos aplicaron corriente al suelo y midieron la diferencia de potencial resultante. Estas investigaciones establecieron el método de resistividad de corriente directa.

En el año 1914 *Schlumberger* encontró un rico yacimiento de minerales en Serbia usando el método del potencial propio, y en 1917 el método electromagnético fue introducido por *H.R. Conklin*. Las corrientes telúricas fueron estudiadas en primer lugar por *O.H. Gish* y *W.J. Rooney* en los Estados Unidos a principios de los años 1920. Este trabajo fue continuado y ampliado por el grupo de *Schlumberger* que comenzaba en 1934. Prácticamente la totalidad de estos primeros trabajos estuvieron bastante asociados a yacimientos minerales y su exploración. Uno de los primeros usos no comerciales fue un cartografiado de los máximos de resistividad del lecho rocoso realizado por *I.B. Crosby* y *E.G. Leonard* en 1928 durante la investigación de un posible emplazamiento para una presa.

Con la excepción del método magneto-telúrico, prácticamente todos los métodos eléctricos fueron investigados de alguna manera hacia el año 1930. Desde entonces, el progreso ha consistido en la mejora del instrumental, el desarrollo de una base teórica sólida, y el perfeccionamiento de los métodos interpretativos, principalmente, si no enteramente, debido al avance y desarrollo de las técnicas computacionales.

1.2.- LA GEOFÍSICA APLICADA.

Cada técnica geofísica obedece al estudio de una determinada propiedad de las rocas o materiales geológicos, existiendo numerosas posibilidades en la manera de efectuar las mediciones sobre el terreno, de tal forma que puedan adaptarse a la escala y el objetivo requerido por cada trabajo: desde reconocimientos regionales a caracterizaciones locales y superficiales. En principio, todas las técnicas geofísicas de superficie pueden ser utilizados en la resolución de problemas geológicos relacionados con la hidrogeología, la minería, la geotecnia, la arqueología y el medio ambiente, siendo fundamental tener en cuenta los límites tanto intrínsecos de cada técnica como los derivados de su forma de utilización. Sin embargo, la naturaleza de la mayoría de los problemas planteados exige conocer la distribución de propiedades en el subsuelo en sentido vertical y lateral, lo que unido a la versatilidad del parámetro resistividad, hace que los métodos eléctricos y electromagnéticos sean con diferencia los más utilizados. No obstante, es frecuente que la resolución de los problemas planteados demande la utilización de métodos sísmicos, gravimetría o magnetometría, así como tecnologías eléctricas no convencionales. Cada tipo de situación geológica requiere la aplicación del método adecuado, siendo conveniente en muchas ocasiones la aplicación combinada de más de un método, lo que a veces no es posible por los límites económicos que suelen imponerse a las investigaciones. En este sentido, la reutilización de la información geofísica a través de cartografía y bases de datos nacionales es una excelente alternativa.

1.3.-LAS ECUACIONES DE MAXWELL

Para el marco teórico tenemos de la ecuación de Maxwell (Orellana 1982):

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

Donde: \vec{B} - Campo magnético existente en el espacio, creado por las corrientes.

Ahora para los parámetros de la ecuación de Maxwell (Orellana, 1982):

$$\vec{\nabla} \times \vec{E} = - \frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad (1)$$

Donde:

\vec{E} representa la intensidad del campo eléctrico [V/m],

\vec{B} el vector de inducción magnética [Wb/m²],

\vec{J} la densidad de corriente eléctrica [A/m²],

entonces:

$$\vec{\nabla} \times \vec{E} = 0 \quad (2)$$

Se supone que el medio es homogéneo y se tiene una fuente puntual en superficie, la ecuación anterior indica que el campo E es conservativo por lo que deriva de un potencial U, escalar:

$$\vec{E} = -\nabla U \quad (3)$$

y de la ley de Ohm en forma diferencial para medios isótropos:

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad (4)$$

de la ecuación de continuidad se tiene:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot \vec{J} = 0 \quad (5)$$

donde el primer término es la variación de la densidad de carga eléctrica en el medio y el segundo el balance de flujo en el volumen considerado, por lo que:

$$\nabla \cdot \vec{J} = 0 \quad (6)$$

esto se cumple para todos los puntos, excepto en los electrodos.

TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA EN 2D

Combinando la ecuación (4) con (6) se tiene:

$$\nabla \cdot \vec{j} = (\sigma \vec{E}) = 0 \quad (7)$$

desarrollando:

$$\nabla \cdot (\sigma \vec{E}) = \sigma \nabla \cdot \vec{E} + \vec{E} \cdot \nabla \sigma = -\sigma \nabla \cdot \nabla U + \vec{E} \cdot \nabla \sigma - \sigma \nabla^2 U + \vec{E} \cdot \nabla \sigma = 0 \quad (8)$$

pero, dentro de cada zona de conductividad uniforme será:

$$\nabla \sigma = 0 \quad (9)$$

por lo que se obtiene la ecuación de Laplace:

$$\nabla^2 U = 0$$

esta ecuación será válida en cualquier punto del semi-espacio, excepto en los electrodos.

1.4.-CONCEPTO DE RESISTIVIDAD APARENTE

Independientemente de que la Tomografía eléctrica sea una técnica multielectródica, la base teórica de su funcionamiento es análoga al de los métodos de resistividad convencionales.

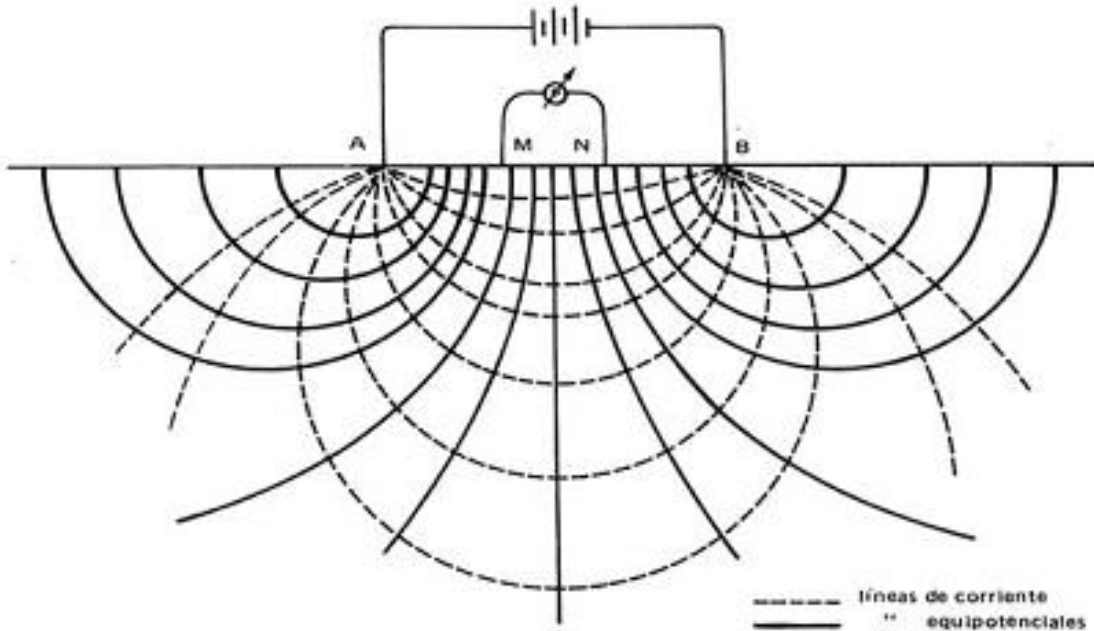


Figura 1.- Disposición básica de los métodos de resistividad

Los métodos convencionales sólo precisan 4 electrodos y se basan en introducir en el terreno, un campo eléctrico de corriente continua mediante dos electrodos de corriente (A,B) conectados a un amperímetro, mientras que con los otros dos electrodos (M,N) y que están conectados a un voltímetro, mediremos cual es la diferencia de potencial eléctrica ΔV entre esos dos puntos, parámetro a partir del cual podremos calcular el valor de la resistividad en el punto medio del dispositivo y a una profundidad determinada.

Cuando introducimos corriente eléctrica en el terreno, ésta se puede propagar de tres maneras a través del subsuelo:

- conducción dieléctrica (asociada a materiales muy poco conductivos o aislantes),
- conducción electrónica (asociada a materiales con electrones libres, los metales) y
- conducción electrolítica (asociada al movimiento de los iones presentes en el fluido intersticial del terreno). La conducción electrolítica es el modo de propagación más importante, y en el que se basa los métodos de resistividad.

En un semiespacio homogéneo e isótropo de resistividad ρ , y sometido a una intensidad I , el valor del potencial V de un punto situado a una distancia r con respecto a un electrodo puntual es

TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA EN 2D

$$V = \frac{I\rho}{2\pi r} \quad (1)$$

Partiendo de la expresión (1) , para una disposición electródica como la mostrada en la figura 1, el potencial medido por los electrodos de medida M y N será.

$$V_M = \frac{I\rho}{2\pi} \left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right]; V_N = \frac{I\rho}{2\pi} \left[\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right] \quad (2)$$

Por lo que la diferencia de potencial ΔV_{MN} entre ambos puntos será

$$\Delta V_{MN} = \frac{I\rho}{2\pi} \left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right] \quad (3)$$

Si ahora despejamos ρ obtendremos el valor de la resistividad para el punto medio del dispositivo. La resistividad no es más que una medida de la dificultad que la corriente eléctrica encuentra a su paso por un material determinado.

$$\rho_a = \frac{\Delta V}{I} K \quad (4)$$

En donde ρ_a se mide en Ohms-metro, I en Amperes, y V en Volts . El término K es el “factor de penetración” o “coeficiente del dispositivo” y dependerá de las distancias entre los electrodos.

$$K = \frac{2\pi}{\left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right]} \quad (5)$$

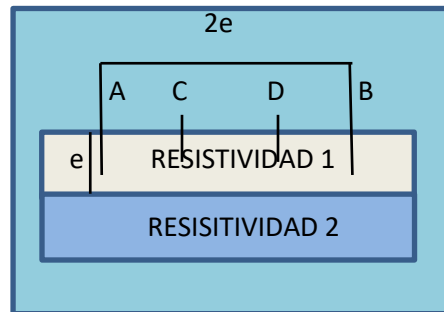
Ahora bien la resistividad calculada a través de la expresión (4) , en general corresponderá a la resistividad aparente del terreno y no a la resistividad real.

Ello se debe a que el subsuelo está compuesto generalmente por distintos materiales, por lo que el campo eléctrico introducido en el terreno afectará simultáneamente a diversas capas, de forma que la resistividad medida corresponderá a un valor intermedio de todas ellas. Solo para suelos homogéneos o para profundidades de investigación muy superficiales, el valor de resistividad medido coincidirá con el de la resistividad real.

TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA EN 2D

Si los electrodos están colocados a lo largo de una línea y se aumenta su espaciamento en manera sistemática entonces la variación de la resistividad aparente en función del espaciamento de los electrodos permite determinar la variación de la resistividad con la profundidad aumentándose dentro de los límites de resolución, los cuales dependen de la distribución vertical de las resistividades y de la calidad de los datos.

En el siguiente caso se consideran dos estratos limitados por una interfase horizontal. El estrato superior posee la resistividad r_1 , el estrato inferior tiene una resistividad $r_2 < r_1$. Entre los electrodos de corriente A y B las líneas de flujo de la corriente se dirigen hacia abajo como se ilustra en el siguiente esquema, porque la resistividad más baja r_2 correspondiente al estrato inferior facilita el corrido de la corriente en el estrato inferior. Por la misma razón, la corriente total es mayor en comparación con el caso que el estrato superior se extendiera infinitamente hacia abajo. Cuanto más alta la profundidad de la interfase entre los dos estratos tanto más pequeño será el aumento del flujo de corriente. Cuanto mayor es el espaciamento de los electrodos de corriente en función con la profundidad de la interfase tanto mayor será el efecto del estrato inferior de menor resistividad a la corriente, que fluye entre ambos electrodos.



Esquema 1.- Resistividad en dos estratos

- En el caso de dos estratos horizontales y en el caso que el espaciamento es pequeño entre los electrodos de corriente en comparación con la potencia e de la capa superior, la resistividad aparente ρ_a sería igual a la resistividad r_1 correspondiente a la capa superior, debido a que una porción muy pequeña de la corriente penetraría por la interfase hacia la capa inferior.
- En el caso de un espaciamento grande entre los electrodos de corriente en comparación con la potencia e de la capa superior la resistividad aparente ρ_a se acerca a la resistividad r_2 correspondiente a la capa inferior, pues la porción de la corriente correspondiente a la capa superior se vuelve despreciablemente pequeña.

TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA EN 2D

1.5.-TÉCNICAS GEOFÍSICAS

Cada técnica geofísica obedece al estudio de una determinada propiedad física de los materiales geológicos. Una clasificación primaria puede establecerse en función de la procedencia de la información que proporcionan, teniendo así:

Métodos que informan de la distribución de propiedades a nivel de la superficie del terreno, o con unos pocos centímetros de penetración; dentro de ellos se encuentran todos los que utilizan las propiedades ópticas de las rocas (reflectividad), o en bandas especiales de frecuencias (p.ej. imágenes de infrarrojos), las propiedades de radiactividad natural (espectrometría), reflectividad electromagnética (radar aéreo), fluorescencia, etc.

Los restantes métodos informan de la distribución de propiedades en el subsuelo, con rangos de penetración muy dispares, que varían desde unos pocos metros a miles de metros.

Dentro de ellos pueden hacerse dos grupos:

a) Los métodos que estudian las propiedades naturales de las rocas: Densidad (gravimetría), susceptibilidad magnética (magnetometría), campos eléctricos y electromagnéticos naturales (magnetotelúrico, potencial espontáneo), conductividad térmica (termometría), etc.

b) Los métodos que estudian las propiedades que surgen en las rocas como respuesta a su previa excitación con algún tipo de energía (Sherif, 1989) desde el exterior a las mismas: la velocidad de propagación de un esfuerzo mecánico (sísmica), la resistencia al paso de la corriente eléctrica (métodos geoelectrónicos de corriente continua), la generación de campos electromagnéticos inducidos (métodos de corriente alterna, entre los que cabe incluir los métodos radiomagnetotelúricos), la reflectividad de las ondas electromagnéticas por cambio de la constante dieléctrica (radar terrestre), la cargabilidad (polarización inducida), los fenómenos electrocinéticos, la resonancia magnética de los protones (SRM), etc.

En este último grupo de métodos, las posibilidades que ofrece el disponer de un circuito desde donde se emite la energía y de otro donde se recibe la respuesta del subsuelo, hace que los submétodos o formas posibles de efectuar las mediciones y analizar los datos sean muy variadas.

En sísmica (Dobrin y Savit, 1988), habría que diferenciar entre la utilización de las ondas reflejadas, refractadas, las ondas directas de tipo superficial, las ondas canalizadas, etc. En los métodos eléctricos (Orellana, 1972) las mediciones pueden disponerse de tal forma que se investigue la variación de la resistividad en vertical (p.ej. los SEV de corriente continua), en horizontal a un determinado nivel de profundidad (calicatas) o en ambas (tomografía eléctrica). En los métodos que utilizan corriente alterna (McNeill, 1980) las posibilidades se abren más aún al considerar que puede trabajarse tanto en el denominado dominio de las frecuencias como en el dominio del tiempo. La profundidad de la información puede también ser gobernada: bien en función de la intensidad de la energía introducida en el subsuelo (p.ej. en sísmica) o de sus características (p.ej. la frecuencia en electromagnético), bien en función de la distancia entre fuente de energía y sensores (diseño de

TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA EN 2D

dispositivos), o bien sencillamente según el tipo de sensores (p.ej. dimensiones de las bobinas receptoras en SRM). Casi todos estos métodos pueden además utilizarse de forma tomográfica, disponiendo emisor y receptor rodeando el volumen de terreno a investigar. En muchos métodos geofísicos las medidas pueden ser tomadas tanto desde tierra como desde el aire o en el mar, o bien introducir los instrumentos de medición en un sondeo mecánico, dando lugar a parte de los métodos geofísicos de testificación (Kearey y Brooks, 1991), en los cuales, debido a la corta distancia entre los sensores geofísicos y los materiales investigados, surgen todavía más posibilidades de medición de otras propiedades y de diseño de dispositivos. Aunque la presencia de agua modifica varios parámetros petrofísicos (conductividad, velocidad de las ondas sísmicas, constante dieléctrica), es sin embargo la resistividad eléctrica la propiedad física de las rocas que más variación presenta con la porosidad, permeabilidad y con el contenido en agua y su calidad (Orellana, 1972). Sin embargo, aunque la resistividad de una arcilla es normalmente más de cien veces inferior a la de una grava, el contenido en agua de las grava puede modificar su resistividad en esta misma proporción, pudiendo llegar a ser tan baja como la de unas arcillas, sobre todo si se tiene en cuenta la salinidad del agua. No existe por lo tanto una posibilidad de relacionar directamente un valor de resistividad con una determinada e inequívoca litología o contenido en agua de la misma, aunque pueden establecerse relaciones entre la resistividad y la porosidad, e incluso con la conductividad hidráulica (Bear, 1972), si los valores se han podido calibrar para una zona determinada.



1.6. –CONFIGURACIÓN Y DISPOSITIVOS ELECTRÓDICOS

A continuación se describen los dispositivos más empleados en Tomografía Eléctrica 2D:

- Wenner
- Dipolo-Dipolo
- Wenner-Schlumberger
- Polo-Polo
- Polo-Dipolo

1.6.1.-CONFIGURACIÓN WENNER.

Dispositivo indicado para la determinación de cambios de resistividad en la vertical en detrimento de los horizontales, por lo que el dispositivo se encuentra indicado para el estudio de medios horizontalmente estratificados. La figura 2 muestra cómo los contornos de sensibilidad son pseudohorizontales abajo del centro del conjunto.

La profundidad media de investigación es dentro de los dispositivos, moderada siendo aproximadamente 0.5 del espaciado "a" empleado. Para el dispositivo Wenner, el factor geométrico k es $2\pi a$ siendo menor que en otros dispositivos por lo que se ve afectado en menor medida por el ruido registrando una buena señal lo que lo hace especialmente indicado para estudios en emplazamientos con un ruido elevado. EL sistema presenta una baja cobertura horizontal en cuanto se aumenta el espaciamiento entre electrodos.

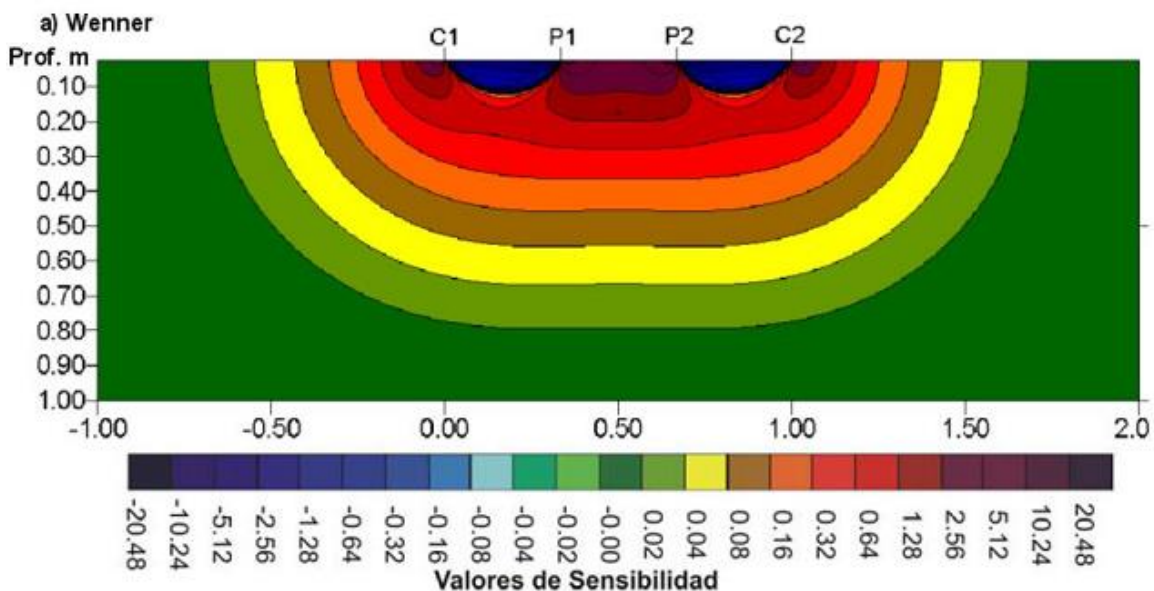
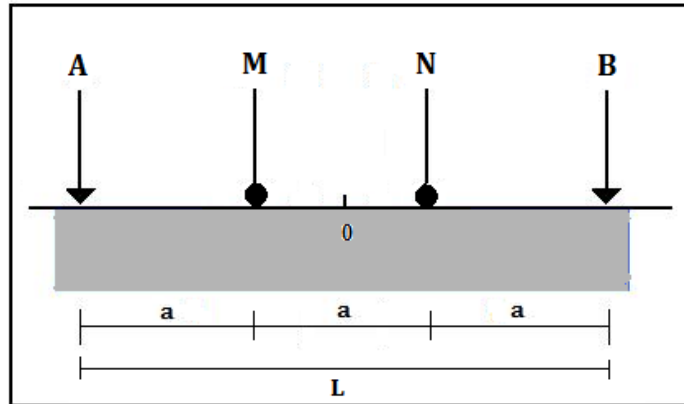


Figura 2. Sensibilidad para la configuración Wenner(Loke,2002)

TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA EN 2D

Dispositivo Wenner

En este dispositivo los electrodos AMNB son equidistantes entre sí, a una distancia a . En el esquema 2 se observa la disposición de los electrodos.



Esquema 2. Configuración eléctrica del dispositivo Wenner.

Y su resistividad aparente se calcula con $\rho_a = 2\pi a \frac{\nabla V}{I}$

1.6.2.-CONFIGURACIÓN DIPOLO-DIPOLO.

Este dispositivo ha sido y continúa siendo empleado con frecuencia en estudios de resistividad y PI (Polarización Inducida) debido al bajo acoplamiento entre la corriente y los circuitos potenciales. Esto se debe a que los efectos de cargabilidad son afectados notablemente por la señal de acoplamiento inductivo. El espaciado " a " entre los electrodos C1-C2 es igual al existente entre los electrodos de potencia P1-P2. El dispositivo tiene otro factor denominado " n " que depende de la distancia entre los electrodos C1 y P1 y la separación del dipolo " a " C2-C1 (o P2-P1). Las investigaciones mantienen fijo inicialmente el espaciado " a " aumentando el factor " n " 1, 2, 3 hasta 15 veces con el fin de incrementar la profundidad de investigación. El análisis de los contornos de sensibilidad (figura 3) muestra que las mayores sensibilidades se ubican entre los electrodos C2-C1 y el par P1-P2 de manera que el dispositivo se muestra muy sensible frente a cambios de resistividad entre los electrodos en cada par de dipolos o lo que es lo mismo, en la vertical. Por lo tanto, el dispositivo Dipolo-Dipolo es muy sensible a cambios de resistividad horizontales, pero relativamente poco sensible a cambios verticales por lo que se encuentra indicado para el estudio de estructuras verticales. La profundidad de investigación depende de " a " y del factor " n ". En general el dispositivo presenta una profundidad de investigación

TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA EN 2D

más pobre más somera que el dispositivo Wenner si bien, para perfiles 2D el dispositivo presenta una mejor cobertura lateral de datos. Como desventaja hemos de citar que el dispositivo registra una baja señal para valores grandes del factor “n” debido a que el voltaje es inversamente proporcional al cubo del factor de “n”, lo que significa que para la misma corriente, el voltaje medido por el resistivímetro disminuye en más de 200 veces cuando “n” aumenta desde 1 a 6. Por este motivo se recomienda emplear este dispositivo en zonas sin ruido además de asegurar en todo momento un buen contacto entre electrodo y terreno.

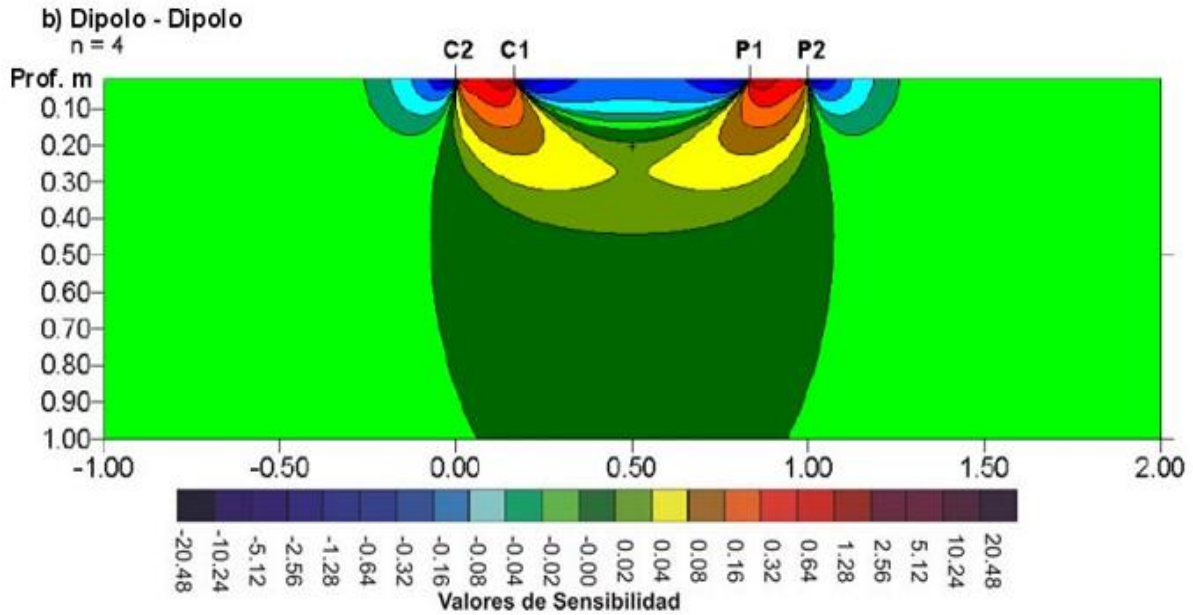
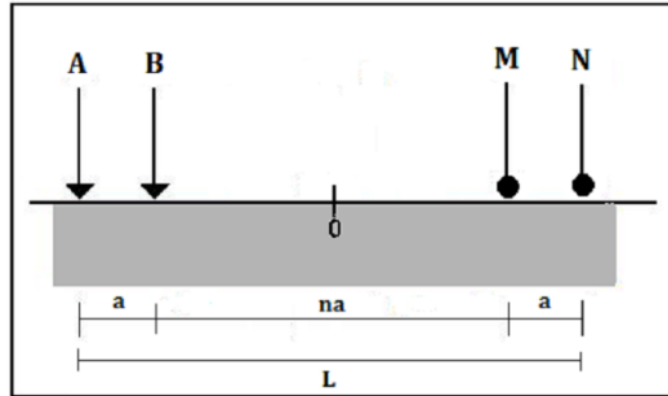


Figura 3. Sensibilidad para la configuración Dipolo-Dipolo(Loke,2002)

TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA EN 2D

Dispositivo Dipolo-Dipolo

En este dispositivo los electrodos se disponen sobre una línea en el orden ABMN formando así un doble dipolo, como se muestra en el esquema 3.



Esquema 3. Configuración eléctrica del dispositivo Dipolo- Dipolo.

Y su resistividad aparente se calcula con $\rho_a = \pi n a (n+1)(n+2) \frac{\nabla V}{I}$

1.6.3.-CONFIGURACIÓN WENNER-SCHLUMBERGER

Dispositivo híbrido entre los dispositivos Wenner y Schlumberger. Se trata de una forma modificada del dispositivo Schlumberger con un espaciado constante. En este caso el factor "n" es la relación entre la distancia de los electrodos C1-P1 (o P2-C2) y el par potencial P1 – P2. La sensibilidad del dispositivo (figura 4) varía ligeramente frente al Wenner con una curvatura vertical delgada más adelante del centro del conjunto y la sensibilidad ligeramente más inferior en las regiones entre el C1 y P1 (y también C2 y P2) incrementándose la sensibilidad en el entorno de los electrodos P1-P2. Por este motivo, el dispositivo es moderadamente sensible a estructuras horizontales y verticales por lo que el dispositivo se puede mostrar adecuado para zonas geológicas complejas con cambios en las estructuras en ambas direcciones. La modificación en el dispositivo hace que se puedan alcanzar profundidades de investigación un 10% superior que para el dispositivo Wenner para una misma distancia interelectrodos (C1 y C2). La señal para este dispositivo es menor que para en el caso del Wenner, pero más alta que para el Dipolo-Dipolo.

TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA EN 2D

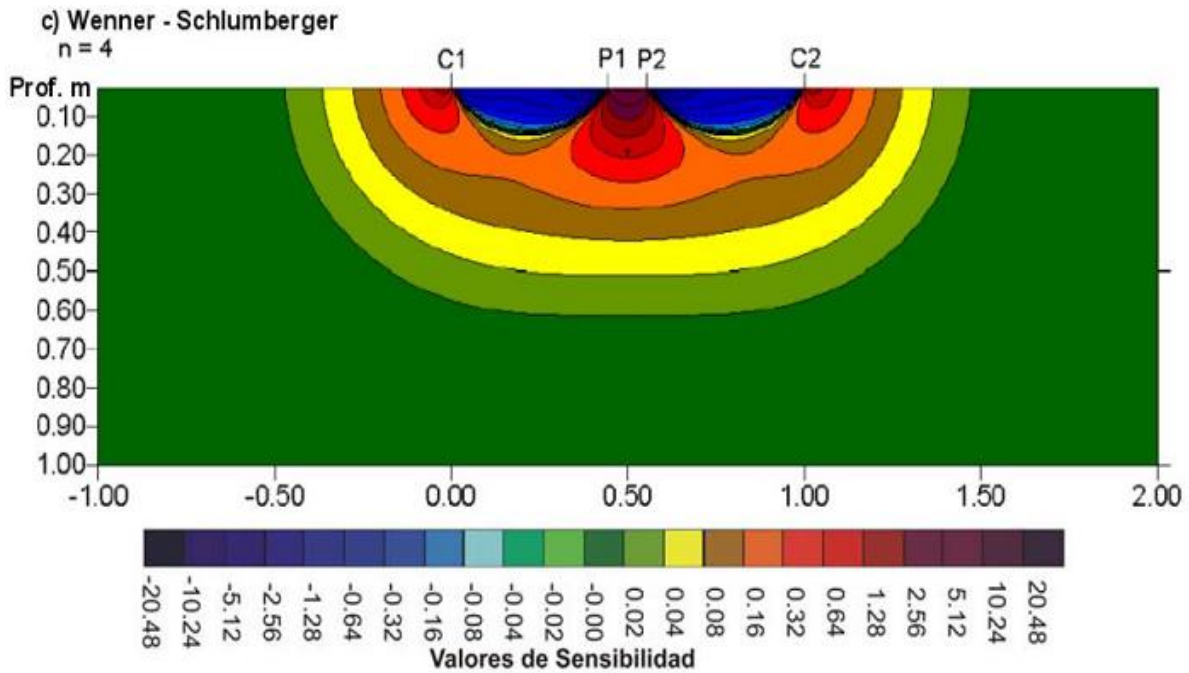
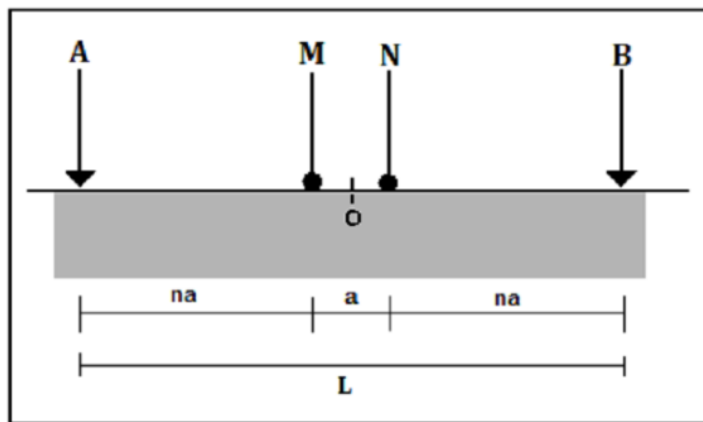


Figura 4. Sensibilidad para la configuración Wenner-Schlumberger (Loke,2002)

Dispositivo Wenner-Schlumberger

Se trata de una composición simétrica de los electrodos AMNB dispuestos en línea, donde la distancia de los electrodos detectores MN es mucho menor que la de los inyectores AB, como se muestra en el esquema 4.



Esquema 4. Configuración electródica del dispositivo Wenner-Schlumberger.

Y su resistividad aparente se calcula con $\rho_a = \pi n a (n+1) \frac{\nabla V}{I}$

TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA EN 2D

1.6.4.-CONFIGURACIÓN POLO - POLO

Dispositivo con un único electrodo de corriente y un electrodo de potencial en el perfil. El segundo electrodo de corriente y de potencial (C2 y P2) debe situarse a una distancia superior a 10 veces la separación máxima entre C1 y P1 empleados. Una desventaja de este dispositivo es que a causa de la gran distancia existente entre los electrodos P1 y P2, se puede generar un importante nivel de ruido telúrico que puede degradar mucho la calidad de las medidas. Por este motivo, el dispositivo Polo – Polo se aplica en estudios donde el espaciado entre electrodos es relativamente pequeño. Se trata de un dispositivo frecuentemente empleado en investigaciones arqueológicas en donde los espaciamientos entre electrodos es pequeño así como en mediciones 3D. El dispositivo presenta una gran cobertura horizontal muy amplia y la mayor profundidad de investigación si bien presenta una resolución relativamente pobre. Ver sensibilidad en figura 5

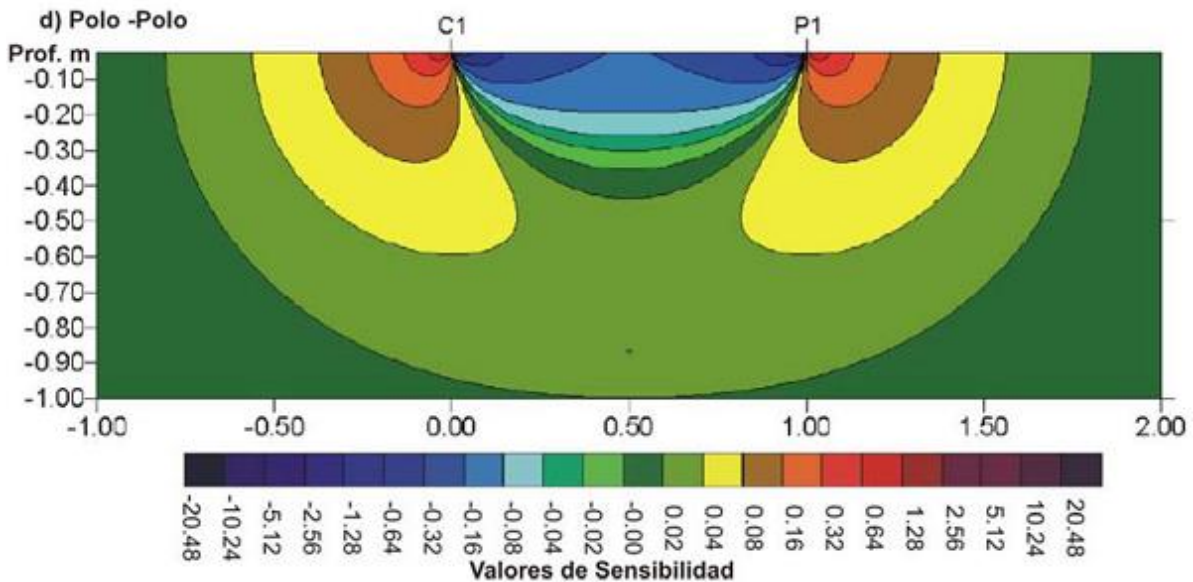
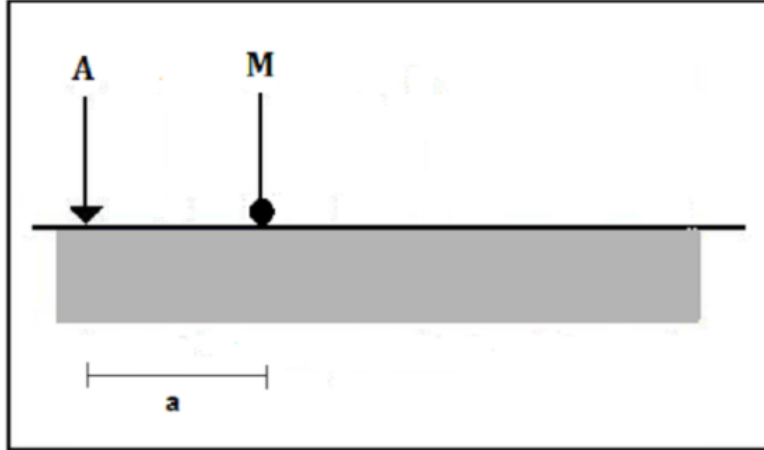


Figura 5. Sensibilidad para la configuración Polo-Polo(Loke,2002)

TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA EN 2D

Dispositivo Polo-Polo

En este dispositivo los electrodos B y N se llevan a una gran distancia (teóricamente en el infinito) de los otros dos A y M, como se muestra en el esquema 5.



Esquema 5. Configuración eléctrica del dispositivo Polo- Polo.

Y su resistividad aparente se calcula con $\rho_a = 2\pi na \frac{\nabla V}{I}$

1.6.5.-CONFIGURACIÓN POLO – DIPOLO

El dispositivo Polo–Dipolo posee una buena cobertura horizontal pero obteniendo una señal significativamente más alta comparada con el dispositivo Dipolo-Dipolo debido a su menor afección frente al ruido telúrico como la configuración Polo-Polo. (figura 6)

Este efecto de asimetría puede ser eliminado al repetir las mediciones con un dispositivo de electrodos inverso combinando las medidas realizadas en forma "Directa" e "Inversa". El dispositivo Polo-Dipolo emplea un electrodo remoto (C2) que debe emplazarse suficientemente alejado de la línea 2D. El dispositivo presenta una buena cobertura horizontal por lo que es atractivo para realizar mediciones de resistividades con un sistema multi-electrodo que posea un número relativamente pequeño de electrodos. La señal es comparativamente menor a los dispositivos Wenner y Wenner-Schlumberger, pero más alta que el dispositivo Dipolo-Dipolo.

TOMOGRFÍA ELÉCTRICA EN 2D

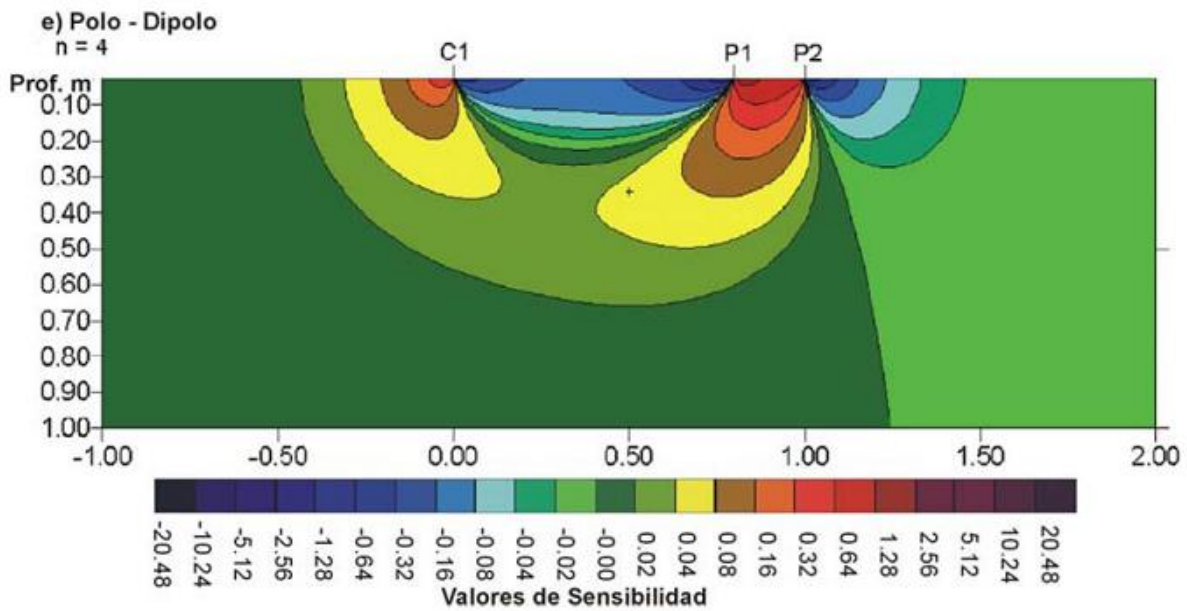
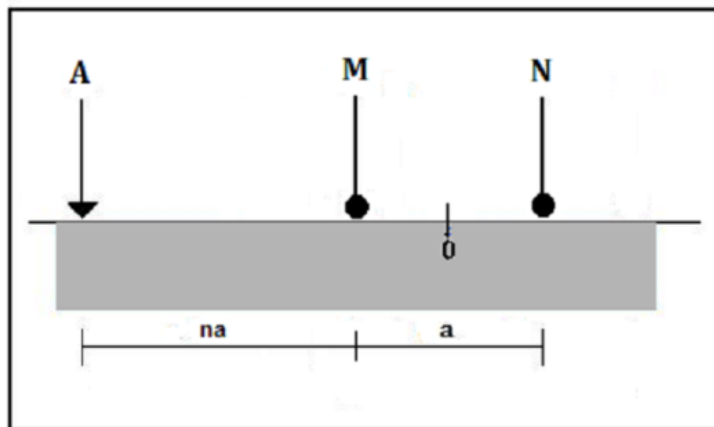


Figura 6. Sensibilidad para la configuración Polo-Dipolo (Loke,2002)

Dispositivo Polo-Dipolo

En este dispositivo un electrodo de corriente se lleva a una gran distancia (teóricamente en el infinito) de los otros tres (AMN), como se muestra en el esquema 6



Esquema 6. Configuración eléctrica del dispositivo Polo- Dipolo.

Y su resistividad aparente se calcula con $\rho_a = 2\pi na(n+1) \frac{\nabla V}{I}$

TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA EN 2D

A modo de resumen se pueden definir la aplicabilidad y recomendación de empleo de los dispositivos:

Se recomienda el dispositivo Wenner-Schlumberger si hemos de trabajar en un entorno con ruido (ciudad) y es necesaria una buena cobertura horizontal y resolución vertical

El dispositivo Dipolo-Dipolo es el indicado en estudios donde se necesita una buena cobertura horizontal y una resolución elevada siempre que haya un buen contacto electrodo-terreno.

Si se tiene un sistema con un número limitado de electrodos, una opción viable sería utilizar el dispositivo Polo-Dipolo con medidas realizadas en forma Directa e Inversa.

Para perfiles con un pequeño espaciado inter-electródico y una buena cobertura horizontal, se recomienda la utilización del dispositivo Polo-Polo.

Profundidad de Investigación de cada dispositivo

El gráfico inferior muestra la profundidad media de investigación para los diferentes dispositivos. Las profundidades son válidas para un modelo homogéneo de tierra por lo que la existencia de fuertes heterogeneidades en la resistividad de los materiales del subsuelo podría generar distorsiones en la profundidad real de investigación.

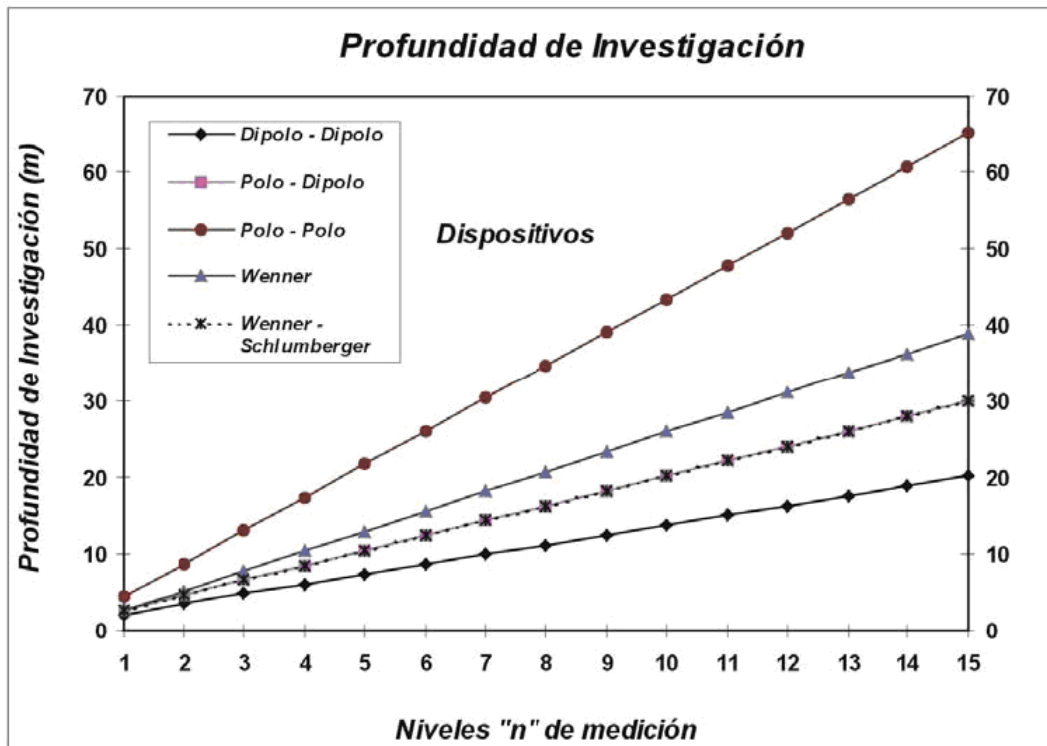


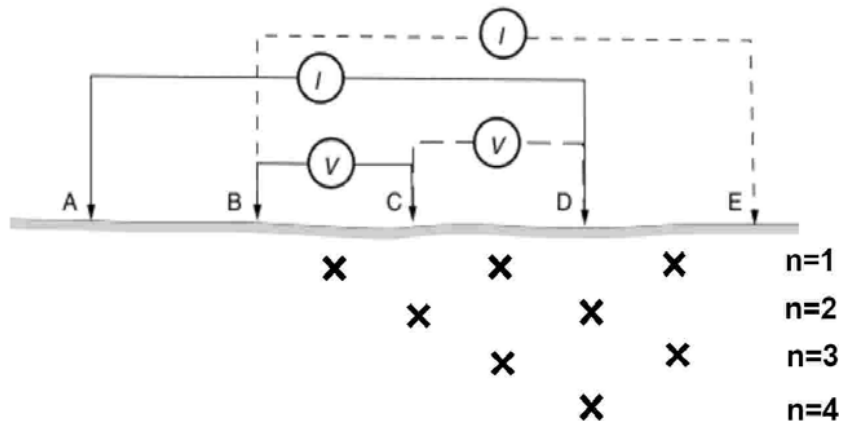
Gráfico. Profundidades medias de investigación sobre un medio homogéneo de resistividad para los dispositivos Dipolo-Dipolo, Polo-Dipolo, Wenner y Wenner - Schlumberger obtenidas para una distancia interelectródica de 5 metros y distintos niveles (Loke, 2002).

TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA EN 2D

1.7.- TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA RESISTIVA

La Tomografía Eléctrica o ERT (Electrical Resistivity Tomography) es una técnica geofísica para el estudio del subsuelo que consiste en determinar, con alta resolución espacial (tanto horizontal como vertical), la distribución de la resistividad a partir de un número muy elevado de medidas realizadas en forma automática desde la superficie del terreno. Esta aplicación es la definición moderna de un sistema de perfiles eléctricos clásico que toma ventaja de innovaciones tecnológicas tanto en la adquisición (con instrumentos multicanales computarizados) como en el procesamiento e interpretación cuantitativa 2D y 3D. Es una herramienta de alta resolución eficiente en investigaciones de ingeniería, ambientales y mineras hasta profundidades de 200-300m (o más).

El método consiste en colocar una serie de electrodos sobre una línea recta, dependiendo del arreglo elegido, los electrodos se intercambiarán para convertirse en A, B, M o N; cada lectura será ubicada en un punto de atribución y ésta dependerá de las distancias entre electrodos y el tipo de arreglo. El conjunto de lecturas generará una pseudosección de resistividades aparentes, posteriormente, mediante algún método de inversión se convertirán a resistividades reales.



Ejemplo de adquisición mediante tomografía; al pasar corriente entre A y D se obtienen lecturas de voltaje entre B y C, al pasar corriente entre B y E se obtienen lecturas de voltaje entre C y D, al pasar al siguiente nivel (n=2) la corriente pasa entre A y E mientras que el voltaje se lee entre B y D y así sucesivamente.

1.8.- ÁMBITO DE APLICACIÓN

TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA EN 2D

Por su capacidad resolutive al investigar hasta profundidades que pueden llegar a centenares de metros, la Tomografía eléctrica es aplicable a cualquier estudio del subsuelo donde interese identificar todo tipo de accidentes o discontinuidades que representen un contraste suficiente en la distribución de resistividad del medio rocoso.

Entre los objetivos más habituales a resolver mediante esta técnica cabe mencionar los siguientes:

- Detección y caracterización de fallas determinando su zona de influencia, rumbo, buzamiento y extensión en profundidad.
- Detección de contactos entre unidades litológicas de diferente naturaleza, para determinar la morfología y localización precisa de tales discontinuidades.
- Detección y caracterización de accidentes kársticos, tales como cavidades, rellenos arcillosos, etc.

Respecto a otros métodos geofísicos, como por ejemplo el método Sísmico de Refracción, de aplicación frecuente en ciertos campos de las ciencias de la Tierra tal como la Geotecnia, la Tomografía eléctrica no puede considerarse excluyente aunque tiene algunas particularidades que la hacen aplicable en ciertas zonas y para la resolución de ciertos problemas que el método Sísmico de Refracción no puede resolver. Por ejemplo, cuando se trata de la detección y caracterización precisa de discontinuidades no horizontales de los macizos rocosos o bien en el estudio de zonas situadas bajo niveles rocosos con mayor grado de consolidación e integridad que los materiales subyacentes.

Esta capacidad hace que la Tomografía eléctrica sea particularmente atractiva en estudios Geotécnicos donde es frecuente el empleo de técnicas geofísicas convencionales.

Esta técnica se conoce también como sondeo eléctrico continuo o CVES (Continuous vertical electrical sounding), que permite visualizar la distribución de la resistividad eléctrica del subsuelo mediante secciones bidimensionales.

TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA EN 2D

Un ejemplo de aplicación se presenta en la Ilustración 1, en las cuales se muestra el equipo de lectura, la distribución electródica utilizada, y el esquema del resultado esperado del pseudoperfil en donde se aprecian los contrastes de los materiales.

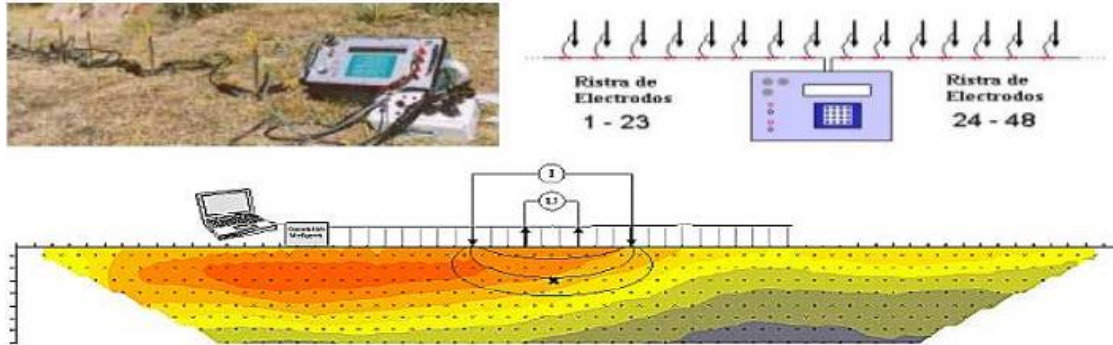
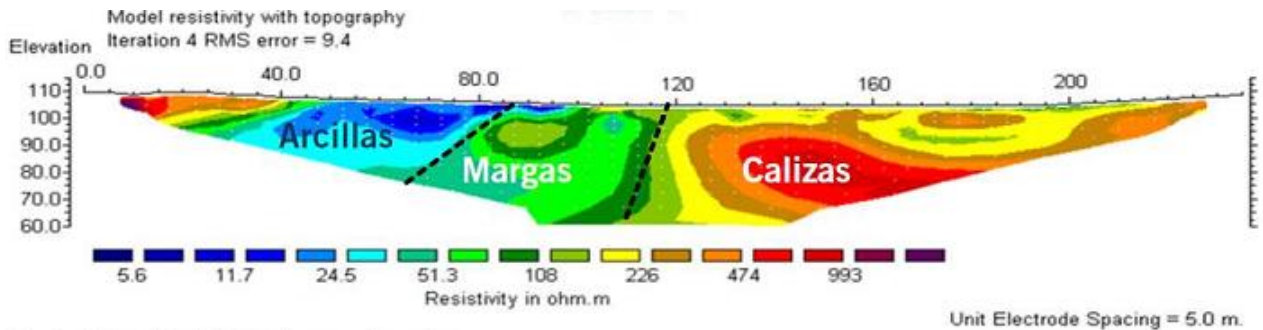


Ilustración 1. Arreglos de los electrodos en los sondeos eléctricos 2d y la secuencia de las medidas utilizadas para la construcción de los pseudoperfiles (tomado de Wide World, presentación en Power Point "Prospección Geofísica mediante Tomografía Eléctrica").

En la Ilustración 2, se presenta el resultado gráfico de un caso práctico, en donde se aprecian los contrastes de los materiales y su interpretación para las condiciones locales del estudio.



Horizontal scale is 15.53 pixels per unit spacing
Vertical exaggeration in model section display = 0.67
First electrode is located at 0.0 m.
Last electrode is located at 235.0 m.

Ilustración 2.-Caso práctico de Tomografía Eléctrica (tomado de Wide World, presentación en Power Point "Prospección Geofísica mediante Tomografía Eléctrica").

1.9. – INTERPRETACIÓN DE DATOS.

En la interpretación de los datos obtenidos en campo se pueden distinguir dos etapas: una primera o interpretación cualitativa y otra segunda o interpretación cuantitativa.

La interpretación cualitativa, consiste básicamente en búsqueda de anomalías mediante la observación de los perfiles y mapas obtenidos (correlacionando dichos datos con los mapas geológicos), es decir, la búsqueda de zonas donde el parámetro medido (resistividad aparente) tome valores que superen dos o tres veces al menos al valor normal o de fondo observado en la zona que se investiga, entendiendo que este valor de fondo, corresponde al valor medio registrado en las zonas estériles.

Las anomalías detectadas en los diversos perfiles y situados éstos en un mismo plano de trabajo, se correlacionan, uniendo las que quedan enfrentadas en perfiles contiguos. La correlación permite seguir la marcha de la anomalía en la zona estudiada. Lógicamente, se habrán seleccionado las anomalías más interesantes en función de su extensión, intensidad o incluso de contraste con la información suministrada por la aplicación de otros métodos geofísicos o geoquímicos que concretamente pueden ayudar mucho en la selección de anomalías (Bertin y Loeb, 1976). Es conveniente, por otra parte, distinguir las anomalías verdaderas de las debidas a otros efectos (accidentes del terreno, líneas eléctricas con toma de tierra, líneas de ferrocarril, verjas, etc.). Además, habrá que valorar las deformaciones que puedan tener como consecuencia de diferentes factores que les afectan. Así, la conductividad del recubrimiento o la de las heterogeneidades situadas cerca del cuerpo anómalo actúan amortiguando los valores de polarización tanto mayor es la conductividad; de esta forma, una anomalía de resistividad de poca intensidad en una zona con recubrimiento muy resistivo, podría ser mayor que otra que se manifiesta con mucha mayor intensidad en una zona muy conductiva. La topografía del terreno sobre la que se realizan las medidas afecta a los valores de la resistividad, y también a los de polarización inducida, debido a que la posición relativa entre los electrodos y el cuerpo anómalo es diferente de la que correspondería a un terreno horizontal. Un cuerpo anómalo situado a una determinada profundidad debajo del centro de un valle, y a la misma profundidad debajo del centro de una colina, produce efectos mayores de lo normal en este último caso, y menores en el primero.

Para llevar a cabo la interpretación cuantitativa es preciso establecer, basándose en datos interpretativos que represente adecuadamente al cuerpo anómalo. Se supone que este modelo tiene una forma y resistividad determinadas, y que se encuentra encajado en un terreno cuya resistividad también se supone conocida.

1.10.- EL PROBLEMA DE LA INVERSIÓN DE DATOS DE RESISTIVIDAD APARENTE

1.10.1. INTRODUCCIÓN

El análisis cuantitativo de los datos obtenidos en el campo se realiza resolviendo el problema directo y/o el problema inverso. El problema directo predice resultados cuando la geología y la física del medio son conocidas, a partir de la distribución de las resistividades del subsuelo se calcula la resistividad aparente en superficie para una configuración en particular. De esta forma es posible comparar los datos de campo con modelos conocidos y así verificar cuantitativamente si estos datos provienen de una distribución de resistividades similar a la del modelo propuesto.

Por su parte, el problema inverso construye un modelo razonable del subsuelo a partir de los datos obtenidos en el campo. Es decir, a partir de los valores de resistividad aparente medidos en superficie se obtiene la distribución de resistividades del subsuelo.

1.10.2. EL PROBLEMA DIRECTO.

Antes de encarar el problema de la inversión de los datos de una prospección geofísica es necesario comprender cómo se resuelve el problema directo. Este consiste en hallar una expresión para la diferencia de potencial entre cualquier par de puntos en el espacio como una función de la distribución de resistividades del medio, de la configuración utilizada y de la corriente de entrada. A partir de los valores de potencial calculados se obtienen los de resistividad aparente. La expresión para los potenciales se obtiene a partir de la aplicación conjunta de la ley de Ohm, del principio de conservación de la carga y de las ecuaciones de Maxwell para campos estacionarios. En general no es posible despejar la solución exacta del problema directo, por lo tanto se recurre a herramientas numéricas para resolverlo, obteniéndose una solución aproximada. La deducción de las ecuaciones que definen el problema directo y su resolución son complejas. Sólo se mencionarán algunos aspectos y consideraciones generales que deben tenerse en cuenta a la hora de implementarlo. Una vez encontradas las ecuaciones que definen el problema, antes de resolverlo se debe asumir a priori algún tipo de distribución de resistividades del subsuelo particular. El subsuelo puede modelarse en forma unidimensional (1D), bidimensional (2D) o tridimensional (3D). Cada dimensión constituye una dirección a lo largo de la cual la resistividad del suelo puede variar.

1.10.3. EL PROBLEMA INVERSO

Opuestamente a lo que sucede en el problema directo, en el problema inverso los valores de resistividad aparente que se obtuvieron en las distintas mediciones de campo o sintéticas constituyen datos y lo que se desea obtener es la distribución de resistividades del subsuelo que se generaron con dichos valores. En otras palabras, la aplicación del problema inverso permite obtener un modelo de la distribución de resistividades del subsuelo a partir de los valores de resistividad aparente medidos en el campo. De ésta manera, las ecuaciones que definen al problema inverso son las mismas que las del problema directo. Éste es un problema auto-consistente que se debe resolver en forma iterativa. La resolución del problema inverso requiere la elección a priori del tipo de modelo del subsuelo con el que se va a trabajar, 1D, 2D o 3D según resulte conveniente. Debido a que los valores de resistividad aparente tienen imprecisiones y/o ambigüedades inherentes al proceso de medición, el modelo obtenido no debería reproducir en forma exacta los valores de resistividades aparentes medidas sino dentro de un determinado rango de error. La diferencia entre los valores de resistividad aparente con el modelo calculado y los obtenidos en el campo se denomina desajuste o discrepancia. Para que el modelo obtenido sea realista, el desajuste debe ser del orden de los errores de medición. Adoptar en la inversión un desajuste muy pequeño, puede resultar en estructuras sin sentido físico que son una manifestación del ruido de la medición. Por otro lado, si el desajuste es muy grande se puede perder información de la estructura interna del subsuelo. El proceso de inversión de los datos a grandes rasgos es el siguiente:

- 1) Se parte de un modelo de resistividades inicial 1D, 2D o 3D.
- 2) Se calculan los valores de resistividad aparente predichos por el mismo.
- 3) Se comparan estos valores con los medidos en el campo, es decir se calcula la discrepancia
- 4) Si la discrepancia es mayor que el esperado, se modifica el modelo inicial y se repite el proceso.
- 5) Si la discrepancia es el esperado, quiere decir que se resolvió el problema.

El algoritmo de resolución del problema inverso, por lo expuesto hasta aquí, debe incluir un algoritmo para la resolución del problema directo, para llevar a cabo el punto 2).

Los problemas inversos no tiene solución única sino que hay infinitos modelos que pueden reproducir los datos en forma adecuada. Debido a esto se le indica al algoritmo de inversión que seleccione un modelo particular de todos los posibles, es decir, que el modelo posea características específicas. De esta forma se logra una gran flexibilidad para generar diversos modelos y es posible incorporar información adicional acerca de la distribución de resistividades del medio y generar un modelo acorde con esa información.

1.10.4. TEORÍA BÁSICA DE INVERSIÓN

La teoría de inversión en general, está organizada en un conjunto de técnicas matemáticas y estadísticas (cálculo, álgebra matricial, estimación e inferencia estadística, etc.), que tienen la finalidad de reproducir información de las propiedades físicas de un sistema (por ejemplo la Tierra) partiendo de los datos observados en este sistema. En la inversión geofísica se trata de encontrar un modelo con una respuesta que sea similar a los valores reales medidos. El modelo es una representación matemática idealizada de una sección de la Tierra. El modelo tiene un conjunto de parámetros que son las cantidades físicas que se pretende estimar a partir de los datos observados. La respuesta del modelo son los datos sintéticos que se calculan a partir de las relaciones matemáticas las cuales definen el modelo de un conjunto de parámetros dados. Todos los métodos de inversión esencialmente tratan de determinar un modelo para el subsuelo cuya respuesta se asemeje con los datos medidos sujetos a ciertas restricciones.

El método más comúnmente utilizado en modelos 2D y 3D es una interpretación basada únicamente en generar un modelo que divide la sección de interés en celdas rectangulares y asigna a cada una de estas regiones valores de resistividad. Las posiciones de las celdas son fijas y sólo se permiten variar a las que contienen valores de resistividad durante el proceso de inversión. Los parámetros del modelo son las resistividades de cada una de las celdas.

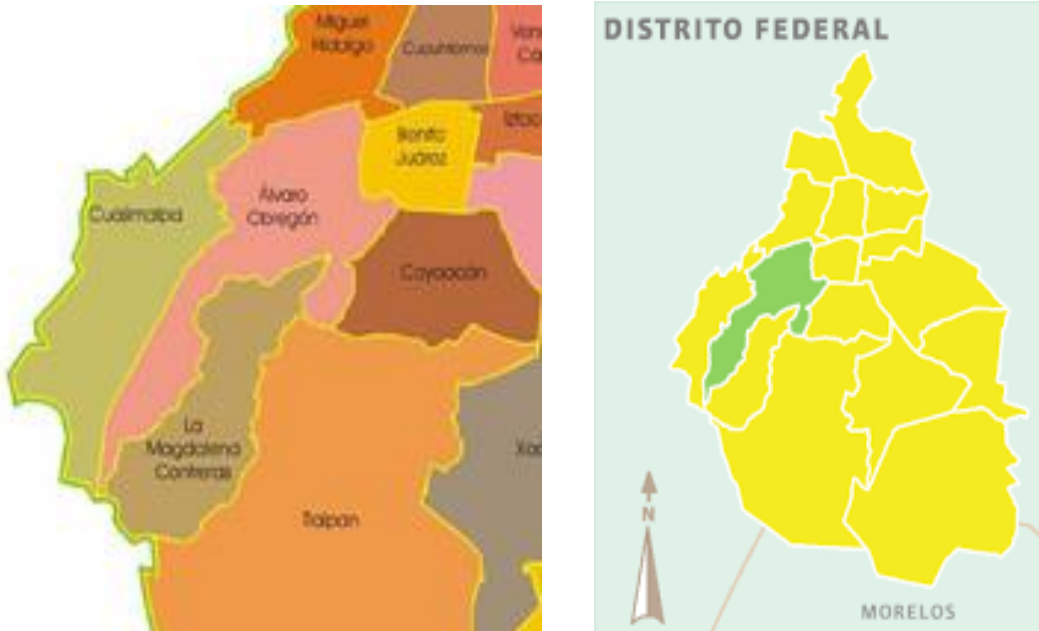
La finalidad de la inversión de los datos provistos por una TRE es hallar un modelo, una representación matemática idealizada, de la distribución de resistividades de una sección del subsuelo.

CAPÍTULO 2 GEOLOGÍA DE LA DELEGACIÓN ÁLVARO OBREGÓN

2.-ÁREA DE ESTUDIO: ÁLVARO OBREGÓN

2.1.-LA DELEGACIÓN

La Delegación Álvaro Obregón se localiza al poniente del Distrito Federal, cuenta con una extensión territorial de aproximadamente 96.17 km² que hacen una forma alargada de noreste a sureste. Limita al norte con la Delegación Miguel Hidalgo, al oriente con Benito Juárez y Coyoacán, al sur con Magdalena Contreras, Tlalpan y con el municipio de Jalatlalaco en el Estado de México y al poniente con Cuajimalpa. Junto con esta delegación es el acceso poniente de la Ciudad, sus vialidades regionales Carretera Federal y Autopista, constituyen la entrada de mercancía y población de los Estados de México y Michoacán.



Límites y ubicación de la Delegación Álvaro Obregón

2.2.-LÍMITES

Los límites Delegacionales se ubican principalmente sobre vialidades; en su colindancia con la Delegación Cuajimalpa, sufrieron una modificación con respecto a los planos utilizados en la Versión 1987, mismos que se encuentran contenidos en el Artículo 9o. de la Ley Orgánica de la Administración Pública del Distrito Federal publicada en el Diario Oficial de la Federación de fecha 30 de noviembre de 1994.

2.3.-UBICACIÓN

La Delegación está ubicada en el sur poniente de la cuenca de México, en el margen inferior de la Sierra de las Cruces, que está formada por un conjunto de estructuras volcánicas. Alcanza su altitud máxima de 3,820 m. sobre el nivel del mar en el Cerro del Triángulo y la mínima se localiza a los 2,260 m. La delegación ocupa una superficie de 7,720 ha, que representa el 6.28% del área total del Distrito Federal y le corresponde el quinto lugar entre las delegaciones de mayor tamaño de las cuales se localizan 5,052 ha. en suelo urbano y 2,668 ha. en suelo de conservación, que representan el 66.1% y el 33.8%, respectivamente. En la Delegación existen elevaciones importantes como son: el Cerro de San Miguel (3,780); el Cerro la Cruz de Colica o Alcalica (3,610); el Cerro Temamatla (3,500); el Ocotál (3,450); y el Zacazontetla (3,270). En general, el relieve es de fuertes contrastes, constituido por superficies de piedemonte, producto de la erosión natural de la sierra. Geográficamente está situada entre los paralelos 19°; 14' N y 19°; 25'S y los meridianos 99°; 10'E W y 99°; 20'O W.

2.4.-HISTORIA

Antes de 1932, La Delegación Álvaro Obregón se llamaba delegación San Ángel la cual en 1932 cambió de nombre para honrar al general Álvaro Obregón asesinado en La Bombilla en 1928, lugar donde actualmente se encuentra el Monumento al caudillo. El decreto decía, a la letra: " Se cambia a la delegación San Ángel el nombre que actualmente tiene, por el de Villa o Ciudad (según sea el caso) Obregón, para honrar la memoria del que fuera glorioso Jefe Máximo de la Revolución. Este cambio se propuso a raíz del asesinato del que fue objeto en la Bombilla, el 27 de julio de 1928. A través de su historia la Delegación Álvaro Obregón ha sufrido considerables modificaciones en su jurisdicción territorial. Por su ubicación geográfica comprende parte del antiguo territorio de las municipalidades de San Ángel, Mixcoac, Tacubaya y Santa Fe. Sus barrios, pueblos, haciendas, ranchos y villas que lo constituyeron, han sido absorbidos por la actual área urbana a través de la conurbación de sus antiguos pueblos entre ellos por las vialidades más antiguas y el sistema de transporte; que unió hacia el sur Tacubaya, San Pedro de los Pinos Mixcoac-San Ángel-Ciudad Universitaria, a través de la ahora Av. Revolución. En la zona oriente la comunicación de los centros San Ángel-Coyoacán, se dio sobre la calle de Arenal-Francisco Sosa, las cuales contribuyeron a la extensión del área urbana sobre su territorio, ocupando áreas de cultivo del Antiguo Lago y lomeríos de antigua extracción minera ricos en arena, grava y tepetate. En la cuarta década de este siglo, la apertura de la avenida de los Insurgentes propició el fraccionamiento de terrenos y la construcción de residencias tales como Guadalupe Inn, Florida, Hacienda Chimalistac e incluso el Pedregal de San Ángel. De 1950 a 1960, y debido a la saturación de las zonas centrales de la ciudad, se edificaron viviendas en lomeríos; estos fenómenos ensancharon las vías de comunicación de San Ángel y de varios poblados rurales, entre ellos San Bartolo Ameyalco y Santa Rosa Xochiac.

2.5.-GEOLOGÍA

La Delegación Álvaro Obregón (Figura 7) se encuentra situada en el Occidente del Distrito Federal, extendida en forma alargada desde las altas cimas de la Sierra de las Cruces, hasta las Antiguas riberas de la Planicie Lacustre.

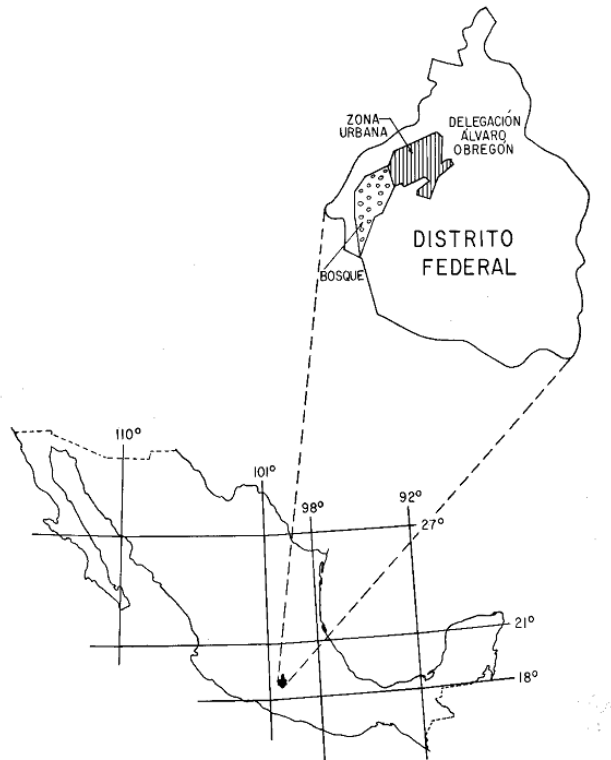


Figura 7.- la delegación Álvaro obregón en el D.F. y la posición en La República Mexicana

La Litología, consiste en rocas volcánicas que forman las laderas montañosas y un extenso piedemonte, donde predominan capas de depósito de pómez, de derrame piroclástico y de ceniza volcánica.

En esta localidad, han sido explotados, principalmente en la primera mitad de este siglo, los depósitos de pómez, cavando en el suelo de manera rudimentaria. Como resultado, una porción considerable de la delegación está asentada sobre una extensa red de túneles-minas de arena-desconocida en su totalidad y difícil de cartografiar, porque en parte aquellos están obstruidos en colapsos que se producen frecuentemente, lo que afecta vías de comunicación y casas habitación. Las rocas que afloran en la Delegación Álvaro Obregón son del Terciario-Cuaternario, su posición estratigráfica y edad absoluta han sido establecidos gradualmente en los últimos años, cabe mencionar que no de forma definitiva. En el área solo afloran rocas de origen volcánico así como materiales derivados de éstas, cuyas edades son consideradas del Oligoceno al Reciente. (Figura 8)

TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA EN 2D

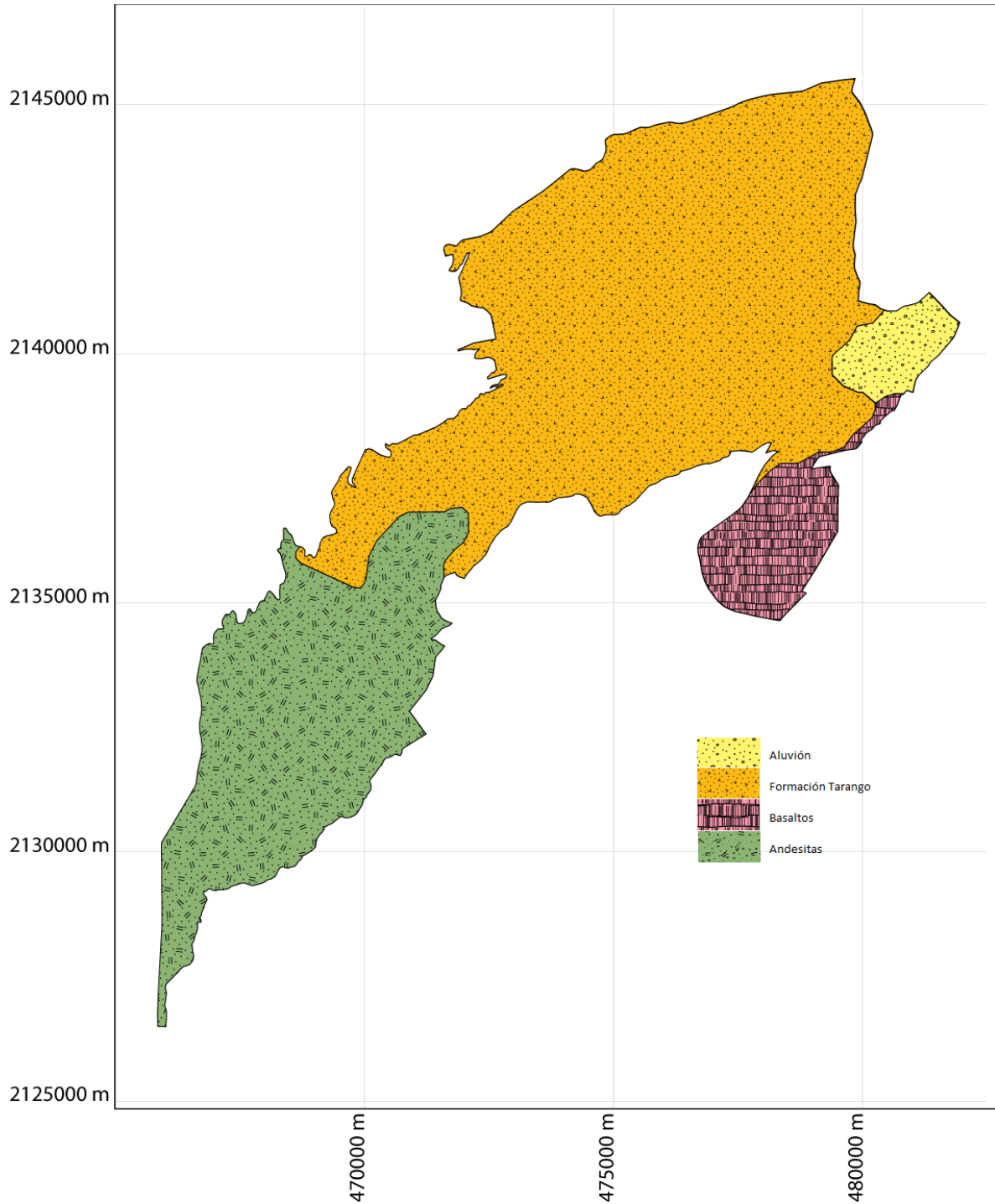


Figura 8. Mapa litológico de la Delegación Álvaro Obregón.

TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA EN 2D

El área está constituida por una alternancia de depósitos vulcano-sedimentarios resultado de la actividad volcánica que dio origen al conjunto morfoestructural de la Sierra de las Cruces y es indicio del fin del gran vulcanismo en la región.

La unidad más antigua consiste en rocas volcánicas andesíticas y dacitas del mioceno, con intercalación de depósitos de arenas pumicíticas, tobas arenosas y arcillosas, lahares de fragmentos de diversos tamaños en una matriz tobácea y arcillosa, por último tobas alteradas, horizontes de pómez y suelos arcillosos. Esta zona se denomina de Lomas, formada por rocas generalmente firmes depositadas fuera del ambiente lacustre, pero en los que pueden existir, superficialmente o intercalados, depósitos arenosos en estado suelto o cohesivos relativamente blandos. En el sureste se extiende una gran losa rocosa conformada por basaltos y andesitas basálticas que fluyeron desde el Volcán Xitle, intercalados con horizontes de escoria (tezontle) y con estructuras primarias como túneles de lava y chimeneas de explosión. El área de afloramiento de esta unidad corresponde a la zona de los pedregales.

La parte más baja de la delegación está cubierta por acumulaciones lacustres. En el lecho de los ríos y en las desembocaduras de las cañadas existen depósitos de materiales fluviales consistentes en arenas y gravas de rocas ígneas andesíticas y dacíticas y fragmentos de piroclastos de pómez. La zona lacustre está integrada por potentes depósitos de arcilla altamente comprensible, separados por capas arenosas con contenido diverso de limo o arcilla. Estas capas arenosas son de consistencia firme a muy dura y de espesores variables. Suelen estar cubiertos por suelos aluviales y rellenos artificiales.

2.5.1.-ESTRATIGRAFÍA

La secuencia estratigráfica conocida en la Cuenca de México abarca desde el Cretácico hasta el Cuaternario, aunque en la superficie sólo afloran rocas de origen volcánico y derivadas de éstas, cuyas edades más antiguas son consideradas del oligoceno (Mooser, 1956, 1975; Schlaepfer, 1968, Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989).

Las rocas que afloran en la Delegación Álvaro Obregón son de edad cuaternaria y su posición estratigráfica y edad absoluta han sido establecidas gradualmente en los últimos años; el piedemonte está constituido por varios tipos de sedimentos, que Bryan (1948) y Arellano (1953) llamaron Formación Tarango, Bryan consideró que la Formación Tarango es de unos 300 m de espesor al suroeste de Mixcoac.

Mooser et al (1992) reconocieron en el piedemonte de la Sierra de las Cruces las siguientes unidades litológicas:

- (1) derrames piroclásticos, arenas azules de 270,000 años;
- (2) erupciones piroclásticas Xolopo de 430,000 años;
- (3) tres erupciones plinianas de pómez;
- (4) derrames piroclásticos Cuquita;
- (5) erupciones de nubes ardientes menores de polvo fino de menos de 600,000 años.

TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA EN 2D

Lugo-Hubp et al (1995), definieron en campo nueve unidades litológicas principales para la Formación Tarango, las cuales se describen a continuación:

1) Piroclastos finos, principalmente cenizas de color amarillo claro a pardo, en partes con un tono rosado. Es el depósito con mayor distribución horizontal y vertical; se observa tanto en la parte superior de las columnas, así como en la inferior. El espesor mínimo es de aproximadamente 50 cm y el máximo de casi 50 m observables.

2) Ceniza con clastos angulosos, mal clasificados, con tamaños máximos de 70 cm en promedio de 15 cm y el mínimo de 0.5 cm; se trata de material andesítico de colores rojo y gris. Esta capa tiene un espesor de hasta 2 m y un mínimo de 50 cm.

3) Ceniza con pómez, es una capa transicional entre dos unidades distintas en contacto normal. El espesor máximo de 1.5 m y el mínimo es de 50 cm; la pómez es de color blanco, con fragmentos de 0.5 a 5 cm, bien redondeados.

4) Pómez. Es un tipo de depósito abundante en la Delegación Álvaro Obregón ; se observa en forma continua, principalmente en el subsuelo, a poca profundidad, por lo general yaciendo bajo el depósito que originó un derrame piroclástico. Esta capa ha sido observada en la mayoría de las barrancas del piedemonte. Hacia la parte inferior, el espesor de las capas de pómez se reduce y aumenta en dirección sureste.

Han sido observadas hasta tres capas de pómez Pantoja-Alor (1991) y Mooser et al (1992), separadas por otros depósitos volcánicos (ceniza, ceniza con pómez, depósito de derrame piroclástico).

Tres tipos principales de pómez han sido reconocidos:

- a) En capas casi horizontales; es el tipo dominante en la Delegación Álvaro Obregón , con un espesor máximo de 5 m y un mínimo de 50 cm; predominando los cercanos a 1.5 m; se trata de materiales de color amarillo claro.
- b) Pómez fina, con poca presencia en la Delegación Álvaro Obregón , de color blanco, constituida por fragmentos pequeños, menores de 3 mm y de hasta 5 mm; se presenta en lentes de 10 a 15 cm de grosor.
- c) Pómez rosa. Se presenta en estratos de 1 a 3 m de espesor, con fragmentos que varían de 1 a 15 cm de diámetro, donde predominan los de tamaño cercano a los 10 cm.

5) Depósitos de derrames piroclásticos. Son reconocidos tres tipos:

- a) Clastos mal clasificados, angulosos, con tamaños variantes entre los 2 y los 5 cm que llegan a alcanzar un máximo de 15 cm, de color gris azulado, en general, y en ocasiones rosa o pardo rojizo; poco consolidados. Se encuentran en capas de 5 m o más de grosor, apoyados generalmente en tobas o pómez. Al norte de la Delegación Álvaro Obregón en la autopista a Toluca, frente a la Universidad Iberoamericana, las capas alcanzan más de 30 m de espesor, con grandes bloques de hasta 1 m, predominando los de 10 a 15 cm.
- b) Una capa delgada, que va de los 60 cm. hasta los 2 m., con clastos angulosos, bien clasificados, de 1 a 5 cm., bien cementados, descansando en forma concordante, generalmente sobre pómez; esta capa es la que tiene mayor extensión en la Delegación Álvaro Obregón .
- c) Sedimentos volcánicos de color gris azulado. Son clastos angulosos bien clasificados, de

TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA EN 2D

tamaños variantes, desde algunos milímetros hasta los 3 cm, poco consolidados y dispuestos en forma masiva.

- 6) Depósitos de lahar o de derrame piroclástico, de un grosor observable aproximado de 35 m con bloques de andesita de hasta 1.5 m de diámetro, angulosos; la clasificación del material es mala y los tamaños varían hasta el centímetro, aunque los más representativos oscilan entre los 10 a 20 cm; presentan una compactación regular, cementados con piroclastos finos con pómez.
- 7) Depósitos de derrame de lodo, característicos de corrientes montañosas. Generalmente consisten en bloques angulosos y subredondeados con clasificación regular, con tamaños máximos de 1m de diámetro, un promedio entre los 10 y 20 cm y mínimos de 1 a 5 cm; a diferencia de los depósitos de lahar, se presentan en capas de menor espesor y con una mejor clasificación de los detritos. Son los depósitos característicos de desembocadura de arroyos montañosos.
- 8) Conglomerados, principalmente en la base de las barrancas. Consisten en cantos bien clasificados, redondeados, con un tamaño máximo de 2 a 5 m, con un mínimo de 1 a 5 cm.
- 9) Las lavas del volcán Xitle, de aproximadamente 2200 años, ocupan una porción pequeña de la Delegación Álvaro Obregón, la correspondiente a la colonia Pedregal de San Ángel, donde cubrieron con varios metros, a capas de pómez como las descritas anteriormente.

2.5.2.-GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

En la Delegación Álvaro Obregón se reconocen 6 fallas principales (Cordero Estrada, 1992), aunque no se descarta la existencia de más. A continuación se describen éstas (figura 8):

1. **Falla Contadero.** Dividida en dos estructuras que se encuentran en estrecha relación; el primer tramo se encuentra en dirección noroeste, con un rumbo N45°E, hasta el fraccionamiento Lomas de Vista de Hermosa y a partir de este punto una orientación sureste hasta su terminación, donde choca con la falla Santa Fe, en un rumbo N80°E. Su longitud aproximada es de 10 Km, el desplazamiento vertical de la misma es de 20 m y el bloque hundido se localiza al noroeste para los dos tramos en que se divide la falla.
2. **Falla Santa Fe.** Es la más extensa, con una longitud aproximada de 17 Km ligeramente convexa hacia el noroeste, desde Santa Rosa Xochiac hasta el suroeste, posee un rumbo N40°E. Al noreste, el rumbo varía a N60°E; se ha inferido que el bloque caído se encuentra al suroeste, el desplazamiento de la falla fue vertical el cual no se ha medido en campo; posteriormente sufrió un desplazamiento horizontal cerca de la zona en donde colisiona con la falla Contadero, este desplazamiento se ha calculado en 1500 m aproximadamente.
3. **Falla Atzoyapán.** Se ubica al sureste, con una longitud superficial de 11 Km con una trayectoria casi recta. Su rumbo es N60°E, el desplazamiento vertical es de 20 m aproximadamente y se considera que el bloque hundido esta al noroeste.
4. **Falla Puente Colorado.** Se extiende desde Santa Rosa Xochiac, al noreste, hasta la Barranca del Muerto, tiene aproximadamente 10 Km de longitud, el bloque caído se encuentra al noroeste, la falla se divide en dos, el tramo que se sitúa al suroeste tiene un rumbo N60°E y el que se encuentra al noreste presenta un rumbo N65°E. A 4 Km de Santa Rosa Xochiac, es atravesada por una falla oblicua que se extiende 500 m al sureste; con una longitud superficial de 5 Km al noreste.
5. **Falla Texcaltlaco.** Se extiende desde las cercanías de San Bernabé Ocotepc hasta la presa Tarango, tiene una longitud de 7 Km y una trayectoria convexa hacia el noroeste; la



TOMOGRFÍA ELÉCTRICA EN 2D

mitad que se ubica al suroeste presenta un rumbo N40°E y la situada al noreste N60°E. Se considera una falla de desplazamiento vertical y horizontal, el bloque del caído se encuentra al sureste.

6. **Falla Contreras.** Se localiza a lo largo de la barranca del Río Magdalena, tiene una longitud superficial de 13 Km aproximadamente; se extiende las proximidades del cerro La Palma hacia el noreste, hasta Contreras, donde se pierde en la zona urbana. Su rumbo es de N55°E; es una falla de desplazamiento vertical (Mooser, 1975).

Estas fallas controlan la red fluvial de la zona, sobre todo los ríos más importantes.

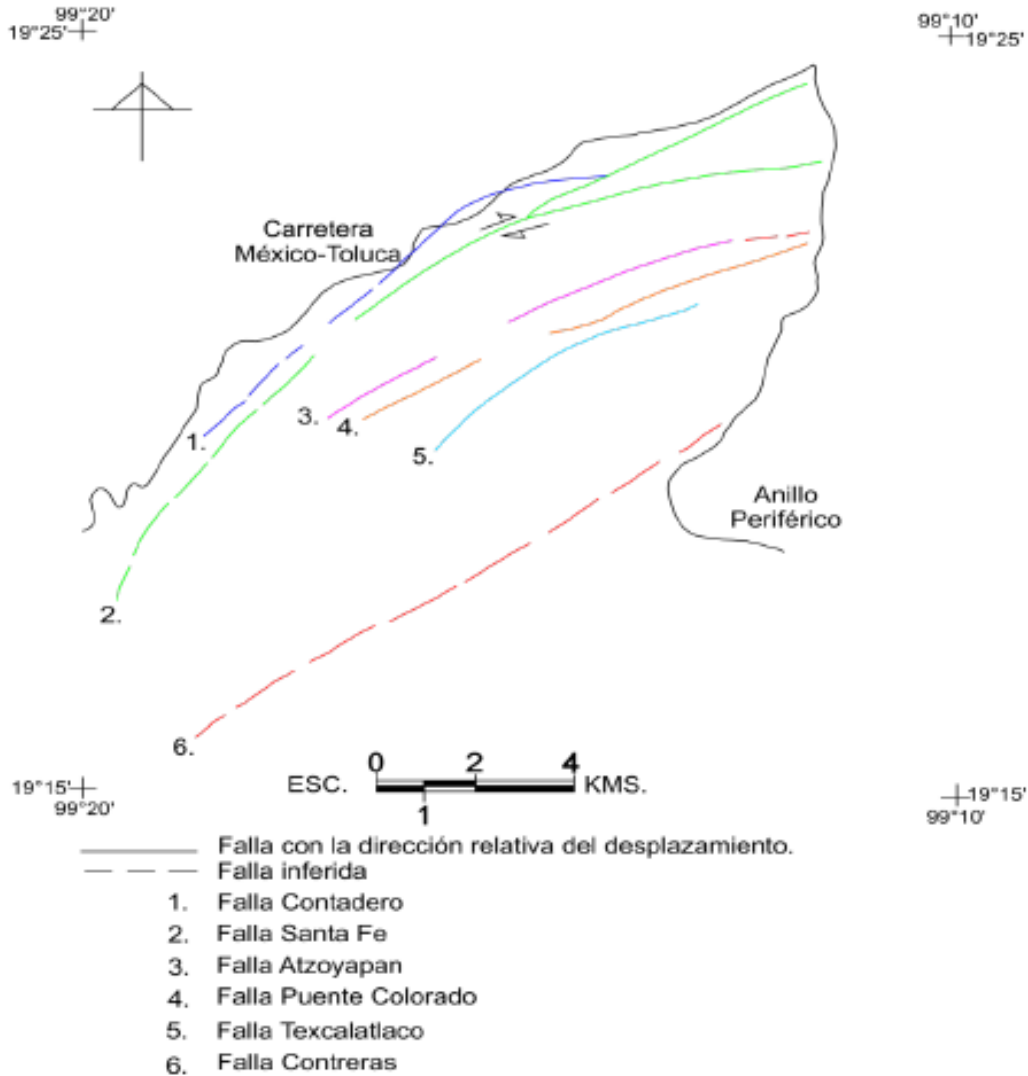


Figura 8. Fallas en la Delegación Álvaro Obregón

Tomado de "Elaboración de un Sistema de Información Geográfica para definir el peligro en las zonas minadas en la Delegación Álvaro Obregón, México, D.F. 3"

CAPÍTULO 3 ESTUDIO GEOELÉCTRICO DE TER2D

3.1.-LEVANTAMIENTO EN ÁLVARO OBREGÓN

El área de estudio se encuentra dentro de la Cuenca de México, que es una cuenca endorreica de origen volcánico-tectónico, cuyas características geológicas, geomorfológicas, antrópicas y físicas, se combinan para generar diversos peligros. El análisis se centra en la zona montañosa de la delegación Álvaro Obregón principalmente, ya que una de las problemáticas es el acelerado crecimiento urbano, muchas veces irregular, hacia zonas de reserva ecológica o que presentan alto peligro asociado a barrancas, terrenos minados y cauces de ríos.

Actualmente, uno de los campos más importantes en los cuales se aplica la prospección eléctrica es el estudio de problemas ambientales, aunque también se utiliza para la caracterización y localización de estructuras anómalas como pueden ser cavidades o antiguos túneles y delineación de sistemas de acuíferos. En este capítulo se aplica la técnica de Tomografía de Resistividad Eléctrica 2D en la delegación Álvaro Obregón donde se reportan cavernas de diferentes tamaños. Todos los datos obtenidos se procesaron mediante **EL PROGRAMA DE INTERPRETACIÓN EARTHIMAGER (AGI,2007, CON SEDE EN Austin, Texas US)**.

3.2.-EL AGI EARTHIMAGER 2D.

AGI EarthImager 2D es un programa de ordenador basado en una plataforma de 32 bits de Windows que interpreta los datos de resistividad eléctrica y polarización inducida (PI) de dos-dimensiones (2D) y produce secciones de resistividad invertida y PI que revela el objetivo buscado y geología subterránea.

3.2.1.-CARACTERÍSTICAS DE EARTHIMAGER

- Barra de progreso de inversión para mostrar la situación de la inversión.
- Botones de herramientas y menús de popup para fácil acceso a los puntos de menú brevemente utilizados.
- Cambio reverso y horizontal de perfiles.
- Comprueba el nivel de la memoria para estimar la capacidad de proceso.
- Corrección topográfica e impresión de secciones de resistividad con características topograficas.
- Curva de contorno movable y blanking automático.
- Curva de convergencia
- Desplazamiento en tiempo real por todas las iteraciones utilizando la rueda del ratón, creando efecto "animación de película".
- Edición de datos para detectar y quitar los puntos erróneos de datos y los electodos malos.

TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA EN 2D

- ERT (Resistividad por Tomografía Eléctrica) entre dos o más sondeos y electrodos de superficie.
- Estructura de guía de procesamiento bien organizado.
- Fuente tipo de Windows y color de 24 bit verdaderos.
- Guarda imágenes como bitmap, JPEG o los archivos de metafile de Windows en tres niveles de resolución.
- Guarda los datos de imágenes en formato XYZ, así se pueden cargar en cualquier software de gráfica de off-shelf.
- Impresión del contenido con calidad de informe de alta definición.
- Inversión Batch de muchos archivos de datos
- Inversión de datos de PI de sondeos.
- La inversión de resistividad de lapso de tiempo para controlar las aplicaciones tanto en la superficie como los sondeos (opcional).
- Métodos Gauss-newton y quasi-Newton.
- Modelación directa e inversión de resistividad y PI.
- Modelización directa de las diferencias finitas y elementos finitos.
- Operación continua con instrumentos de resistividad de AGI.
- Planificador de estudios con la entrada de modelo gráfico, el estudio virtual con el archivo actual de comandos, y simulación inversa con ruidos de usuario-específico Gaussian.
- Rápido gráficos accionado por OpenGL con refresco automático e imagen escalable.
- Seguimiento y recuperación de los ajustes del usuario.
- Sin límite en el tipo de configuración ni en la localización de electrodo.
- Software sin límite en el número de datos ni número de electrodos.
- Supresión de datos ruidosos.
- Tres algoritmos de inversión: damped menos cuadrados, el modelo suave, y la inversión robusta.
- Tres métodos de inversión de datos de PI: lineal, no lineal-concurrente y no lineal-secuencial.
- Una entrada interfase de gráfica de información a-priori.
- Windows GUI fácil de usar.

Explico algunas características

Inversión 2D de Resistividad

Lee datos de Sting (y otros formatos de datos de instrumentos) y produce una ajustes inversión por defecto después de sólo unos pocos cliques y válido en la mayoría de los casos. Para procesamiento avanzado hay varios ajustes para el control completo por el usuario del proceso de inversión. El informe se prepara con salida de gráfico de alta definición en forma de dibujo de ingeniería el de plato con título en bloque.



TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA EN 2D

Resistividad Tomografía Eléctrica (ERT) 2D

El software detecta automáticamente los datos de sondeos para procesamiento inmediato de ERT. Hay un editor para eliminar electrodos “malos” y datos “malos”. De iteración a iteración el dato inadaptado es mostrado en un gráfico disperso. Hay también un gráfico de cruce de dato (crudo contra dato invertido de resistividad aparente) disponible así como un esquema que muestra la curva de convergencia.

Opción Lapso del Tiempo

La función opcional de Lapso de Tiempo se utiliza para cualquier situación de monitorización. Puede sea utilizado por ejemplo para detectar un escape de líquidos en vertedero. En tal caso, la imagen de resistividad es primero registrada como antecedente (antes de cualquier escape de líquidos). Después que el ajuste inicial de antecedentes, el estudio se repite en intervalos regulares de la misma manera (electrodos en el mismo lugar que utiliza la misma configuración, etc.) para que cualquier cambio en el suelo se pueda detectar. La función de lapso de tiempo utiliza la sección invertida del fondo cuando la "nueva" sección de inversión y el resultado se presenta como la diferencia entre las dos secciones.

El método del lapso del tiempo se utiliza cuando hay una información de cambio de resistividad del subsuelo. Algunas situaciones comunes incluyen cuando hay una posibilidad de escape de líquidos de vertederos, lugares industriales, etc. Otras situaciones posibles de monitorización incluyen intrusión de agua salada en áreas costeras, progreso de remediación en zonas medioambientales, recarga de agua subterránea, estudios de infiltración, para ver cómo el suelo se "moja" o cómo el suelo se seca después de una tormenta.

Planificador de Estudio

El planificador de estudio es utilizado para estudios de fisibilidad de proyectos de imágenes de resistividad. Primero hay que cargar un archivo de comando, entonces se introducen las características geológicas esperadas con los valores esperados de resistividades en una entrada gráfica interfase. Entonces se pone en marcha la simulación utilizando el archivo verdadero de comando y el software realizará un estudio virtual sobre el modelo teórico. El resultado del estudio virtual entonces se invierte y el resultado puede ser comparado con el modelo original en segundos.

Corrección de Topografía

En caso de liberación de topografía puede ser necesario incluir la corrección de la topografía en el proceso de la inversión. Los datos con la elevación de topografía se leen desde un “archivo de topografía” y el software realizará automáticamente una inversión que utiliza un modelo finito del elemento.

3.3.- ANÁLISIS DE LA TOMOGRAFÍA 2D

Se realizó un perfil geoelectrico 2D con la modalidad Wenner-Schlumberger, en la colonia Jalalpa localizada en la delegación Álvaro Obregón, Ciudad de México.

En el área de estudio existen varios asentamientos humanos situados sobre zonas minadas, la cual se puede considerar como zona de alto riesgo.

Este es un estudio bidimensional con la modalidad Wenner- Schlumberger con la finalidad del mapeo de posibles cavidades o minas. Para la construcción de la sección de resistividad aparente se emplearon 41 electrodos con una separación de 2.5 metros para cubrir una distancia total del perfil de 100 metros, llegando a una profundidad de investigación aproximada de 20 metros. El total de datos de resistividad fue de 342.

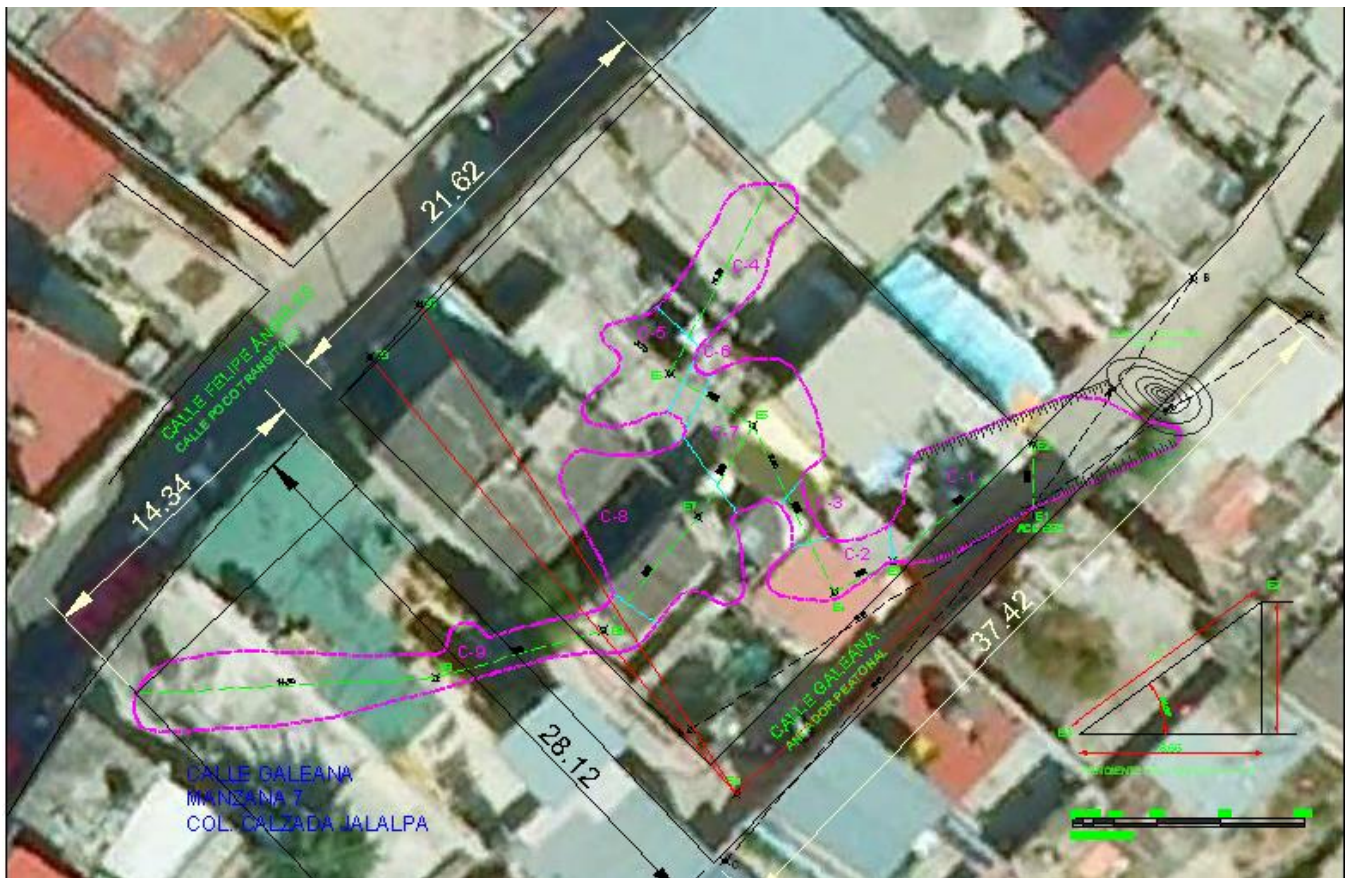


Figura 9. Muestra la zona donde se desarrolló el trabajo

TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA EN 2D

En el perfil obtenido se puede observar, a la izquierda, una anomalía de valores superiores a 6000 $\Omega \cdot m$, que puede ser producida por contrastes en el material presente, pero también por saturación de agua, en este caso poco probable, por las condiciones que se están dando en la Delegación o una mina, delimitada por una zona de alta resistividad de forma aproximadamente circular, bajo el centro de la línea de estudio aproximadamente a 23 metros en la dirección horizontal y a una profundidad de 10 metros aproximadamente. Ya que en la zona existen cavidades y/o minas es seguro que los datos mostrados sean de una cavidad. Está sobre la Formación Tarango y puede tener que tiene muchos sedimentos poco consolidados. También se puede observar una zona anómala de baja resistividad en la parte superior central de 60 metros aproximadamente. También se puede observar que existe una zona de anomalía resistiva asociada de 40 m aproximadamente. Se ven también zonas resistivas pero que pertenecen al relleno que puede ser tepetate o algún tipo de relleno que se va vaciando en los huecos que se generan por la erosión. El medio encajonante tiene un valor de resistividad de 100 $\text{ohm} \cdot m$.

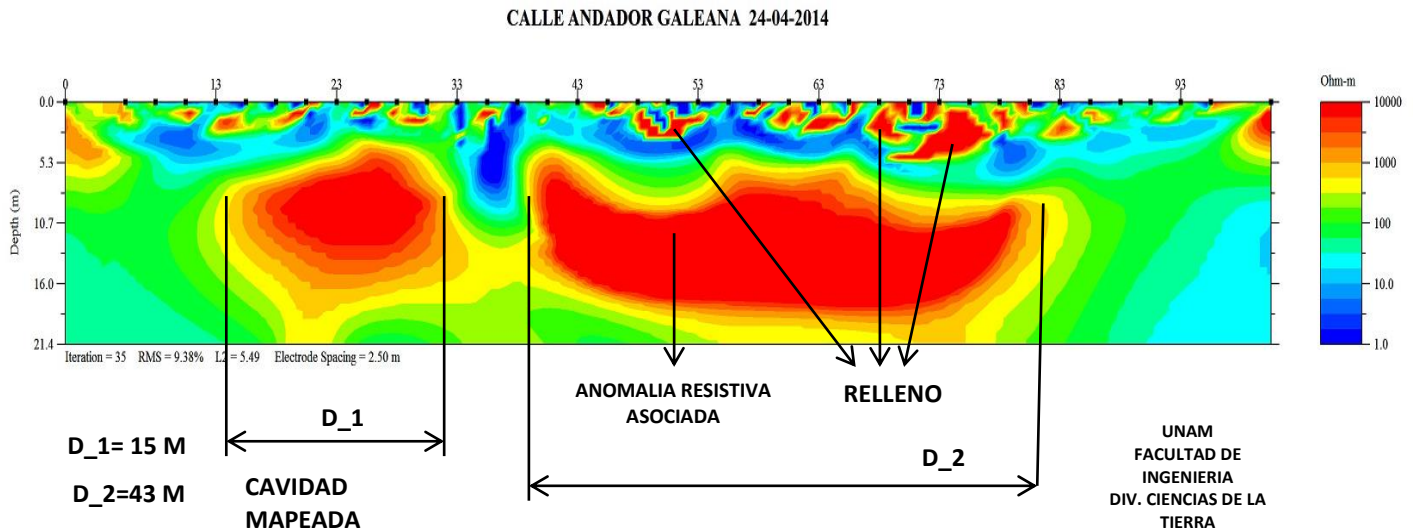


Figura 10. Perfil obtenido para su interpretación

3.4.-CONCLUSIONES:

El crecimiento urbano ha tenido un impacto negativo en la estabilidad de la zona. Dicho impacto consiste en cortes de las laderas, construcción en zonas de reserva ecológica (esto disminuye la recarga de los mantos acuíferos), material de escombros, fosas sépticas la cual contamina los mantos acuíferos (contaminación del suelo y agua) y deforestación; además se localizan en zonas de fuerte pendiente, en zonas de barrancas o sobre el cauce.

El crecimiento demográfico, conjuntamente con el entorno geológico, ha propiciado desde hace tiempo problemas que afectan a la población y a las obras civiles. Esta problemática aumentará en caso de que el crecimiento urbano continúe sin una planificación adecuada.

La aportación de la tomografía eléctrica ha tenido un gran impacto en los últimos años ya que su técnica no invasiva permite localizar, entre otras cosas, cavernas grandes medianas y chicas para poder prevenir un comportamiento no deseado o que represente una amenaza para los habitantes de la zona.

La implementación del programa **EARTHIMAGER** para realizar el modelado de datos de Tomografía de Resistividad Eléctrica 2D resultó ser una herramienta de apoyo muy útil.

El método de Tomografía de Resistividad Eléctrica resuelve de manera aceptable estructuras geológicas complejas con respecto a otras técnicas de corriente continua.

La aplicación de la tomografía eléctrica ha ayudado a definir la forma y extensión espacial de cavernas para formar tal vez un posible mapa tomográfico de la zona estudiada y estar en el área de la prevención.

Los resultados fueron positivos ya que nos ayudan a conocer áreas y luego volúmenes para determinar la influencia que se tiene en las casas encima y laterales.

El trabajo de investigación se debe vincular con el trabajo de prevención.

Esta es sólo una posible solución a toda la problemática que se tiene en ésta área la delegación.

La prospección geofísica más la Tomografía nos permite obtener información para resolver problemas específicos, por lo que la geofísica, en este caso la tomografía, se considera una potente herramienta de investigación económica y no intrusiva.

TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA EN 2D

3.5.-RECOMENDACIONES:

Para un estudio con Tomografía de Resistividad Eléctrica, se deben tomar en cuenta los siguientes aspectos:

Conocimiento de la técnica a emplear para no tener posibles equivocaciones.

Conocimiento de la geología a estudiar ya que ayuda a determinar efectos o formas.

Se recomienda emplear un resistivímetro que sea lo suficientemente sensitivo y que los electrodos tengan buen contacto con el terreno de estudio.

Se recomienda emplear la modalidad Wenner si el área de estudio es un área con ruido, el estudio tiene un tiempo limitado para realizarse y se requiere una buena resolución vertical.

Si se requiere una buena resolución horizontal, una cobertura de datos importante y existe un buen contacto con el terreno, se recomienda usar la modalidad Dipolo-Dipolo.

En caso de no estar seguros de la estructura a encontrar y se necesita una buena resolución horizontal y vertical, se recomienda emplear la modalidad Wenner-Schlumberger.

Si los electrodos son limitados, la modalidad polo-dipolo podría ser una opción viable.

La modalidad Polo-Polo se recomienda para estudios con espaciamentos pequeños entre electrodos y una buena cobertura horizontal.

Seguir la investigación de la Tomografía de Resistividad Eléctrica.

TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA EN 2D

BIBLIOGRAFÍA

AGUILAR-MARTÍNEZ, GUILLERMO, Y SÁNCHEZ-GOMEZ, M.L., 1993, Vulnerabilidad y riesgo en la Ciudad de México: México, Ciudades, núm. 17, p. 31-39.

AL'PIN L. M. (1966), Dipole methods for measuring Earth Conductivity, Traducción de G.V. Keller, Consultants Bureau, Nueva York, 302 pags., (1966).

ARELLANO. A.R.V., 1951(1953),Estratigrafía de la cuenca de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Congreso Científico Mexicano, México,D.F.,Memorias, v.3.p 172 186.

ASTIER J. L. Geofísica aplicada a la Geohidrología. Segunda edición, Editorial Paraninfo, S.A., Madrid, 1982.

AUGE MIGUEL Métodos Geoeléctricos para la Prospección de Agua Subterránea Buenos Aires 2008

BARKER, R. D., 1989, Depth of investigation of colinear symmetrical four-electrode arrays: Geophysics, 54, 1031–1037.

BECK, A. E. (1991). Physical Principles of Exploration Methods. (2ª ed.). Wuerz, Winnepeg. Blakely, R. J. (1995). Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge University Press. Cambridge.

CHAMBERS, J. E., KURAS, O., MELDRUM, P. I., OGILVY, R. D., & HOLLANDS, J. (2006). Electrical resistivity tomography applied to geologic, hydrogeologic, and engineering investigations at a former waste-disposal site. Geophysics, 71, B231–B239.

CONSTANTINO RODRÍGUEZ LUCIANO DANIEL Método de tomografía eléctrica para determinar estructuras volcánicas, Capítulo IV marco teórico 16-24.

CORDERO-ESTRADA, MARICARMEN, 1992. El origen y evolucion del relieve en la delegación Álvaro Obregón: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Filosofía y Letras.

CSERNA. ZOLTAN DE: DE LA FUENTE-DUCH. MAURICIO: PALACIOS- NIETO. MIGUEL: TRIAY. LEONARDO: MITRE-SALAZAR, L.M.: Y MOTA- PALOMIO, REYNALDO, 1987 (1988), Estructura geológica , gravimetría, Sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la cuenca de México. Universidad Nacional Autonomade México, Instituto de Geologia. Boletin 104. 71 p.

DAHLIN, T & LOKE, M.H. (1998). Resolution of 2D Wenner resistivity imaging as assessed by numerical modelling. Journal of Applied Geophysics, 38, 237-249.



TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA EN 2D

DEY, A. & MORRISON, H.F., (1979a). Resistivity modelling for arbitrary shaped two-dimensional structures. *Geophysical Prospecting*, 27, 1020-1036.

GALVÁN ADRIANA, ARMANDO GARCÍA, CELIA LÓPEZ., VICTOR CARLOS
Zonificación y susceptibilidad a procesos de remoción en masa, en la delegación Álvaro Obregón, Ciudad de México. Utilizando sistemas de información geográfica Servicio Geológico Metropolitano-Protección Civil

GALVÁN GARCÍA, GARCÍA PALOMO A., LÓPEZ MIGUEL C., CARLOS VALERIO
Susceptibilidad por movimientos de laderas en las delegaciones Cuajimalpa, Álvaro Obregón y Magdalena Contreras, de la Ciudad de México.
Servicio Geológico Metropolitano-Protección Civil

GERMÁN MONTERO Y JOSÉ NARANJO Caracterización geomagnética y geoelectrica en la ciudad universitaria de la Universidad del Zulia 156 Omnia • Año 14, No. 1, 2008, pp. 155 – 172
GOMEZ R. O. Registros de Pozos parte I, teoría e interpretación, México, D.F., 1975.

GRIFFITHS, D.H., TURNBULL, J. & OLAYINKA, A.I. (1990). Two-dimensional resistivity mapping with a computer- controlled array. *First Break*, 8, 121-129.

GRANADA SANZ A. La geofísica aplicada en Hidrogeología. Algo más que el S.E.V., *Boletín Geológico y Minero*, T. XCVII-I 65-76, 1986.

<http://web.usal.es/~javisan/hidrosan>. Prospección geofísica. Sondeos eléctricos verticales

KELLER, G.V & FRISCHKNECHT, F.C. (1966). *Electrical methods in geophysical prospecting*. Pergamon Press Inc., Oxford.

KOEFOD OTTO *Geosounding Principles, 1 Resistivity Sounding Measurements*, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam Oxford, New York, 1979.

LOKE, M.H. (2010). *Electrical Imaging Surveys for Environmental and Engineering Studies. Tutorial: 2-D and 3-D Electrical Imaging Surveys*.

LOKE, M.H. & DAHLIN, T. (2002). A comparison of the Gauss-Newton and quasi-Newton methods in resistivity imaging inversion. *Journal of Applied Geophysics*, 49, 149-162.

LUGO HUBP JOSÉ, CORDERO ESTRADA MARICARMEN Y ZAMBRANO OROZCO JOSÉ JUAN Relieve, Litología y riesgos en la zona urbana de la delegación Álvaro Obregón, Distrito Federal, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas Volumen 12 Número I*, 1995, p.52-67. U.N.A.M. Instituto de Geología, México D.F.



TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA EN 2D

MANILLA ACEVES ALFONSO ALVAREZ Geofísica aplicada en los proyectos básicos de ingeniería civil Publicación Técnica No. 229 Sanfandila, Qro, 2003

MILITZER H., ROESLER R. and LOSCH W. Theoretical and Experimental Investigations for Cavity Research with Geoelectrical Resistivity Methods, *Geophysical Prospecting*, v. 27, pp. 640-652, 1979.

NYMAN, DOUGLAS and MARK LANDISMAN. VES Dipole-dipole filter coefficients, *Geophysics*, v. 42, pp.1037-1044, 1977.

ORIGEL-GUTIÉRREZ Y CABRAL-CANO La calidad técnica en la cartografía sobre la Faja Volcánica Mexicana: un análisis en tesis y publicaciones de geociencias de la UNAM para el periodo 1980–2000

ORELLANA E. MOONEY HAROLD R. Tablas y Curvas patrón para Sondeos Eléctricos Verticales sobre terrenos estratificados, Arreglo Schlumberger, Interciencia Costanilla de los Angeles, 15 Madrid, 1966.

ORELLANA E. Prospección Geoeléctrica por campos variables, Editorial Paraninfo, S.A. Madrid, 1974. Paraninfo. Vol 2.

ORELLANA E. Prospección Geoeléctrica en corriente continua, Editorial Paraninfo, S.A. Madrid, 1982. Madrid: Paraninfo. Vol. 1.

ORELLANA E. MOONEY HAROLD R. Curvas patrón de dos y tres capas y Diagramas de punto auxiliar para Sondeos Eléctricos Verticales mediante el dispositivo Wenner. Interciencia Costanilla de los Angeles, 15 Madrid-13, Spain, 1972

PATELLA D. The Quantitative Interpretation of Dipole Soundings by Means of the Resistivity Transform Function, *Geophysical Prospecting* 28, 956-960, 1980.

PATELLA D. General Transformation System of Dipole Geoelectrical Sounding Into Schlumberger's, as an Approach to the Inversion. The Solution of the Inverse Problem in Geophysical Interpretation, Edited by R. Cassinis (Plenum Publishing Corporation, 1981).

PÉREZ-VEGA, BLANCA AZUCENA, 1992, Estudio geomorfológico de la Sierra de Santa Catarina, D.F: UNAM, Facultad de Filosofía y Letras, tesis de licenciatura (Licenciado en Geografía), 74 p. (Lugo-Hubp, José, asesor). DGB: 00101026-P2-1992-3.

RAM BABU, H.V. & ATCHUTA RAO, D. (1988). A rapida graphical method for the interpretation of the self-potential anomaly over a two-dimensional inclined sheet of finite depth extent. *Geophysics*, 53, 1126-1128.



TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA EN 2D

ROBERT INMAN JOSEPH. Resistivity inversion with ridge regression, *Geophysics*, V. 40, No. 5, October 1975.

ROY, A. (1972). Depth of investigation in Wenner, three-electrode and dipole-dipole dc resistivity methods. *Geophysical Prospecting*, 20: 329-340.

ROY A. & APPARAO A., Depth of investigation in direct current methods *Geophysics* 36, 943 (1971)

SASAKI, Y. (1992). Resolution of resistivity tomography inferred from numerical simulation. *Geophysical Prospecting*, 40, 453-464.

SHERIFF, R. E. (1989). *Geophysical Methods*, first edition, Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.

SCHLUMBERGER "Fundamentos de la Interpretación de perfiles", Documento Schlumberger, Schlumb. Limited, 1970.

SCHLUMBERGER "Evaluación de Formaciones en México", Schlumberger México, 1984.

SCHLUMBERGER "Log Interpretation Principles / Applications", Schlumberger Educational Services, 1989.

Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E., (1990), *Applied Geophysics*, 2ª ed., Cambridge University Press, New York.

Ward, S.H. (1990). *Geotechnical and environmental geophysics*. SEG, Tulsa.

