



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

División de Ciencias de La Tierra

**“CARACTERIZACIÓN CON TOMOGRAFÍA DE
RESISTIVIDAD ELÉCTRICA (ERT) EN LA
DELEGACIÓN IZTACALCO PARA LA DETECCIÓN DE
ESTRUCTURAS SUPERFICIALES”**

TESIS

Que para obtener el título de:

Ingeniera Geofísica

P R E S E N T A

Mariam Betancourt Alvarez

DIRECTORA DE TESIS

Dra. Claudia Arango Galván

Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2016





Universidad Nacional
Autónoma de México



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	4
1. INTRODUCCIÓN	7
2. FUNDAMENTOS TEÓRICOS DE PROSPECCIÓN ELECTRICA EN CORRIENTE CONTINUA	9
2.1. ECUACIONES GENERALES	9
2.1.1. RESISTIVIDAD	12
2.1.2. EL ELECTRODO COMO FUENTE PUNTUAL	13
2.1.3. RESISTIVIDAD APARENTE.....	16
2.2. MÉTODOS GEOELÉCTRICOS EN CORRIENTE CONTINUA.....	19
2.2.1. DISPOSITIVOS ELECTRODICOS	19
2.2.2. SONDEO ELÉCTRICO VERTICAL	20
2.2.3. CALICATAS ELÉCTRICAS	22
2.2.4. TOMOGRAFÍA DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA.....	23
2.2.4.1. CARACTERÍSTICAS DE LAS DIFERENTES CONFIGURACIONES	25
2.2.4.2. PSEUDOSECCIÓN	31
2.2.4.3. TEORÍA DE INVERSIÓN	33
3. ANTECEDENTES DE LA ZONA DE ESTUDIO.....	34
3.1. MARCO GEOGRÁFICO	34
3.1.1. REGIONAL	34
3.1.2. LOCAL	35
3.2. GEOLOGÍA.....	36
3.2.1. GEOLOGÍA REGIONAL.....	37
3.2.2. GEOLOGÍA DEL SUBSUELO.....	43
3.2.3. ASPECTOS HIDROGEOLÓGICOS Y GEOTECNICOS RELEVANTES.....	47
3.2.3.1. HIDROGEOLOGÍA DE LA CUENCA DE MÉXICO.....	47
3.2.3.2. GEOTECNIA	49

3.3.	ANTECEDENTES HISTÓRICOS	54
3.3.1.	ANTIGUO CANAL DE LA VIGA	54
4.	ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS.....	55
4.1.	IMPLEMENTACIÓN DE CAMPO Y ADQUISICIÓN DE DATOS	56
4.2.	PROCESAMIENTO DE LOS DATOS.....	59
4.2.1.	PROBLEMA DIRECTO.....	60
4.2.2.	PROBLEMA INVERSO.....	61
4.2.3.	MODELADO EN RES2DINV	64
5.	ANÁLISIS Y DISCUSION DE RESULTADOS.....	67
5.1.	LÍNEA 1	68
5.2.	LÍNEA 2	69
5.3.	LÍNEA 3	70
6.	CONCLUSIONES.....	75
	BIBLIOGRAFÍA	77
	ANEXO I. MODELOS DE INVERSIÓN	79
	ANEXO II. COMPENDIO FOTOGRÁFICO DEL TRABAJO DE CAMPO.....	83

AGRADECIMIENTOS Y DEDICATORIA

*Agradezco especialmente a la **Dra. Claudia Arango Galván** por compartir su conocimiento, por brindarme su valioso tiempo, por la dedicación en la dirección del presente trabajo y por transmitirme su gusto por toda la teoría que hay detrás de la práctica.*

*Agradezco a mis padres, **Ángeles Alvarez Rodríguez** y **Javier Betancourt Flores**, por todo el apoyo brindado para mi formación, por enseñarme a trabajar por alcanzar una meta. No hay mejor sensación de fatiga que la que se consigue después de un día de duro trabajo.*

*Agradezco a mis sinodales: **M.C. Gerardo Cifuentes Nava**, **Dr. René E. Chávez Segura**, **Dr. Andrés Tejero Andrade** y al **Ing. Alberto Arias Paz**, por brindarme su tiempo y apoyo en la revisión de ésta tesis y sus contribuciones para mejorar mi trabajo.*

*Dedico el presente trabajo a **Susan Brown Sánchez**, a quien impulso mi aspiración por ser alguien en la vida, y ahora lo he hecho tangible.*

*Dedico y agradezco a **Aristóteles H. Jaramillo Rivera**, por creer en mí como geofísica, por brindarme su apoyo incondicional y compartir conmigo su conocimiento, pero sobre todo por hacer su trabajo con tanta pasión, eso se agradece, porque se contagia.*

Deje a mi corazón decidir el camino y me trajo a la cima. αχρ

A MI UNIVERSIDAD “POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPIRITÚ”

RESUMEN

El problema de subsidencia en la Ciudad de México se debe básicamente a la continúa sobreexplotación del acuífero subterráneo principal para consumo humano, en suma a las condiciones geológicas de la cuenca. Este fenómeno ha causado serias afectaciones a la infraestructura de la ciudad debido a la subsidencia diferencial. Una pequeña porción de la Delegación Iztacalco se encuentra afectada por este problema, específicamente, la zona de cruce entre las avenidas principales de: La Viga y Plutarco Elías Calles, donde el área aparentemente incrementa su nivel topográfico.

La técnica de Tomografía de Resistividad Eléctrica fue seleccionada para obtener imágenes de resistividad del subsuelo, mismas que permiten identificar las características principales asociadas al incremento topográfico del terreno. Tres líneas de TRE de 141, 220 y 230 m, respectivamente, fueron implementadas sobre las vialidades antes mencionadas para caracterizar las estructuras subsuperficiales que afectan la topografía de dichas avenidas. Se observa una anomalía de alta resistividad ($>200\Omega.m$) hacia la parte central del cruce, que coincide con el desnivel más alto en superficie. Esta anomalía aparece a 15 m de profundidad en todos los perfiles y presenta dimensiones promedio aproximadas de 100 m en la dirección E-W y 60 m en el eje N-S. Así mismo, el material circundante parece corresponder a un ambiente altamente saturado (sedimentos lacustres $<25\Omega.m$). La aparente emersión del terreno podría estar asociada a la subsidencia diferencial. Cabe mencionar dichas avenidas fueron antiguos canales desde tiempos prehispánicos, en los que el caudal fue lo suficientemente basto para permitir la navegación de pequeños vapores a finales del siglo XIX y principios del XX. Estos canales constituyeron rutas principales para el intercambio de alimentos en tiempos coloniales hasta principios del siglo XX, y es justamente en la intersección de estos canales, donde se tenía una garita en la que se registraba la mercancía antes de su llegada al centro mercantil. Por lo que es probable que la anomalía observada corresponda a los restos de las estructuras que no fueron extraídas cuando las autoridades decidieron drenar los canales en 1921.

ABSTRACT

The problem of subsidence in Mexico City is basically due to the rapid extraction of groundwater for water supply in addition to the geological conditions of the basin. This phenomenon has caused major affectations to city infrastructure because of the differential subsidence. A small portion of Iztacalco County is being affected by this problem, specifically, in a crossroad formed by two important avenues: La Viga and Plutarco Elias Calles, where the area apparently increases its topographical level.

The Electrical Resistivity Tomography technique was selected in order to obtain a resistivity image of the subsoil, which allows identifying the main features associated to the terrain uprising. Three (ERT) profiles with 141, 220 and 230 m long, respectively, were deployed on the mentioned crossroad in order to characterize the subsurface structures affecting the topographical level of the avenues. A big resistivity anomaly ($>200 \Omega.m$) could be observed towards the central part of the crossroad, coinciding with the major lifting level on surface. This feature appears at 15 m deep in all the profiles and depicts an approximate extension of 100 m in the E-W direction and 60 m in N-S axis. On the other hand, the surrounding material seems to correspond to a higher-saturated environment (lacustrine sediments $<25 \Omega.m$). The apparently terrain uprising can be associated to a differential subsidence. However, the mentioned avenues were ancient water channels since pre-Hispanic times, where the caudal was enough to allow small steam boating at the end of the XIX and the beginning of the XX centuries. These waterways served as main routes for the exchange of goods during colonial times until the early twentieth century, and just at the junction of the channels, there was a custom gate, where the merchandise used to be registered before its arrival to the downtown market. We suspect that these structures could be remains of those buildings that were not removed when the authorities decided to drain the channels in 1921.

1. INTRODUCCIÓN

El problema de subsidencia en la Ciudad de México, producido básicamente por la continua sobreexplotación del acuífero subterráneo principal, se presenta con el desarrollo de grietas y fracturas en el subsuelo, debido a diversos factores, particularmente por la alta compresibilidad de los sedimentos lacustres que componen la planicie de la Cuenca de México, cuyos espesores varían entre 30 y 300 m (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989) y que sobreyacen al acuífero en explotación. Los sedimentos arcillosos son susceptibles a la subsidencia debido a que sus propiedades mecánicas están directamente relacionadas con el contenido de agua (Arango-Galván, *et al.*, 2011), que en este caso es mayor a 400% (Díaz-Rodríguez, *et al.*, 1998), es decir, las propiedades estáticas y dinámicas del subsuelo de la Cuenca de México se han visto afectadas como consecuencia de la sobreexplotación del agua subterránea, a causa de la reducción de la presión de agua intersticial y la consecuente consolidación inducida (Ovando-Shelley, *et al.*, 2001). Esto ha ocasionado diversos hundimientos diferenciales, principalmente al este de la ciudad, provocando conforme a su magnitud, serios daños a la infraestructura de la misma. Así mismo la pérdida de tensión superficial y por ende de cohesión, propician el agrietamiento y la aparición de zonas potencialmente susceptibles de colapsarse, lo que representa un serio riesgo para la población.

Actualmente el sector vial de la Delegación Iztacalco, está siendo afectado por este problema, específicamente sobre la vía de la Línea 2 del Sistema de Transporte del MetroBus, en la intersección que forma la avenida Plutarco Elías Calles (Eje Vial 4 Sur) y la Calzada de La Viga (Eje Vial 2 Oriente). La estructura se muestra como un bordo prominente, mismo que representa una obstrucción vial en dicho cruce. Este problema se atribuye a la subsidencia del terreno circundante, ya que se trata de una manifestación en superficie de una serie de mecanismos subsuperficiales de deformación. Además, el efecto que presenta dicho bordo pareciera ser el de una emersión, sin embargo, sólo es el efecto exacerbado del hundimiento del terreno circundante que subsidie a mayor velocidad. Como mencionan Delgado, *et al.* (2009), lo que sucede es que mientras los alrededores sufren subsidencia, la estructura, en este caso el bordo no sufre hundimiento alguno o es mínimo, por lo que da la impresión de que se elevase. La instancia correspondiente ha realizado cortes de emparejamiento en el cruce, pero el bordo reincide. Cabe mencionar que el origen de esta estructura puede explicarse no sólo a causa de la

subsistencia, sino que también puede estar asociado a los antecedentes históricos de la Calzada de La Viga.

El actual Eje Vial 2 Oriente, en su tramo sur, alguna vez fue el *Canal de La Viga* por el que navegaron pequeños "vapores" que tocaban "tierra" en diversos puntos intermedios, uno de los cuales intersecaba con el actual Eje Vial 4 Sur (Avenida Plutarco Elías Calles), y era conocido como el embarcadero de *Santa Anita* (Aguirre, 2000). En el año de 1921, ante la problemática de inundaciones y crecimiento de la ciudad, las autoridades decidieron desaparecer totalmente el cauce del canal para dar paso a la construcción de una vía principal de tránsito terrestre. Sin embargo, no se cuenta con información específica de cómo se llevó a cabo esta obra vial, por lo que es posible asociar en conjunción a la subsidencia de la ciudad, el problema que se está presentando en dicha vialidad. Es decir, cabe la posibilidad de que la estructura de bordo coincida con antiguos restos del embarcadero.

Al tratarse de una vialidad principal las técnicas indirectas son lo más factible para realizar un estudio del subsuelo, ya que así, la zona prácticamente no se perturba. La técnica de prospección eléctrica conocida como Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE), fue diseñada para la obtención de un modelo bidimensional de áreas cuya geología es moderadamente compleja (Griffiths y Barker, 1993), y a la fecha está ampliamente desarrollada, debido a su versatilidad para mapear diferentes objetivos, incluso en zonas urbanas, tal como lo ejemplifican Arango-Galván, *et al.* (2011), con esta técnica se han abarcado ámbitos como el geotécnico, ambiental y arqueológico (e.g., Chávez *et al.*, 2001; Tejero *et al.*, 2002; Shevnin *et al.*, 2003; Cardarelli *et al.*, 2010). Actualmente los sondeos 2D son los más prácticos dada la relación existente entre los costos y los resultados (Loke, 2006). Así mismo, la efectividad del método en la obtención de modelos 2D que permiten caracterizar el subsuelo, a través de los cambios de resistividad, particularmente los contrastes debidos a oquedades, hacen de la TRE una técnica adecuada para la identificación de estructuras en el subsuelo debidas a la subsidencia del terreno (e.g., Arango-Galván, *et al.*, 2011; Zuñiga, 2011). Y ya que se trata de una técnica multielectrónica la profundidad de investigación, es decir, la profundidad a la que un determinado arreglo eléctrico puede resolver los contrastes de resistividad (Stummer, 2003), se ve restringida por la modalidad en que se aplique la TRE, lo que significa que es posible realizar un sondeo 2D cuya profundidad de investigación este acotada, dependiendo del objetivo del estudio.

En el presente caso, al tratarse de un problema asociado a la subsidencia y dado los antecedentes históricos de la vialidad, el principal objetivo es determinar la distribución de las anomalías en el subsuelo, a una profundidad relativamente somera (<60 m), mediante la técnica de TRE, para identificar las zonas de alto riesgo debidas a un posible agrietamiento o a zonas pobremente consolidadas, así como para caracterizar la estructura que se está manifestando como un bordo y cuyas características subsuperficiales son desconocidas. De forma tal que con los resultados obtenidos se pueda corroborar la aplicabilidad y eficiencia del método en la resolución de problemas asociados a la subsidencia de un área urbana.

2. FUNDAMENTOS TEÓRICOS DE PROSPECCIÓN ELECTRICA EN CORRIENTE CONTINUA

La prospección eléctrica es un método geofísico que implementa diferentes técnicas que consisten en efectuar mediciones en superficie, con el objetivo de determinar la distribución de la resistividad en el subsuelo, lo que es posible debido al campo eléctrico que se produce mediante la inyección de una corriente constante en el mismo.

2.1. ECUACIONES GENERALES

Las ecuaciones que permiten establecer las bases teóricas del método eléctrico, y determinar los parámetros en él empleados, son las Ecuaciones de Maxwell, ya que son las que describen el comportamiento de cualquier campo eléctrico y magnético, es decir, todo campo electromagnético las satisface (Grant, 1979) y son las siguientes:

$$\nabla \times \mathbf{E} = - \frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (1.1)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \quad (1.2)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = q \quad (1.3)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (1.4)$$

Donde;

E: *Intensidad de Campo Eléctrico*, [V/m].

H: *Intensidad de Campo Magnético*, [A/m].

B: *Densidad de Flujo Magnético*, [Wb/m²].

J: *Densidad de Corriente Eléctrica*, [A/m²].

D: *Desplazamiento del Campo Eléctrico*, [C/m²].

q: *Densidad de Carga Libre*, [C/m³].

Si se considera que el campo eléctrico a establecer debe ser estacionario, entonces las derivadas parciales respecto al tiempo son nulas, y por tanto, las ecuaciones de Maxwell se reducen a las ecuaciones de la electrostática y la magnetostática:

$$\nabla \times \mathbf{E} = 0 \quad (1.5)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J} \quad (1.6)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = q \quad (1.7)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (1.8)$$

Es evidente que ahora el campo eléctrico solo depende de la densidad de carga. Así mismo, bajo condiciones de conducción en estado estacionario, la conservación local de carga está en equilibrio, lo que significa que las distribuciones de tal, para cada punto del medio, no varían con el tiempo. En consecuencia la ecuación de continuidad, que se obtiene de la divergencia de la ecuación (1.2) y la subsecuente sustitución de la ecuación (1.3), expresada como:

$$\frac{\delta q}{\delta t} + \nabla \cdot \mathbf{J} = 0 \quad (1.9)$$

se reduce a

$$\nabla \cdot \mathbf{J} = 0 \quad (1.10)$$

Además si se considera que la densidad de corriente, de acuerdo con la Ley de Ohm, es proporcional al campo eléctrico, es decir:

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E} \quad (1.11)$$

Donde el factor de proporcionalidad, σ [S/m], es la conductividad del medio homogéneo e isotrópico en consideración. Entonces es posible combinar las ecuaciones (1.10) y (1.11):

$$\nabla \cdot \sigma \mathbf{E} = 0 \quad (1.12)$$

Ahora bien, al retomar la ecuación (1.5) se observa que el campo es irrotacional, por lo tanto es conservativo y proviene de un potencial escalar V , es decir, se puede expresar como el gradiente del mismo,

$$\mathbf{E} = -\nabla V \quad (1.13)$$

Con lo que se puede describir la ecuación (1.12) en términos del potencial eléctrico, y puesto que la conductividad es independiente de la dirección y la posición, lo que resulta es la ecuación de Laplace:

$$\begin{aligned} \nabla \cdot \sigma(-\nabla V) &= 0 \\ -\sigma \nabla \cdot \nabla V &= 0 \\ \sigma \nabla^2 V &= 0 \\ \nabla^2 V &= 0 \end{aligned} \quad (1.14)$$

La cual indica que en el semiespacio conductor considerado no hay carga libre, y por tanto la divergencia del campo eléctrico, al igual que su rotacional, es cero. Entonces el campo es armónico, es decir, no hay o no se considera una fuente en dicha región.

Si el semiespacio considerado está constituido por varias zonas homogéneas e isotrópicas de diferente conductividad, habrá de obtenerse un potencial que satisfaga las condiciones de frontera para cualquier contacto. Es decir, entre dos regiones de diferente conductividad las componentes normales de la densidad de corriente y las componentes tangenciales del campo eléctrico, deben ser continuas. En consecuencia el potencial podrá considerarse continuo a través de cualquier interface.

2.1.1. RESISTIVIDAD

La resistividad es una propiedad intrínseca de la materia, que cuantifica el grado de oposición de un determinado material al paso de la corriente eléctrica, en [$\Omega \cdot m$]. Si en lugar de considerar la dificultad de paso de la corriente, se considera su facilidad, se habla entonces de conductividad, de modo que ambas propiedades se relacionan de forma inversamente proporcional:

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

El amplio rango de variación, de la magnitud de esta propiedad, se explica debido a que existen dos tipos de conductividad: la electrónica y la iónica. Entonces, dependiendo de la configuración atómica, un material puede ser dieléctrico o conductor, en mayor o menor grado.

Al sustituir la ecuación (1.15), en la Ley de Ohm (1.11) se obtiene que:

$$\mathbf{E} = \rho \mathbf{J} \quad (1.16)$$

Cuando se evalúa el flujo de la densidad de corriente a través de cualquier superficie S , lo que resulta es la corriente eléctrica i [A], es decir:

$$i = \int_S \mathbf{J} \cdot d\mathbf{S} \quad (1.17)$$

Pero si se considera una superficie constante y un conductor homogéneo, entonces la ecuación anterior se reduce a:

$$i = \mathbf{J} S \quad (1.18)$$

Suponiendo que el cuerpo conductor corresponde a un alambre de longitud finita l , al que se le aplica una diferencia de potencial V_{ab} [V], definida como:

$$V_{ab} = - \int_b^a \mathbf{E} \cdot \delta l \quad (1.19)$$

Y recordando que E es uniforme, se tiene entonces que:

$$V_{ab} = El \quad (1.20)$$

Al sustituir las ecuaciones (1.16) y (1.18) en la expresión (1.20), se obtiene:

$$V_{ab} = \rho \frac{l}{S} i \quad (1.21)$$

El factor de proporcionalidad entre el voltaje y la corriente, es la resistencia R [Ω], definida como la oposición de un material al paso de la corriente eléctrica. Así la igualdad (1.21) se simplifica a:

$$V_{ab} = Ri \quad (1.22)$$

Esta ecuación es un caso particular de la expresión vectorial (1.11) y también es conocida como Ley de Ohm. De modo que también es posible determinar la resistividad mediante la siguiente expresión:

$$\rho = R \frac{S}{l} \quad (1.23)$$

Dado que el subsuelo es un medio heterogéneo, la resistividad de los diferentes tipos de rocas que lo conforman, depende no solo de sus minerales constituyentes, sino de otros factores como: porosidad, temperatura, presión y saturación, así como del tipo de fluido contenido en la roca. Sin embargo, con las ecuaciones anteriores, es posible calcular la resistividad experimentalmente, usando diferentes muestras y métodos, pero teniendo presente que por los factores antes mencionados, el valor de la resistividad no será único, sino más bien un rango diferido hasta en tres órdenes de magnitud (Orellana, 1982). En la Tabla 1, se muestran las resistividades de algunas rocas, minerales y químicos. Aún así considerando áreas específicas del subsuelo, la variación de resistividad para cada zona con un determinado tipo de roca no es tan drástica, por lo que es posible identificarla sabiendo dicho valor.

2.1.2. EL ELECTRODO COMO FUENTE PUNTUAL

Para crear en el subsuelo un campo eléctrico uniforme, se implementa un dispositivo de conductores, en general varillas de cobre, a cada una de las cuales se le conoce como electrodo. A través de este dispositivo se hará ingresar una corriente en el subsuelo, es decir, se colocará a tierra los dos polos de una fuente o generador de corriente. El circuito contempla a uno de los electrodos a una distancia lo suficientemente grande, como para considerar su influencia despreciable. De forma tal que se puede considerar al electrodo como una fuente puntual de campo eléctrico, cuya intensidad dependerá de la configuración de los electrodos, de la intensidad de corriente inyectada y de la resistividad del medio.

Tabla 1. Resistividades de algunas Rocas, Minerales y Químicos (Keller, 1966)

Material	Resistividad [$\Omega \cdot m$]	Conductividad [S/m]
Rocas Ígneas y Metamórficas		
Granito	$5 \times 10^3 - 10^6$	$10^{-6} - 2 \times 10^{-4}$
Basalto	$10^3 - 10^6$	$10^{-6} - 10^{-3}$
Pizarra	$6 \times 10^3 - 4 \times 10^6$	$2 \times 10^{-8} - 1.7 \times 10^{-3}$
Mármol	$10^2 - 2.5 \times 10^8$	$4 \times 10^{-9} - 10^{-2}$
Cuarcita	$10^2 - 2 \times 10^8$	$5 \times 10^{-9} - 10^{-2}$
Rocas Sedimentarias		
Arenisca	$8 - 4 \times 10^3$	$2.5 \times 10^{-4} - 0.125$
Esquisto	$20 - 2 \times 10^3$	$5 \times 10^{-4} - 0.05$
Limolita	$50 - 4 \times 10^2$	$2.5 \times 10^{-3} - 0.02$
Suelos y Agua		
Arcilla	1-100	0.01-1
Aluvión	10-800	$1.25 \times 10^{-3} - 0.1$
Agua Fresca	10-100	0.01-0.1
Agua de Mar	0.2	5
Químicos		
Hierro	9.074×10^{-8}	1.102×10^7
0.01 M Cloruro de Potasio	0.708	1.413
0.01 M Cloruro de Sodio	0.843	1.185
0.01 M Ácido Acético	6.13	0.163

Para determinar el campo eléctrico del electrodo, es preciso plantear un semiespacio superior de resistividad infinita y uno inferior de resistividad ρ , dentro del cual se trazará una semiesfera alrededor del electrodo A , con el objetivo de evaluar el flujo del campo vectorial \mathbf{J} a través de dicha superficie (Fig.1). Debido a la simetría, la densidad de corriente tendrá una distribución radial uniforme, entonces de la ecuación (1.18) y de la Ley de Ohm (1.11) se deduce que:

$$i = J(2\pi r^2)$$

$$i = \sigma E(2\pi r^2)$$

$$\mathbf{E} = \frac{i}{\sigma(2\pi r^2)} \quad (1.24)$$

En términos de la resistividad, se sustituye (1.15) en la igualdad anterior:

$$\mathbf{E} = \frac{i\rho}{(2\pi r^2)} \quad (1.25)$$

Obsérvese que el decaimiento del campo \mathbf{E} estará en función de la distancia.

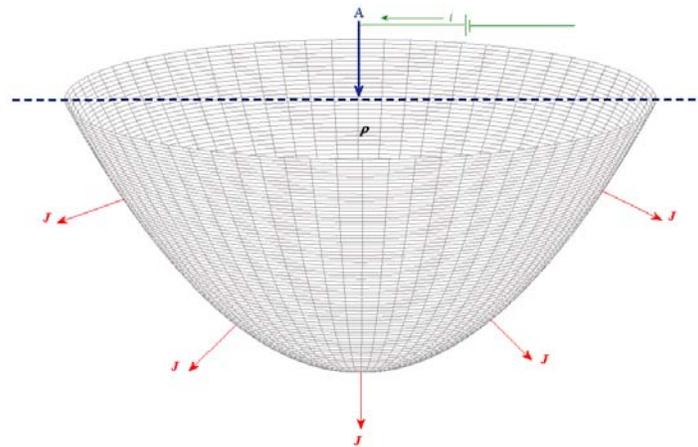


Fig.1.Fuente Puntual.

Ahora es posible determinar el potencial debido a A , en un punto cualquiera de la superficie. A partir de la ecuación (1.19), y considerando que el potencial en uno de los puntos es nulo, entonces:

$$V_M = -\frac{i\rho}{2\pi} \int_{r_1}^{\infty} \frac{\delta l}{r^2}$$

$$V_M = -\frac{i\rho}{2\pi} \lim_{r_2 \rightarrow \infty} \int_{r_1}^{r_2} \frac{\delta l}{r^2}$$

$$V_M = \frac{i\rho}{2\pi} \frac{1}{r_1} \quad (1.26)$$

Siendo r_l la distancia de la fuente al punto M en consideración. Para generalizar la ecuación (1.26), a más de una fuente, se debe tener en cuenta que el potencial es una magnitud aditiva, es decir:

$$V = \frac{\rho}{2\pi} \Sigma \frac{\pm i}{r_i} \quad (1.27)$$

Donde r_i es la distancia de la fuente correspondiente al punto en consideración, e i es la intensidad de corriente con su respectivo signo, es decir, si entra o sale (Orellana, 1982).

2.1.3. RESISTIVIDAD APARENTE

Para definir este concepto de vital importancia en la prospección eléctrica, se ha de considerar un dispositivo electródico, en el que dos de los cuatro electrodos a utilizar, estarán conectados a un generador, mientras que los restantes se conectarán a un voltímetro, que proporcionará la diferencia de potencial entre dichos electrodos mediante la corriente que egresa por ellos. Los electrodos de corriente serán A y B , y los de potencial M y N (Fig.2.).

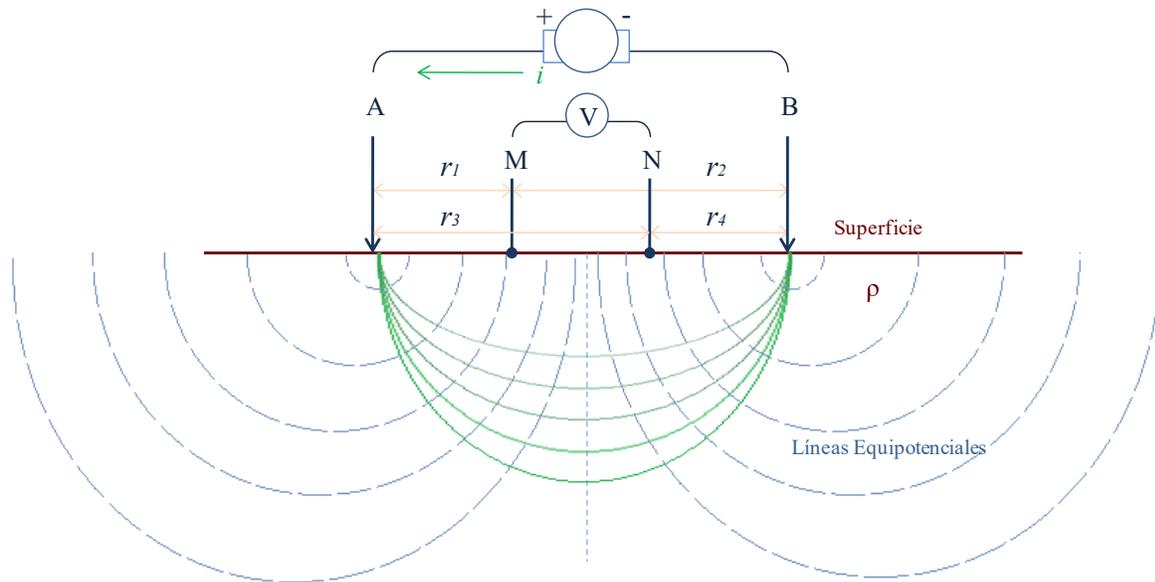


Fig.2. Dispositivo tetrapuntual en una tierra homogénea de resistividad ρ .

A partir de la ecuación (1.27) y teniendo en cuenta que la corriente en los dos respectivos electrodos es igual pero va en dirección opuesta, el potencial en M , debido a B es:

$$V_M = -\frac{i\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_2}\right) \quad (1.28)$$

Entonces para establecer un solo potencial en M debido a A y B , se suman ambos potenciales, (1.26) y (1.28):

$$V_M = \frac{i\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2}\right)$$

De forma análoga, el potencial en N vendrá dado por:

$$V_N = \frac{i\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4}\right)$$

Por lo que la diferencia de potencial entre M y N , será:

$$\Delta V = \frac{i\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right)$$

$$\Delta V = \frac{i\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4} \right)$$

Despejando la resistividad, se tiene que:

$$\rho = \frac{2\pi\Delta V}{i} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4} \right)^{-1} \quad (1.29)$$

Sea K un coeficiente geométrico que depende de la disposición del dispositivo y cuyas unidades corresponden a las de una longitud [**m**]:

$$K = 2\pi \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4} \right)^{-1} \quad (1.30)$$

Entonces la ecuación (1.26) se reduce a:

$$\rho = K \frac{\Delta V}{i} \quad (1.31)$$

Nótese que de la fórmula (1.31) se puede calcular la resistividad, ya que las distancias son conocidas y se puede medir la intensidad de corriente y la diferencia de potencial, en los respectivos electrodos. Sin embargo esta deducción se hizo considerando un medio homogéneo, por lo que al efectuar mediciones en el subsuelo, que como ya se ha mencionado es heterogéneo, lo que se obtendrá será un valor de resistividad aparente, el cual no es un valor absoluto de alguna de las zonas de diferente resistividad, ni tampoco un promedio de éstas. Solo cuando el subsuelo es absolutamente homogéneo, la resistividad aparente y la resistividad verdadera coinciden. En conclusión la resistividad aparente ρ_a es el valor que se obtiene al aplicar la fórmula (1.31) en un medio heterogéneo y también es medida en [**$\Omega \cdot m$**]:

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{i} \quad (1.32)$$

2.2. MÉTODOS GEOELÉCTRICOS EN CORRIENTE CONTINUA

Los métodos de resistividad tienen su origen en la década de 1920 con los trabajos de los hermanos Schlumberger y han sido usados por varias décadas en investigaciones hidrogeológicas, mineras, geotécnicas, petroleras y más recientemente en sondeos ambientales y urbanos, (Loke, 2001).

Debido al amplio desarrollo que los métodos geoelectricos han tenido existe una amplia gama de modalidades de los mismos, cuyas múltiples características dificultan su clasificación, sin embargo, en cuanto a los métodos de corriente continua respecta y conforme el enfoque de Knödel *et al.* (2007), se concluye que las modalidades básicas de operación son: el Sondeo Eléctrico Vertical (SEV), el Perfilaje o Calicata y la Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE).

2.2.1. DISPOSITIVOS ELECTRODICOS

Existe una amplia variedad de dispositivos o arreglos electródicos, que se utilizan en las técnicas o modalidades antes mencionadas, sin embargo de forma usual se toma como base el dispositivo tetrapuntual o tetrapolo, descrito en la sección 2.1.3, ya que en principio es posible adaptar dicho conjunto de electrodos a cualquier disposición geométrica, sobre el plano que representa la superficie del terreno (Orellana, 1982). La disposición relativa de los electrodos que conforman el dispositivo, se determina por el carácter del problema geológico que se quiere resolver (Lakubovskii *et al.*, 1980), lo que implica ajustes de acuerdo a la profundidad de investigación y a la resolución vertical y horizontal deseada, así como también conforme a las características del equipo utilizado.

De forma general se puede clasificar los dispositivos de acuerdo a su disposición en superficie, es decir, un dispositivo es lineal cuando los electrodos de corriente y los de potencial se disponen

alineados, de lo contrario es no lineal, así mismo un dispositivo es dipolar si cada par de electrodos (corriente y potencial) tienen una separación mutua menor a la distancia que hay entre ellos, de forma tal que puedan considerarse como un dipolo.

Los dispositivos mostrados en la figura 3, son los arreglos de uso común en la práctica. En la figura se observa la disposición lineal de los electrodos y su respectivo factor geométrico, el cual se obtiene a partir de la ecuación (1.30). Cabe señalar que en el caso de los dispositivos Polo-Dipolo y Polo-Polo, se considera la colocación de electrodos a una distancia “infinita”, lo que en la práctica no existe, no obstante, se logra una buena aproximación colocando los electrodos a una distancia mayor a 10 veces la separación máxima entre los electrodos en consideración.

2.2.2. SONDEO ELÉCTRICO VERTICAL

El propósito del sondeo eléctrico vertical es determinar la variación de la resistividad eléctrica con la profundidad, para lo cual se considera un medio en el que no hay variaciones laterales y cada capa de diferente resistividad es homogénea e isotrópica.

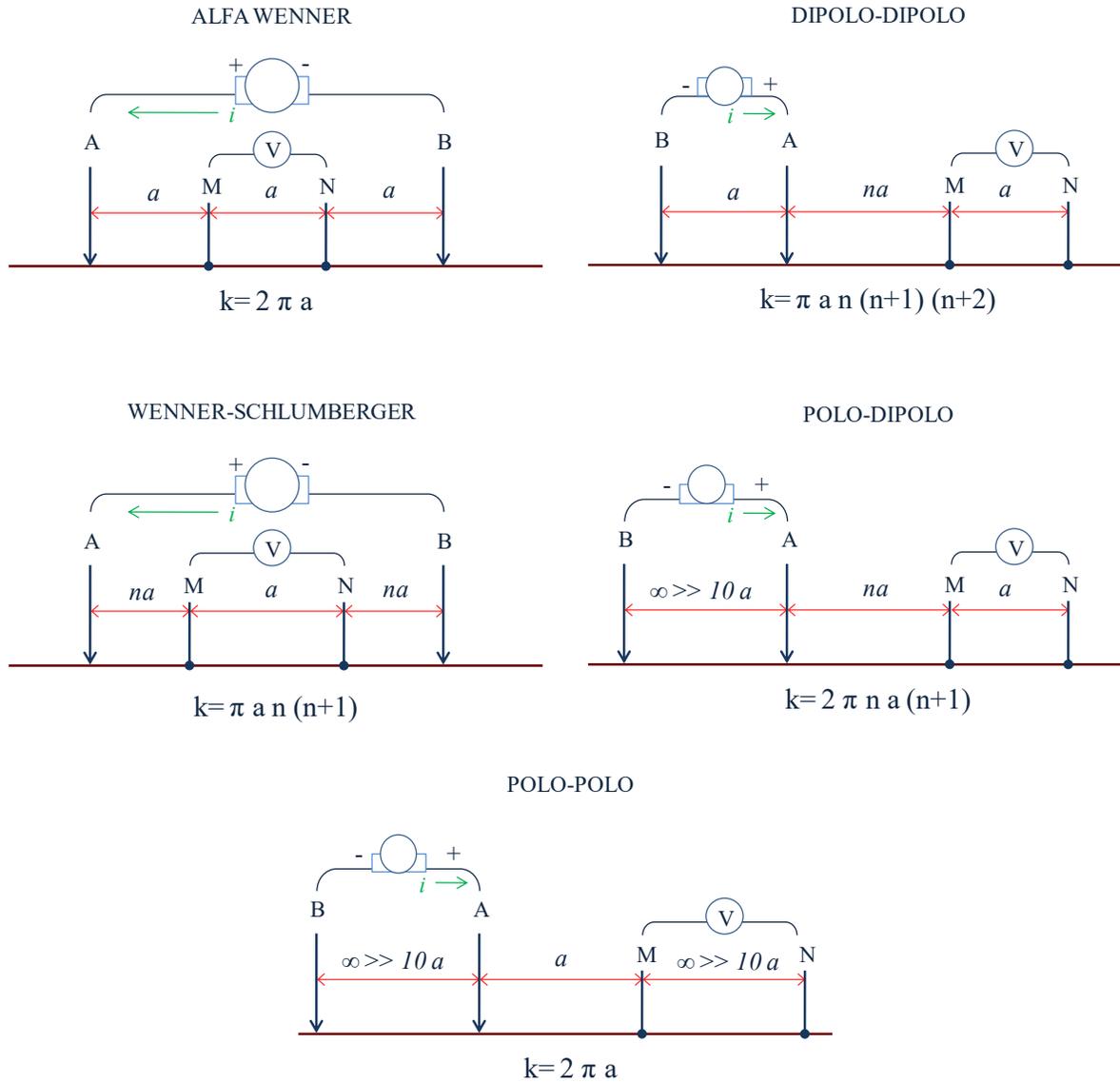


Fig.3. Arreglos más utilizados en sondeos eléctricos de resistividad, con sus respectivos factores geométricos.

En la realidad esto correspondería a un medio sedimentario de estratificación aproximadamente horizontal (Parasnis, 1986), es decir, se trata de un medio unidimensional (1-D) en el que la resistividad cambia solo en una dirección, en este caso la vertical (Fig.4). No obstante para un medio determinado la resistividad real cambia en todas las direcciones debido a la anisotropía y heterogeneidad del subsuelo (Loke, *et al.*, 2006).

Si se supone la colocación de un dispositivo tetrapuntual en la superficie del terreno, el valor de resistividad aparente medido dependerá de la distribución horizontal de las rocas en el semiespacio inferior, así como del tipo de arreglo, el cual involucra a la profundidad de penetración de la corriente, ya que está depende directamente de la distancia entre los electrodos de corriente (Lakubovskii, 1980), por lo que, al mantener fijo el centro del dispositivo y aumentar la distancia entre los electrodos, de forma tal que para cada una de las mediciones se incremente la profundidad de penetración de la corriente en el subsuelo, es posible determinar la variación de la resistividad con la profundidad. Las mediciones de resistividad aparente normalmente son presentadas en una gráfica logarítmica (Loke, 2004), a partir de la cual se interpreta el modelo unidimensional. El mayor inconveniente del SEV es que al tener mediciones influenciadas por los cambios laterales en la resistividad del subsuelo, también se tienen errores en la interpretación de dichos resultados.

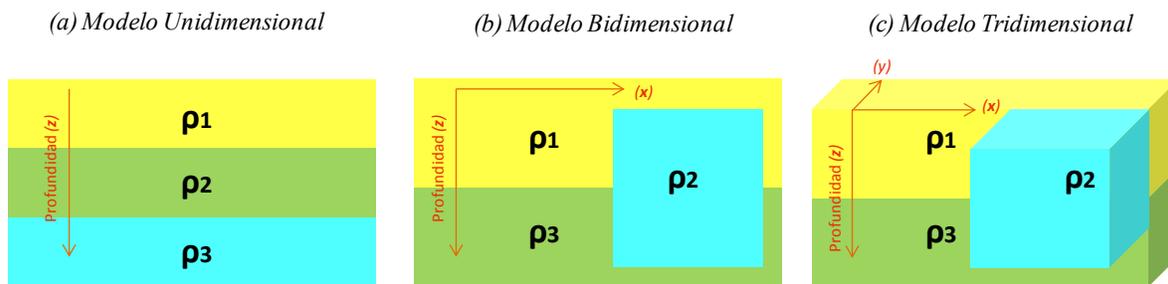


Fig.4. Modelos de interpretación de la variación de la resistividad eléctrica 1D, 2D y 3D.

2.2.3. CALICATAS ELÉCTRICAS

El objetivo de las calicatas es determinar las variaciones laterales de resistividad en el subsuelo, en el que se investiga horizontalmente a una profundidad aproximadamente constante, es decir, en este caso el dispositivo permanece invariable, mientras es desplazado de una medición a otra en una determinada dirección. Es apropiado en la detección de contactos geológicos, fracturas, cavidades y heterogeneidades laterales como metalizaciones (Parasnis, 1986).

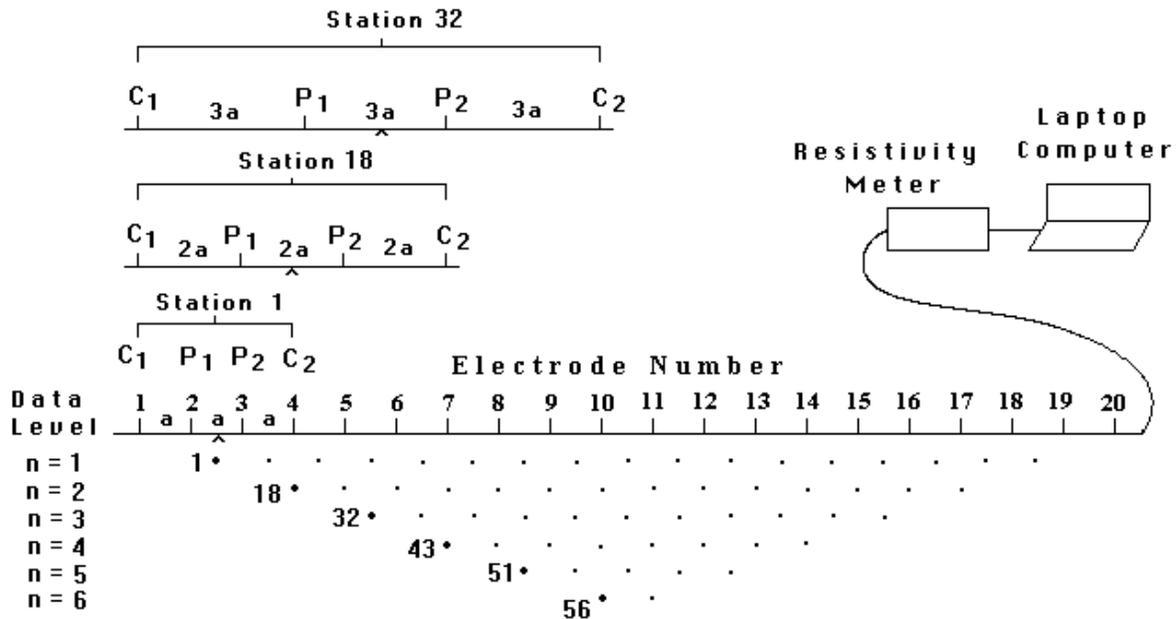
2.2.4. TOMOGRAFÍA DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA

La Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE) es una técnica que consiste en determinar las variaciones verticales y laterales de la resistividad del subsuelo, a partir de mediciones superficiales que se basan en arreglos lineales (2D) y de mallado (3D), con el fin de generar un modelo de la distribución espacial de la resistividad en el subsuelo. Esta técnica surge ante la necesidad de desarrollar un método que considerase los cambios de resistividad tanto en dirección vertical como horizontalmente, de forma tal, que fuese posible generar modelos más precisos del subsuelo que los obtenidos con SEV y calicata, es decir, la TRE es un resultado de fusionar el SEV y la calicata, ya que combina ambos principios.

Para la tomografía de resistividad eléctrica bidimensional (TRE 2D) se considera que la resistividad no varía en la dirección perpendicular a la línea de medición, lo que para cuerpos geológicos o anomalías alargadas es una consideración razonable (Loke, 2004) y aunque evidentemente una TRE 3D tiene una mayor precisión, igualmente tiene un mayor costo, por lo que para fines prácticos la TRE 2D es la técnica más viable.

La TRE 2D se lleva a cabo mediante el uso de un gran número de electrodos, 25 o más, que se colocan equiespaciadamente sobre una línea recta y se conectan a un cable multipolar (Griffiths y Barker, 1993), lo que hace posible automatizar el proceso, pues mediante el uso de una laptop se programa el arreglo electródico a implementar, así como otros parámetros, de forma tal que la elección de los cuatro electrodos correspondientes a cada una de las mediciones se hace automáticamente (Fig.5). Sin embargo, cabe mencionar que las mediciones también pueden llevarse a cabo de forma manual, al hacer uso de cables independientes que se conecten a cada uno de los cuatro electrodos y conforme a cada lectura de resistividad aparente se intercambien manualmente.

Para realizar la cobertura de mediciones en forma bidimensional, éstas deben llevarse a cabo sucesivamente y acorde al arreglo electródico seleccionado. La cantidad de datos que puede obtenerse para un determinado número de electrodos a lo largo de una línea de sondeo, depende del tipo de configuración electródica que se utiliza (Loke, *et. al.*, 2006).



Sequence of measurements to build up a pseudosection

Fig.5. Distribución de electrodos y secuencia de mediciones de resistividad eléctrica en un sondeo 2D (Loke, 2004).

Así mismo, una forma en la que se puede aumentar la cobertura horizontal de la línea de medición, principalmente para equipos cuyo número de electrodos es limitado, es mediante el método *roll-along*, el cual consiste en mover un segmento del cable al final de la línea de estudio, de manera que se incremente la longitud de la misma sin perder continuidad en la medición (Dahlin, 1996). El traslado del cable y los respectivos electrodos se hace cuando las mediciones que involucran el primer y último segmento del cable han finalizado, ya que el proceso continúa usando solo los cables centrales. Una vez que la medición se completa en el punto intermedio de la línea, el equipo también es trasladado para continuar con las mediciones desde el nuevo punto intermedio de la misma y tales mediciones corresponderán únicamente a la parte que no se traslapa con la línea original (Loke, 2004) (Fig.6). De ser necesario el proceso se puede repetir hasta alcanzar la longitud requerida para el estudio, procurando se conserven los mismos parámetros de medición en cada traslape.

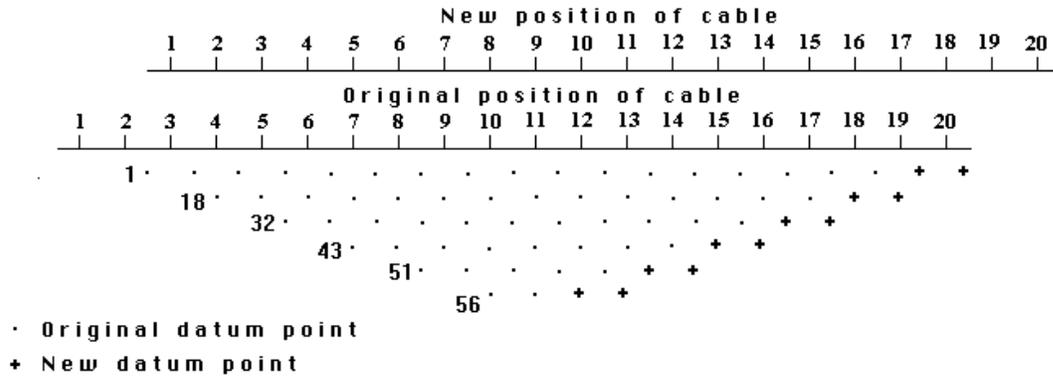


Fig.6. Método roll-along para extender el área de medición (Loke, 2004).

Para mejorar la calidad de los datos, particularmente en áreas ruidosas, es posible hacer uso de una técnica de alta resolución que consiste en la superposición de niveles de datos obtenidos a partir de la combinación de diferentes valores de “a” y “n”, para las configuraciones Wenner-Schlumberger, Dipolo-Dipolo y Polo-Dipolo (Loke, 2001). A grandes rasgos, la técnica consiste en realizar las mediciones con un primer espaciamiento “a” para cada uno de los niveles y posterior a ello incrementar el valor del mismo, nuevamente para cada uno de los niveles, el proceso se repite con todos los valores posibles de “a”, para obtener una pseudosección con niveles de datos superpuestos que permiten disminuir los puntos ruidosos. Es evidente que al obtener mayor resolución horizontal, también se incrementa el tiempo de adquisición.

2.2.4.1. CARACTERÍSTICAS DE LAS DIFERENTES CONFIGURACIONES

La elección del dispositivo más adecuado para realizar un estudio de campo depende del tipo de estructura a estudiar, así como de la sensibilidad del resistímetro y del nivel de ruido de fondo de la zona de estudio. En la práctica, las configuraciones más utilizadas para la obtención de imágenes de resistividad eléctrica en 2D son: (a) Dipolo-Dipolo, (b) Wenner-Schlumberger, (c) Wenner, (d) Polo-Polo y (e) Polo-Dipolo. Así mismo las características a considerar en cada uno de ellos son: la profundidad de investigación, la sensibilidad del arreglo a los cambios verticales y horizontales de la resistividad subterránea, la cobertura horizontal de datos y la relación señal/ruido (Loke, *et. al.*, 2006).

El concepto de *profundidad de investigación* fue introducido por Schlumberger y Schlumberger (1932), y es un aspecto de suma relevancia en la caracterización de mediciones de resistividad, ya que la habilidad de resolver ciertos contrastes de resistividad a profundidad, varía con cada arreglo. Edwards (1977) propone el concepto de profundidad de investigación efectiva o profundidad media de investigación (Z_e), definiéndola como la profundidad a la cual la mitad de la señal medida en la superficie se debe a la porción del subsuelo que está por encima de dicha profundidad y la mitad restante a la porción inferior. Barker (1989) concluye que dicha definición es la más útil en la práctica. En la Tabla 2, se muestran los valores de profundidad de investigación efectiva para diversos arreglos, es decir, para un determinado estudio se multiplica la máxima distancia entre los electrodos " a ", o la máxima longitud del arreglo " L ", por el factor de profundidad adecuado. No obstante se debe tener presente que si hay grandes contrastes de resistividad cerca de la superficie, la profundidad real de investigación podría ser diferente.

La *sensibilidad* es una función que básicamente nos muestra el grado en que un cambio en la resistividad de una sección del subsuelo influirá en la medida del potencial. A valores más altos de la función de sensibilidad, mayor es la influencia de la región del subsuelo sobre la medida (McGillivray y Oldenburg, 1990).

La relación *señal/ruido* está estrechamente relacionada con el valor de la constante K , de cada dispositivo y para el mismo modelo del subsuelo, es decir, entre mayor sea el valor de la constante K menor será la señal de potencial medido y viceversa (Loke, *et.al.*, 2006). La Tabla 2, también muestra el factor geométrico para varios arreglos, considerando un espaciamiento, a , de 1 m, con su respectivo inverso, que indica el voltaje esperado entre los electrodos de potencial y la relación del mismo con respecto a la del arreglo Wenner.

A continuación se describen las principales características de los dispositivos de uso común en la práctica.

(a) Dispositivo Dipolo-Dipolo

Este arreglo es comúnmente usado en sondeos de resistividad y polarización inducida debido al bajo acoplamiento entre la corriente y los circuitos potenciales (Loke, *et. al.* 2006). Es muy

sensible a cambios horizontales de resistividad, pero relativamente insensible a cambios verticales, de modo que es útil en estructuras verticales, tales como: muros enterrados, cavidades y plumas contaminantes, pero relativamente pobre en estructuras horizontales, como lo son las capas sedimentarias. La profundidad media de investigación de este conjunto depende del factor “n”, así como de “a” (veáse *Tabla.2*), aunque en comparación con el dispositivo Wenner, posee una profundidad más somera de investigación. Así mismo éste dispositivo tiene una mejor cobertura de datos horizontales que el dispositivo Wenner, lo que es una considerable ventaja si el número de electrodos es limitado. Una posible desventaja de este arreglo es que la señal es muy pequeña para valores grandes del factor “n”, debido a que el voltaje es inversamente proporcional al cubo del factor “n”, lo que implica que para una misma corriente, el voltaje medido por el resistivímetro decae 56 veces cuando “n” aumenta de 1 a 6 (Loke, 2004).

(b) Dispositivo Wenner-Schlumberger

Es una combinación de los dispositivos Wenner y Schlumberger, y es moderadamente sensible tanto a estructuras horizontales, para bajos valores de “n”, como a estructuras verticales, para valores altos de “n” (Loke, 2004). Esto significa que en áreas donde ambos tipos de estructuras geológicas son esperadas, este arreglo puede ser utilizado convenientemente, además de que tiene una cobertura horizontal un poco mejor que la del dispositivo Wenner, es decir, mientras que cada nivel de profundidad del arreglo Wenner tiene tres puntos de medición menos que el nivel previo, en el dispositivo Wenner-Schlumberger solo se pierden 2 puntos de medición con cada nivel de profundidad (Loke, 2001). La profundidad media de investigación para este conjunto es 10% más grande en comparación con el dispositivo Wenner, para la misma distancia entre los electrodos de corriente. Y aunque la intensidad de la señal es menor que para el dispositivo Wenner, es más alta que para el arreglo Dipolo-Dipolo, y el doble de la del Polo-Dipolo.

Tabla 2. Profundidad media de investigación (Z_e) para diferentes arreglos. L corresponde a la longitud total del arreglo. El valor del factor geométrico es para un espaciamiento interelectródico, a , de 1 m, (Modificada de Loke, 2004).

Tipo de Arreglo		Z_e/a	Z_e/L	Factor Geométrico	Factor Geométrico Inverso (Relación)
Wenner Alfa		0.519	0.173	6.2832	0.15915 (1.0000)
Wenner Beta		0.416	0.139	18.850	0.05305 (0.3333)
Wenner Gama		0.594	0.198	9.4248	0.10610 (0.6667)
Dipolo-Dipolo	n=1	0.416	0.139	18.850	0.05305 (0.3333)
	n=2	0.697	0.174	75.398	0.01326 (0.0833)
	n=3	0.962	0.192	188.500	0.00531 (0.0333)
	n=4	1.22	0.203	376.990	0.00265 (0.0166)
	n=5	1.476	0.211	659.730	0.00152 (0.0096)
	n=6	1.73	0.216	1055.600	0.00095 (0.0060)
	n=7	1.983	0.220	1583.400	0.00063 (0.0040)
	n=8	2.236	0.224	2261.900	0.00044 (0.0028)
Wenner-Schlumberger	n=1	0.519	0.173	6.283	0.15915 (1.0000)
	n=2	0.925	0.186	18.850	0.05305 (0.3333)
	n=3	1.318	0.189	37.699	0.02653 (0.1667)
	n=4	1.706	0.190	62.832	0.01592 (0.1000)
	n=5	2.093	0.190	94.248	0.01061 (0.0667)
	n=6	2.478	0.191	131.95	0.00758 (0.0476)
	n=7	2.863	0.191	175.93	0.00568 (0.0357)
	n=8	3.247	0.191	226.19	0.00442 (0.0278)
	n=9	3.632	0.191	282.74	0.00354 (0.0222)
	n=10	4.015	0.191	345.58	0.00289 (0.0182)
Polo-Dipolo	n=1	0.519		12.566	0.07958 (0.5000)
	n=2	0.925		37.699	0.02653 (0.1667)
	n=3	1.318		75.398	0.01326 (0.0833)
	n=4	1.706		125.66	0.00796 (0.0500)
	n=5	2.093		188.50	0.00531 (0.0334)
	n=6	2.478		263.89	0.00379 (0.0238)
	n=7	2.863		351.860	0.00284 (0.0178)
	n=8	3.247		452.390	0.00221 (0.0139)
Polo-Polo		0.867		6.283	0.15915 (1.0000)

(c) Dispositivo Wenner

Este dispositivo, también conocido como Wenner Alpha, es sensible a los cambios verticales de resistividad del subsuelo, pero no a los cambios horizontales de resistividad del mismo, es decir, es bueno resolviendo estructuras horizontales pero deficiente para detectar estructuras verticales estrechas. La profundidad media de investigación es aproximadamente 0.5 del espaciamiento “a” utilizado (Edwards, 1977). Así mismo, dado que la señal del potencial medido es inversamente proporcional al factor geométrico utilizado para calcular el valor de resistividad aparente, se concluye que éste dispositivo posee la señal más fuerte ya que su factor geométrico ($K=2\pi a$) es menor al de otras configuraciones. Lo cual es un importante factor si el estudio se lleva a cabo en áreas con un alto ruido de fondo.

Una de las desventajas de este arreglo en TRE 2D es que la cobertura horizontal es relativamente baja al incrementar el espaciamiento entre electrodos, lo cual puede ser un problema si se usan pocos electrodos.

(d) Dispositivo Polo-Polo

Este arreglo tiene la más amplia cobertura horizontal y la mayor profundidad de investigación, sin embargo, tiene la más baja resolución (Loke, 2004). De los dispositivos aquí descritos éste es el de menos uso, ya que el dispositivo Polo-Polo ideal comprende un solo electrodo de corriente y uno de potencial, lo que en la práctica no existe, es por tanto, una aproximación que se logra colocando los electrodos restantes de potencial y corriente, respectivamente, a una distancia mayor a 20 veces la separación máxima entre los electrodos en consideración, de modo que el error sea menor al 5% (Loke, 2001). Otra desventaja de este arreglo es que debido a la gran distancia que hay entre los electrodos de potencial, se capta una gran cantidad de ruido telúrico, lo que afecta considerablemente la calidad de los datos. Este arreglo es frecuentemente usado en estudios arqueológicos, en donde el espaciamiento entre electrodos es pequeño.

(e) Dispositivo Polo-Dipolo

A diferencia de los dispositivos anteriores, el dispositivo Polo-Dipolo es un dispositivo asimétrico, por lo que, sobre estructuras simétricas las anomalías de resistividad aparente en la pseudosección son asimétricas y en algunos casos la asimetría en los valores de resistividad aparente podría influir en el modelo obtenido después de la inversión. Un método para eliminar el efecto de dicha asimetría es repetir las mediciones con un arreglo de electrodos inverso (Fig.7), es decir, por combinaciones entre las mediciones realizadas en forma “Directa” e “Inversa”, cualquier predisposición en el modelo, debido a la naturaleza asimétrica de este conjunto, se eliminaría (Loke, *et. al.*2006). Este procedimiento puede ser una desventaja, ya que requiere el doble de datos y por tanto el doble de tiempo.

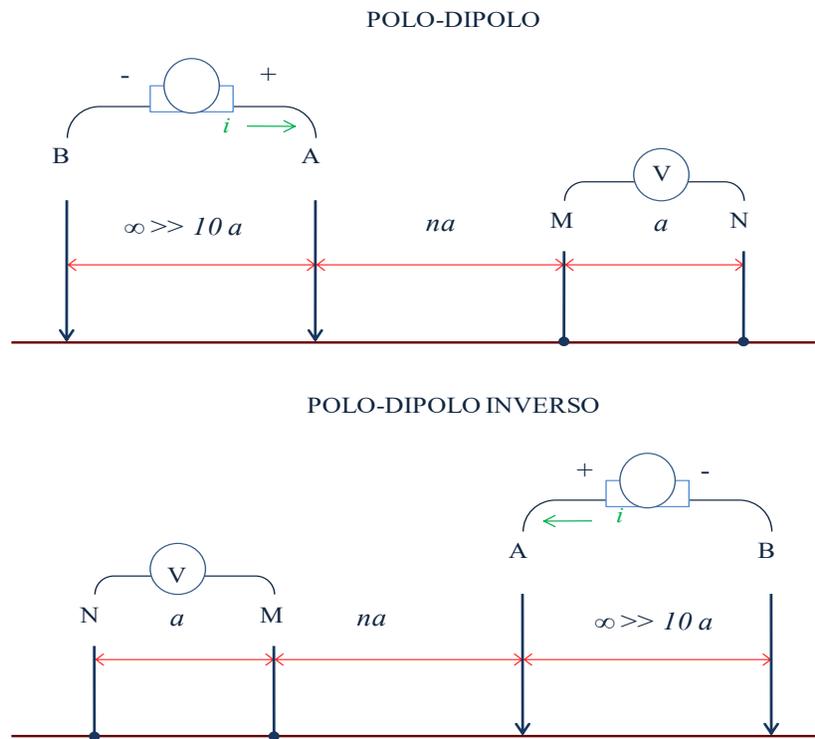


Fig.7. Arreglo Polo-Dipolo convencional e inverso.

La cobertura horizontal de este dispositivo es relativamente buena y la intensidad de la señal es significativamente más alta comparada con el dispositivo Dipolo-Dipolo, pero no es tan sensible al ruido telúrico como la configuración Polo-Polo. Para valores de “n” igual a 4 o mayores, este arreglo es probablemente más sensible a las estructuras verticales. Sin embargo la intensidad de

la señal para este dispositivo disminuye con el cuadrado del factor “n”, y aunque este efecto no es tan severo como en el caso del dispositivo Dipolo-Dipolo, no es recomendable usar valores de “n” mayores a 8 o 10. Aunque cabe mencionar que al aumentar el espaciado “a” entre los electrodos de potencial también se incrementa la intensidad de la señal (Loke, 2004).

En este arreglo también es necesario colocar el segundo electrodo de corriente a una distancia lo suficientemente lejos de la línea de sondeo, si la distancia de dicho electrodo es mayor a 5 veces la distancia que existe entre los electrodos de corriente y potencial en consideración, el error causado por el efecto de este electrodo es menor a 5%.

2.2.4.2. PSEUDOSECCIÓN

Para representar las mediciones en un sondeo eléctrico 2D se utiliza el método de contorneado o pseudosección, que se realiza utilizando los datos de resistividad aparente (Hallosf, 1995), mismos que se distribuyen horizontal y verticalmente para obtener una sección (Fig. 8), donde cada valor de resistividad aparente se gráfica en el punto medio entre los electrodos del arreglo o dispositivo utilizado, y a partir de ese punto se ubica verticalmente considerando una distancia proporcional a la separación entre los electrodos (Edwards, 1977).

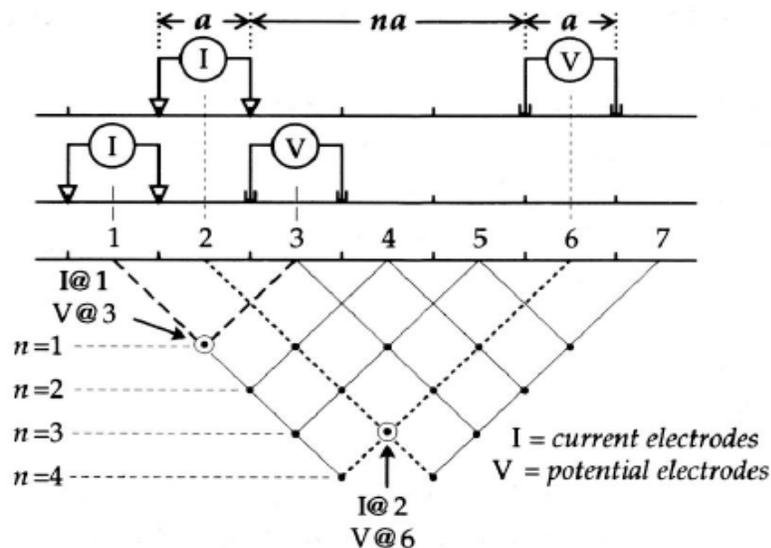


Fig.8. Construcción de una pseudosección en arreglo Dipolo-Dipolo (Lowrie, 1997).

La pseudosección da una idea aproximada de la distribución de resistividad del subsuelo. Sin embargo la pseudosección da una visión deformada del subsuelo, porque la forma de los contornos depende del tipo de arreglo o configuración electródica utilizada, así como también, de la resistividad del subsuelo (Fig.9). Una equivocación común es tratar de usar la pseudosección como una imagen final de resistividad verdadera del subsuelo, para ello se necesita aplicar un proceso de inversión a las resistividades aparentes. Así mismo cabe mencionar, que las diferentes configuraciones utilizadas para una misma zona pueden dar origen a pseudosecciones muy diferentes, lo también se asocia a la cobertura de datos que puede obtenerse con cada tipo de arreglo; en el caso del arreglo Polo-Polo, se tiene una cobertura horizontal más amplia, mientras la cobertura obtenida por el arreglo Wenner disminuye rápidamente al aumentar el espaciamiento entre electrodos, lo que en ambos casos está relacionado al factor geométrico, que depende de la separación de electrodos y el nivel de investigación.

Una aplicación práctica y de gran utilidad de la pseudosección es escoger y reconocer medidas de resistividad aparente “malas”, ya que tales medidas comúnmente aparecen como puntos con valores extraordinariamente altos o bajas.

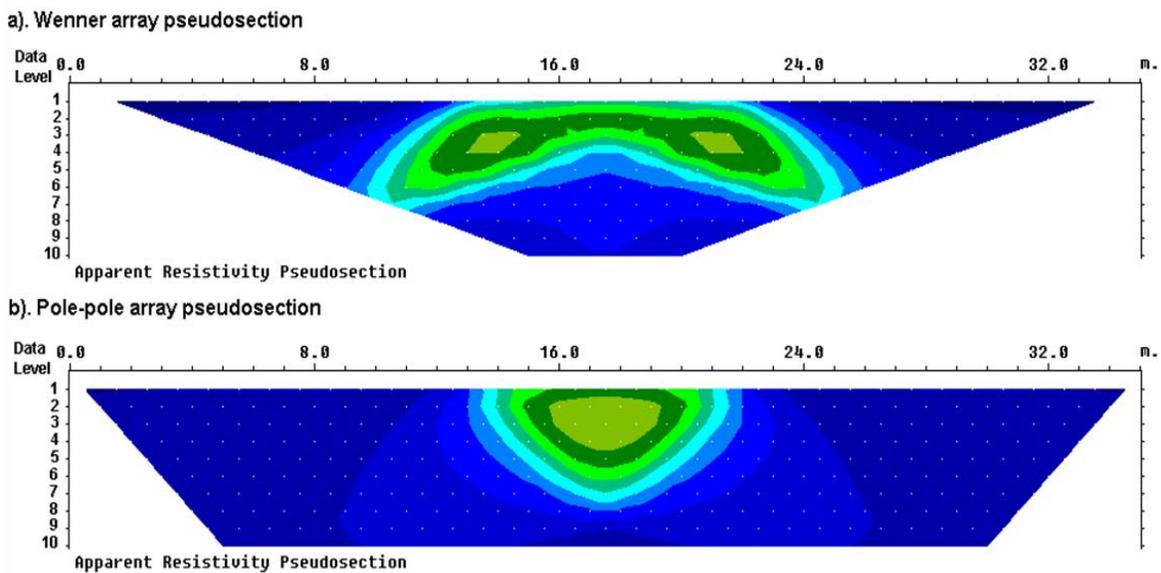


Fig.9. Pseudosección de resistividad aparente para el arreglo Wenner y Polo-Polo (Loke, 2004).

2.2.4.3. TEORÍA DE INVERSIÓN

La teoría de inversión parte del problema de hacer inferencias sobre sistemas físicos a partir de mediciones indirectas, y dado que todos los datos están sujetos a cierta incertidumbre estas inferencias suelen ser estadísticas, por lo que en primera instancia es necesario parametrizar el sistema, a partir de sus propiedades, para luego obtener un modelo del sistema. Es decir, el propósito común es analizar un conjunto de datos con objeto de extraer información significativa sobre algún fenómeno físico, mediante inferencias derivadas de las observaciones mismas. De forma general se presume la existencia de alguna teoría matemática o *modelo* que describe adecuadamente la relación entre los parámetros del modelo y los datos (Menke, 1989).

Se habla de modelado directo cuando se busca predecir los resultados de una serie de mediciones a partir de algún principio o modelo general y un conjunto de condiciones específicas relevantes para el problema de interés. El problema inverso, por el contrario, comienza desde los datos y un modelo apropiado, para posteriormente estimar los parámetros del modelo (Menke, 1989). Los métodos de inversión emplean iterativamente la modelación directa (Ortiz y Urrutia, 2002).

Como se mencionó previamente, el valor de resistividad obtenido no corresponde a la resistividad verdadera del subsuelo, lo que hace evidente la compleja relación que existe entre la resistividad aparente y la resistividad verdadera. Para determinar la resistividad verdadera del subsuelo, debe llevarse a cabo un proceso de inversión de los datos, a partir de los valores medidos de resistividad aparente y haciendo uso de un software especializado que calcula la resistividad real en base a los algoritmos desarrollados e implementados por Loke y Barker (1996), con la finalidad de hallar un modelo de la distribución de la resistividad de una sección del subsuelo, que se ajuste con las mediciones obtenidas en superficie. En este caso el modelo de inversión divide el subsuelo en pequeñas secciones rectangulares e intenta determinar los valores de resistividad de las mismas, tanto para minimizar la diferencia entre los valores de resistividad aparente observados y calculados. Este proceso se detalla en la sección de Procesamiento de los Datos.

3. ANTECEDENTES DE LA ZONA DE ESTUDIO

3.1. MARCO GEOGRÁFICO

La relevancia del marco geográfico radica en tener una descripción del entorno que comprende la zona de estudio, en este caso implica tanto las características fisiográficas regionales como locales de la misma y los aspectos geomorfológicos más relevantes.

3.1.1. REGIONAL

La porción central de la Cuenca de México se localiza entre los paralelos 19°22' y 19°30' de latitud norte y entre los meridianos 98°47' y 98°51' de longitud oeste.

Fisiográficamente la Cuenca de México consta de dos elementos geomorfológicos principales: las partes altas que la bordean (cerros, laderas y lomeríos) y las partes planas o de poca inclinación, que morfológicamente corresponden a una altiplanicie que consta de varias depresiones lacustres en proceso de desecación y pequeñas elevaciones topográficas aisladas, como los cerros del Peñón y de Chapultepec. La mayor parte de la altiplanicie, así como algunas laderas y cerros son ahora zonas urbanizadas, (Enciso-De la Vega, 1992).

Hidrológicamente se reconocen hasta once subcuencas: Xochimilco, Cuautitlán, Texcoco, Tochac, Churubusco, Pachuca, Chalco, Tecomulco, Ciudad de México, Teotihuacan y Apan, (Rodríguez, 1989).

La Cuenca de México está limitada al sur por el campo volcánico Chichinautzin y la sierra del Ajusco, y al suroeste y oeste, por las estribaciones de la sierra de Las Cruces. El límite al norte lo forman las sierras de Pachuca y Tepotzotlán y los cerros de Xalpa y Sincoque. Por el oriente la delimitan las estribaciones de la Sierra Nevada, de la que forman parte los volcanes Popocatepetl e Iztaccíhuatl (Enciso-De la Vega, 1992). Además es compartida por cinco entidades políticas, que son: los Estados de Hidalgo, México, Tlaxcala, Puebla y el Distrito Federal, (Rodríguez, 1989).

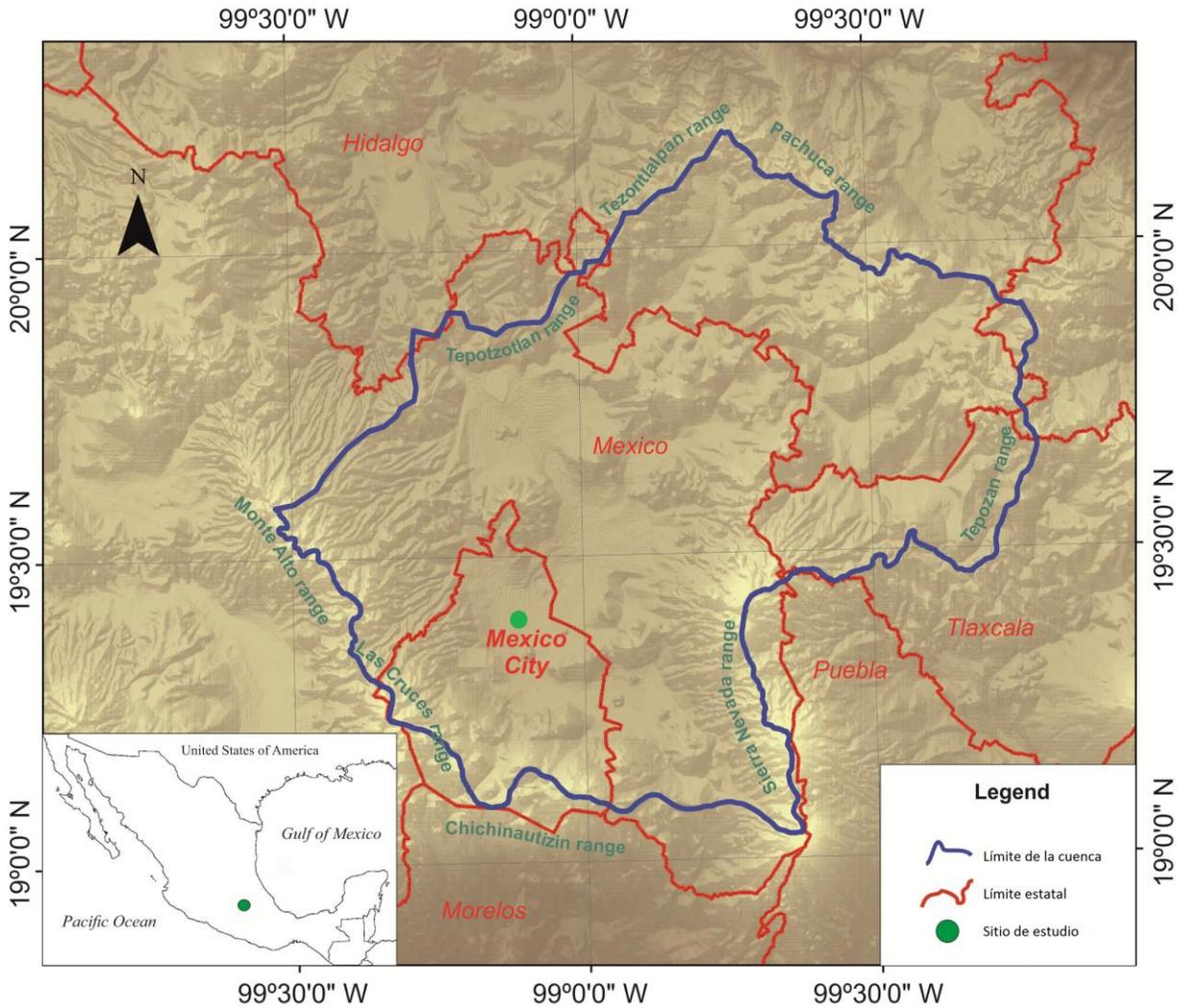


Fig.10. Mapa Fisiográfico de la Cuenca de México (Modificado de Arango-Galván et al., 2016).

3.1.2. LOCAL

La Delegación Iztacalco es la más pequeña de las dieciséis que comparten el territorio capitalino, con aproximadamente 23 kilómetros cuadrados y una altitud media de 2240 msnm. Sus coordenadas geográficas son 19°25'N, 19°22'S de latitud norte y 99°03'E, 99°08'O de longitud oeste. Limita al norte con la delegación Venustiano Carranza y Cuauhtémoc, al poniente con Benito Juárez, al oriente con el municipio de Netzahualcóyotl y al sur con Iztapalapa. Fisiográficamente pertenece a la planicie lacustre de la Cuenca de México y forma parte de la

subcuenca de Texcoco. Hidrográficamente se reconocen dos corrientes de agua entubadas, que son: La Piedad y Río Churubusco.

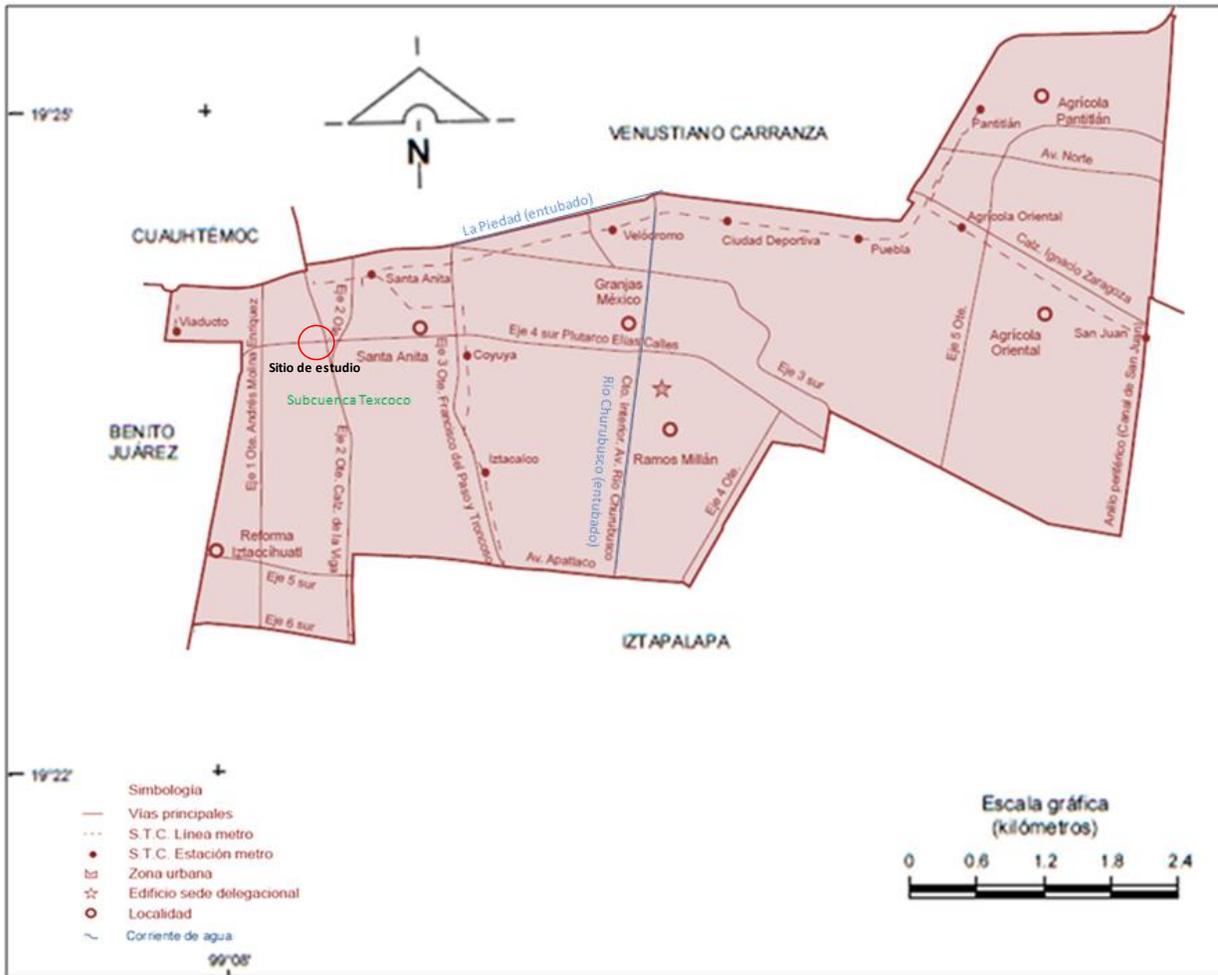


Fig. 11. Delegación Iztacalco (Modificado de INEGI-CEDI, 2008).

Específicamente la zona de estudio se encuentra sobre el paso de la Línea 2 del MetroBus, en la intersección que forman las avenidas de Plutarco Elías Calles y La Viga (Fig. 12), cuyas coordenadas centrales UTM son: 14 Q 2144878.07 m N, 486996.34 m E y una altitud de 2232m.

3.2. GEOLOGÍA

Son diversos los estudios previos sobre la geología de la Cuenca de México, destacando entre ellos los elaborados por Ordoñez (1895), Fries (1956, 1960), Mooser (1956, 1967, 1975, 1996),

De Cserna, *et al.* (1988), Enciso- De la Vega (1992), Vázquez- Sánchez y Jaimes-Palomera (1989).



Fig.

12. Ubicación de la zona de estudio en coordenadas UTM (Zona 14 Q).

3.2.1. GEOLOGÍA REGIONAL

La Cuenca de México está localizada en la parte central del Arco Volcánico Trans-americano (AVT), a una altitud promedio de 2000 msnm y con un área aproximadamente de 9000 km². Es una cuenca endorreica de tipo tectónico-volcánico que albergó un sistema lacustre en el centro sur.

La geología de la Cuenca está compuesta básicamente por dos partes: la primera se encuentra en las zonas topográficamente altas y consta de una amplia variedad de rocas volcánicas, y la segunda de sedimentos de origen lacustre y depósitos volcanoclásticos, en las partes bajas y de planicie. La historia geológica comprende eventos tectónicos y actividad volcánica que probablemente se iniciaron durante el Paleoceno-Eoceno (Enciso-De la Vega, 1992) y se

desarrollaron a través de diferentes períodos de actividad, desde el Oligoceno al Mioceno temprano, hasta la depositación de piroclásticos y derrames lávicos del Mioceno medio-tardío al Plioceno-Cuaternario (Vázquez- Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989). Los principales eventos pliocénicos-cuaternarios comprenden volcanes prominentes y sus productos; los eventos cuaternarios incluyen, principalmente, depósitos lacustres y actividad volcánica de composición andésitico-basáltica, así como la actividad neotectónica del presente (Enciso-De la Vega, 1992). Las rocas más antiguas que se han reconocido en la cuenca yacen sepultadas a más de 2,000 m de profundidad y han sido consideradas como del Albiano-Cenomaniano (Vázquez- Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989).

De forma general y tomando como base la geología descrita por Vázquez- Sánchez, y Jaimes-Palomera (1989), los eventos geológicos más relevantes de la evolución geológica de la Cuenca de México, desde el Cretácico, son la sedimentación calcárea que prevaleció del Aptiano al Turoniano Tardío y que cambió a tipo flysh entre el Conaciano y Campaniano Temprano, posteriormente del Maestrichtiano al Eoceno Temprano, debido a la Orogenia Laramide las secuencias se plegaron y en el Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano ocurrió un fallamiento normal con desplazamiento lateral derecho, contemporáneo con sedimentación continental tipo molasa y con efusiones fisurales basálticas alcalinas, además de los eventos volcánicos antes mencionados, que se asocian genéticamente con el AVT y con fallas normales del Plio-Cuaternario.

El régimen endorreico de la Cuenca de México y la consecuente sedimentación lacustre del Pleistoceno-Holoceno se originaron como consecuencia del intenso volcanismo que edificó la Sierra Chichinautzin.

Se presenta a continuación una descripción estratigráfica, conforme la geología de la Cuenca de México detallada por Vázquez- Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) y la estratigrafía propuesta por Enciso-De la Vega (1992), quien entre otras consideraciones propuso cambiar el rango del Grupo Pachuca al de Supergrupo Pachuca, lo que para fines prácticos de descripción resulta conveniente. Así mismo dado que en el actual Código Estratigráfico Internacional (ICS, 2009), el período Terciario no está reconocido, se usan los períodos correspondientes a dicha edad, es decir, el Paleógeno y Neógeno de la era Cenozoica.

- **Período del Cretácico**

Formación Xochicalco (Kx): es la unidad más antigua reconocida y se le ha asignado un espesor mínimo que excede los 500m. Constituye una secuencia de capas delgadas a medias de calizas, principalmente calcilutíticas y calcilimolíticas, que presentan laminación fina, contenido carbonoso variable y abundantes vetillas de calcita. Se depósito durante el Aptiano en ambientes marinos de cuenca relativamente profunda.

Formación Morelos (Km): aflora al sur de la Sierra Chichinautzin, su espesor máximo de 900 metros se adelgaza al oriente y poniente. Constituye una interstratificación de capas gruesas de calizas y dolomías diagenéticas, concordantes a anhidritas laminares subyacentes y fue depositada durante el Albiano Medio-Cenomaniano Temprano, en una extensa plataforma marina.

Formación Doctor (Kid): consta de facies calcáreas de banco y de cuenca del Albiano Medio-Cenomaniano Temprano, las cuales forman una secuencia de 200 m de espesor, constituidas por calizas mudstone en capas delgadas e intercalaciones de lutitas.

Formación Cuautla (Kc): consta de facies de cuenca, de banco y de litoral del Cenomaniano Tardío al Turoniano Tardío, con espesores que varían entre 200 y 750 m, se conforma por calizas principalmente calcarenitas de estratificación gruesa. De acuerdo con los sondeos de sísmica de reflexión (Pérez-Cruz, 1988), la cima de esta unidad y de la Formación Morelos se encuentra ampliamente distribuida en el subsuelo del sector meridional de la Cuenca de México. Las diferencias en altitud de la Formación Cuautla pueden ser atribuidas al desplazamiento de las fallas del Paleógeno-Neógeno y Cuaternario y/o al peso litoestático de las rocas del Cenozoico.

Formación Mexcala (Kmx): aflora al sur de la Sierra Chichinautzin y en el cerro La Palma al noreste de la Cuenca. El espesor máximo es de 1500 m y constituye una interstratificación gradual rítmica de grauvacas (turbiditas), limolitas y lutitas. Se depositó en aguas someras durante el Coniaciano-Campaniano y representa una secuencia Flysch.

- **Período del Paleógeno-Neógeno**

Grupo Balsas (Teob): consiste en depósitos continentales del Eoceno Tardío al Oligoceno Temprano. Consta de un conglomerado oligomítico calizo generalmente compacto y de

estratificación masiva que se interdigita con una secuencia de capas deleznable de arcilla, limo y arena. Localmente estos depósitos clásticos contienen interestratificaciones lenticulares de yeso y caliza lacustre, además de derrames lávicos basálticos e intercalaciones de toba riolítica en la parte superior. La distribución espacial y temporal del Grupo Balsas representa una molasa continental post-orogénica Laramide, la cual se acumuló simultáneamente con fallamiento normal lateral derecho y vulcanismo basáltico probablemente fisural.

Supergrupo Pachuca: designa a todas las rocas volcánicas y volcanoclásticas que yacen concordante o discordantemente sobre depósitos clásticos continentales del Paleógeno-Neógeno inferior o discordantemente sobre rocas más antiguas, y que están cubiertas por rocas pliocénicas continentales. Se incluyen en éste, las rocas volcánicas terciarias cartografiadas por Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989), que son: las rocas volcánicas del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano (Tomv), mismas que contienen capas de clásticos aluviales; las rocas extrusivas del Mioceno Medio y Tardío (Tmv), que representan el inicio de la actividad magmática del AVT; y los depósitos equivalentes al Grupo Pachuca (Tomp). En general, se considera que la edad del Supergrupo Pachuca abarca del Oligoceno tardío al Plioceno temprano.

Grupo Anáhuac: agrupa a todas las rocas lávicas y piroclásticas que estratigráficamente yacen sobre las rocas del Supergrupo Pachuca y que son cronológicamente anteriores al Grupo Taranguense. Se incluye en el grupo las unidades descritas por Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989), como: depósitos volcánicos del Plioceno Temprano (Tpv), correspondientes a un segundo período magmático del AVT; la Formación Otomí (Tpo), que se encuentra caracterizada por estar formada principalmente por depósitos piroclásticos que se presentan como flujos lobulados; rocas volcánicas máficas del Plioceno Tardío (Tpb), unidad que consta de derrames de lava interestratificados con capas de brechas volcánicas y/o piroclásticos; la Formación Las Cruces (Tpc), que son depósitos piroclásticos cubiertos por cenizas vítreas y en algunos casos interestratificados con material aluvial y paleocanales fluviales, correspondientes al plioceno tardío, que se distribuyen al suroccidente de la Cuenca y son el conjunto de tres estratovolcanes alineados en una dirección que es casi la norte-sur; la Formación Zempoala (Tpz), que es una secuencia de lavas andesíticas al norte y brechas volcánicas al sur de la porción suroccidental de la Cuenca y posiblemente contemporánea del vulcanismo de la Formación de las Cruces; y finalmente se puede incluir en este grupo la porción estratigráfica correspondiente a

la Riolita Navajas (Tpn), que es una secuencia riolítica del Plioceno Tardío. En general, la edad del Grupo Anáhuac, definido por Enciso-De la Vega (1992), es del Plioceno.

- **Período del Cuaternario**

Grupo Taranguense: designa a todas las rocas posteriores en edad al Grupo Anáhuac y anteriores a las Formaciones Popocatepetl y Chichinautzin. Este grupo abarca, de Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989), a las formaciones: Llano Grande (Qllg), que corresponde a las secuencias eruptivas de composición variable de andesítica a riodacítica de edad del Pleistoceno Temprano; El Pino (Qpp), de edad entre 0.9 y 0.7 Ma, que agrupa a las rocas volcánicas, principalmente máficas que forman los cerros La Estrella, El Pino, Chimalhuacán, Chiconautla, Gordo y otros aislados, así como los campos volcánicos de Tezontepec-Otumba. Así mismo, se incluyen formaciones definidas por otros autores pero también descritas por Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989), y son: la Formación Tláloc (Qt), de entre 0.6 y 0.7 Ma de edad, cuyas efusiones lávicas son andesitas y dacitas de anfíbol, y consta de varias sucesiones que implican una erupción pliniana; la Formación Iztaccíhuatl (Qi), que está constituida por varias secuencias principalmente efusivas, cuya composición varía de andesita basáltica a dacítica y que fueron extruídas en distintos períodos eruptivos dentro del intervalo de 0.6 a 0.08 Ma. Así mismo, cabe mencionar el hecho de que Enciso-De la Vega (1992), incluye dentro de este grupo a la Formación Tarango, definida por Bryan (1948), y que es una unidad estratigráfica que ha sido ampliamente utilizada por investigadores como Arellano (1953), Mooser *et al.* (1974) y De Cserna *et al.* (1988), no obstante, en el trabajo de Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989), se propone el abandono de dicha unidad, ya que se definió sin cartografiar y dichos depósitos corresponden a la Formación Las Cruces.

Formación Popocatepetl (Qp): Conforman cuatro principales secuencias eruptivas. El espesor total se desconoce, pero con base en las altitudes de los afloramientos, se le infiere un espesor máximo del orden de 3 500 m. Cubre discordantemente la porción meridional de la Formación Iztaccíhuatl y probablemente se interdigita hacia el poniente con la Formación Chichinautzin, ya que son contemporáneos; igualmente se interdigita con clastos fluviales hacia las llanuras aluviales de Cuautla y Amecameca. Se le asigna una edad del Pleistoceno Tardío-Holoceno.

Formación Chichinautzin (Qc): corresponde a todo el vulcanismo monogenético principalmente estromboliano, con características y edad similares, en la región de la Cuenca de México. Las lavas de esta unidad en general son muy extensas, vesiculares, masivas o lajadas y son los productos volcánicos más abundantes de esta unidad. La cual cubre discordantemente casi todas las unidades cretácicas y del Paleógeno-Neógeno, y se encuentra además, interdigitada con depósitos lacustres y aluvión. El espesor máximo que se le ha asignado es de 1800 m, y una edad que comprende la parte más tardía del Pleistoceno y el Holoceno.

Depósitos aluviales (Qal): las zonas norte y sur incluyen material poco consolidado, compuesto por fragmentos de tamaño: grava, arena, limo y arcilla, conteniendo localmente marga, tierra diatomácea, turba, loess y travertino. Los espesores máximos, de alrededor de 500 m, se encuentran en el centro de las depresiones y se adelgazan hacia las márgenes de la llanura. Se encuentran discordantemente sobre los depósitos piroclásticos y clásticos del Plioceno; y se interdigita con las formaciones volcánicas cuaternarias. Su contacto concordante e interdigitado son los sedimentos lacustres (Qla). Se le asigna una edad del Pleistoceno al Holoceno.

La acumulación de grandes espesores de aluvión se puede explicar debido a un bloqueo del desagüe, causado por el emplazamiento de derrames lávicos y/o por el fallamiento normal del Cuaternario que favorecieron los cambios de la velocidad y dirección de los cauces fluviales, con la consecuente distinta distribución del tamaño de grano en estos depósitos.

Depósitos lacustres (Qla): agrupa los sedimentos clásticos y productos piroclásticos relacionados con la actividad volcánica del Popocatepetl y de la Sierra Chichinautzin, los cuales se depositaron en ambiente lacustre. Estos depósitos forman una gran altiplanicie lacustre, extendida con una altitud promedio de 2 200 m, desde Zumpango hasta Chalco y desde Texcoco hasta el Cerro de Chapultepec. Los espesores varían entre 30 y 300 m, los mayores se presentan en los centro de las planicies de la Ciudad de México, Texcoco y Chalco y disminuyen hacia las márgenes de las planicies. Se describen arcillas bentoníticas y montmorilloníticas, con carbonato de calcio, diatomeas, ostrácodos e interestratificaciones de ceniza y pómez. Se le asigna una edad del Pleistoceno Tardío al Holoceno.

El origen de los depósitos lacustres está íntimamente relacionado con la obstrucción definitiva del desagüe de la Cuenca de México, causado por la intensa actividad volcánica que edificó la Sierra Chichinautzin.

La mayor parte de la zona urbanizada de la Cuenca de México está edificada sobre dichos depósitos lacustres, mientras que el resto, sobre el material aluvial que forma la zona de transición entre los depósitos lacustres y lo que propiamente constituye el basamento para el relleno, (De Cserna, *et. al.*, 1988).

3.2.2. GEOLOGÍA DEL SUBSUELO

Dada la ubicación de la zona de estudio se detallan a continuación los aspectos geológicos más relevantes de la planicie lacustre o zona de lago, esto permite inferir de forma general la geología local, indispensable para una adecuada caracterización. Sin embargo se debe tener presente que la geología del subsuelo de la Cd. de México varía considerablemente de un punto a otro.

- **Planicie Lacustre o Zona de Lago**

La zona de lago se formó como consecuencia del cierre de la cuenca, lo que conllevó a que la parte central se fuese llenando con; acarreos limo-arenosos y limo-arcillosos, que dieron lugar a depósitos altamente compresibles; emisiones de cenizas, que por alteración fueron transformadas en suelos de tipo bentonítico (Zeevaert, 1988); y pómez provenientes de los volcanes del sur. Se destaca que dichos depósitos superficiales contienen montmorillonita y alto porcentaje de diatomeas, conchas microscópicas y algo de materia orgánica coloidal, así como contenido variable de sales. La variedad de microfósiles (ostrácodos y diatomeas) adiciona compuestos solubles generados por la alteración de sus exoesqueletos. La fracción arcillosa alcanza el orden de 40% (Zeevaert, 1988). Cabe mencionar que al pie de las sierras, que delimitan dicha zona y por el brusco cambio de pendiente de los ríos, se localizan grandes depósitos aluviales de composición muy variable y estratificación cruzada o lenticular, evidencia de una dinámica erosiva debido a periodos de lluvia intensa (Díaz-Rodríguez, 2006).

La elevación variable del nivel de lago, desde su formación en el Pleistoceno tardío-Holoceno, indujo a transgresiones y regresiones lacustres (Zeevaert, 1988). Las transiciones pueden clasificarse como interestratificada y abrupta (Santoyo, *et.al.*, 2005). De lo anterior se destaca el

caso de la transición abrupta en el que hay un contacto de las arcillas lacustres con roca volcánica, como es el caso del cerro de la Estrella, el Peñón de los Baños y el Peñón del Marqués, ubicados al sureste, noreste y este, respectivamente, de la zona de estudio.

De forma general se puede decir que los depósitos lacustres son la consecuencia del depósito y alteración físico-química de los materiales eólicos, aluviales y de las cenizas volcánicas en el ambiente lacustre, proceso que sufrió diversas interrupciones durante los períodos de intensa sequía, lo que provocó la formación de costras endurecidas por deshidratación o por secado solar, así como interrupciones causadas por violentas etapas de actividad volcánica que cubrieron toda la cuenca con mantos de arena basáltica o pumítica, formando así una secuencia de estratos de arcilla blanda separados por lentes duros de limos y arcillas arenosas, costras secas y arenas basálticas o pumíticas.

Mediante sondeos de cono eléctrico, Santoyo, *et.al.* (2005) describe, la estratigrafía de la zona de lago en base al modelo estratigráfico inicialmente propuesto por Marsal y Mazari (1959), dicho modelo está integrado por:

Costra superficial (CS). La cual en muchas partes está cubierta con rellenos artificiales de espesor variable. Esta capa está integrada por tres subestratos:

- *Relleno artificial (RA)*, está constituido por restos de construcción y por relleno arqueológico, es de espesor variable en el centro de la ciudad y casi inexistente en el centro y las orillas de la planicie lacustre.
- *Suelo blando (SB)*, corresponde a un depósito aluvial blando de tan delgado espesor que a veces pasa desapercibido. Fue el sedimento fangoso que se depositó en el fondo del último lago; suele tener intercalados lentes de material eólico, que en muchos sitios quedó atrapado bajo el relleno artificial.
- *Costra seca (CS)*, se formó como consecuencia de un descenso del nivel del lago durante el cual quedaron expuestas algunas zonas del fondo a los rayos solares con lo cual la costra seca quedó fuertemente consolidada.

Formación arcillosa superior (FAS). Con arcillas blandas a muy blandas, esta serie tiene un espesor que varía entre 25 y 50 m. Aunque es muy uniforme se pueden identificar cuatro estratos principales, de acuerdo con su origen geológico y con los efectos de la consolidación inducida por sobrecargas superficiales y por el bombeo profundo. Dichos estratos tienen intercalados lentes duros que se pueden considerar como estratos secundarios.

- *Arcilla preconsolidada superficial (APS)*, corresponde a un estrato endurecido por efecto del secado solar, por el ascenso capilar del agua, las sobrecargas externas y las que producen los rellenos. Los árboles también han contribuido a consolidarlo pues sus raíces absorben humedad particularmente en las áreas pavimentadas en donde se dificulta la infiltración del agua pluvial.
- *Arcillas normalmente consolidadas (ANC)*, se localizan por debajo de la profundidad afectada por las sobrecargas superficiales y por arriba de los suelos consolidados por el bombeo profundo. Es importante aclarar que esos suelos se han identificado como normalmente consolidados para las sobrecargas actuales, porque continúan expuestos a un proceso de consolidación a partir de su condición inicial.
- *Arcilla consolidada Profunda (ACP)*. El bombeo para abastecer a la ciudad de agua potable ha generado un fenómeno de consolidación, más significativo en las arcillas profundas que en las superficiales. Se debe aclarar que se trata de arcillas normalmente consolidadas en virtud de la pérdida continua de presión de agua que prevalece. Sólo en el remoto caso de que se recuperara la presión en el agua serían arcillas preconsolidadas.
- *Lentes Duros (LD)*, los estratos de arcilla están interrumpidos o intercalados por lentes duros, que pueden ser costras de secado solar, arena basáltica o vidrio pómez cuyo espesor va desde unos centímetros hasta cerca de 2 m. Es importante ubicarlos dentro de la secuencia estratigráfica debido a que son marcadores que permiten diferenciar los substratos arcillosos y son más permeables que las arcillas, por lo que influyen en la velocidad de consolidación de las mismas.

Capa dura (CD). Es un depósito heterogéneo que separa las dos formaciones arcillosas y se desarrolló en el período climático del interglacial Sangammon en el cual predominan limos arenosos con algo de arcilla y ocasionales gravas. Tiene una cementación muy errática (a veces

cementados con carbonatos de calcio) y su espesor, variable; es muy delgado en la zona central del lago Texcoco que no llegó a secarse y alcanza unos 5 m en lo que fueron sus orillas.

La formación arcillosa inferior (FAI), es una secuencia de estratos de arcilla más consolidados, separados por lentes duros, en un arreglo semejante al de la serie arcillosa superior. Su espesor es de unos 15 m al centro del lago y prácticamente desaparece en sus orillas.

Depósitos profundos (DP), constituyen una serie de arenas y gravas aluviales limosas, cementadas con arcillas duras y carbonatos de calcio. La parte superior de estos depósitos, de 1 a 5 m, está más endurecida que la inferior, en donde se encuentran estratos menos cementados y hasta arcillas preconsolidadas.

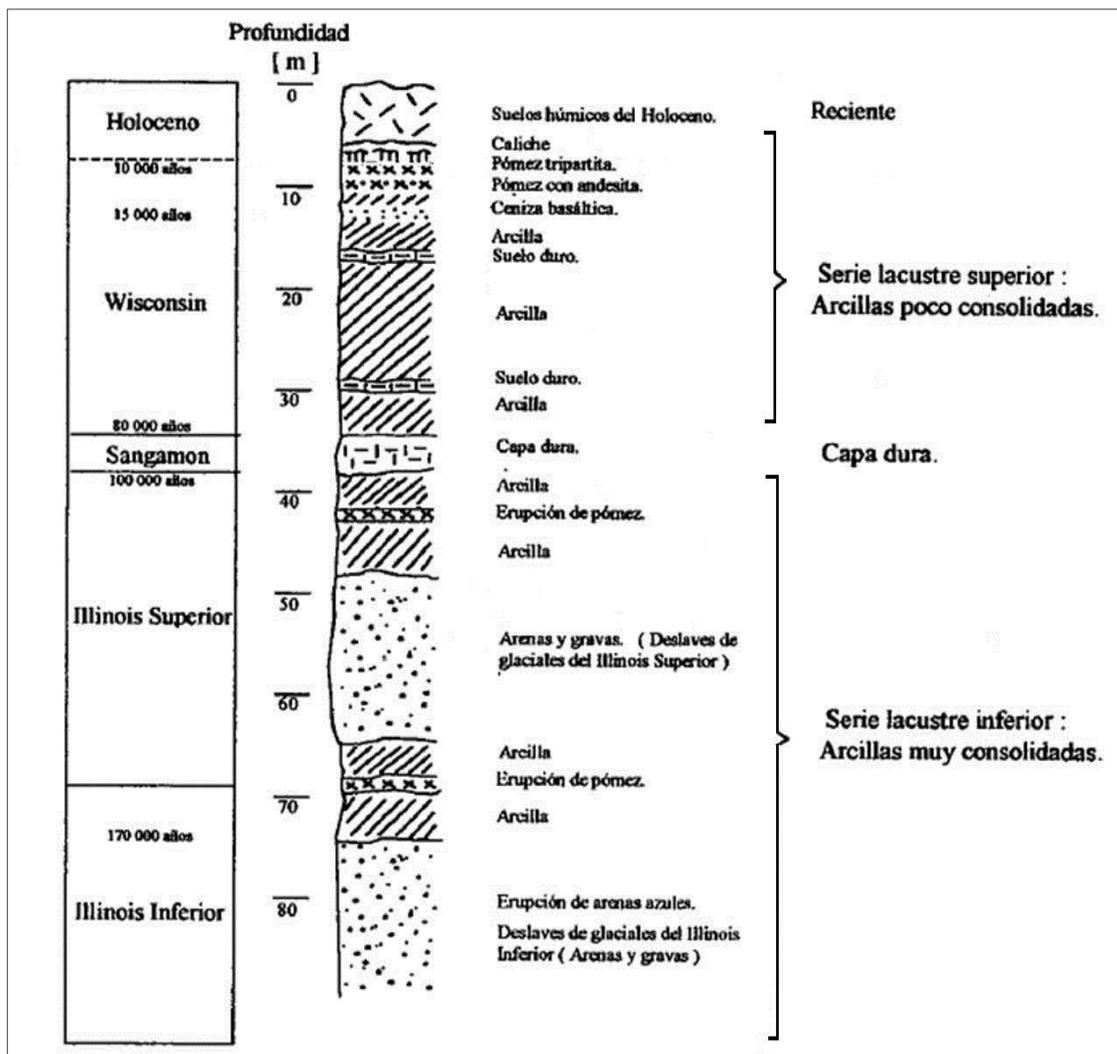


Fig. 13. Estratigrafía de la planicie lacustre de la Ciudad de México (Mooser, 1975).

3.2.3. ASPECTOS HIDROGEOLÓGICOS Y GEOTECNICOS RELEVANTES

El actual fenómeno de fracturamiento en la Cd. de México, particularmente en la zona lacustre, se encuentra asociado a la respuesta dinámica del acuitardo arcilloso altamente compresible sobre el cual se encuentra construida la ciudad, dicha respuesta es una consecuencia de la intensa explotación del acuífero principal que le subyace (Ortiz, 2007). Los efectos de la explotación del acuífero han causado el desarrollo de diversos e importantes problemas hidrogeológicos, como la inversión de gradientes hidráulicos y la disminución de los niveles piezométricos, lo cual es parte del proceso de formación y evolución de fracturas.

Así mismo los abatimientos piezométricos provocan incrementos de esfuerzos efectivos en los depósitos del subsuelo, lo que se traduce en consolidación de las capas de arcilla, dando origen al hundimiento regional de la ciudad de México (Jaime, 1987).

Es importante reconocer que el subsuelo de la Ciudad de México es muy sensitivo a cargas estáticas y dinámicas (Zeevaert, 1988), lo que hace necesario describir a grandes rasgos las propiedades mecánicas del mismo, ya que estas están estrechamente relacionadas con el valor de resistividad aparente medido. Es decir, como se menciona anteriormente la resistividad depende de diversos factores, entre ellos la porosidad y el fluido contenido en los poros de las rocas, por lo que se puede establecer una relación entre un valor de resistividad mayor o menor de acuerdo al grado de consolidación de las mismas. De igual forma es posible facilitar la interpretación del modelo de respuesta, ya que si se tienen presentes los posibles cambios físicos de las arcillas se facilita la identificación de los factores que influyen en los cambios de esfuerzos, responsables de hundimiento regional y agrietamiento del subsuelo.

3.2.3.1. HIDROGEOLOGÍA DE LA CUENCA DE MÉXICO

Ortiz (2007) describe, conforme a Ortega y Farvolden (1989), cuatro unidades hidrogeológicas, propuestas en base a sus propiedades y comportamiento hidráulico. Dichas unidades son: (i) acuitardo en depósitos lacustres cuaternarios, (ii) acuífero en rocas volcánicas cuaternarias y material piroclástico, (iii) acuífero en depósitos aluvio-piroclásticos del paleógeno-neógeno

(*acuífero principal en producción*) y (iv) acuitardo en rocas volcánicas del paleógeno-neógeno fracturadas. Los sedimentos lacustres cuaternarios forman un acuitardo altamente compresible que actúa como semiconfinado en el centro de la cuenca ya que sobreyace al acuífero regional aluvio-piroclástico, mismo que se extiende hacia los sistemas montañosos de las Sierras Nevada y Las Cruces donde se comporta como acuífero no confinado. El acuífero cuaternario en rocas basálticas y materiales piroclásticos asociados se extiende hacia la porción sur de la cuenca.

Los espesores del acuitardo lacustre aumentan desde los límites hacia el interior de la planicie lacustre, donde alcanzan espesores de 100 a 200 m en la Cd. de México y Texcoco, y alcanzan el máximo valor de 300 m en Xochimilco y Chalco. Las zonas de la planicie lacustre en las que el acuitardo tiene espesores menores a 100 m, se consideran las zonas más críticas de fracturamiento.

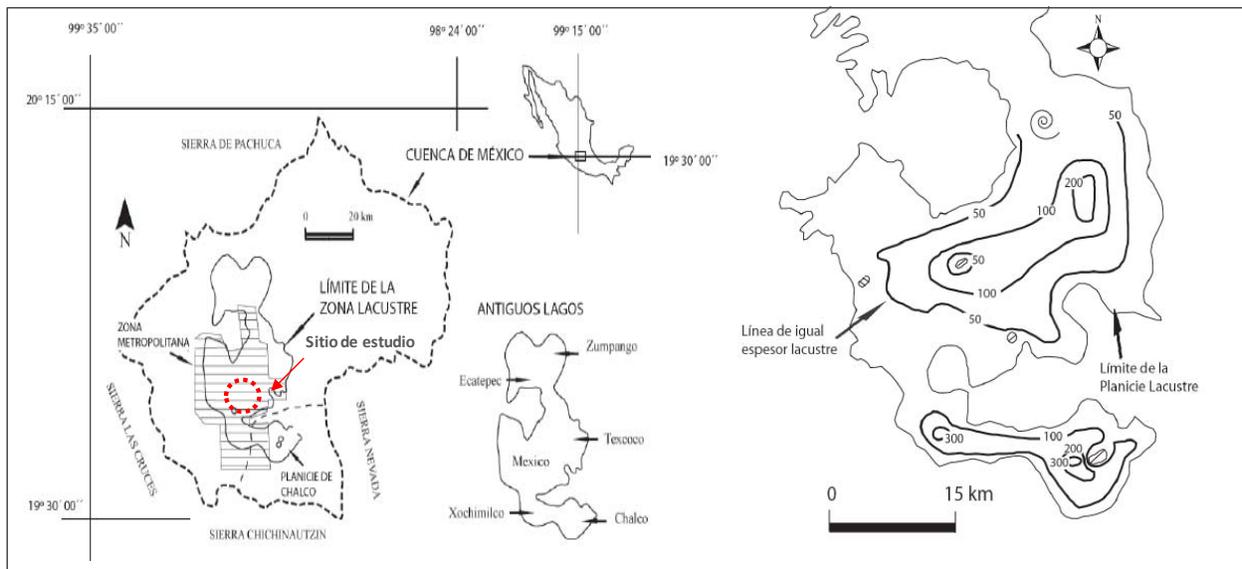


Fig 14. Espesores del acuitardo lacustre (Modificada de Ortiz, 2007).

Este multiacuífero es recargado por infiltraciones de la precipitación, actuando como áreas de recarga más importantes las sierras limítrofes. Para satisfacer el consumo de agua de la población, se extraen cerca de 50 m³/s de un total de 65 m³/s (INEGI-INE, 2000), lo que ha causado descensos en los niveles piezométricos hasta de 50 m y cerca de 9 m de subsidencia en el centro de la Cd. de México y en la planicie de Chalco (Ortiz, 2007).

3.2.3.2. GEOTECNIA

El antecedente más completo sobre la caracterización del subsuelo de la ciudad de México se debe a Marsal y Mazari (1959). Trabajo que ha servido como base para diversos estudios subsecuentes.

Zonificación Geotécnica de la Ciudad de México

La zonificación geotécnica de la Ciudad de México elaborada por Marsal y Mazari (1959), se hizo atendiendo principalmente a las propiedades de los materiales que se encontraron en sondeos perforados a una profundidad de 50 m o menor y en varios puntos hasta de 100 m. En base a lo anterior se definieron tres principales zonas: *la zona de Lomas, la zona de Transición y la zona de Lago*. Sin embargo con el actual crecimiento de la ciudad, esta zonificación también ha evolucionado de forma más detallada, abarcando áreas y aspectos que en un principio no fueron incluidas (Santoyo, *et.al.*, 2005).

Zona de lomas (LOM). Esta zona presenta condiciones irregulares de compacidad y cementación lo que incide directamente en la estabilidad de excavaciones y propicia el desarrollo de mecanismos de falla. No obstante posee una elevada capacidad de carga, condición favorable para la cimentación de estructuras, ya que está caracterizada principalmente por materiales volcánicos, tales como tobas, lahares y depósitos de arenas pumíticas en estado compacto. 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 de desarrollo irregular a diferentes profundidades. Una particularidad de ésta zona, consiste en la existencia de depósitos eólicos de arena fina y uniforme, hacia el Norte de la Ciudad, concretamente en las laderas de la Sierra de Guadalupe, los cuales son susceptibles de provocar asentamientos diferenciales erráticos.

Zona de transición. Se presenta con los depósitos que forman una franja entre los suelos lacustres y las sierras que rodean la Cuenca de México. La frontera entre la Zona de Transición y la Zona de Lago se define a partir de los sitios donde desaparece la serie arcillosa inferior y en los cuales la primera Capa Dura está aproximadamente a 20 m de profundidad con respecto al

nivel medio de la planicie. En función de su cercanía con la Zona de Lomas y del espesor de suelos relativamente blandos, esta subdividida como:

- *Transición Alta (TAL)*: es la más próxima a la Zona de Lomas y presenta irregularidades estratigráficas debido a la presencia de depósitos aluviales cruzados.
- *Transición Baja (TBJ)*: colinda con la Zona de Lago y en ella la serie arcillosa superior tiene intercalaciones de estratos limoarenosos de origen aluvial debido a los eventos de regresión lacustre.
- *Transición Abrupta (TAB)*: es la transición entre las zonas del Lago y los cerros aislados como el Peñón de los Baños. En este caso las arcillas lacustres están intercaladas con numerosos lentes de materiales erosionados de los cerros.

Zona de Lago. Se caracteriza porque en ella las arcillas blandas tienen grandes espesores y en base al espesor y propiedades de la costra superficial, así como la consolidación inducida en cada sitio, se subdivide en:

- *Lago Virgen (LV)*: Corresponde a la zona en la que se encuentran las arcillas más blandas de lo que ahora es el vaso del exlago de Texcoco. Aunque se advierte el incremento de sobrecargas en la superficie, a consecuencia del actual desarrollo de dicha zona.
- *Lago Centro I (LCI)*: Corresponde al sector no colonial de la ciudad. Las propiedades mecánicas del subsuelo en esta zona representan una condición intermedia.
- *Lago Centro II (LCII)*: En esta zona la historia de cargas aplicadas en superficie ha sido muy variable, por lo que se presentan las siguientes condiciones extremas; arcillas fuertemente consolidadas por rellenos y grandes sobrecargas de construcciones aztecas y coloniales; arcillas blandas, asociadas a lugares que han alojado plazas y jardines durante largos períodos de tiempo; y arcillas muy blandas en los cruces de antiguos canales. Asimismo, el intenso bombeo para surtir de agua a la ciudad se refleja en el aumento general de la resistencia de los estratos de arcilla por efecto de consolidación inducida.

Cabe destacar que las propiedades mecánicas de los suelos de la Ciudad de México se ubican como valores extremos y de inusual repuesta en la mayoría de las cartas de propiedades geotécnicas (Díaz-Rodríguez, 2006), es decir, no se ajustan a los patrones de comportamiento de

la mayoría de los suelos ya que tiene propiedades únicas, tales como un contenido de agua mayor a 400 %, un índice de plasticidad que excede 300% y un índice de compresión que puede llegar a un valor de 10, cuando en la mayoría de los suelos es menor a 1. Lo anterior, ubica a los sedimentos lacustres de la ciudad de México como altamente compresibles. Su comportamiento mecánico, tanto estático como dinámico es complejo y a la fecha aún presenta desafíos de interpretación (Díaz-Rodríguez et al., 1998).

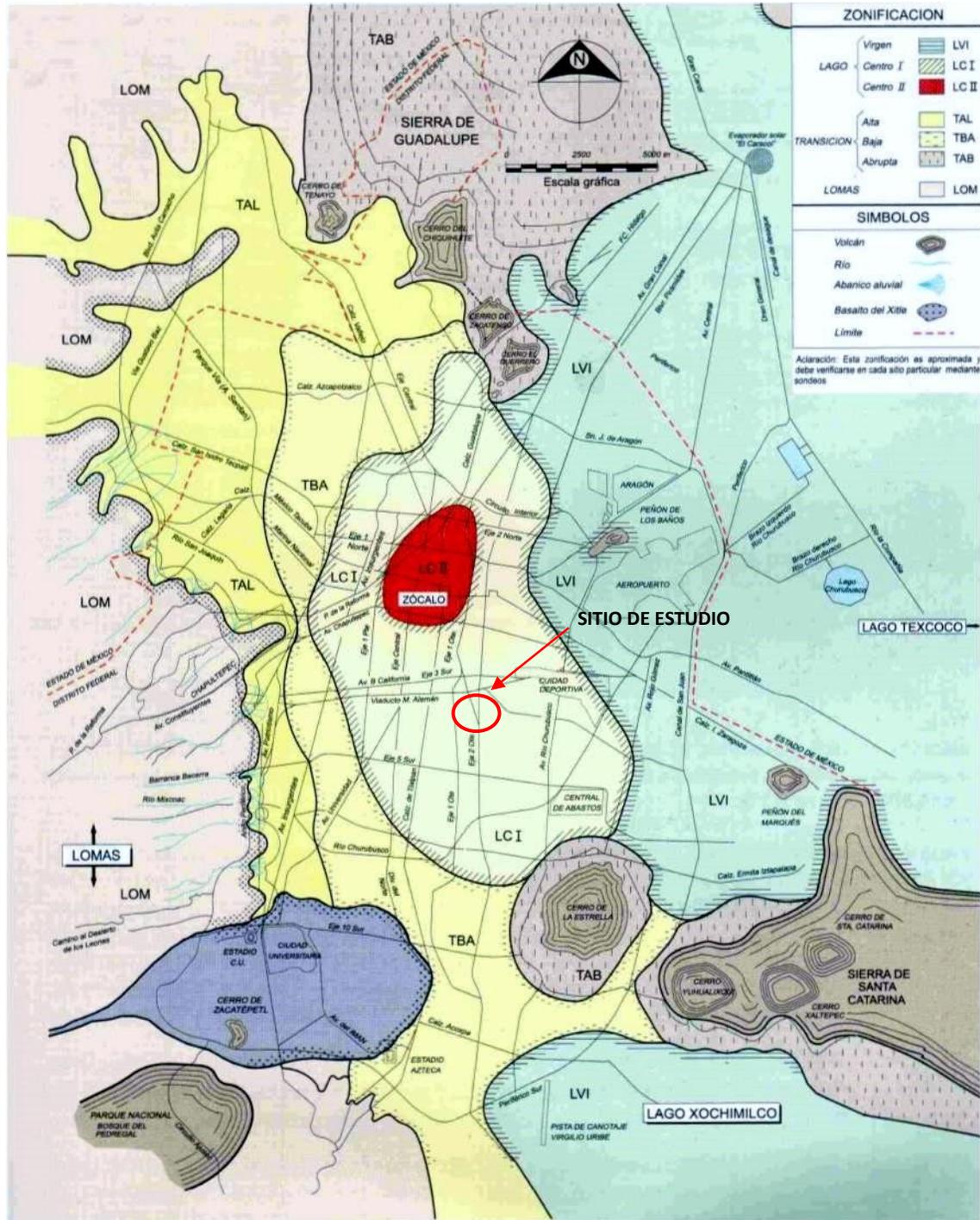


Fig 15. Ubicación del sitio de estudio en Zonificación Geotécnica de la Ciudad de México (Santoyo, et. al., 2005).



Fig. 16. Ubicación del sitio de estudio en Curvas de igual hundimiento, en cm (1985-1995), medidas por la GAVM (Santoyo, et. al., 2005).

3.3. ANTECEDENTES HISTÓRICOS

3.3.1. ANTIGUO CANAL DE LA VIGA

El actual Eje Vial 2 Oriente en su tramo sur, alguna vez fue el *Canal de La Viga* por el que navegaron "vapores", que tocaban "tierra" en los siguientes puntos intermedios; *Santa Anita*, que todavía existe y cuyo cruce actual con la Calzada de La Viga es la Avenida Plutarco Elías Calles; *Iztacalco*, que existe y da nombre a una delegación del D.F., cuyo cruce con La Viga es a la altura de la calle de Tezontle; *San Juanico*, también existe aún como nombre de colonia o barrio y el cruce actual es más o menos a la altura de Río Churubusco (Circuito Interior) y *Mexicaltzingo* que parece que existe aún como nombre de calle y cuyo cruce con La Viga es la Avenida Ermita Iztapalapa.

El embarcadero para abordar los pequeños vapores se encontraba al finalizar el Paseo de la Viga y precisamente en donde se ubicaba la Garita de la Viga. En ese lugar se abordaban los mini barcos que realizaban los "cruceiros" de placer a través del cauce navegable del Canal de la Viga.

Considerando que a mediados del siglo XIX todos los medios de transporte dentro de la ciudad eran a base de tracción animal, el barco de vapor resultaba ser una alternativa de transporte bastante atractiva y viable. El servicio de vapores que se inició en 1850, perduró casi hasta el final del siglo XIX, pero poco a poco fue perdiendo impulso y de manera fundamental por dos razones. La primera fue que los ferrocarriles de la época, impulsados por locomotoras de vapor aumentaron su presencia en la fisonomía de la ciudad y eran además más rápidos y eficientes, y la segunda que las obras del desagüe que se terminaron también al fin de siglo (Gran Canal del Desagüe) para dar solución al gravísimo problema de las inundaciones en la ciudad, contemplaban la desaparición paulatina del canal de La Viga.

Finalmente para el año de 1921, las autoridades decidieron desaparecer totalmente el cauce del canal y darle paso al montaje de cemento y asfalto característicos de la gran ciudad capital.

4. ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS

La parte más esencial del presente trabajo corresponde a la etapa de la adquisición de los datos y su procesamiento, ya que conforme a su implementación se obtendrá un modelo de distribución de resistividad del subsuelo. Si bien hoy en día, tanto la técnica de TRE como el equipo que se utiliza en la misma, están bastante bien desarrollados, es necesario tener ciertas consideraciones para evitar resultados erráticos, debidos a una mala adquisición o a un mal procesamiento.

Para obtener mejores resultados las mediciones de campo deben llevarse a cabo de manera sistemática, de forma tal, que el total de los datos a obtener sea congruente a la configuración electródica utilizada, ya que esto influye en la calidad del modelo a interpretar, obtenido al efectuar la inversión de los datos medidos de resistividad aparente (Dahlin y Loke, 1998). Así mismo es imprescindible la adecuada elección del arreglo electródico, de acuerdo a las características y al objetivo del estudio, por ejemplo: si el sondeo se lleva a cabo en un área ruidosa y lo que se necesita es resolución vertical, lo más factible es usar el arreglo Wenner; si no se tiene certeza o se necesita tanto resolución vertical como horizontal, lo más viable es usar el arreglo Wenner-Schlumberger; pero si es la resolución horizontal y la cobertura de datos lo de mayor interés, y además se cuenta con un resistivímetro lo suficientemente sensitivo y una buena resistencia de contacto, entonces se debe usar el arreglo Dipolo-Dipolo (Loke, 2001).

Por lo general la diferencia de potencial medida (ΔV) suele ser pequeña, sin embargo, al tener presente que ésta es proporcional a la intensidad de corriente (i) (ec. 1.32), entonces convenientemente se busca que ésta última sea lo mayor posible. Un factor que influye directamente en el valor de la intensidad de corriente es la resistencia de contacto de cada uno de los electrodos de corriente. Se habla de *resistencia de contacto*, al considerar que la resistencia del terreno prácticamente no influye en el valor de la intensidad de corriente excepto en la parte más próxima al electrodo, es decir, la resistencia de contacto de los electrodos es el factor que limita en la practica el valor de la intensidad de corriente i (Orellana, 1982). Para evitar que el valor de i descienda lo más factible no es elevar la tensión del generador, sino disminuir las resistencias de contacto, lo cual puede hacerse al clavar más profundamente los electrodos o mediante el uso de un electrolito. Esto también evita que las resistencias de contacto de los electrodos de potencial originen valores de ΔV menores y asegura que dichas resistencias sean

mucho menores que la resistencia del instrumento, la cual se recomienda sea de impedancia de entrada muy grande, ya que esto contribuye no solo a una mejor lectura de ΔV , sino que también minimiza la intensidad de corriente que se toma de los electrodos de potencial para que el campo creado por los electrodos de corriente se perturbe lo menos posible.

Por otro lado, al hacer uso de un electrolito, como lo es una solución acuosa de sulfato de cobre CuSO_4 , aparte de disminuir las resistencias de contacto de los electrodos, se evita la polarización de los mismos. El fenómeno de *polarización de electrodos* constituye una de las causas de error en la medición de ΔV , consiste en la aparición de una fuerza electromotriz (f.e.m.) en los electrodos de potencial debido al contacto de éstos con los electrolitos del suelo, cuya concentración y distribución no es homogénea por lo que las f.e.m. difieren y no se anulan. Al usar electrodos de cobre y una solución acuosa sobresaturada con la misma concentración de sulfato de cobre en ambos electrodos, dicho efecto prácticamente se anula, puesto que se consigue que ambas f.e.m. sean iguales y se anulen entre sí (Orellana, 1982).

Cabe mencionar que normalmente los sondeos de resistividad 1D involucran entre 10 a 20 lecturas, mientras que un sondeo 2D involucra entre 100 a 1000 medidas, en comparación con sondeos 3D que pueden involucrar varios miles de medidas (Loke, *et.al.*, 2006).

4.1. IMPLEMENTACIÓN DE CAMPO Y ADQUISICIÓN DE DATOS

Para poder determinar la causa del problema que afecta principalmente la intersección entre la Av. Plutarco Elías Calles y la Calz. De La Viga, se planeó la adquisición de tres líneas geoelectricas, dos de las cuales se diseñaron paralelas entre sí y se ubicaron sobre la Av. Plutarco Elías Calles. La línea restante se proyectó perpendicular a las dos anteriores y se ubicó sobre la Calz. De La Viga, de forma tal que los perfiles geoelectricos permitiesen definir a detalle las estructuras que se encuentran afectando dichas vialidades, particularmente la zona del cruce. La distribución de las líneas se muestra en la figura 17.

La primera línea se llevo a cabo sobre la Av. Plutarco Elías Calles constando de una longitud de 141 [m]. Se utilizó el dispositivo Wenner-Schlumberger y Dipolo-Dipolo, con un espaciamiento

entre electrodos de 3 [m]. Se eligieron dichos dispositivos ya que en primera instancia era necesario tanto resolución horizontal como vertical, así como una buena cobertura de datos.



Fig.17. Ubicación de las líneas de TRE. Coordenadas UTM (Zona 14 Q).

La segunda línea, también sobre la Av. Plutarco Elías Calles, tuvo una longitud de 220 [m] y un espaciado interelectrónico de 5 [m], es decir, el valor de “a” fue mayor al de la primera línea, ya que se proyectó incrementar la profundidad de investigación del perfil. Se hizo uso del dispositivo Dipolo-Dipolo. Y de igual manera para la tercera línea, realizada sobre la Calzada de la Viga, cuya longitud constó de 230 [m] con una separación electrónica de 10 [m]. Las coordenadas del centro de cada línea se muestran en la tabla 3.

Tabla. 3. Coordenadas del centro de cada línea.

Coordenadas UTM Zona 14Q		
No. De Línea	Este (m)	Norte (m)
Línea 1	486972	2144886
Línea 2	486952	2144866
Línea 3	486997	2144881

Lo primero que se hizo fue definir la línea de TRE marcando los puntos equiespaciados en los que se colocaron los electrodos, procurando se hiciera lo más recto posible. Para realizar la inserción de los electrodos fue necesario perforar cada uno de los puntos en los que se colocarían los electrodos de cada una de las tres líneas previamente definidas. En el caso de la primera línea fue posible colocar 19 electrodos en el camellón que separa la vía del Metrobus (dirección Tacubaya) del tránsito lateral y que corresponde a una jardinera, con lo que no fue necesario perforar dichos puntos. Se usaron electrodos de cobre de 40 cm de longitud y ½ pulgada de diámetro.

Como se explica anteriormente, para reducir las resistencias de contacto y evitar la polarización de los electrodos, se usó una disolución acuosa sobresaturada de sulfato de cobre que fue vertida en cada orificio en el que se colocó un electrodo.

Se utilizó el resistivímetro *SYSCAL Pro Switch 48* de IRIS Instruments, cuya unidad consta de un transmisor, un receptor y un amplificador. Este resistivímetro utiliza una batería de 12V. El transmisor tiene un voltaje máximo de 800V en modo switch y 1000V en modo manual, una corriente máxima de 2.5A (0.2% de precisión) y 250W de potencia de transmisión. El receptor consta de 10 canales simultáneos que agilizan el tiempo de adquisición y tiene una impedancia de entrada de 100MΩ, así como una resolución en la medición de voltaje de 1μV (0.2% de precisión). El instrumento utiliza hasta cuatro segmentos de cable multipolar para controlar la conexión de hasta 48 electrodos (12 electrodos por cable), con un espaciamiento máximo de 10m.

La colocación del instrumento se hizo al centro de las líneas, conservando la simetría entre: las conexiones de los segmentos del cable multipolar, el número de electrodos y el resistivímetro, lo

que facilita la adquisición con las diferentes configuraciones electródicas. La conexión de los electrodos al cable inteligente se hace mediante cables con caimán.

Una vez que se realizan las conexiones correspondientes se carga la secuencia de medición mediante el programa ELECTRE Pro, en el que previamente se han definido los parámetros, como: tipo de arreglo electródico, número de electrodos, espaciamiento, número de apilamientos, máximo factor de calidad, entre otros. Después de cargar la secuencia automáticamente se efectúan las mediciones, mismas que se despliegan en la pantalla del instrumento, donde también se verifica que el factor de calidad sea menor a 3% y las resistencias de contacto menores a $2k\Omega$, para luego transferir y procesar los datos.

Las características de los tres perfiles realizados se describen en la siguiente tabla.

Tabla. 4. Características de las Líneas de TRE

Características	Línea 1	Línea 2	Línea 3
Ubicación	Av. Plutarco Elías Calles	Av. Plutarco Elías Calles	Calzada de la Viga
Orientación	W-E	W-E	N-S
Longitud [m]	141	220	230
Configuración electródica	Dipolo-Dipolo Wenner- Schlumberger	Dipolo-Dipolo	Dipolo-Dipolo
Total de electrodos	48	45	24
Separación electródica [m]	3	5	10

4.2. PROCESAMIENTO DE LOS DATOS

Como se menciona anteriormente de las mediciones en campo se obtienen los valores de resistividad aparente con los que se genera una pseudosección. El proceso de inversión trata de obtener, desde la sección de resistividades aparentes, un modelo del subsuelo que pueda

considerarse una solución válida compatible con los datos observados (Molina, 2006). Para realizar el cálculo de los valores de resistividad se utiliza una subrutina de modelización directa, así como una técnica de optimización no lineal de mínimos cuadrados para la rutina de inversión (Loke y Barker, 1996). Durante el proceso de inversión se adopta como criterio de convergencia el valor del error cuadrático medio (RMS) entre los valores medidos y el modelo de respuesta actualizado en cada iteración, si el valor del RMS o su disminución relativa se sitúa por debajo de un valor predefinido se dice que la inversión ha convergido y el proceso se considera terminado (Molina, 2006). Cabe mencionar que el error del RMS mas bajo no siempre corresponde al mejor modelo desde el punto de vista geológico, sino más bien se elige el modelo cuyo error del RMS no cambia significativamente de una iteración a la siguiente, lo que generalmente sucede entre la 3ª y la 5ª iteración (Loke, 2006). En la figura 18 se muestra un esquema general del proceso con el que se obtiene el modelo de resistividades verdaderas.

4.2.1. PROBLEMA DIRECTO

La solución del problema directo implica la obtención de datos sintéticos para un conjunto de parámetros de entrada, a partir de las ecuaciones que relacionan el modelo con los datos, es decir, dando solución a la ecuación de Poisson, obtenida al combinar la ecuación (1.13) y (1.3), Stummer (2003):

$$\mathbf{D} = \varepsilon_0 \mathbf{E}$$

$$\nabla^2 V(x, y, z) = -\frac{1}{\varepsilon_0} q(x, y, z) \dots (1.33)$$

Donde ε_0 es la permitividad eléctrica en el vacío ($\varepsilon_0 \approx 8.854 \cdot 10^{-12}$ F/m). Generalmente las técnicas de diferencias finitas y de elemento finito son usadas para resolver ecuaciones diferenciales, en problemas directos de resistividad en corriente continua en 2D o 3D.

Mufti (1976) desarrollo un esquema de diferencias finitas, basado en fuentes lineales, para modelar estructuras arbitrarias de resistividad en 2D. Dey y Morrison (1979) mejoraron dicha implementación utilizando fuentes puntuales, para luego expandirla a problemas en 3D. Posteriormente un esquema diferente de discretización y un algoritmo mejorado para resolver las

ecuaciones diferenciales resultantes, fue propuesto por Spitzer (1995). Aunque estos dos últimos algoritmos proveen resultados precisos para la mayoría de los puntos, se han encontrado errores de 5 a 15% cerca de los puntos de fuentes. Sin embargo el problema puede ser resuelto refinando la malla cerca de las singularidades.

4.2.2. PROBLEMA INVERSO

El problema inverso trata de obtener el modelo de distribución de resistividades del subsuelo a partir de los parámetros observados. La solución a este problema ha sido descrita por diversos autores como Tejero *et al.* (2002), Loke (2004) y Stummer (2003). Éste último lo describe a partir de la relación, expresada en forma vectorial, que existe entre los voltajes medidos V_{obs} y las resistividades verdaderas del subsuelo ρ :

$$V_{obs} = F(\rho) \quad (1.33)$$

Donde F es el operador no lineal directo. Para resolver el problema no lineal se hace alusión al método conocido como Gauss-Newton, ya que es posible usar la solución del problema lineal de mínimos cuadrados para, iterativamente, aproximarse más y más a la solución del problema no lineal (De la Fuente, 1998). Es decir, se trata de aproximar $F(\rho)$ por el modelo lineal que define el desarrollo en serie de Taylor alrededor de un modelo inicial supuesto ρ_0 .

La respuesta teórica V_{calc} que corresponde al modelo inicial ρ_0 es:

$$V_{calc} = F(\rho_0) \quad (1.34)$$

De acuerdo a Gauss $F(\rho)$ se asume lineal alrededor de ρ_0 , de forma tal que un pequeño cambio en las respuestas del modelo $(\rho - \rho_0)$ sobre ρ_0 puede ser aproximadamente expresado en términos de primer orden de la expansión de Taylor:

$$F(\rho) \approx F(\rho_0) + \sum_{j=1}^p \left. \frac{\delta F(\rho)}{\delta \rho_j} \right|_{\rho=\rho_0} (\rho_j - \rho_{0j}) \quad (1.35)$$

Donde se asume que el número de parámetros del modelo es $j=1, \dots, p$. Los datos observados V_{obs} diferirán de la respuesta teórica V_{calc} según la predicción de error:

$$\mathbf{e} = \mathbf{V}_{obs} - \mathbf{V}_{calc} = \mathbf{F}(\boldsymbol{\rho}) - \mathbf{F}(\boldsymbol{\rho}_0) \quad (1.36)$$

Al combinar las ecuaciones (1.35) y (1.36) se obtiene:

$$\mathbf{e} = \sum_{j=1}^p \left. \frac{\delta F(\rho)}{\delta \rho_j} \right|_{\rho=\rho_0} (\rho_j - \rho_{0j}) \quad (1.37)$$

Si se denota $\delta \boldsymbol{\rho} = (\boldsymbol{\rho} - \boldsymbol{\rho}_0)$ y $\delta F(\rho)/\delta \rho_j$ como \mathbf{S} , resulta la ecuación lineal deseada:

$$\mathbf{e} = \mathbf{S} \delta \boldsymbol{\rho} \quad (1.38)$$

La matriz \mathbf{S} que contiene las derivadas parciales de F con respecto a cada parámetro del modelo ρ_j es la matriz Jacobiana y las derivadas son las sensibilidades.

La ecuación (1.38) permite formular el problema inverso como un proceso iterativo de optimización. El objetivo es encontrar ajustes del modelo $\delta \boldsymbol{\rho}$ que minimicen la diferencia entre los datos observados y teóricos (\mathbf{e}). La función a minimizar es:

$$\|\mathbf{e} - \mathbf{S} \delta \boldsymbol{\rho}\|^2 \Rightarrow \text{mínimo} \quad (1.39)$$

La aproximación por mínimos cuadrados es un método sumamente empleado en problemas de minimización, debido a su consistencia matemática cuando se trata con datos ruidosos. El sistema resultante de ecuaciones normales después de aplicar el método de mínimos cuadrados (e.g., Menke, 1984) es:

$$\delta \boldsymbol{\rho} = (\mathbf{S}^T \mathbf{S})^{-1} \mathbf{S}^T \mathbf{e} = \mathbf{G}^{-g} \mathbf{e} \quad (1.40)$$

Donde \mathbf{S}^T es la transpuesta de la matriz Jacobiana y $\mathbf{G}^{-g} = (\mathbf{S}^T \mathbf{S})^{-1} \mathbf{S}^T$ se denota como el inverso generalizado (Menke, 1984). El proceso de inversión termina una vez que se ha alcanzado el nivel de error predefinido. Así mismo, si el número de parámetros del modelo excede el número de valores de los datos observados se dice que el problema es indeterminado, dado que $(\mathbf{S}^T \mathbf{S})^{-1}$ no existe. Una solución a dicho problema es introducir un factor de amortiguamiento que controle

los valores absolutos de los cambios de los parámetros $\delta\rho$, lo que se conoce como el método de Marquardt-Levenberg y resulta en la siguiente ecuación:

$$\delta\rho = (S^T S + \beta I)^{-1} S^T e \quad (1.41)$$

Donde β es el factor de amortiguamiento e I es la matriz identidad. Loke y Barker (1996) describieron un algoritmo de inversión rápida basado en una aproximación de bajo contraste. Su esquema requiere el cálculo de las sensibilidades solamente para la primera iteración. Para iteraciones subsecuentes, se usa el método quasi-Newton para estimar las derivadas parciales.

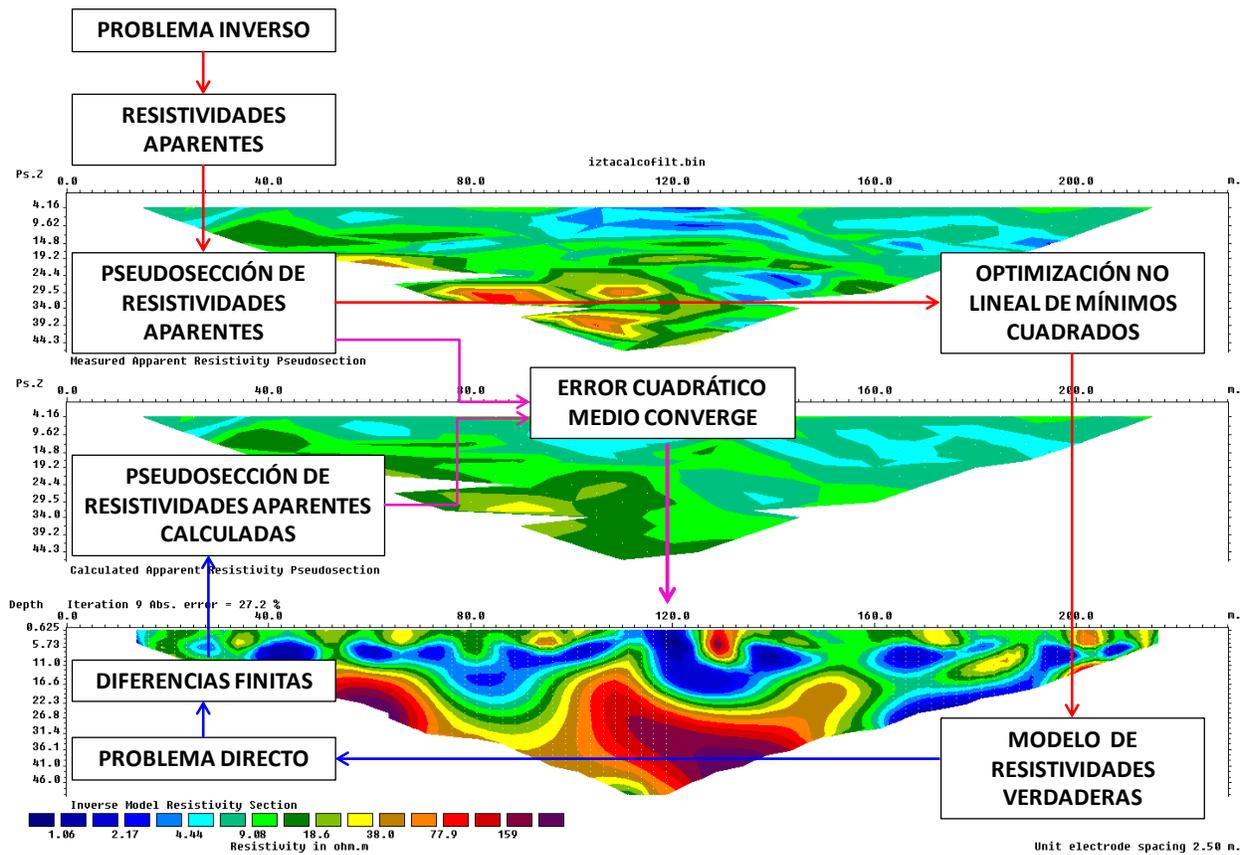


Fig.18. Esquema del proceso de inversión de datos para obtener un Modelo 2D de resistividad.

4.2.3. MODELADO EN RES2DINV

El programa utilizado para el procesamiento de los datos fue RES2DINV, el cual determina de forma automática un modelo bidimensional de resistividades reales del subsuelo a partir del conjunto de datos adquiridos. El modelo bidimensional utilizado por el programa consiste en un conjunto de bloques rectangulares (*Figura 18*), cuya distribución y tamaño es generado automáticamente en base a la distribución de los puntos de atribución que conforman la pseudosección. La profundidad de la fila inferior de los bloques está dispuesta para ser aproximadamente igual a la profundidad equivalente de investigación de los puntos de atribución con el mayor espaciamiento de electrodos.

El formato en el que se trabajan los datos en el programa es .DAT. Para mejorar la calidad de los datos adquiridos, el programa posee una opción para eliminar datos cuyos valores de resistividad son claramente erróneos, lo cual puede estar asociado a: una falla de conexión o un mal contacto de tierra en uno de los electrodos, un cortocircuito a través de los cables debido a condiciones húmedas del terreno, etc. Por lo general estos datos erróneos poseen valores de resistividad aparente que evidentemente son demasiado altos o bajos, en comparación a los puntos vecinos. Dado lo anterior estos puntos se eliminan mediante la opción *Exterminate bad datum points* del menú *Edit* (*Figura 19*).

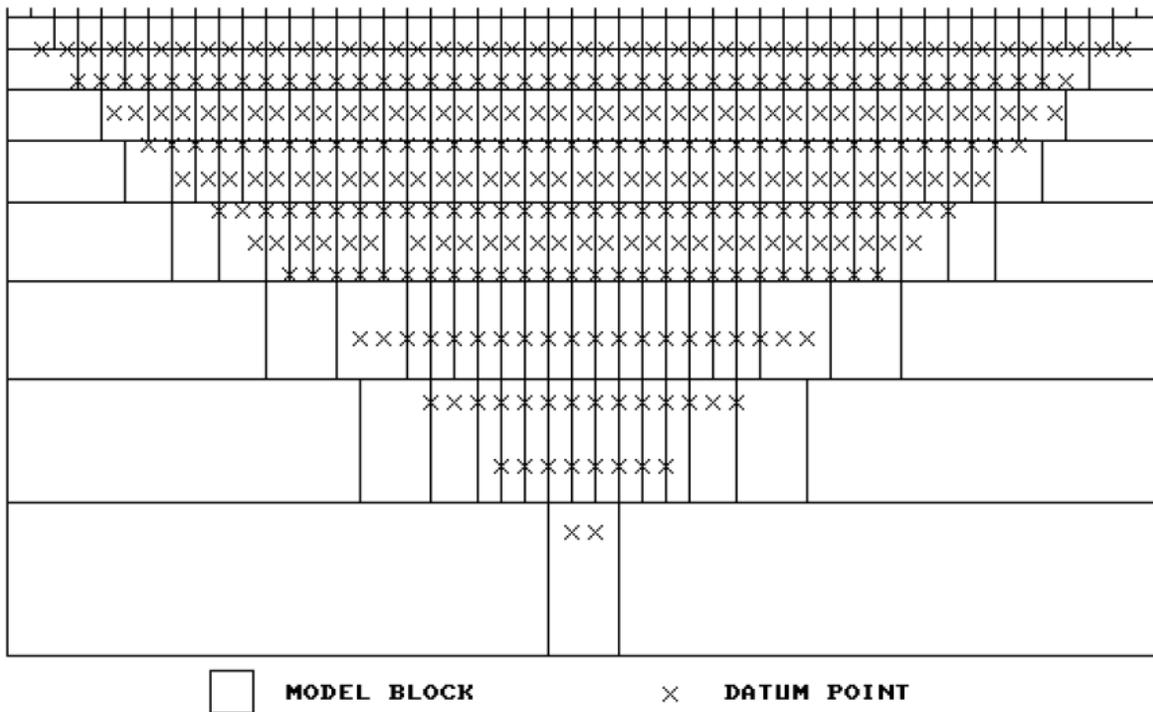


Fig.19. Arreglo de bloques sobre los datos de la pseudosección (GEOTOMO, 2010)

El programa cuenta con diversas opciones que permiten tratar adecuadamente los datos adquiridos en campo, de forma tal que el modelo de respuesta sea congruente a la implementación de campo así como a las condiciones prevalcientes del sitio. Cabe destacar que antes de aplicar el proceso de inversión de los datos a cada una de las secciones, se hizo uso de varias opciones del programa a fin de controlar el proceso de inversión y optimizar el modelo de respuesta.

Para optimizar el modelado directo, se refinó la malla en la que se basa la subrutina de diferencias finitas. Mediante la opción *mesh refinement*, se redefine la malla a una más fina en la dirección vertical, de forma tal que los valores de resistividad aparente calculados, serán más precisos, particularmente mejora los resultados en zonas con altos contrastes de resistividad. En el caso del proceso de inversión, se aplicó un método de inversión robusta, el cual reduce el efecto de los datos cuyos valores son atípicos (en los que el ruido proviene de una fuente no aleatoria) ya que minimiza la diferencia absoluta entre los valores de resistividad aparente medidos y calculados. La opción en el programa para elegir este método es *Select robust inversión* en el submenú *Inversión Methods and setting*, mediante esta opción también se

establece un factor que controla el grado en el que se usa esta restricción robusta, es decir, si se usa un valor de 0.05, significa que el efecto de los puntos de datos donde las diferencias en los valores de resistividad aparente calculados y medidos son mayores al 5%, será altamente reducido. Al utilizar esta opción en los valores de resistividad el modelo, el programa intenta reducir al mínimo los cambios absolutos en los valores de resistividad, lo que tiende a producir modelos de interfaces irregulares entre diferentes regiones con diferente resistividad, manteniendo el valor de resistividad casi constante en cada región. Dado lo anterior este método resulta más adecuado para áreas geológicas accidentadas, ya que limita con mayor claridad las estructuras presentes en el subsuelo.

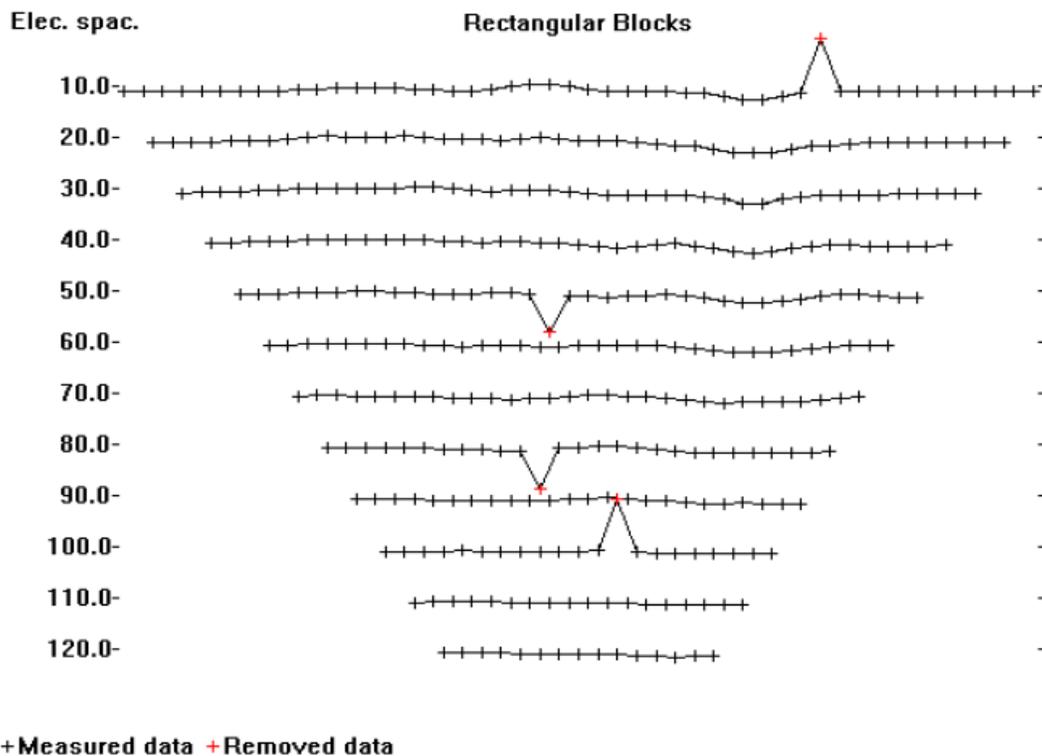


Fig.20. Ejemplo de un conjunto de datos con valores erróneos marcados en rojo. Para quitar estos datos se usa el menú Edit (GEOTOMO, 2010).

Una vez especificados los parámetros de la inversión robusta, se inicia la rutina de inversión a partir de la opción *Least-squares inversión*, en el menú *Inversion*. La rutina de inversión usada por el programa está basada en el método de mínimos cuadrados con suavizado forzado (Groot-Hedlin y Constable 1990), cuya ecuación es la siguiente:

$$(J^T J + u F) d = J^T g \quad (1.42)$$

Donde:

$$F = f_x f_x^T + f_z f_z^T$$

f_x: filtro de achatamiento horizontal

f_z: filtro de achatamiento vertical

J: matriz de derivadas parciales

J^T: transpuesta de J

u: factor de amortiguamiento

d: vector del modelo de perturbación

g: vector de discrepancia

Esta ecuación tiene por ventaja que el factor de amortiguamiento y los filtros de achatamiento pueden ser ajustados para satisfacer diferentes tipos de datos. Cabe señalar que el vector de discrepancia, **g**, contiene la diferencia entre los valores de resistividad aparente, medidos y calculados. La magnitud de este vector da el valor cuadrático medio (RMS), que es la cantidad que el método de inversión busca minimizar, para encontrar un mejor modelo con cada iteración (Loke, 2001).

5. ANÁLISIS Y DISCUSION DE RESULTADOS

En este capítulo se presentan y describen los perfiles geoelectricos obtenidos de la adquisición de tres líneas geoelectricas, dos ubicadas sobre la Av. Plutarco Elías Calles y la tercer línea perpendicular a las dos anteriores, sobre la Calz. De La Viga, de forma tal que se definen las estructuras que se encuentran afectando dichas vialidades, particularmente la zona del cruce. Los modelos de resistividad se muestran en las figuras 21, 22, 23 y 24.

Previo a la descripción de los perfiles geoelectricos es importante destacar que una anomalía se define como una irregularidad presente en algún medio homogéneo, bajo el contexto geofísico geoelectrico, esta se presenta como un contraste en la resistividad del medio en estudio, cuyo origen puede ser natural o antropogénico. De acuerdo a los objetivos planteados en el presente estudio se busca determinar la o las anomalías asociadas a estructuras subsuperficiales que se encuentran afectando la zona. Considerando los antecedentes históricos de la zona es probable

que las anomalías a caracterizar sean de origen antropogénico y que se encuentren asociadas a restos de antiguas estructuras que fueron parte del Canal de la Viga, no obstante, se sabe que existen numerosos sitios en la Cuenca de México en los que se identifican estructuras discordantes a la estratigrafía, mismas que pertenecen a la época prehispánica y se denominan tlateles (Auviet, *et al.*, 2011).

La palabra *tlatel*, proviene del vocablo náhuatl *tlaltelli*, el cual significa terraplén, montículo o tierra elevada. Un *tlatel* es una estructura artificial, que se presenta en forma de montículo, el cual puede estar formado principalmente de suelo y materiales variados, como gravas, rocas, lodos y ramas de árboles (Auviet, *et al.*, 2011).

Otro punto relevante en la interpretación de los resultados, es el porcentaje de error de las secciones. El método de optimización utilizado en el proceso de inversión, básicamente intenta reducir la diferencia entre los valores de resistividad aparente medidos y calculados, mediante el ajuste de la resistividad de los bloques del modelo, y está dada por el error cuadrático medio RMS. Un modelo con un bajo error no siempre corresponde al mejor modelo desde el punto de vista geológico, sino más bien se elige el modelo cuyo error del RMS no cambia significativamente de una iteración a la siguiente (GEOTOMO, 2010).

5.1. LÍNEA 1

Esta línea se ubica sobre la Av. Plutarco Elías Calles, posee una longitud de 141 m y una orientación W-E. La adquisición de los datos de esta línea se llevo a cabo mediante dos arreglos electródicos, Dipolo-Dipolo y Wenner-Schlumberger, ya que en primera instancia era necesario tanto resolución horizontal como vertical, así como una buena cobertura de datos. A continuación se describen los perfiles obtenidos para los dos arreglos.

- **Dipolo-Dipolo**

La profundidad máxima de investigación alcanzada en este perfil es de aproximadamente 30 m y el error cuadrático medio obtenido es de 12.4 %. El perfil geoelectrico presenta una distribución de bajas resistividades en la parte más somera, es decir, entre la superficie y hasta una profundidad aproximada de 20 m, se observan resistividades en un rango de 0 a 25 Ω .m,

destacando que la zona de menor resistividad se encuentra entre 10 y 20 m de profundidad con valores menores a 10 Ω .m, lo que indica que ésta zona corresponde a un área de mayor saturación. La zona de baja resistividad corresponde a sedimentos lacustres, cabe mencionar, que los altos resistivos que se observan en esta zona corresponden a contornos asociados a alcantarillas, tuberías y/o rellenos antrópicos. A partir de 25 m y hasta una profundidad indefinida en esta línea, se encuentra un alto resistivo, con valores de resistividad muy por encima de 50 Ω .m y hasta 200 Ω .m, esta anomalía probablemente corresponde a materiales asociados a los restos del antiguo canal de la Viga o antiguos tlateles. Ésta anomalía es la que se asocia a la estructura en forma de bordo que se manifiesta en superficie.

- **Wenner-Schlumberger**

El error cuadrático medio obtenido en este perfil es de de 3.9 %, como se observa en la figura 21, el perfil de resistividad en arreglo Wenner-Schlumberger muestra una profundidad máxima de investigación de aproximadamente 25 m, menor al perfil obtenido en arreglo Dipolo-Dipolo, no obstante, la distribución de resistividad es congruente en ambos casos, ya que se observan valores bajos de resistividad en un rango de 0 a 25 Ω .m, valores que corresponde a sedimentos lacustres. Así mismo entre 10 y 20m de profundidad se tienen los valores más bajos de resistividad que corresponden a una zona de mayor saturación. Los contornos resistivos que poseen valores mayores a 25 Ω .m, se asocian a alcantarillas, tuberías y/o rellenos antrópicos.

La profundidad de investigación para el arreglo Wenner-Schlumberger es menor a la alcanzada en el arreglo Dipolo-Dipolo. Es importante destacar que a partir de la distribución observada en el perfil del arreglo Wenner-Schlumberger se puede observar que el medio tiene una composición relativamente homogénea, correspondiente a depósitos lacustres.

5.2. LÍNEA 2

Esta línea se ubica sobre la Av. Plutarco Elías Calles, posee una longitud de 220 m y una orientación W-E, el arreglo utilizado en esta línea fue Dipolo-Dipolo. El error cuadrático medio obtenido en este perfil es de de 16.6 %. En este caso la profundidad máxima de investigación fue de aproximadamente 50 m. Concordante a las líneas anteriores se observan resistividades bajas en la parte más somera de la sección, y también en la zona más profunda, con valores de

resistividad de 0 a 25 Ω .m, lo que se asocia a sedimentos lacustres. Entre 16 y 44 m de profundidad se observa una anomalía resistiva, que posee valores de resistividad de 50 a 200 Ω .m, que probablemente puede asociarse a restos del antiguo canal de la Viga o antiguos tlateles. Los altos resistivos que se observan en la parte somera se asocian a alcantarillas, tuberías y/o rellenos antrópicos.

5.3. LÍNEA 3

Esta línea se ubica sobre la Calzada de la Viga, posee una longitud de 230 m y una orientación N-S, la adquisición de los datos en esta línea se llevo a cabo mediante el arreglo Dipolo-Dipolo. El error cuadrático medio obtenido en este perfil es de de 27.2 %. En este caso la profundidad máxima de investigación fue de aproximadamente 45 m. En la parte más somera del perfil geoelectrico se observan bajas resistividades, lo que se asocia a sedimentos lacustres, con valores de resistividad de 0 a 25 Ω .m, A una profundidad aproximada de 15 m se presenta la misma anomalía resistiva, que se observa en la dos líneas anteriores, y que posee valores de resistividad de 50 a 200 Ω .m, que probablemente puede asociarse a restos del antiguo canal de la Viga o antiguos tlateles. Los altos resistivos que se observan en la parte somera se asocian a alcantarillas, tuberías y/o rellenos antrópicos.

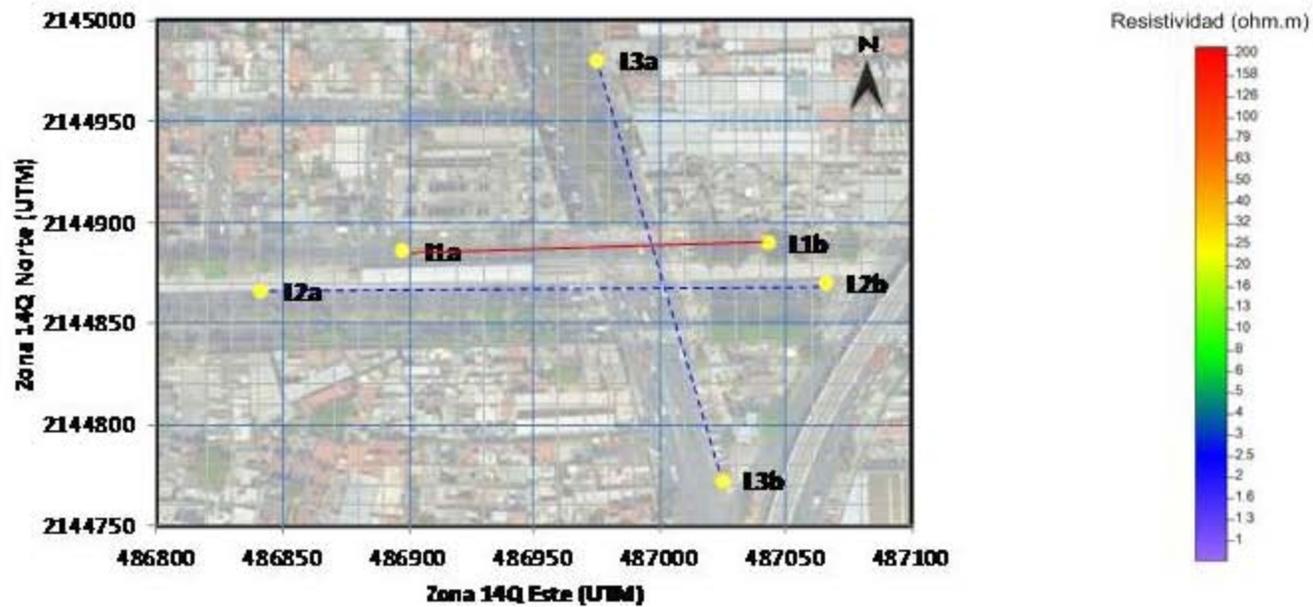
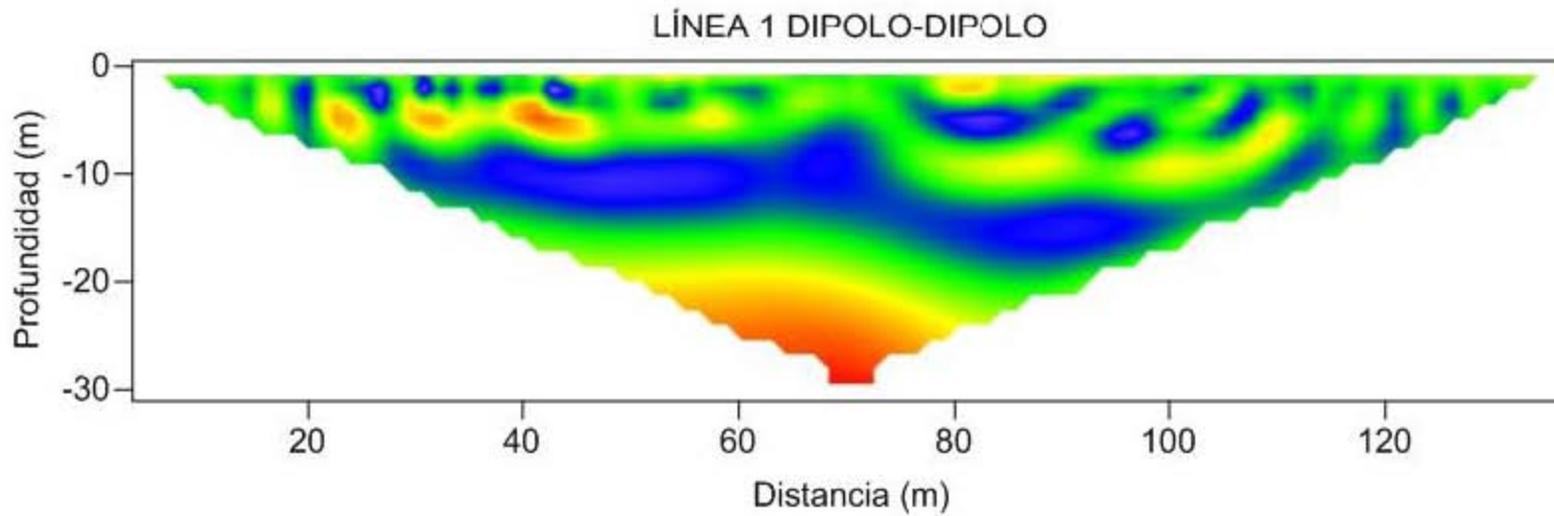


Fig.21. Tomografía de Resistividad Eléctrica 2D de la Línea 1, en arreglo Dipolo-Dipolo.

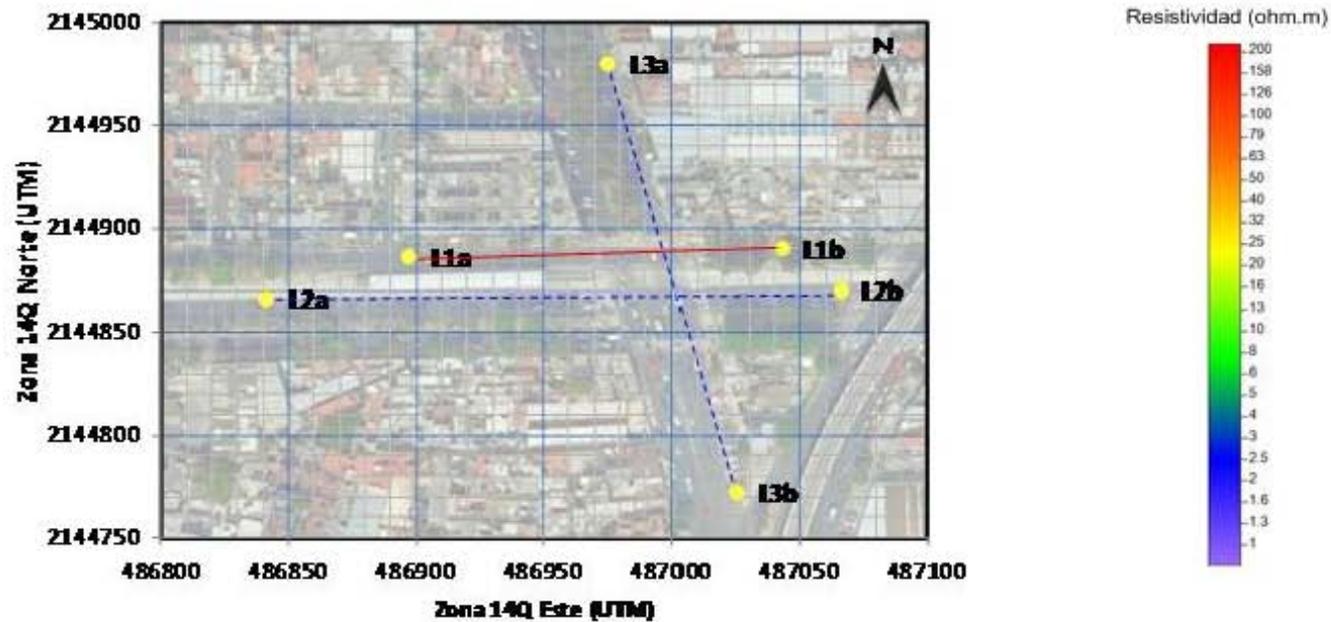
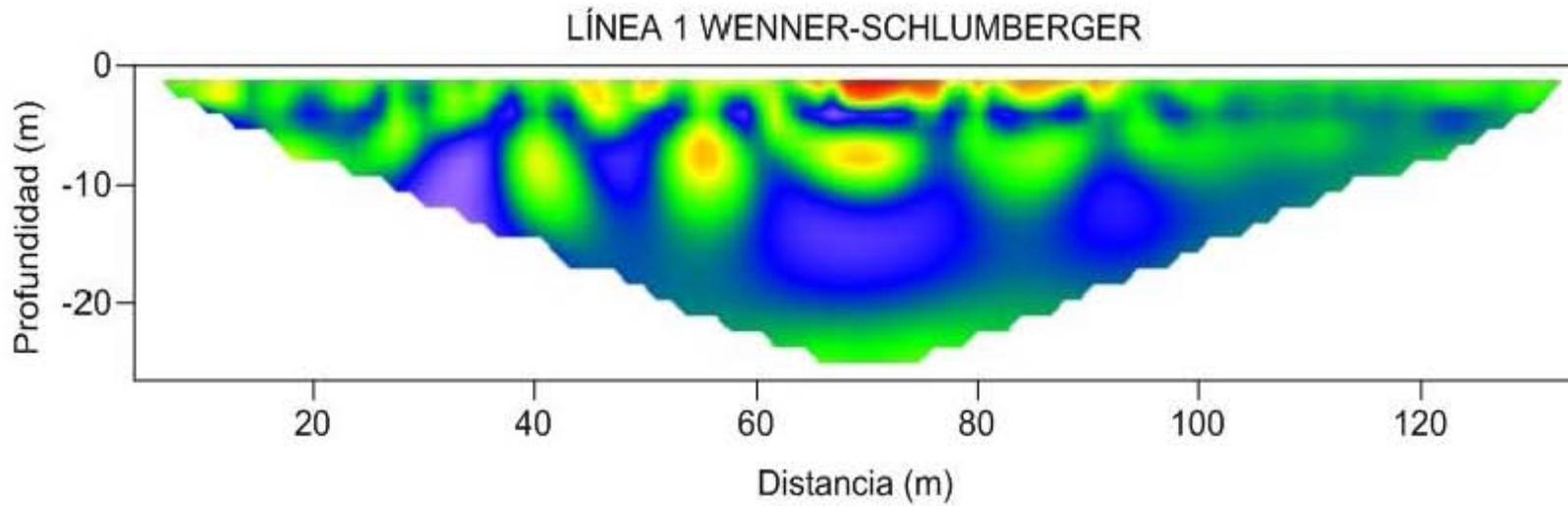


Fig.22. Tomografía de Resistividad Eléctrica 2D de la Línea 1, en arreglo Wenner-Schlumberger.

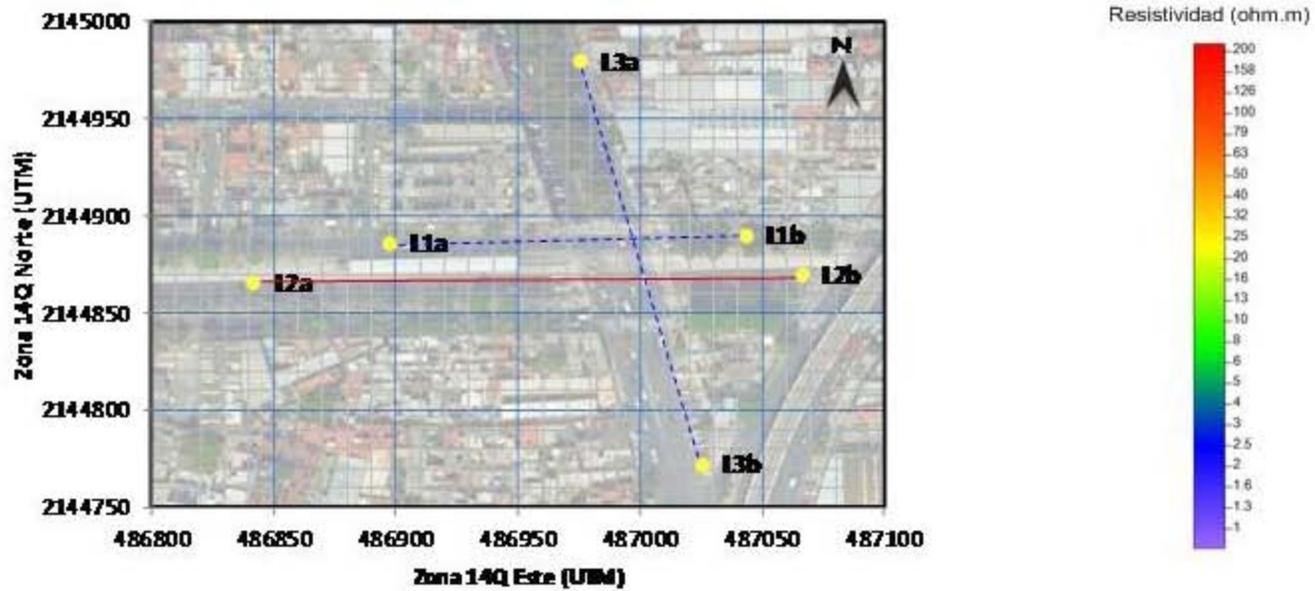
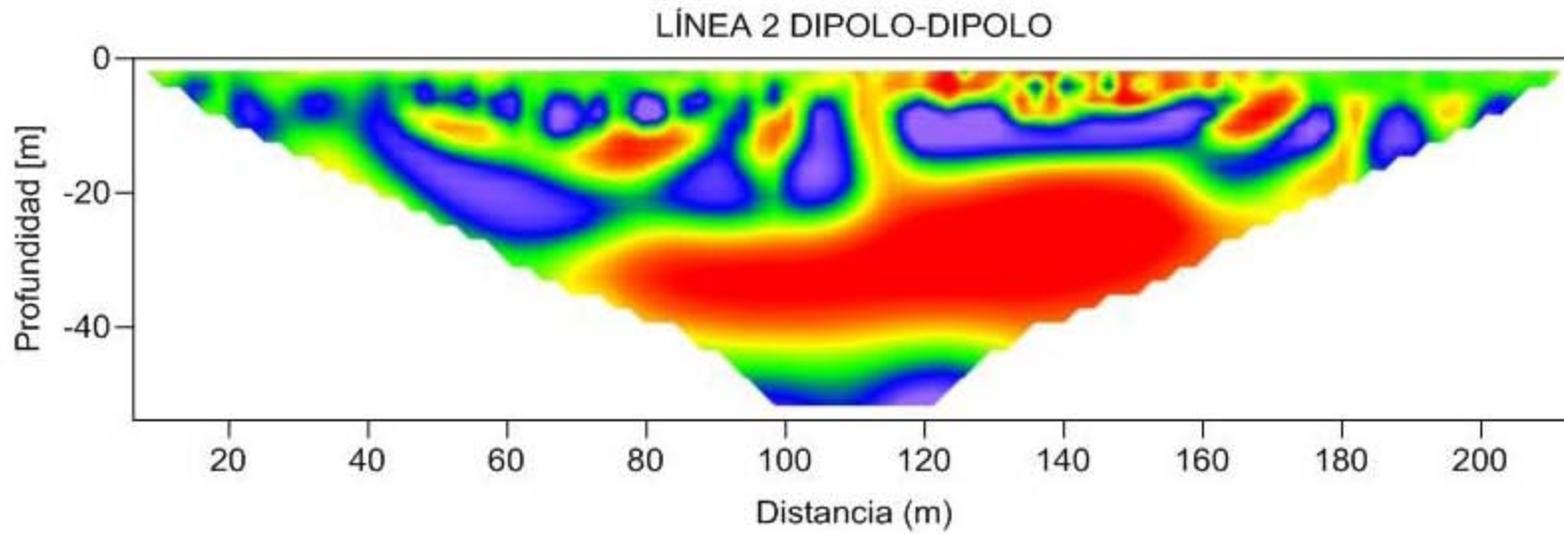


Fig.23. Tomografía de Resistividad Eléctrica 2D de la Línea 2, en arreglo Dipolo-Dipolo.

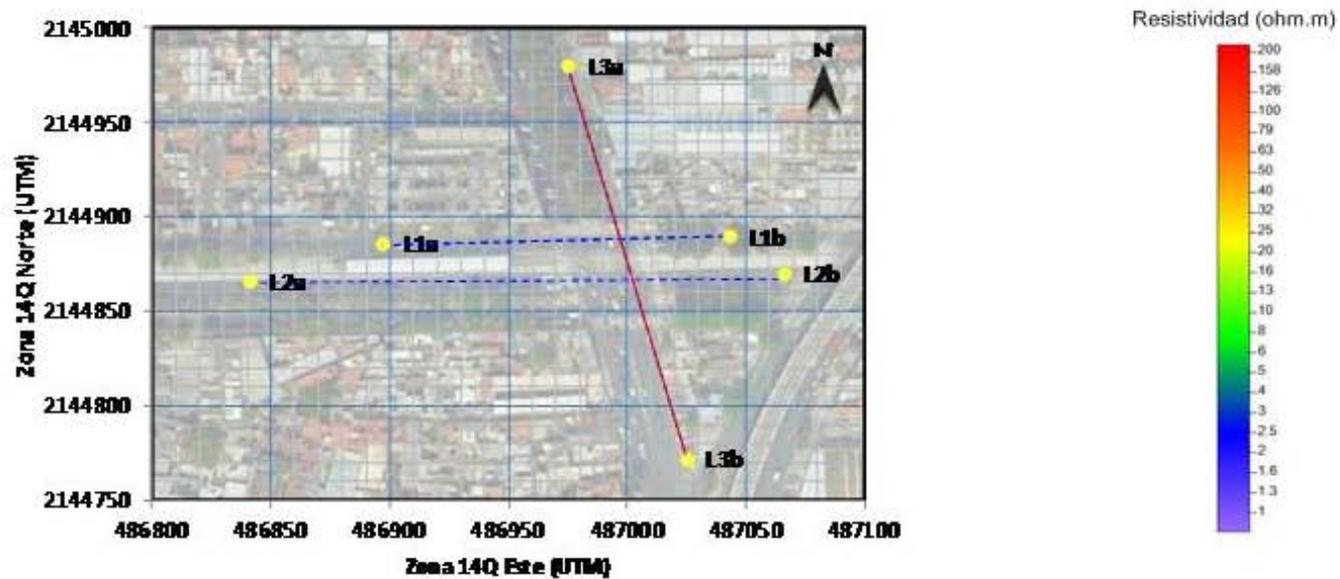
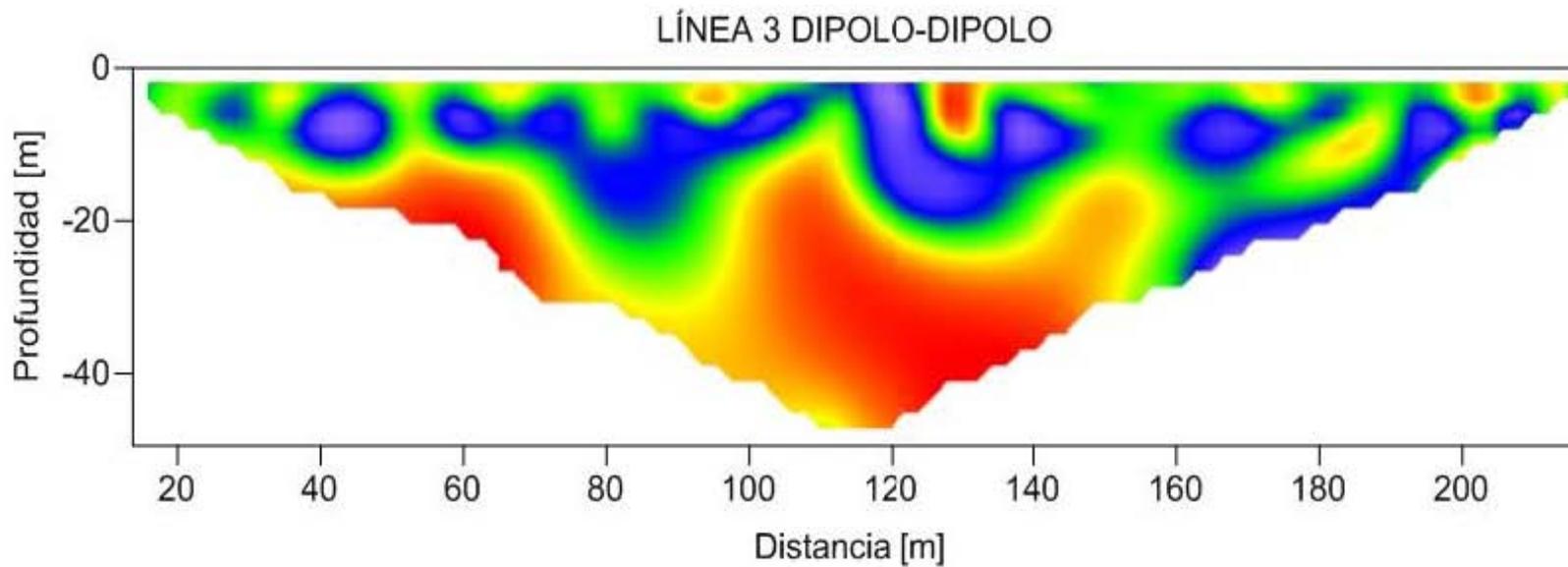


Fig.24. Tomografía de Resistividad Eléctrica 2D de la Línea 3, en arreglo Dipolo-Dipolo.

6. CONCLUSIONES

El método de Tomografía de Resistividad Eléctrica resultó ser el método indirecto más adecuado para caracterizar el problema de subsidencia, que se manifiesta como un bordo prominente en el cruce que se encuentra entre la avenida Plutarco Elías Calles y la Calzada de La Viga, y que representa una obstrucción vial, con el método fue posible determinar la anomalía asociada a dicho bordo, sin perturbar el medio.

El área de estudio se sitúa en la planicie lacustre de la Cuenca de México y forma parte de la subcuenca de Texcoco, es decir, a grandes rasgos la geología está compuesta por sedimentos de origen lacustre, lo que es congruente a los bajos valores de resistividad (0 a 25 Ω .m) obtenidos en los perfiles geoeléctricos.

El dispositivo Dipolo-Dipolo fue el más adecuado a implementar dada su sensibilidad a cambios horizontales y por ende su ventaja al mapear estructuras verticales, esto permitió definir la anomalía presente en el subsuelo. Con el dispositivo Wenner-Schlumberger se determinó que el área circundante corresponde a depósitos lacustres y es relativamente homogénea. No obstante, al hacer uso de ambos arreglos en la línea 1, se corroboró que la profundidad de investigación es mayor para el arreglo Dipolo-Dipolo que para el Wenner-Schlumberger, en este caso fue 16% mayor.

Los perfiles obtenidos permitieron caracterizar el subsuelo somero del sitio hasta una profundidad máxima de 50 m. De forma general, se observa un medio constituido por depósitos lacustres cuyas resistividades se encuentran en un rango de 0 a 25 Ω .m, destacando que la zona de menor resistividad se encuentra entre 10 y 20 m de profundidad con valores menores a 10 Ω .m, y se asocia a una zona de mayor saturación. En la parte más somera de las secciones (<10 m) se observan algunos contornos resistivos que se asocian a alcantarillas, tuberías y/o rellenos antrópicos. En la zona central de las líneas se observa una anomalía cuyo contorno coincide con la estructura en forma de bordo que se manifiesta en superficie. La anomalía se encuentra entre 15 y 45 m de profundidad, presenta valores de resistividad de 50 a >200 Ω .m, y dimensiones promedio aproximadas de 80 m de largo por 20 m de alto.

La anomalía definida en los perfiles de resistividad se asocia al bordo que se manifiesta en superficie. Su composición probablemente corresponda a antiguos restos de estructuras que alguna vez fueron parte del Canal de la Viga, el cual existió hasta 1921, aunque también podría asociarse a una estructura prehispánica denominada tlatel, esto no puede precisarse ya que no se cuentan con sondeos mecánicos del sitio que permitan definir exactamente la composición del material asociado a la anomalía.

De acuerdo al modelo estratigráfico propuesto por Marsal y Mazari (1959), la composición de los materiales que se asocian a los bajos resistivos (0 a 25 Ω .m) corresponde a arcillas blandas de la Formación Arcillosa Superior, que aun continúan expuestos al proceso de consolidación. En este caso se puede observar que el sitio de estudio aun es propenso a experimentar este proceso ya que en los perfiles se observa una zona de mayor saturación entre 10 y 20 m de profundidad, asociada a valores de resistividad menores a 10 Ω .m.

Dado que el área de estudio se ubica en zona de lago, cuyo hundimiento es de aproximadamente 20 cm al año (*ver fig. 16*), se debe tener presente que el continuo descenso en los niveles piezométricos, ligado a la alta compresibilidad de los sedimentos lacustres, continuará induciendo el proceso de subsidencia y con ello el hundimiento diferencial en la zona de estudio, el cual produce el efecto de emersión de la estructura.

Es necesaria la investigación multidisciplinaria para tratar de explicar el complejo comportamiento de los sedimentos lacustres y los procesos asociados a la presencia de anomalías en la estratigrafía de la zona.

BIBLIOGRAFÍA

Zúñiga, L. R. 2011. *Detección de zonas de riesgo a lo largo del colector de drenaje poniente de la Ciudad de Guatemala*. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM.

Urbieta, J. 2001. *La Tomografía Eléctrica en los Métodos de Corriente Continua*. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM.

Cardimona, S. 2002. *Electrical resistivity techniques for subsurface investigation*. Department of Geology and Geophysics, University of Missouri-Rolla, Rolla, MO.

Loke, M.H., López, H. A., et al. 2006. *Técnicas prácticas para investigación de resistividad en dos y tres dimensiones (tomografía eléctrica 2D y 3D)*. Instituto Geofísico Sismológico, Universidad Nacional de San Juan, San Juan Argentina.

Dahlin, T. 2001. *The development of DC resistivity imaging techniques*. Computers and Geosciences 27, 1019-1029.

Krom, N., Nuevo, F., et al. 2005, *Medición de equipotenciales y resolución de la ecuación de Laplace*. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.

Loke, M. H., 2010. *Tutorial 2-D and 3-D electrical imaging surveys*. Geotomo. 156p.

Loke, M. H., 2000. *Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies*. Geotomo.

Dahlin, T. 1996. 2D Resistivity surveying for environmental and engineering applications. European Association of Geoscientists & Engineers, Vol. 14, No. 7

Milsom, J. 2003. *Field Geophysics*. Wiley, Third Edition. 249 p.

Vázquez-Sánchez E., Jaimes-Palomera R. 1989. *Geología de la Cuenca de México*. Geofísica Internacional Vol.28, 133-190.

Santoyo, V.E., Ovando-Shelley E., Mooser, F., León, P. E. 2005. *Síntesis Geotécnica de la Cuenca del Valle de México*. TGC.

Delgado J., Tomás R., Herrera G., Peña F. 2009. *Subsidencia del terreno*. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, Vol 17, 295-302.

Arango-Galván C., Flores-Márquez E. L., Hernández-Espriú A., Arias-Paz A., Sagahón-López E.J. 2016. *Shallow geoelectrical characterization of a small portion of the Basin of México aquifer: Towards a better resource management*. Geofísica Internacional 55-3, 107-117.

D.S. Parasnis. 1997. *Principles of applied geophysics*. Ed. Chapman and Hall, 5ta. Ed., pp. 105-169.

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

IU.V. Iakubovskii, L. L. Liajov. 1980. *Exploración Eléctrica*. Versión española de la tercera edición rusa, editorial reverté, s.a.

Keller G.V., Frischknecht F.C. 1996. *Electrical Methods in Geophysical Prospecting*. Pergamon Press Inc., Oxford.

Orellana Silva E. 1982. *Prospección Geoeléctrica en Corriente Continua*. Paraninfo, Madrid España.

W.M. Telford, L.P. Geldart, R.E. Sheriff. 1998. *Applied Geophysics*, Ed. Cambridge, 2a. Edición, pp.533-577.

Marsal, Raul J., Mazari Marcos. 1959. El Subsuelo de la Ciudad de México.

Barker, R. D. 1989. *Depth of investigation of collinear symmetrical four-electrode arrays*. Geophysics, 54, 1031–1037

Schlumberger, C. and Schlumberger, M. 1932. *Depth of investigation attainable by potential methods of electrical exploration*. A.I.M.E. Trans. Geophys. Prosp., 97, 127–133.

ANEXO I. MODELOS DE INVERSIÓN

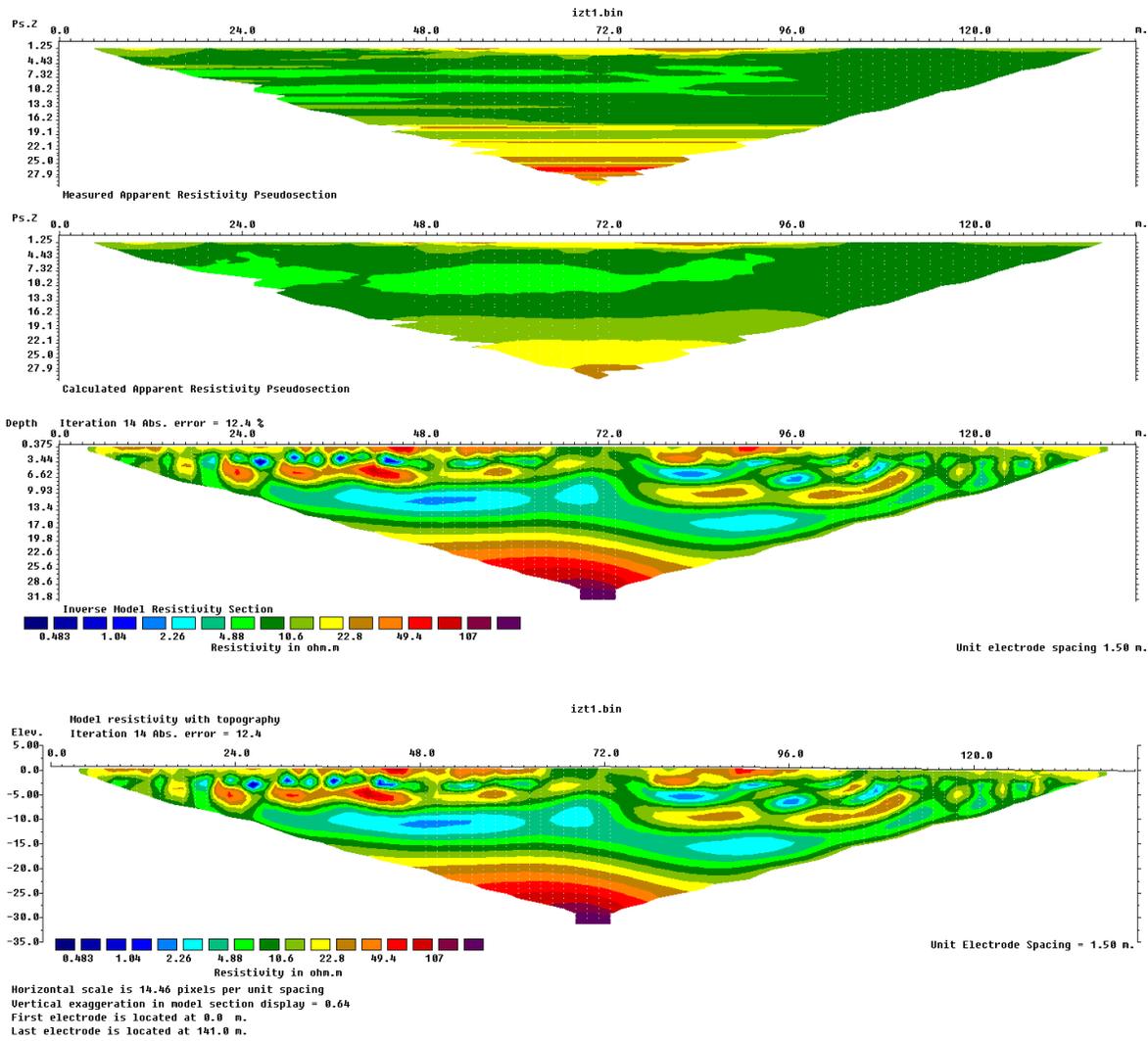


Fig.25. Modelos de inversión de TRE Línea 1, arreglo Dipolo-Dipolo. (a) Modelo de resistividades aparentes medidas, (b) Modelo de resistividades calculadas, (c) Modelo de resistividad verdadera y (d) Modelo de resistividad verdadera con topografía.

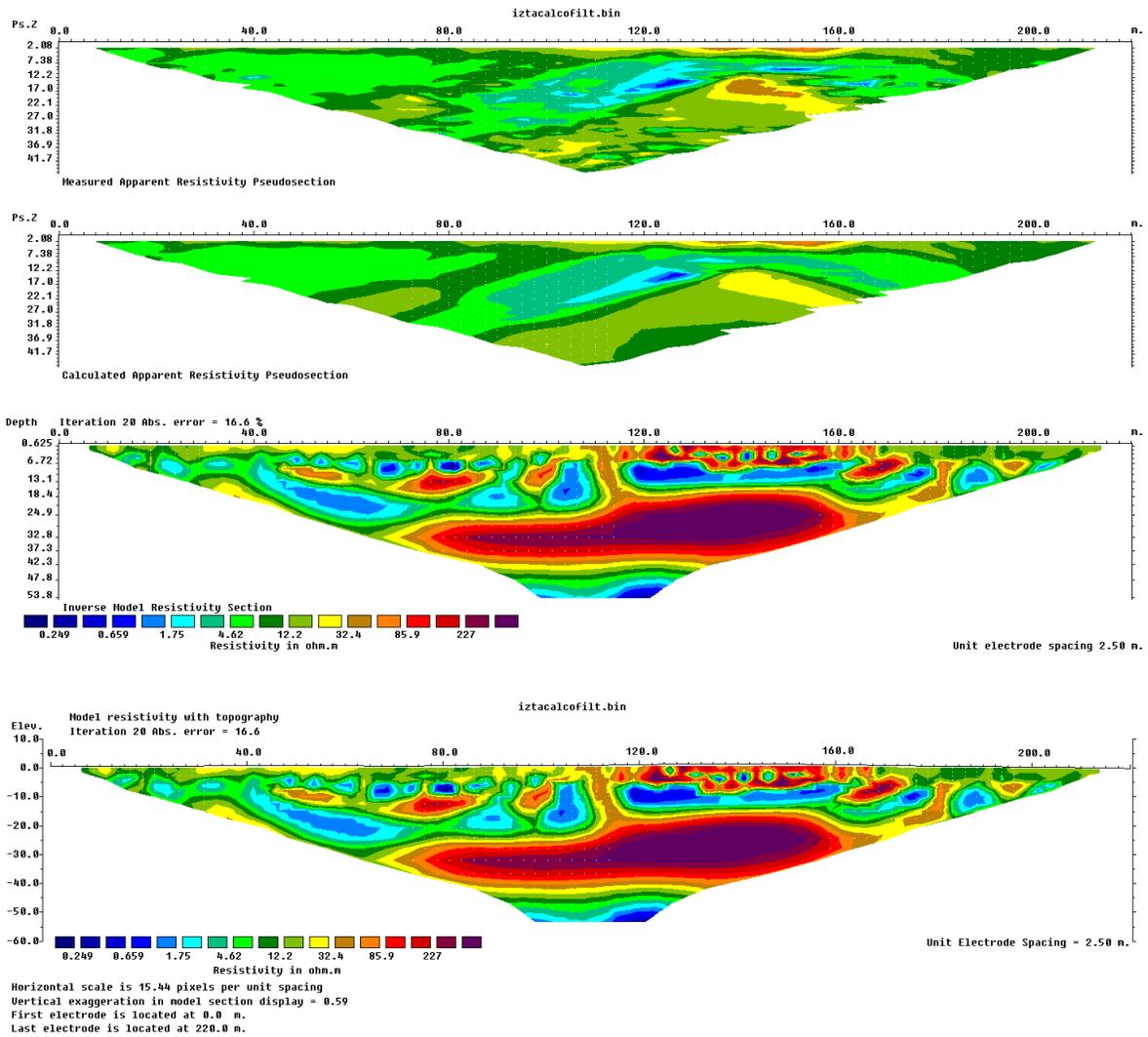


Fig.26. Modelos de inversión de TRE Línea 2, arreglo Dipolo-Dipolo. (a) Modelo de resistividades aparentes medidas, (b) Modelo de resistividades calculadas, (c) Modelo de resistividad verdadera y (d) Modelo de resistividad verdadera con topografía.

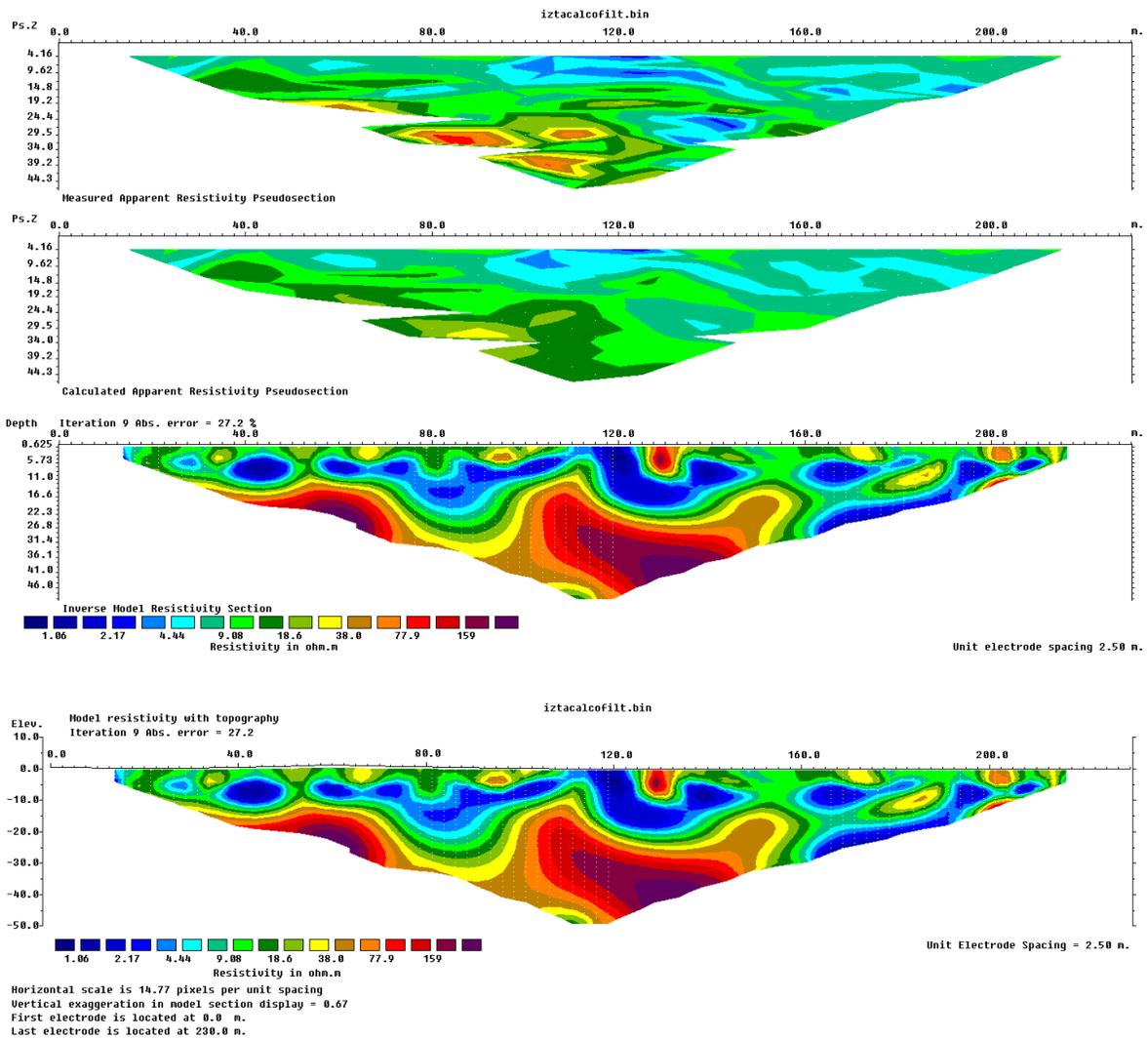


Fig.27. Modelos de inversión de TRE Línea 3, arreglo Dipolo-Dipolo. (a) Modelo de resistividades aparentes medidas, (b) Modelo de resistividades calculadas, (c) Modelo de resistividad verdadera y (d) Modelo de resistividad verdadera con topografía.

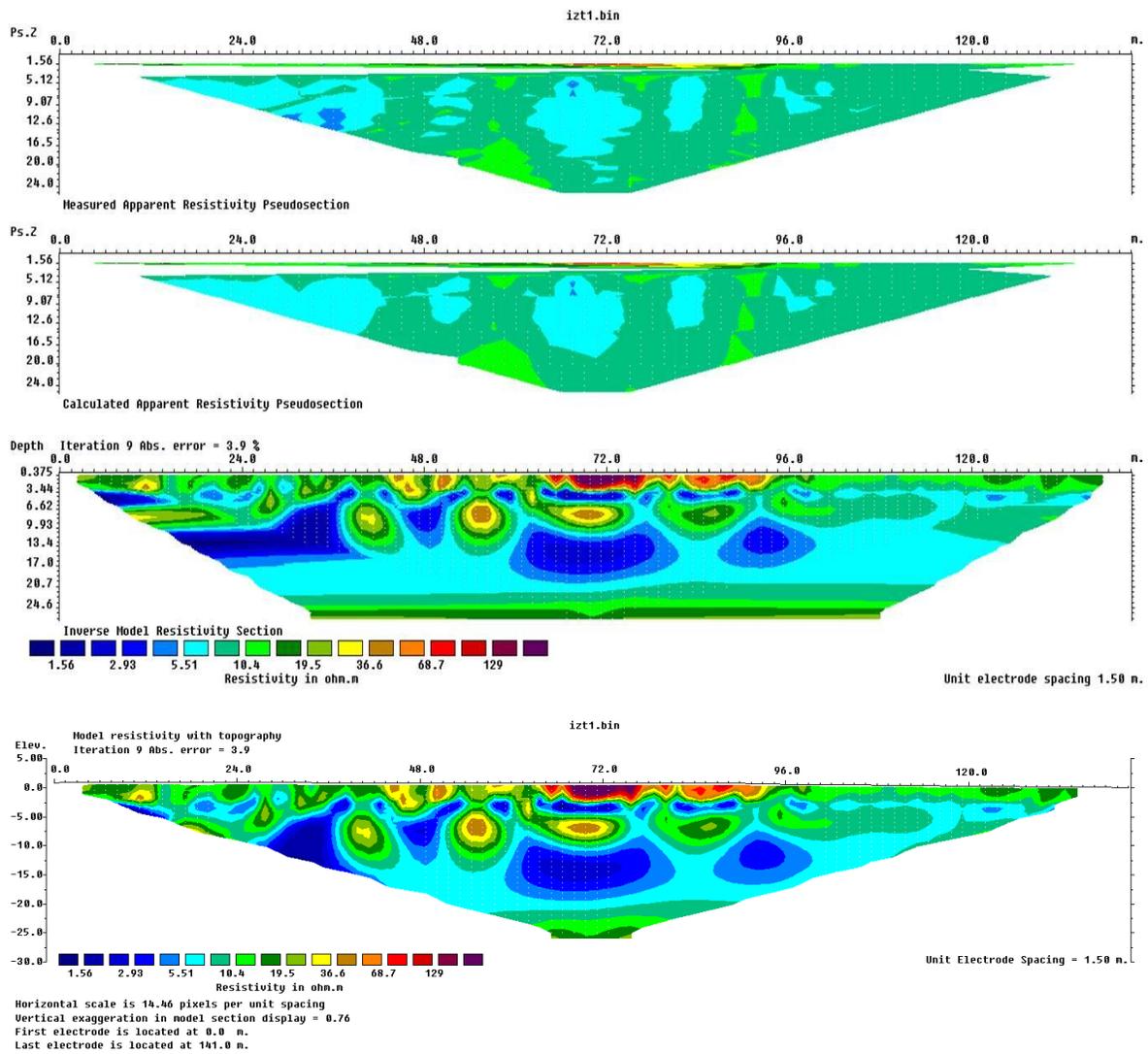


Fig.28. Modelos de inversión de TRE Línea 3, arreglo Dipolo-Dipolo. (a) Modelo de resistividades aparentes medidas, (b) Modelo de resistividades calculadas, (c) Modelo de resistividad verdadera y (d) Modelo de resistividad verdadera con topografía.

ANEXO II. COMPENDIO FOTOGRÁFICO DEL TRABAJO DE CAMPO



Fotografía 1. Conexión de cable multipolar a electrodos en TRE-Línea 1.



Fotografía 2. Disposición de electrodos en Línea 1, se observa la zona de bordo.



Fotografía 3. Resistivímetro *SYSCAL Pro Switch 48* de IRIS Instruments.



Fotografía 4. Perforaciones para inserción de electrodos.



Fotografía 5. Protección de cable multipolar para permitir la circulación del Metrobus.



Fotografía 6. Fracturamiento de concreto hidráulico, debido a la subsidencia.



Fotografía 7. Colocación de electrodos y cable multipolar en TRE-Línea 3.



Fotografía 8. Bordo que obstruye la vialidad.



Fotografía 9. Equipo de trabajo dirigido por la Dra. Claudia Arango Galván del Instituto de Geofísica.