



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

DETECCIÓN DE ZONAS DE FRACTURAMIENTO EN ÁREAS URBANAS MEDIANTE
EL MÉTODO CAPACITIVO DE TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
INGENIERA GEOFÍSICA

PRESENTA:

OLVERA RAMÍREZ ANA BELÉN

DIRECTOR:

DR. RENÉ E. CHÁVEZ SEGURA

CO. DIRECTOR:

M.C. ESTEBAN HERNANDEZ QUINTERO

MÉXICO, DF, SEPTIEMBRE 2013





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.



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA
DIVISIÓN DE INGENIERÍA EN
CIENCIAS DE LA TIERRA
OFICIO/FING/DICT/ 636 /2013

SRITA. ANA BELÉN OLVERA RAMÍREZ

Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento que la opción de titulación: **POR TESIS**, así como el tema y contenido propuestos por el **Dr. René Efraín Chávez Segura**, en calidad de **Director de Tesis**, han sido aprobados por el comité de titulación de la carrera de **Ingeniería Geofísica** y se muestran a continuación

DETECCIÓN DE ZONAS DE FRACTURAMIENTO EN ÁREAS URBANAS MEDIANTE EL MÉTODO CAPACITIVO DE TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA

- I INTRODUCCIÓN
- II BASES TEÓRICAS DEL MÉTODO CAPACITIVO
- III ÁREA DE TRABAJO
- IV PROCESAMIENTO E INTERPRETACIÓN
- V CONCLUSIONES

Por otra parte, le comunico que le ha sido asignado el siguiente jurado que tendrá como función básica, avalar su trabajo escrito y autorizar la réplica oral requerida para la obtención del título profesional, de acuerdo al Reglamento de Opciones de Titulación vigente.

PRESIDENTE: DR. ANDRÉS TEJERO ANDRADE
VOCAL: DR. RENÉ CHÁVEZ SEGURA
SECRETARIO: M.C. ESTEBAN HERNÁNDEZ QUINTERO
1ER. SUPLENTE: ING. ALEJANDRO GARCÍA SERRANO
2DO. SUPLENTE: ING. LUIS ARTURO TAPIA CRESPO

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de Administración Escolar, en el sentido que se imprima en lugar visible de cada ejemplar del trabajo escrito, el título de este.

Asimismo, le recuerdo que para optar por el título profesional, es necesario haber acreditado el 100% de los créditos establecidos en el plan de estudios, haber realizado el Servicio Social de acuerdo con la Legislación Universitaria y haber aprobado el examen de comprensión de lectura de un idioma extranjero, en términos de lo dispuesto por el Consejo Técnico.

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"
 CD. Universitaria, D. F. a 23 de Abril de 2013.
 El Presidente del Comité de Titulación de Ingeniería Geofísica

P.P. [Firma]
DR. JOSÉ ANTONIO HERNÁNDEZ ESPRIÚ

ccp Coordinador de la Carrera
 ccp Interesado

[Firma]

Agradecimientos

Son muchas las personas a quien debo agradecer haber concluido esta hermosa etapa de mi vida, así como diversos los sentimientos que despiertan al momento de redactar estas sencillas palabras.

Le agradezco inicialmente al Dr. René Chávez Segura por su apoyo a lo largo de todo el camino, así como su sabiduría brindada, por los consejos, tanto académicos como de la misma vida, y de igual forma los regaños y jalones de orejas. Por su paciencia, comprensión, y más que nada en su confianza puesta en mis manos y capacidades, por hacerme ver que puedo lograr todo lo que me propongo, por exigirme día a día en dar más y verme realizada.

Al M.C. Esteban Hernández Quintero por las experiencias inolvidables en trabajos de campo, por su calidez y buen humor que siempre fue envuelto entre risas y llamadas de atención, por auxiliarme siempre que lo necesitaba, por las recomendaciones, y por el conocimiento brindado.

Al M. C. Gerardo Cifuentes Nava, por su tiempo y su guía, orientándome en el camino correcto, sin importar cuantas veces tuviese que explicarlo, se mostraba dispuesto a compartir su conocimiento.

Al Dr. Andrés Tejero Andrade por lo aprendido en clase y su forma tan activa e interesante de impartirla, por la dedicación y pasión que demuestra por su conocimiento y trabajo.

Al jurado de tesis: Dr. Andrés Tejero Andrade, Dr. René Efraín Chávez Segura, M.C. Esteban Hernández Quintero, Ing. Alejandro García Serrano e Ing. Arturo Tapia Crespo por las recomendaciones para la mejora del presente trabajo.

A todos ellos, representantes del grupo de Geomagnetismo y Exploración Geofísica, por brindarme todo lo necesario para la realización de la tesis, considerando sus múltiples ocupaciones, siempre pudieron invertir un poco de su tiempo y contribuir en mi formación académica. Se han convertido en un ejemplo a seguir en mi vida, tengo fe en llegar a ser tan profesional y a la vez disfrutar el trabajo de geofísico tanto como ustedes.

A la Universidad Nacional Autónoma de México, por darme la oportunidad de pertenecer a la Facultad de Ingeniería, de brindarme el conocimiento y formación para mi superación personal y poder ayudar a mi país en lo que me demande.

Para terminar no debo olvidar que este trabajo no pudo haberse realizado sin la contribución y enseñanza de todos los maestros de la carrera, a quienes recordare con mucho respeto y aprecio.

Por último, este proyecto se llevó a cabo bajo el Convenio entre el Instituto de Geofísica y la Delegación Iztacalco (Proyecto I-847), a través de su Dirección de Protección Civil. Agradezco al proyecto PAPIIT-UNAM IN103511 por haberme otorgado una beca, durante la realización de esta tesis. Igualmente, doy las gracias al Instituto de Geofísica por brindarme su apoyo económico durante mi Servicio Social prestado en el Departamento de Exploración y Geomagnetismo.

Dedicatorias

Dedico esta trabajo a las personas que más amo y las más importantes en vida, que siempre han estado a mi lado, que nunca dejaron de creer en mí, que lucharon y se esforzaron junto a mí para cumplir nuestra meta, "Porque somos un equipo", sin ustedes no sería lo que soy ahora, porque para donde voltee siempre están ustedes.. Mis padres. A ti María Guadalupe Ramírez García que siempre has estado conmigo, que me ha apoyado, cuidado y amado, que siempre me alentó para ser mejor, por creer que podía dar más, que no era valido conformarme, por acompañarme en cada momento mi vida por nunca dejarme sola, por disfrutar la vida a tu lado, por enseñarme valores que han forjado la mujer que soy ahora.

A ti Luis Manuel Olvera Nájera que nunca dejo de creer en mí, por saber que lo lograría, por nunca desistir, por enseñarme lo bello de la vida y que no existe el "no puedo, esta difícil, ya me canse", eso no existe en su vida y ahora tampoco en la mía, y enseñarme que debo pensar en grande. Le agradezco infinitamente su apoyo, sus consejos y el estar siempre conmigo. Y que la vida siempre debe estar llena de sueños.

A ti Yhunnue Guillermo Don Juan Rodríguez, por ser parte fundamental de mi vida, por estar conmigo, por la ayuda y apoyo incondicional que siempre me brindaste, por todas las experiencias que pasamos juntos para cumplir nuestras respectivas metas, por tu infinito amor y cariño, por siempre adecuarte para estar aunque sea 5 minutos a mi lado y a cada paso que daba, por compartir aquella torta de salchicha y el jugo que era para lo único que nos alcanzaba, porque sin ti esto no sería igual, porque estoy orgullosa de ti, de lo que has llegado a lograr y de la gran persona que eres, me has enseñado a ver la vida diferente, a siempre luchar, a no desesperarme, a tener paciencia, a que las cosas se hacen paso a paso y poco a poco. Gracias por todo el conocimiento que me has brindado, mi meta no se hubiera logrado sin tu compañía, por que fuiste y eres mi motivo y motor para llegar a donde me encuentro hoy en día.

A mi mejor amigo y hermano el Ing. Alan Fernando Rendón Gutiérrez, compañero de vida en este camino que decidimos emprender con la única ilusión y meta de convertirnos en ingenieros, y ahora puedo decir que lo logramos, como tu mencionaste nada hubiera sido posible sin tenernos el uno al otro, gracias por cuidarme, por tantas vivencias experiencias, practicas, por las comidas, los desvelos, las frustraciones, tareas, exámenes todas esas cosas que compartimos y que nunca olvidare, así como no olvidare nuestros siguientes sueños y metas que un día se concretaran.

A mis mejores amigos los Geovengadores Thalía, Martin, Sebas, Joshua y Francisco por compartir esta carrera conmigo, por las locuras, por lo aprendido en clase, por los días de estudio, por trabajar en equipo con ustedes, y sobre todo por su gran amistad, que perdurara por siempre.

En general a toda mi familia, a mis tíos que siempre creyeron en mí, que me brindaron desde una palabra de ánimo, así como su apoyo económico para poder terminar mis estudios. A todos aquellos que me apoyaron y a los que no también, por darme esas armas y herramientas que me sirvieron a aferrarme a mi meta y demostrarles que si lo pude lograr.

A todas las personas que conocí a lo largo de este camino, que me acompañaron y ayudaron, muchas gracias.

RESUMEN

La mayor parte de la zona urbanizada de la Cuenca de México está construida sobre sedimentos lacustres. Estos fueron la base de los antiguos lagos que cubrían la mayoría de la cuenca en la era prehispánica.

El constante incremento en las zonas urbanas de la Cuenca ha traído varias consecuencias desfavorables para las comunidades, entre los principales problemas que enfrentan estas áreas son el incontrolable aumento en la densidad de población, un ejemplo claro es la Ciudad de México, en consecuencia también aumentan las necesidades de esa población, tales como el abasto de agua, lo que implica una fuerte extracción de este líquido vital del subsuelo. Debido a lo anterior, al extraer agua del subsuelo en una zona sedimentaria provoca los efectos de subsidencia, debido a que ofrecen poca resistencia a las edificaciones construidas en la parte superior. En el Distrito Federal las afectaciones de estructuras en los edificios son algo muy común, y en algunos casos fracturas, hundimientos y colapsos se han convertido en uno de los principales riesgos en las manchas urbanas actuales. La delegación Iztacalco, se encuentra en el centro-oriente del Distrito Federal. Esta limita al norte con la delegación Venustiano Carranza y Cuauhtémoc, al poniente con Benito Juárez, al sur con Iztapalapa y al oriente con el municipio mexiquense de Nezahualcóyotl, presenta en algunas zonas, afectaciones en sus unidades habitacionales, ejemplos claros son el Barrio de Santiago y la Unidad Habitacional Infonavit. Los daños a las unidades se deben a la existencia de fracturas en el subsuelo que pasan por debajo de las estructuras civiles, debilitando sus cimientos o alterando el subsuelo y originando los daños estructurales que afectan estas construcciones. Para caracterizar el fracturamiento observado, se llevaron a cabo estudios geofísicos en las dos unidades habitacionales. Se realizaron cuatro perfiles eléctricos para cada una de las unidades, mediante el método de Tomografía Eléctrica Capacitiva (TEC) se encontró una dirección preferencial de las fracturas inferidas en el subsuelo en ambas zonas de estudio con dirección NW – SE. Esta dirección se logra correlacionar con la orientación de fracturas inferidas descritas en estudios previamente realizados en la Delegación Iztacalco, que se encuentran muy cercanos a las zonas de estudio.

Índice

Capítulo 1.- Introducción	8
Capítulo 2.- Bases teóricas del Método Capacitivo	10
2.2.- Ecuaciones fundamentales	12
2.3.- Dispositivo electródico, factor geométrico y resistividad aparente	14
2.4.- El Método de Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE)	15
2.5.- Teoría básica de inversión	16
2.6.- Fundamentos de la resistividad capacitiva	19
2.7.- Elementos Teóricos	23
2.8.- Resistividad Capacitiva	25
Capítulo 3.- Área de Trabajo	33
3.1.- Marco Histórico Cuenca de México	33
3.2.- Marco geológico de la Cuenca de México	37
3.3.- Geología Estructural	39
3.4.- Zonificación geotécnica de la Cuenca de México	40
3.5.- Bosquejo Geológico de la Zona de Estudio (Iztacalco)	41
Capítulo 4.- Procesamiento e Interpretación	49
4.1.- Unidad Habitacional Infonavit	49
4.1.1.- Descripción de los modelos del Complejo Habitacional Infonavit	54
4.2.- Barrio de Santiago	61
4.2.1.- Zona 2 "Barrio de Santiago"	66
4.2.2.- Descripción de los modelos de Barrio de Santiago	67
4.3.- Tratamiento de los datos	75
Capítulo 5.- Conclusiones	79
Recomendaciones	80
Bibliografía	81
Anexos	84

Capítulo 1.- Introducción

La compleja geología de la Cuenca de México, ha proporcionado a lo largo de la historia abundantes recursos de agua a sus habitantes, sin embargo, la escasez de agua superficial ha propiciado la sobreexplotación de acuíferos profundos, lo que ha provocado problemas de inestabilidad en el subsuelo. Estos problemas están asociados con aspectos relacionados con la composición geológico-estructural de la Cuenca, debido a la distribución de los materiales geológicos que la forman. A partir del terremoto de 1985 se han ido complementando una serie de estudios que incluyen estudios geológicos (Vazquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989) e investigaciones del subsuelo desde el punto de vista geofísico (Campos-Enriquez et al., 1997) y geotécnicos (Marzal y Massari, 1987), debido a la preocupación de las autoridades de evitar daños en la infraestructura y efectos desastrosos en la población.

El desarrollo urbano en las ciudades modernas requiere de un conocimiento más integral del subsuelo, sobre todo en aquellas áreas, donde aumentan las concentraciones humanas. Tomando en cuenta la inadecuada forma de planeación del crecimiento poblacional y la falta de concientización acerca del uso de los recursos naturales, ha provocado en términos de la explotación de los acuíferos subterráneos, el descenso continuo del nivel de los acuíferos. Este efecto provoca la disminución de las presiones del agua intersticial e incrementa el esfuerzo que actúa en la parte sólida del subsuelo. Esto desencadena la compactación de los sedimentos lacustres de la zona, la subsidencia del terreno, así como inundaciones, contaminación del agua y agrietamientos en estos sedimentos y hundimientos de la superficie que casi siempre terminan por afectar la infraestructura urbana y habitacional (Cabral-Cano et al., 2008).

Las zonas con mayor vulnerabilidad a los agrietamientos deben ser identificadas empleando diferentes técnicas geofísicas para prevenir accidentes y eventos desastrosos, que representan un alto costo socio-económico para las autoridades responsables. Hoy en día, los métodos geofísicos se han convertido en una herramienta muy importante para caracterizar el subsuelo donde se encuentra la infraestructura urbana.

Estas metodologías permiten cuantificar las propiedades del terreno para comprender las características físicas del subsuelo, antes y después de la construcción de obras públicas y privadas, así como su infraestructura.

Los métodos de prospección utilizados en la exploración del subsuelo enfrentan un importante desafío, cuando se aplican en zonas fuertemente urbanizadas en construcciones de casas, museos, escuelas, monumentos históricos etc. También este tipo de construcciones son muchas veces el objeto de estudio, y de la misma manera, estos impiden el diseño de los perfiles geofísicos de forma paralela para formar redes, nos impiden de igual forma la perforación de los orificios para los electrodos, debido a la cantidad de cables de luz y de teléfono, tuberías de gas o drenaje colocados a profundidad, que podrían ser dañados con el estudio (Chávez, et al., 2013).

Es importante caracterizar el subsuelo, para detectar las anomalías que puedan afectar la estabilidad de las construcciones urbanas, principalmente cuando estos rasgos no pueden ser seguidas a través de diferentes obstáculos representados por construcciones u otro tipo de problemas de origen natural o creado por el hombre (Trogu, et al., 2011).

Una pregunta muy común en los estudios geofísicos es como detectar esas fallas o fracturas que afectan a las áreas urbanas, en donde el área estudiada no puede ser alterada, refiriéndonos a perforaciones en pavimento o concreto. Se sabe que los métodos eléctricos galvánicos han dado excelentes resultados en la interpretación adecuada del subsuelo (Tejero et al., 2002; Arango et al., 2011), debido principalmente a la buena profundidad de penetración (<100 m) que puede alcanzar, pero de igual manera es muy laborioso y a veces complicado realizarlos, tomando en cuenta que en muchos casos el objetivo del estudio solo es realizar una caracterización superficial de la zona, y la afectación producida por las perforaciones en el subsuelo para introducir los electrodos de cobre pueden tener un efecto negativo, debido a la presencia del cableado y tubería subterránea.

Hoy en día se cuenta con una forma complementaria para los estudios geofísicos que son de gran ayuda para el reconocimiento superficial del subsuelo y con una forma de adquisición de datos que evita dañar en lo más posible la zona de estudio. A este método

se le denomina Tomografía Eléctrica Capacitiva (TEC), la cual nos proporciona una interpretación del comportamiento de la resistividad eléctrica en el subsuelo, mediante la adquisición de datos con el instrumento OhmMapper. Este estudio abarca el análisis de un complejo de la Unidad Habitacional Infonavit y el Barrio de Santiago, los cuales han sufrido diferentes eventos de subsidencia y fracturamiento, que generan riesgos para los habitantes de estas zonas, con este procedimiento se pretende caracterizar las direcciones preferenciales de las fracturas dentro de las áreas que pertenecen a la zona lacustre la Cuenca de México, mediante un modelo de distribución de resistividades, para la evaluación de áreas con daños estructurales.

Capítulo 2.- Bases teóricas del Método Capacitivo

La prospección eléctrica tiene como objetivo determinar la distribución de la resistividad eléctrica de las rocas en el subsuelo, partiendo de mediciones hechas en superficie. Estas mediciones nos proporcionan información de las resistividades aparentes que nos ayudan a determinar la resistividad real del subsuelo.

2.1.- Resistividad

Supongamos que tenemos un circuito donde circula una corriente I , donde se observa una diferencia de potencial $\Delta = (V_1 - V_2)$ para una resistencia R dada. Este efecto se puede expresar de la siguiente forma:

$$R = \frac{(V_1 - V_2)}{I}$$

La resistividad eléctrica se deriva del concepto de Resistencia (R). Y es la dificultad que tiene el paso de la corriente eléctrica por algún material determinado y su unidad de medida es el ohm [Ω].

Y se describe como:

$$\rho = R \frac{A}{L}$$

Donde R es la resistencia en Ohm, A la sección transversal en m^2 y L la longitud en m.

La resistividad eléctrica esta expresada como el producto de una resistencia eléctrica por una determinada longitud unitaria, que es conocido como factor geométrico. El valor de resistividad eléctrica nos describe el comportamiento de un material frente al paso de una corriente eléctrica, con lo que se puede deducir si es un material conductor o no.

Los materiales presentan diferentes resistividades, estas dependen de varios factores, por ejemplo: su porosidad, las soluciones salinas, su compactación y variables de ambiente como la presión y temperatura, a razón de ejemplo, la resistividad eléctrica disminuye conforme mayor sea la interconexión entre sus poros.

Ahora bien si tomamos en cuenta la salinidad podemos decir que la resistividad disminuye conforme la salinidad de las soluciones contenida en las rocas aumenta. Hablando de temperatura, la resistividad disminuye si la temperatura aumenta, esto es debido a que disminuye la viscosidad de las soluciones acuosas y facilita la movilidad de los iones.

Considerando la presión, en rocas sedimentarias, la resistividad aumenta a mayor presión, la razón de ello es que aumenta el grado de compactación y disminuye paulatinamente la porosidad. Sucede lo contrario al tratarse de rocas ígneas o en rocas muy compactadas, porque al ejercer presión lo que se provoca es solo fracturarlas y se crean fisuras donde se alojan soluciones acuosas que producen mayor cantidad de poros y terminan por disminuir la resistividad.

2.2.- Ecuaciones fundamentales

La inducción de la Tierra es considerada como el producto de ondas electromagnéticas que se propagan entre la ionosfera y la superficie.

Es necesario tratar a la tierra como una superficie plana y que la fuente este muy lejana para que así tengamos un frente de onda plana y de esta forma poder recurrir a las ecuaciones de Maxwell, las cuales nos muestran la relación del campo magnético y eléctrico y que son descritas de la siguiente manera.

$$\nabla \times \mathbf{E}(r, t) = - \frac{\partial \mathbf{B}(r, t)}{\partial t} \dots \dots \dots 1$$

$$\nabla \times \mathbf{H}(r, t) = \mathbf{J}(r, t) + \frac{\partial \mathbf{D}(r, t)}{\partial t} \dots \dots \dots 2$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D}(r, t) = q(r, t) \dots \dots \dots 3$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B}(r, t) = 0 \dots \dots \dots 4$$

Dónde:

E: Intensidad de campo eléctrico [V/m]

H: Intensidad de campo magnético [A/m]

D: Vector de desplazamiento eléctrico [c/m²]

B: Vector de inducción magnética [Wb/m²= Tesla]

J: Densidad de Corriente [A/m²]

q: Densidad de carga eléctrica [C/ m³]

Si se toma en cuenta que se tiene un campo estacionario, se anulan las derivadas temporales, y da como resultado un modelo estático, en el cual los campos y las fuentes no varían en el tiempo y se tiene una distribución de cargas en reposo (Orellana, 1982).

$$\nabla \times \mathbf{E}(r) = 0 \quad 1.1$$

$$\nabla \times \mathbf{H}(r) = \mathbf{J}(r) \quad 1.2$$

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

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

Tenemos que considerar que la ecuación 1.1 significa que se trata de un campo eléctrico estacionario, conservativo o irrotacional, de esa forma el campo vectorial se puede expresar como el gradiente de un campo escalar que es el campo potencial eléctrico U .

$$E = -\nabla U \quad 1.5$$

La ecuación 1.2 asume que el medio es conductor debido a que no existen corrientes de desplazamiento. La ecuación 1.3 nos expresa que el flujo eléctrico que pasa a través de una superficie cerrada, está relacionado con la carga eléctrica que se encierra dentro de ella. Por lo tanto no existe acumulación de carga libre. La ecuación 1.4 nos indica que el principio de conservación de la carga eléctrica se cumple. Por otra parte existe una relación única entre el potencial eléctrico y el flujo de corriente inyectada, para medios en los cuales todas sus condiciones sean iguales, denominada La Ley de Ohm.

$$J = \sigma E \quad \dots \quad 1.6$$

Esta ley indica que la densidad de corriente J tiene la misma dirección y sentido que el campo Eléctrico en un mismo punto, y que el factor de proporcionalidad es la conductividad. Donde E es la intensidad del campo eléctrico y σ es la conductividad del medio. Si el campo eléctrico es estacionario puede ser expresado como el gradiente de un campo escalar como en la ecuación 1.5, sustituyendo en la ecuación 1.6, tenemos:

$$J = -\sigma \nabla V \quad \dots \quad 1.7$$

Al cumplirse la ecuación de continuidad en todos los puntos tenemos que $\nabla \cdot J = 0$. Esta expresión será válida en todo el semiespacio exceptuando los electrodos.

Por lo tanto:

$$\nabla \cdot (\sigma \nabla V) = 0 \quad \dots \quad 1.8$$

Ahora si tomamos en cuenta que la σ es constante se puede reescribir la ecuación 1.8 dándonos así la ecuación de Laplace de la siguiente manera:

$$\nabla^2 V = 0 \quad \dots \quad 1.9$$

Para cuando se tenga una región donde no existe fuente puntual y en las superficies discontinuidad de resistividad.

2.3.- Dispositivo electródico, *factor geométrico y resistividad aparente*

Para poder determinar los valores de la resistividad del subsuelo, se requiere medir el potencial eléctrico en un espacio. Esto se consigue inyectando corriente al medio, y midiendo en forma independiente el campo eléctrico que ella genera a través de diferencias de potencial y para esto se utiliza un dispositivo electródico. Usualmente se utilizan dos electrodos C1 y C2 ubicados en la superficie y conectados a una fuente de poder. La diferencia de potencial entre los puntos del medio se lleva a cabo mediante electrodos P1 y P2 que también se encuentran en la superficie y conectados a un voltímetro, (Figura 1). El flujo de la corriente eléctrica irá desde el electrodo C1 al electrodo C2, y alrededor de cada uno de ellos se creará un campo eléctrico con líneas equipotenciales concéntricas.

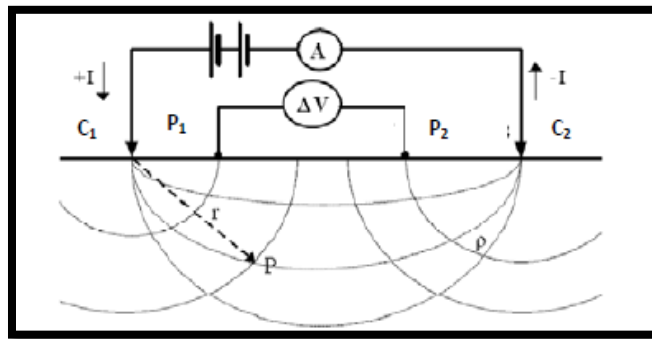


Figura (1).-arreglo eléctrico de dos electrodos de potencial y dos electrodos de corriente. (Tomado de Orellana 1982).

La representación de esa diferencia de potencial es de la siguiente forma:

$$\Delta V = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{r_{c_1 P_1}} - \frac{1}{r_{c_2 P_1}} - \frac{1}{r_{c_1 P_2}} + \frac{1}{r_{c_2 P_2}} \right) \dots 2.1$$

De la ley de Ohm podemos despejar la resistividad aparente nos queda

$$\rho_a = k \frac{\Delta V}{I} [\Omega \cdot m] \dots 2.2$$

Donde:

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

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

ΔV = Voltaje medido [V],

I = Intensidad de corriente medida [A].

La resistividad aparente no se debe entender como el promedio de los valores de resistividad verdadera obtenidos del subsuelo, sino cada valor de resistividad es una medición individual que se asocia al punto atribuido al centro del dispositivo de electrodos y está en función del espaciamiento de los electrodos y la distribución real de la resistividad (Parasnis, 1997). Existen diversos arreglos de electrodos y por consiguiente un factor geométrico para cada uno de ellos.

Para el caso del método capacitivo, solo podemos tener un tipo de arreglo que es el arreglo dipolo-dipolo, debido a la disposición de los electrodos de corriente y de potencial en el instrumento. En este dispositivo ya viene configurado el arreglo, que podría pensarse como una desventaja de este método.

2.4.- El Método de Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE)

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

La técnica de la tomografía eléctrica emplea los valores medidos de resistividad aparente, para generar imágenes del subsuelo donde se representan los valores de la resistividad verdadera de las diferentes zonas del subsuelo. Para determinar la resistividad verdadera del subsuelo es necesario tener valores de resistividad aparente, tales valores son afectados por factores como el ruido antropológico hasta por el tipo de arreglo, para obtener lo que necesitamos se aplica una técnica de inversión (Loke, 2004) (Figura 3).

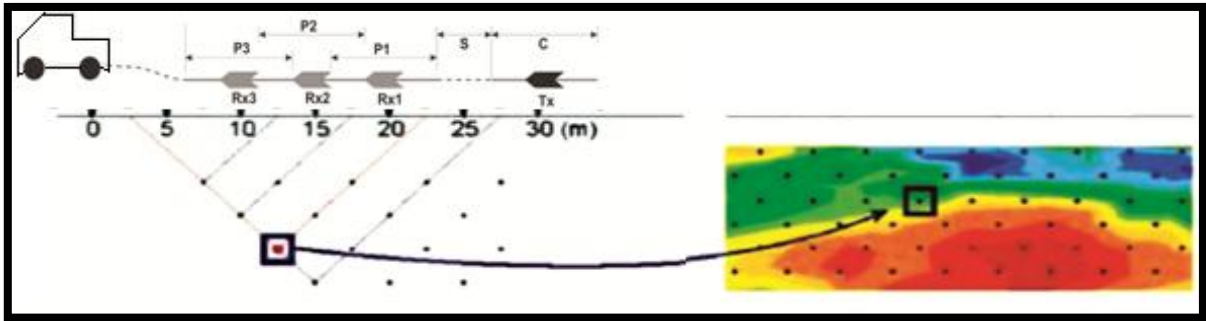


Figura (3).-Tomografía Eléctrica para un arreglo dipolo-dipolo, modificado de (Chávez et al., 2011)

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

2.5.- Teoría básica de inversión

La inversión de datos consiste en crear un modelo directo de resistividades reales, el cual mediante un proceso iterativo, proporcione la respuesta de un modelo numérico de resistividades aparentes. El resultado se compara con los datos obtenidos. Esta diferencia se calcula en función del error cuadrático medio, el cual deberá de ser menor a un valor previamente establecido, generalmente el error en la observación del dato. Cuando finalmente la solución converge hacia dicho valor se puede decir que se obtiene un modelo numérico aceptable, que se ajusta a las condiciones del subsuelo, por lo que el modelo final se establece como una adecuada respuesta del subsuelo en función de sus resistividades verdaderas.

El proceso de inversión parte de un modelo directo que también es conocido como modelización o simulación geofísica y es un proceso numérico que permite conocer la respuesta teórica e información cuantitativa sobre el subsuelo. Este proceso permite conocer la influencia de la estructura enterrada bajo el efecto de un determinado estímulo (por ejemplo, inyección de corriente eléctrica, propagación de ondas sísmicas o electromagnéticas). También ayudara en el proceso de inversión para calcular la respuesta de cada nuevo modelo de manera iterativa. Se recurre a métodos numéricos para resolver

el problema directo porque no es posible obtener una solución exacta, de esa forma solo se conseguirá una solución aproximada.

El Problema Inverso es un proceso que aporta información ajustando los datos medidos en superficie a un posible modelo del subsuelo terrestre. Para reducir estos problemas y variaciones se introducen en el proceso de la inversión toda la información disponible a priori procedente de estudios geológicos y de otros métodos geofísicos.

Se obtiene un modelo de la distribución de resistividades reales del subsuelo a partir de los valores medidos en el campo de la resistividad aparente. Para realizar el cálculo de los valores de resistividad se utiliza una subrutina de modelación directa, así como una técnica de optimización no lineal de mínimos cuadrados para la rutina de inversión (Loke y Barker, 1996).

2.6.- Fundamentos de la resistividad capacitiva

La aplicación geofísica de las técnicas eléctricas con acoplamiento capacitivo parece derivarse de la investigación realizada en la década de 1950 para el Departamento de Defensa de los EE.UU., donde el requisito era detectar grietas ocultas en Groenlandia y la Antártida (Cook, 1956). En la década de 1970, el trabajo pionero fue llevado a cabo en Rusia por Timofeev (1973; 1974; 1978).

Es una técnica geofísica emergente diseñada para extender el alcance de los métodos convencionales de resistividad de (corriente continua). Conceptualmente la resistividad capacitiva (RC) se estima a partir de un arreglo de cuatro puntos de acoplamiento capacitivo sobre la superficie de adquisición. La técnica se basa en la naturaleza capacitiva del mecanismo de acoplamiento entre los sensores y el suelo, en contraste con otras técnicas de resistividad que se basan en el acoplamiento galvánico. Conceptualmente la resistividad capacitiva se basa en el principio de medición bien conocida de resistividad convencional salvo que los electrodos galvánicos se sustituyen por sensores capacitivos.

Este método consiste en utilizar dos electrodos, C1 y C2 (Figura 5), ubicados en la superficie y conectados a una fuente de poder y la medida de diferencias de potencial entre puntos se mide con dos electrodos de potencial, P1 y P2.

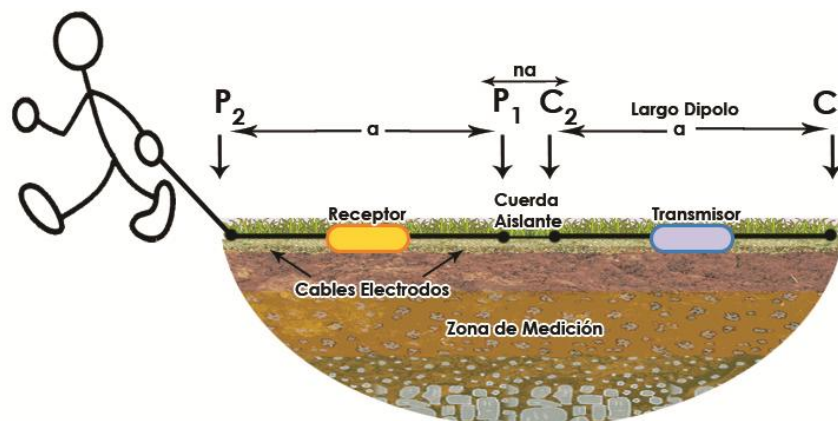


Figura (5).-Representación del arreglo dipolo-dipolo en la resistividad capacitiva.

Es un arreglo simple de cable coaxial con secciones de transmisor y receptor que son deslizadas a lo largo del terreno.

El transmisor inyecta corriente al suelo, asemejando a los electrodos de corriente, mientras que el receptor mide la diferencia de potencial al ser inyectada una corriente alterna, con una frecuencia de 16.5 kHz, cumpliendo las funciones de los electrodos de potencial.

Este funcionamiento es posible por el acoplamiento capacitivo que existe entre el instrumento de medición y el medio de estudio, tanto para inyectar corriente como para medirla. Esto solo se puede lograr mediante un condensador que es un dispositivo eléctrico que almacena cargas eléctricas.

Antes de comenzar a describir la teoría capacitiva se deben tomar en cuenta los siguientes conceptos:

El condensador, es un dispositivo formado por dos conductores cuyas cargas son iguales pero de signo opuesto y separadas por un aislante llamado dieléctrico (Figura 6). La capacitancia C (constante de proporcionalidad), de un condensador, se define como el cociente entre la carga Q y la diferencia de potencial $V_1 - V_2$ existente entre ellos, expresándose de la siguiente forma:

$$Q = C \cdot V \dots 2.5$$

$$C = \frac{Q}{V_1 - V_2} \dots 2.6$$

Dónde:

Q es la carga almacenada

V es la diferencia de potencial

C es la capacitancia del condensador

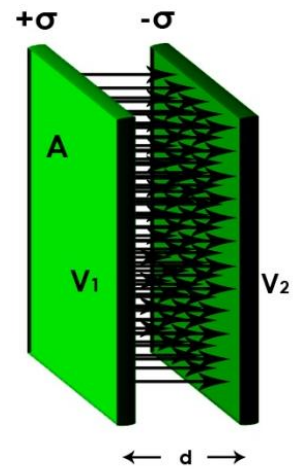


Figura (6).-imagen de un condensador (capacitor)

Las dos placas deben estar lo suficientemente cerca una de la otra para que una placa induzca una corriente eléctrica o flujo de cargas en la otra en el momento de carga y descarga del condensador. Si se va aplicar una Corriente Alterna (CA), esta produce una diferencia de potencial alterna entre las placas del condensador, así se logra que el condensador se cargue y descargue en una y otra dirección, produciendo así, un flujo permanente de cargas de una placa a otra (Cáceres y Vera, 2005).

El condensador presentará una oposición al paso de corriente alterna que se denominará Reactancia Capacitiva y esta es equivalente a una Resistencia.

Teniendo así que la carga almacenada en el condensador se opone a que éste siga cargándose y esta oposición será mayor cuanto más carga acumule el condensador.

Por lo anterior se tendrá un corto circuito cuando el condensador está totalmente descargado y por el lado contrario cuando el condensador este totalmente cargado tendremos una resistencia de valor infinito. Así es que para valores intermedios de carga tendremos un comportamiento como una resistencia de valor intermedio, limitando así la corriente a un valor determinado. Debido a eso tenemos la limitante de que la corriente del instrumento no puede aumentar a mas de 2 A.

Para obtener el capacitor necesitamos un acoplamiento capacitivo con el suelo, esto consiste en el acople entre los cables electrodos y la superficie del medio para conformar un condensador o capacitor, donde el blindaje coaxial del cable electrodo que cubre el centro conductor actúa como una placa del condensador, mientras que la superficie del medio es la otra placa, en medio de éstas, está la cubierta de plástico del cable que actúa como el centro aislante del condensador.

El Transmisor emite una corriente alterna de 16 kHz, (Figuras 7 y 7.1), de frecuencia para que el condensador equivalente siempre se mantenga en carga y descarga, esto permite la inyección permanente de corriente alterna al medio en estudio. La capacitancia de este condensador equivalente está determinada por el largo del cable electrodo, de tal manera que, a mayor longitud del cable electrodo, mayor capacitancia y por lo tanto mayor capacidad para acoplar corriente al medio.

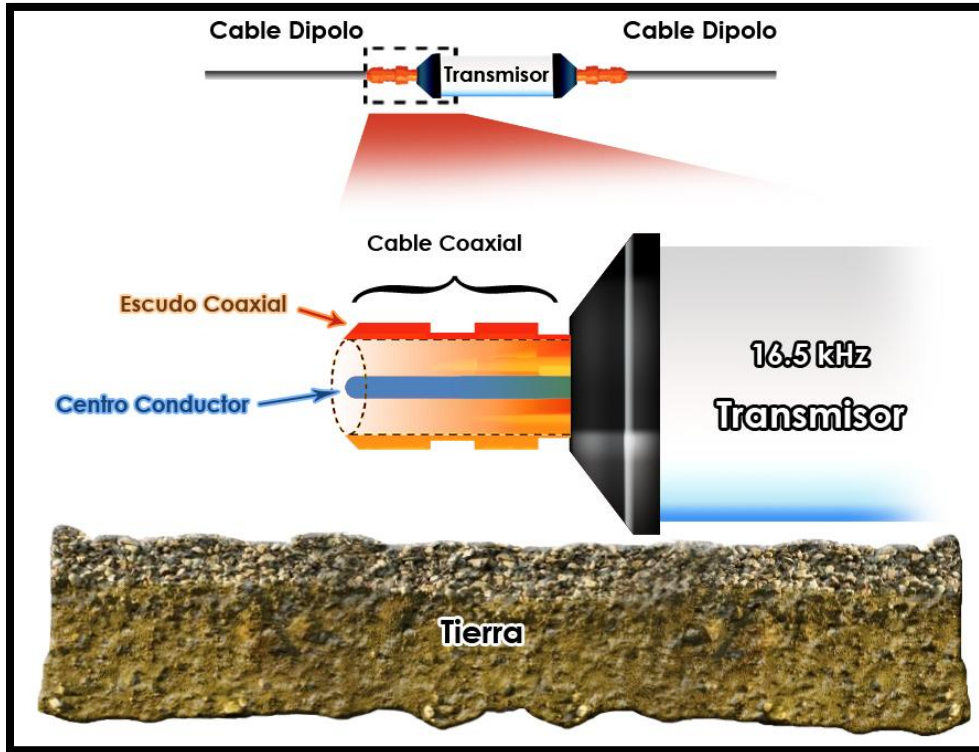


Figura (7).- Acoplamiento capacitivo, modificado de (Cáceres y Vera, 2005)

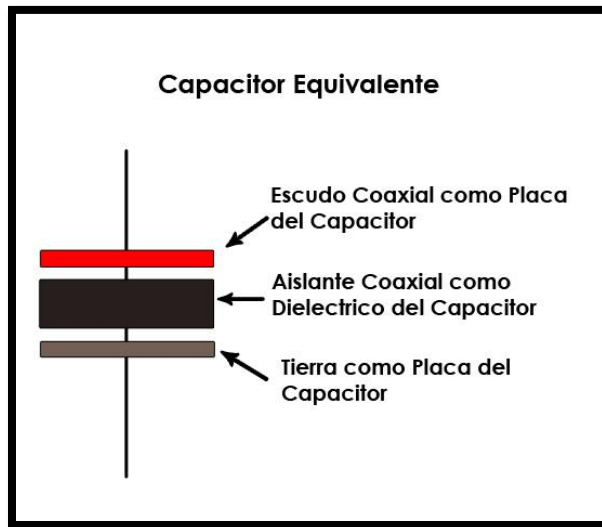


Figura (7.1).-Acople capacitivo, (modificado de Cáceres y Vera, 2005)

2.7.- Elementos Teóricos

Para este apartado es necesario retomar la ley de Ohm antes descrita con la diferencia e que ahora se tiene una corriente alterna. En un circuito de alterna además de una resistencia podemos tener una bobina (inductancia) y un capacitor (capacitancia). Estos dos últimos no tenían efecto alguno en corriente continua pero en corrientes variables es todo lo contrario. Tomando un caso general en donde tenemos un circuito con todos los elementos (Figura 8) podemos aplicar la ley de Ohm en alterna:

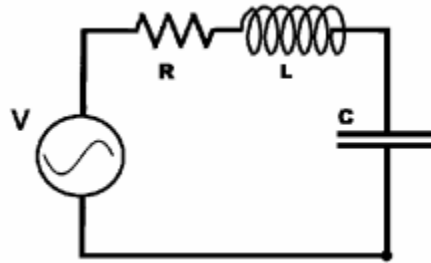


Figura (8).-Circuito de corriente alterna

$$I = \frac{V}{Z} \dots 2.7$$

Donde V es la diferencia de potencial, la carga representa una impedancia compleja. De esta forma podemos describir a la impedancia como:

$$Z(\omega) = X_c + R = \frac{1}{i\omega C} + R \dots 2.8$$

Donde R representa la resistencia, X_c es la componente de reactancia capacitiva de la impedancia y C la capacitancia efectiva del sensor. Es necesario señalar que R comprende la resistencia óhmica del terreno.

Se debe tomar en cuenta que las fuentes de tensión y corrientes son todas alternas sinusoidales pero subestimamos la representación temporal de senos y cosenos a favor de un entendimiento dinámico de módulos y fases o desfases. La tensión U_{Tx} es un valor conocido debido a que proviene siempre de una fuente y llega a ser un punto de partida.

Entonces si la tensión es conocida y tenemos los elementos para obtener la impedancia calculamos la corriente como:

$$I = \frac{U_{Tx}}{Z(\omega)} \quad \dots \quad 2.9$$

Las corrientes típicamente requeridas son del orden de 10 mA y más altas son en investigaciones someras para métodos de corriente continua. Valores realistas para la capacidad del sensor son cruciales para una estimación significativa de la impedancia total (Shima et al. 1995) han usado la aproximación de placas paralelas a estimar la capacitancia del sensor.

Esto puede ser suficiente para un cálculo aproximado, aunque en este caso se requiere un análisis más detallado, debido al interés de la influencia de la geometría del sensor.

La fórmula de la capacitancia de placas paralelas se define como:

$$C = \epsilon_r \epsilon_0 \frac{A}{d} \quad \dots \quad 2.10$$

Donde $\epsilon_r \epsilon_0$ son las permitividades eléctricas; A es el área de las placas y d la separación entre ellas. El factor $\frac{A}{d}$ puede ser del orden de 102 m. para que capacitancias en el aire $\epsilon_r = 1$ de modo que la capacitancia se espera como $C \approx 1 \text{ nF}$. Es seguro asumir que la resistencia a tierra resistiva (típicamente de unos pocos Ω) es despreciable con respecto a la reactancia del sensor, de modo que la impedancia relacionada será:

$$Z(\omega) \approx \frac{1}{i\omega C} \quad \dots \quad 2.11$$

Se ha comprobado esta hipótesis a través de medidas prácticas. Por lo tanto, para mantener la impedancia por debajo de un umbral deseado, la frecuencia debe satisfacer

$$f \geq f_L = \frac{I}{2\pi C U_{Tx}} \quad \dots \quad 2.12$$

Una capacitancia típica de 1 nF y un límite de impedancia 105 Ω , se obtiene un límite inferior de frecuencia $f_L = 1,6 \text{ kHz}$.

2.8.-Resistividad Capacitiva

Aproximación cuasi-estático cuadripolar

El formalismo electrostático asume que el punto cargado electrostáticamente cerca de una interface plana entre dos semiespacios homogéneos e isotrópicos representa eléctricamente la diferencia de medios (Grard, 1990). Si se supone una carga localizada en la vecindad de la interface (Figura 9), crea un potencial electrostático en los alrededores y están en función de las propiedades dieléctricas de ambos medios y pueden ser calculados, con la diferencia de potencial siguiente:

$$V(P) = \frac{Q}{4\pi\epsilon^I} \left[\frac{1}{r} - \alpha \frac{1}{r'} \right] \quad \dots \quad 2.13$$

Donde $V(P)$ es la diferencia de potencial con respecto a un punto P , ϵ^I : permitividad eléctrica en el medio I, r y r' son las distancias respectivas de CP y $C'P$.

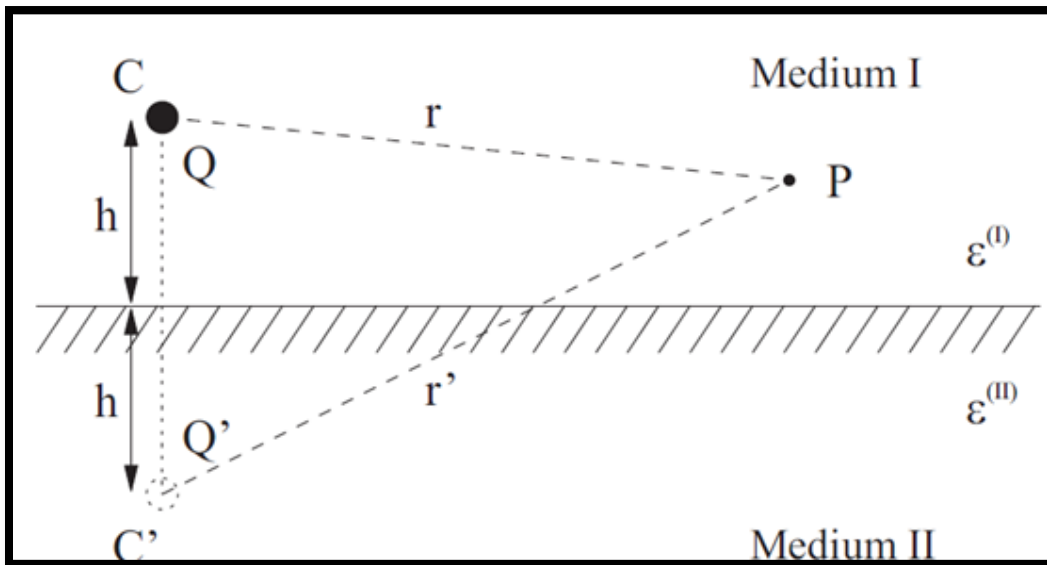


Figura.- (9) Electrostática, punto Q de una carga cerca de la interfaz entre dos medios con permitividades $\epsilon(I)$ y $\epsilon(II)$.

α es un factor complejo, cuya parte real comprende las permitividades dieléctricas de los dos medios, si se sabe que para el medio I y II.

$$\alpha = \frac{\varepsilon^I - \varepsilon^{II}}{\varepsilon^I + \varepsilon^{II}} \quad \dots \quad 2.14$$

para el caso de la interface aire – tierra $\alpha = \frac{\varepsilon_r - 1}{\varepsilon_r + 1} \quad \dots \quad 2.15$

Este desarrollo es para un arreglo de dos polos, ahora es sencillo extender este resultado a un dispositivo de cuatro polos (cuadripolar), una medición práctica del potencial eléctrico sólo puede ser llevada a cabo con respecto a una referencia.

Esto lleva al concepto de cuadripolo donde dos polos C1, C2 que tienen cargas Q + y Q-, respectivamente, actúan como una fuente de corriente, mientras se mide la diferencia de potencial entre los dos polos restantes P1, P2, $\Delta V = V_1 - V_2$ y esta diferencia de potencial es dada por (Grad, 1990):

$$\Delta V = \frac{Q}{C_0} (1 - K^{ES}) \quad \dots \quad 2.16$$

Esta expresión se puede simplificar mediante la introducción del factor geométrico K^{ES} y C_0 Capacitancia de la configuración del espacio libre.

$$K^{ES} = \frac{\frac{1}{r_{11}} + \frac{1}{r_{22}} - \frac{1}{r_{12}} - \frac{1}{r_{21}}}{\frac{1}{r_{11}} + \frac{1}{r_{22}} + \frac{1}{r_{12}} + \frac{1}{r_{21}}}; \quad \dots \quad 2.17$$

$$C_0 = \frac{4\pi \varepsilon_0}{\frac{1}{r_{11}} + \frac{1}{r_{22}} + \frac{1}{r_{12}} + \frac{1}{r_{21}}} \quad \dots \quad 2.18$$

Pero dado que la impedancia medida es compleja, aunque con cargas que presentan variaciones lentas en el tiempo y por ser de corriente alterna la diferencia de potencial se puede expresar como:

$$\Delta V(t) = \frac{I(t)}{i\omega C_0} (1 - K^{ES}) \quad \dots \quad 2.19$$

Como la inyección de corriente a través de C1 y C2 implica el flujo de corriente eléctrica en el suelo, el potencial observado será una función de la resistividad del subsuelo. La forma general de la permitividad eléctrica es compleja y está dada por:

$$\varepsilon = \varepsilon_0 \varepsilon_r - \frac{i}{\rho\omega} \quad \dots \quad 2.20$$

y el factor

$$\alpha = \frac{\rho\omega(\varepsilon_r - 1) - i}{\rho\omega(\varepsilon_r + 1) - i} \quad \dots \quad 2.21$$

Es decir, que contiene en su resistividad el componente imaginario y en su permitividad relativa la componente real. En el caso de la interfaz aire-tierra, las permitividades complejas pertinentes son:

$$\varepsilon^{(I)} = \varepsilon_0 \quad \dots \quad 2.22$$

$$\varepsilon^{(II)} = \varepsilon_0 \varepsilon_r \quad \dots \quad 2.23$$

El factor α , en la ecuación 2.15 es ahora un número complejo:

$$\alpha = \frac{\rho\omega \varepsilon_0 (\varepsilon_r - 1) - i}{\rho\omega \varepsilon_0 (\varepsilon_r + 1) - i} \quad \dots \quad 2.24$$

Se compone de las propiedades eléctricas de dos medios, junto con la frecuencia de la operación y es representativa del comportamiento eléctrico de la disposición, la impedancia de transferencia se define como:

$$Z = \frac{\Delta V}{I} \quad \dots \quad 2.25$$

Entre la corriente y el potencial dipolo-dipolo puede ser considerado como la función de respuesta característica del cuadripolo:

$$Z_0 = \frac{1}{i\omega C_0} \dots 2.26$$

La impedancia de transferencia del cuadripolo en el espacio libre es cero, es decir el factor $\alpha = 0$. El resultado es una relación simple para la impedancia de transferencia compleja:

$$Z = Z_0(1 - K^{ES}\alpha) \dots 2.27$$

La desviación del valor Z_0 en el espacio libre está dada por el producto de la geométrica K^{ES} y el factor complejo de α representa las propiedades eléctricas de la subsuelo.

Para realizar la estimación de la resistividad aparente se toma en cuenta que la impedancia de transferencia medida es generalmente compleja y el formalismo electrostático tiene más de un parámetro de modelo, es decir, resistividad y permitividad relativa. La resistividad puede estimarse a partir de la magnitud y la fase de la impedancia de transferencia observada.

De acuerdo al factor α en la ecuación 2.24. La expresión compleja puede ser dividida en parte real e imaginaria:

$$Re \alpha = \frac{\rho^2 \omega^2 (\varepsilon_r^2 - 1) + 1}{\rho^2 \omega^2 (\varepsilon_r - 1)^2 + 1}; \dots 2.28$$

$$Im \alpha = \frac{-2\rho\omega\varepsilon_0}{\rho^2\omega^2(\varepsilon_r+1)^2+1} \dots 2.29$$

Resolviendo las ecuaciones anteriores se obtiene para ρ y ε_r :

$$\rho^2 = \frac{1 - Re \alpha}{\omega^2 \varepsilon_0 ((\varepsilon_r + 1)^2 Re \alpha - \varepsilon_r^2 + 1)}; \dots 2.30$$

$$\varepsilon_r = \sqrt{\frac{-2\rho\omega\varepsilon_0 + Im \alpha}{\rho^2\omega^2\varepsilon_0^2 Im \alpha}} - 1 \dots 2.31$$

Al eliminar la interdependencia y la relación de la resistividad que es una función de sólo α tenemos:

$$\rho_{\alpha} = -\frac{1}{2\omega\varepsilon_0} \left(\frac{(1-\operatorname{Re}\alpha)^2}{\operatorname{Im}\alpha} + \operatorname{Im}\alpha \right) \dots 2.32$$

El problema inverso medido se reduce a la determinación de α a partir de una medición práctica de la impedancia. La impedancia de transferencia Z se puede expresar por la corriente $I(t) = Ie^{i\omega t}$ que es inyectada a través del dipolo (C1, C2) y la tensión $U(t) = Ue^{i\omega t} e^{i\phi}$ que es observado en el dipolo de potencial (P1, P2), donde ϕ es la variación de fase entre las dos señales:

$$Z = \frac{U}{I} = \frac{Ue^{i\phi}}{I} = \frac{U(\cos\phi + i\sin\phi)}{I} = Z(\cos\phi + i\sin\phi) \dots 2.33$$

Si se toma en cuenta el valor de la impedancia para un espacio libre en un cuadripolo $\alpha=0$,

$$Z_0 = \frac{1}{i\omega C_0}; Z = Z_0(1 - K^{ES}\alpha) \dots 2.34$$

Reordenando los términos de la ecuación 2.21 para α , y sustituyendo en la ecuación 2.33 se obtiene:

$$\alpha = \frac{1}{K^{ES}} \left(1 - \frac{Z}{Z_0} \right); \dots 2.35$$

$$\alpha = \frac{1}{K^{ES}} (1 - i\omega C_0 Z (\cos\phi + i\sin\phi)) \dots 2.36$$

Una expresión para la resistividad aparente en una medición capacitiva bajo condiciones cuasi-estáticas, después de separar al factor α en su componente de fase y su componente en cuadratura, la resistividad aparente medida se obtiene:

$$\rho_{\alpha} = -\frac{1}{2\omega\varepsilon_0} \left(\frac{(1-\operatorname{Re}\alpha)^2}{\operatorname{Im}\alpha} + \operatorname{Im}\alpha \right) \dots 2.37$$

donde

$$\operatorname{Re}\alpha = \frac{1}{K^{ES}} (1 + \omega C_0 \operatorname{Im}(Z)) \dots 2.38$$

y

$$\operatorname{Im}\alpha = \frac{1}{K^{ES}} \cdot \omega C_0 \operatorname{Re}(Z) \dots 2.39$$

Estas tres ecuaciones representan una expresión para la resistividad aparente como se deriva de una medición capacitiva en condiciones cuasi-estáticas. Entonces ρ_a es ahora una función de la magnitud y la fase de la impedancia de transferencia medida. Si comparamos la estimación de la resistividad capacitiva y las de los métodos convencionales, se obtienen las relaciones entre estos dos métodos. El factor α en la ecuación 2.38 muestran que $\text{Re } \alpha \approx 1$ al considerar un número de inducción pequeño (Grard, 1990; Kuras, 2002).

En esas circunstancias, y solo si el cuadripolo se encuentra cerca de la superficie se tiene que $K^{ES} \approx 1$, la componente de cuadratura de Z se cancela en la ecuación 2.38. La respuesta resistividad capacitiva puede entonces esperar a estar en fase con Z ecuación 2.39 y la ecuación 2.13 y es reducida a:

$$\rho_a \approx -\frac{Im\alpha}{2\omega\epsilon_0} \approx \frac{C_0}{2\epsilon_0} ReZ \quad \dots \quad 2.40$$

Y con la definición de C_0 , la resistividad aparente para métodos de corriente continua en la ecuación 2.32, sustituyéndola se obtiene:

$$\rho_a \approx -\frac{ReU}{I} K^{DC} \dots 2.41$$

La resistividad aparente es sensible a la fase reducida a la expresión clásica del método de corriente continua, (ecuación 1.52), sólo involucra la componente en fase de la impedancia compleja. Los instrumentos existentes para resistividad capacitiva operan sobre la suposición en la que el potencial observado está completamente en fase, en este caso es suficiente la medición de la magnitud. Sin embargo haciendo caso omiso a la sensibilidad de la fase del potencial solo se puede justificar si, a) Las condiciones cuasi-estáticas se mantienen a lo largo del estudio y en todos sus puntos, b) El arreglo geométrico de los sensores es tal que el potencial de dipolo es ni demasiado cerca ni demasiado distante del dipolo de corriente. Se debe reconocer que la dependencia de la fase de una medición de resistividad capacitiva es debida principalmente al mecanismo de acoplamiento capacitivo y a la geometría de la matriz de sensores, sino que no es directamente asociado a una propiedad del material del subsuelo.

En conclusión la clásica medición de la resistividad puede ser emulada por la técnica de resistividad capacitiva, siempre y cuando el diseño del sensor y la geometría del arreglo sean considerados cuidadosamente con el instrumento OhmMapper (Geometrics 2005) que es un sistema de resistividad de acoplamiento capacitivo diseñado para medir resistividades del subsuelo en áreas en donde la exploración utilizando un sistema de resistividad de acoplamiento galvánico es impráctico, lento y extensivo y consiste de dipolo transmisor, receptor y consola registradora.

Una corriente es acoplada la tierra por el transmisor y medida en el receptor el cual basa su funcionamiento en el arreglo Dipolo-Dipolo. Este tipo de arreglo se basa en cuatro electrodos dispuestos en forma lineal siguiendo la secuencia A B M N, el espacio entre los electrodos de corriente A B es determinado factor “a”, que será la misma distancia entre los electrodos de potencial M y N (Figura 2). Se debe hacer que el factor “a” se mantenga fijo y el factor “n” vaya incrementando (ver Anexo 2).

La profundidad a la cual los datos del OhmMapper pueden ser interpretados con fiabilidad depende del tamaño del dipolo y la distancia entre el dipolo transmisor y el dipolo receptor. La distancia adecuada para que el receptor pueda detectar al transmisor depende de la resistividad de la tierra.

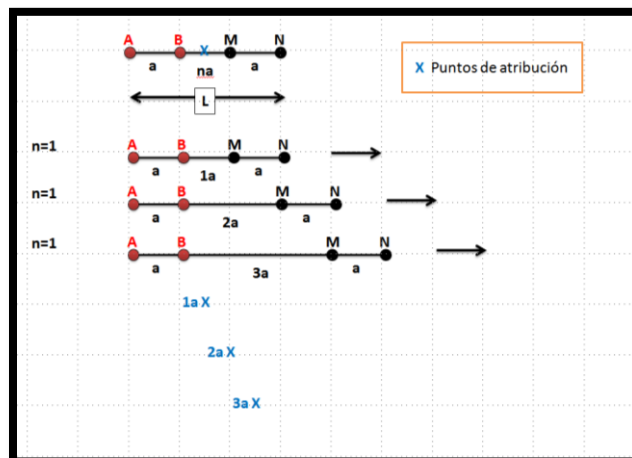


Figura (2).- Arreglo Dipolo – Dipolo (Loke y Barker,1996; Loke,2010)

La expresión para el cálculo de la resistividad con el arreglo dipolo-dipolo es:

$$\rho_a = 2\pi a \frac{V}{I} \left\{ \frac{1}{\frac{1}{n} + \frac{2}{n+1} + \frac{1}{n+2}} \right\} \dots 2.4$$

Donde "a" es el espacio entre dipolos, y "n" los múltiplos enteros de a.

Este método presenta buena resolución para los contrastes laterales de resistividad, define mejor los valores de resistividad aparente en niveles cercanos a la superficie, dado que conforme se incrementan los niveles a profundidad habrá pérdida de señal. Este tipo de arreglo es altamente sensitivo a los cambios horizontales en la resistividad del medio y menos eficiente para detectar cambios verticales de resistividad, es mejor para encontrar estructuras verticales como diques y cavidades pero deficiente para estructuras estratificadas. (*Summer, 1976; Koefoed, 1979; Ward, 1990; Parasnis, 1997*).

Capítulo 3.- Área de Trabajo

El área de estudio está ligada a la evolución geológica de la Cuenca de México. La Cuenca endorreica de México, es una altiplanicie de (2,240 m) de altitud que se localiza entre los meridianos 98°47' y 98°51' de longitud oeste, y entre los paralelos 19°22' y 19°30' de latitud norte. Se encuentra en la parte central del Cinturón Volcánico Transmexicano. La cuenca está delimitada hacia el sur por el campo volcánico Chichinautzin y la sierra del Ajusco, al suroccidente y occidente por las estribaciones de la sierra de Las Cruces. El límite norte lo forman las sierras de Pachuca y Tepotzotlán, está delimitada por la Sierra Nevada, de la que forman parte los volcanes Iztaccíhuatl y Popocatepetl (Leyva, 2010; Enciso de la Vega, 1992; CNA, 2002).

3.1.- Marco Histórico Cuenca de México

En la actualidad se estima que la población de la cuenca de México es aproximadamente de 8 890 000 habitantes y la cual se encuentra asentada en una superficie de 1400 km², lo que significa que aproximadamente el 12.7% del total del país (112 300 000 habitantes) se encuentra concentrada en un área inferior al 1% del territorio nacional cuya superficie es de casi 2 millones de kilómetros cuadrados (INEGI, 2010). Por lo tanto es importante mencionar que la necesidad de agua potable para abastecer a esta población es enorme.

Por otro lado, se debe tomar en cuenta que el acuífero principal que abastece a la Ciudad de México, se localiza hacia la porción Sur de la Cuenca de México, y cubre una extensión aproximada de 3448 km², Una cuarta parte del acuífero está cubierta por capas gruesas de arcilla de muy baja permeabilidad que lo protegen de la contaminación antropogénica, pero las zonas de recarga, especialmente las de transición y de montañas son más susceptibles a este tipo de contaminación (Academia de la Investigación Científica ETALP. 1995; Izazola. H. et. al. 2001)

Desde el punto de vista histórico, algunos autores mencionan que los primeros indicios de la presencia del hombre en la Cuenca de México se remontan hasta unos 25,000 años atrás (Serra, 1990). Hace aproximadamente 5000 A.C. aparecieron los primeros pequeños asentamientos humanos, agrupadas en pequeñas comunidades esparcidas en la región de la Cuenca (CNA, 1994). Se calcula que en el año 100 a.C. la población total ascendía a 15 000 habitantes. En el año 100 de nuestra era, Teotihuacán que se encuentra localizado al noreste del Valle de Texcoco, albergaba a 30 000 habitantes, población que llegó a más de 100 000 en el año 650 y que para el año 750 disminuyó a tan solo 10 000 (Serra, 1990; Ezcurra, 1990), debido al deterioro ecológico de la región, como consecuencia de la sobreexplotación de los recursos naturales. (Izazola. H. et. al. 2001)

A lo largo de la cuenca y en las márgenes de los lagos grupos nahuatl se fueron asentando. En 1325 los Aztecas llegaron a la isleta de Tenochtitlan sobre la cual fundaron su gran ciudad, la cual sirvió como centro religioso, político y económico. Lograron adaptarse al medio lacustre gracias al ingenio y construcción de obras hidráulicas, llegaron a manejar con tal maestría el recurso del agua por medio de la construcción de canales, acueductos, presas, alcantarillas, diques y terrazas, que prevenían las constantes inundaciones y que también se encargaban del abasto de agua del manantial a la población y el riego con fines agrícolas, debido a que el agua de los lagos no era totalmente potable.

El crecimiento de la población, desde los orígenes de su asentamiento en la cuenca de México, hizo necesario cada vez una mayor ocupación del espacio que originalmente estuvo cubierta por agua. Después de la conquista en 1521 por los españoles, la población comenzó a descender radicalmente, quedando aproximadamente menos de 100 000 personas para toda la cuenca de México (Ezcurra, 1990). Esta reducción de habitantes fue consecuencia de las guerras, de la esclavitud, y de la llegada de nuevas enfermedades contra las cuales estaba indefensa la población indígena (Arnold, 2000).

Durante la conquista española se fue transformando el aprovechamiento de los recursos naturales y la expansión territorial, que al igual que en el periodo prehispánico, procuraron ganarle territorio a los lagos, de una manera radical, secándolos por completo. Los esfuerzos para convivir con un ambiente lacustre de manera armónica fueron casi totalmente destruidos junto la población indígena. La visión europea era muy distinta, debido tal vez al ambiente semiárido de las regiones españolas de donde provenían. El conquistador veía en el recurso del agua más que un potencial de crecimiento, un obstáculo para la reproducción de su cultura, y las diferentes actividades que desempeñaban el arado y cultivo de trigo, (Matus, Acuña, 2012) (Figura 10).



Figura (10).- Mapa de recursos y explotación de la región de los lagos de la Cuenca de México, (Matus- Acuña, 2012)

El abastecimiento de agua potable siempre fue un grave problema para los pobladores de la ciudad, pues éste dependía de los manantiales que se encontraban muy alejados de la gran Tenochtitlán. Ante la creciente escasez de agua, la paulatina desecación de los lagos originales, la disminución de agua de manantial y contaminación de los ríos de la ciudad, se inicio la explotación de agua subterránea con la construcción de pozos artesianos a mediados del siglo XIX. En el siguiente siglo, la oferta de agua aumento, de la cual el 40% se extraía de pozos y el resto de manantiales y aguas superficiales. En 1847 se perforo el primer pozo en el centro de la ciudad con una profundidad de 40 metros, extrayendo así agua de excelente calidad. En 1864, ya existían 200 pozos artesianos; en 1877, 483 y en 1888, 1 100 pozos (Izazola H. et. al. 2001). Dichos pozos fueron la causa de los primeros hundimientos que aparecieron durante el periodo de 1881 a 1895, los cuales dieron en promedio 5 cm por año en la zona central de la ciudad (Izazola H. et. al. 2001).

Hasta 1940, la mayor parte del suministro del vital líquido provenía principalmente de los manantiales de Xochimilco, pero entre 1940 y 1944 se inicio la explotación intensiva del acuífero con la perforación de 75 pozos profundos de 200 metros. Este aumento en la explotación del agua subterránea se tradujo en un incremento en el hundimiento de la Ciudad de México, en la zona lacustre, por lo que hacia finales de la década de los 50 se decretara la suspensión de la explotación del acuífero y solamente se permitieron realizar perforaciones hacia la porción sur del valle (Xochimilco y Chalco).

La explotación de agua subterránea a causado gran preocupación entre la comunidad científica, que ha elaborado múltiples estudios, sobre la capacidad de recarga del acuífero principalmente fuente de abastecimiento de liquido para la ciudad (Herrera 1989; Herrera et.al. 1994; Murillo, 1990).

Entre las consecuencias de la explotación del agua subterránea destaca el decremento de los niveles de agua en el acuífero, (Nivel Piezometrico) el hundimiento del terreno en la ciudad de México, así como la exposición del acuífero a la contaminación, debido a la desecación de los lagos, ya que la extracción ha sido superior a la recarga del acuífero, lo que significa que el equilibrio hidrostático de la Cuenca se ha alterado fuertemente en los últimos 50 años.

3.2.- Marco geológico de la Cuenca de México

La mayor parte de la zona urbanizada de la cuenca de México está construida sobre sedimentos lacustres. La cuenca tenía una serie de lagos, de agua dulce hacia el norte, y salados hacia el sur, en los que se concentraba la sal debido a la evaporación. La corriente de agua subterránea originaba numerosos manantiales al pie de las montañas, así como pozos en la porción central del valle (National Research Council, 1995).

Los eventos geológicos que fueron causantes del desarrollo de la Cuenca de México comenzaron en el periodo Cretácico. Durante este periodo geológico había depósitos de sedimentos de origen marino ya que la mayor parte del territorio mexicano estaba bajo el mar. Estos sedimentos dieron origen a rocas calizas, areniscas y lutitas, que posteriormente durante parte del Cretácico y principios del Paleoceno, emergería para convertirse en continente. En el Plioceno-Eoceno se continuó con el depósito de sedimentos volcánicos, fluviales y lacustres durante la orogenia Laramídica, durante el Oligoceno, Mioceno y Pleistoceno se dio lugar a depósitos de flujos de lava y materiales piroclásticos. En el Mioceno continuó la actividad volcánica. Se considera que en esta época inicia la formación de la Sierra de las Cruces en el occidente, de la Sierra de Guadalupe en el norte, de la Sierra de Pachuca en el extremo norte de la Cuenca, de acuerdo a lo que mencionan autores como Mooser (1975) y Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989).

El Plioceno también continuó con una actividad volcánica importante. Las erupciones volcánicas de basalto y pómez más notables durante el Pleistoceno y Cuaternario se localizaron hacia las porciones central y sur de la cuenca, en este período se da lugar el relieve de las sierras de las Cruces, de los Pitos, parte de la de Pachuca, Nevada-Río Frío y en especial, la sierra Chichinautzin. En esta época también se dieron más efusiones importantes del Cinturón volcánico del Chichinautzin, lo que causó el cierre de la cuenca.

El cierre de la cuenca de México inicio a finales del Mioceno, hace unos catorce millones de años, debido a la actividad volcánica y podemos numerarlo de la siguiente forma:

1. La Sierra de Pachuca
2. La Sierra de Guadalupe
3. La Sierra de Tepotzotlán
4. La Sierra del Tepozán
5. La Sierra de Las Pilas

Este cierre continuo durante aproximadamente diez millones de años con las siguientes formaciones:

6. La Sierra de Las Cruces (que delimita la parte occidental de lo que hoy es la Cuenca de México)
7. La Sierra Nevada (las primeras formaciones al oriente)
8. Y la Sierra de Rio Frio

Culminando, hace aproximadamente setecientos mil años, el cierre de este amplio valle por donde circulaban varios ríos, debido a una intensa actividad volcánica dio origen a la Sierra de Chichinautzin (9). Este proceso provocó que se privara al río Balsas de un afluente y formando una cuenca cerrada de 8,000 km² al oriente. Producto de una serie de erupciones intermitentes, a lo largo del Cuaternario, concluía la formación de la Sierra Nevada, en donde se levantan los conos del Popocatepetl y del Iztaccihuatl, dando a la cuenca el aspecto que tiene actualmente (Chávez. Aguirre et.al 2008) (Figura 11). Cabe mencionar que cuando ocurrió el evento geológico debido al cierre de la cuenca en el cuaternario, se desarrolló un ambiente lacustre, y más adelante tuvo lugar el desarrollo de un conjunto de fallas NE-SW, a través del piso de la cuenca, bajo los depósitos lacustres.

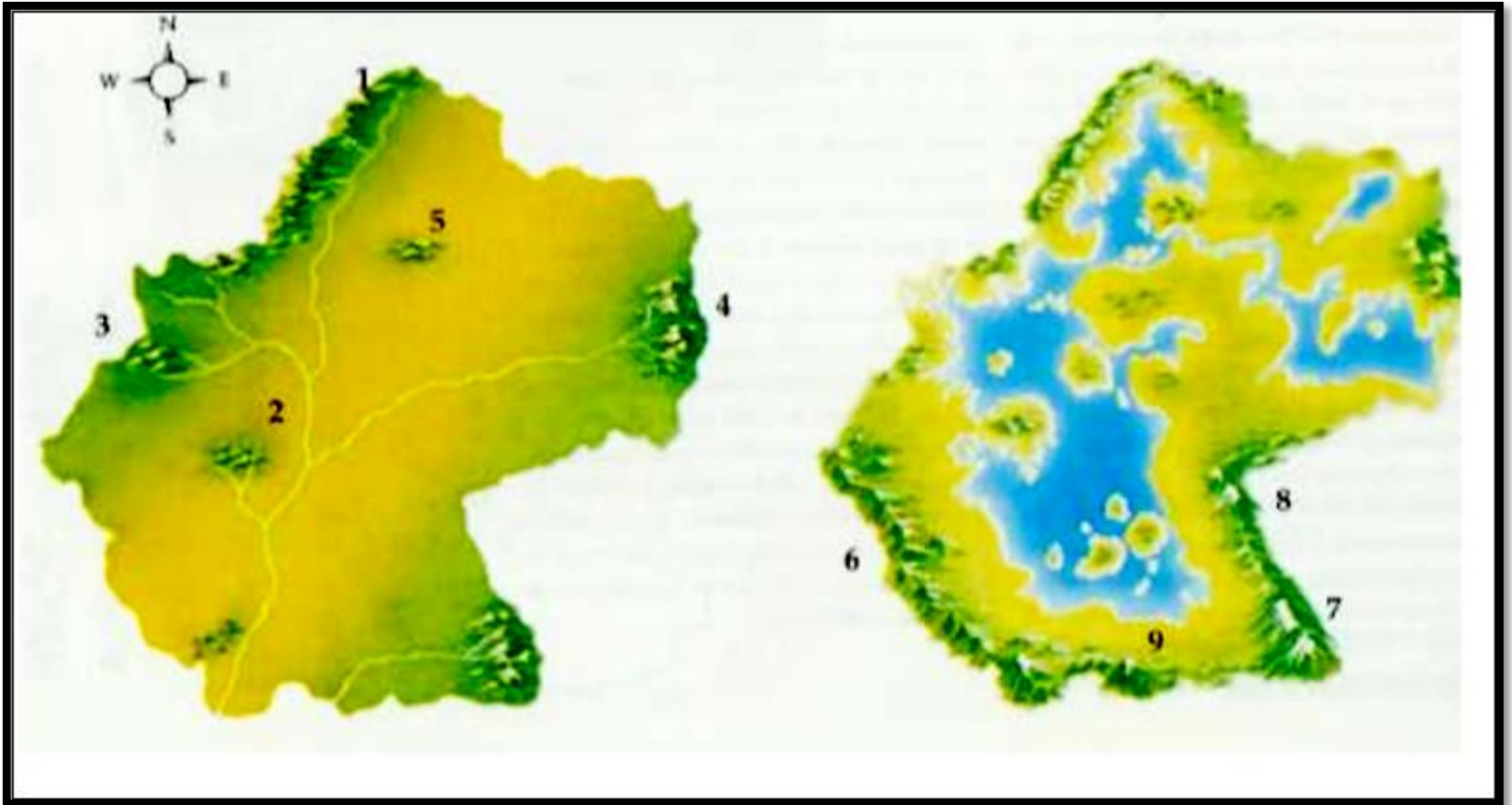


Figura (11).-Vista del cierre de la cuenca numerada por la formación de las sierras cuenca de México tomada ((Chávez- Aguirre et.al., 2008)

3.3.- Geología Estructural

Algunos autores como Marín-Córdova et al. (2004) y García-Palomo et. al. (2008) proponen diferentes tipos de estructuras geológicas para la cuenca de México y específicamente para la Sierra de Las Cruces, estos últimos autores plantean una serie de fallas en dirección NE-SW, que caracteriza a la Sierra de Las Cruces y pertenece a la zona de cizallamiento Tenochtitlán (de Cserna et al., 1988).

De acuerdo a los modelos de Mooser (1975), la cuenca de México cuenta con cuatro fosas: Cuautitlán, Peñones, Centro y Oaxtepec, las cuales, son separadas por grabens (bloques), orientados de NE-SW. Marín-Córdova et al. (1986), con base a la información geológica mencionada en párrafos anteriores, definen 16 fallas NE-SW.

3.4.- Zonificación geotécnica de la Cuenca de México

Se propuso que los materiales que constituyen la cuenca de México pueden ser clasificados en tres zonas geotécnicas principales, de acuerdo con la composición y la resistencia de la roca para fines de construcción. Marsal y Mazari (1969). En la zonificación de la Ciudad de México (Figura 12), se distinguen tres zonas de acuerdo al tipo de suelo:

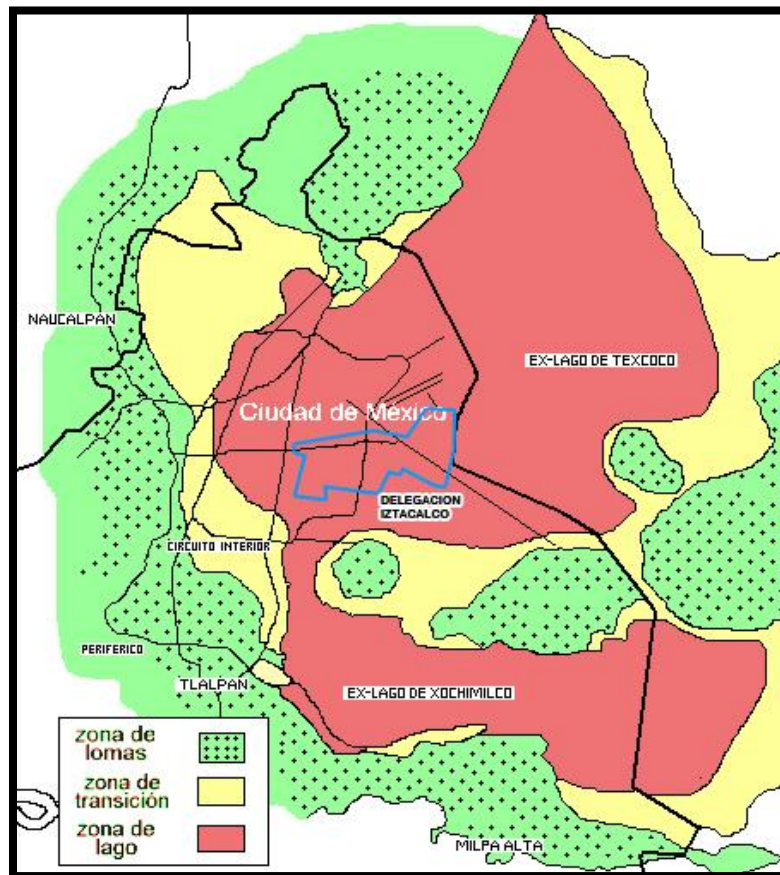


Figura (12).-"Zonificación de la cuenca de México"; Tomada del Sistema Sismológico Nacional

- Zona I, firme o de lomas: localizada en las partes más altas de la cuenca, está formada por rocas de alta resistencia y poco compresibles.
- Zona II o de transición: presenta características intermedias entre la Zonas I y III.
- Zona III o de Lago: localizada en las regiones donde antiguamente se encontraban lagos (lago de Texcoco, Lago de Xochimilco). El tipo de suelo consiste en depósitos lacustres muy blandos y compresibles con altos contenidos de agua, lo que

favorece la amplificación de las ondas sísmicas. Se caracteriza por grandes espesores de arcillas blandas de alta compresibilidad, que subyacen a una costra endurecida superficial de espesor variable, depende del espesor inicial y la consolidación inducida en cada sitio.

Actualmente los hundimientos en la ciudad de México se relacionan con la alta compresibilidad del material, del cual está constituido el subsuelo, por condiciones estratigráficas de éste y por la extracción del agua. Estos factores han provocado que la superficie del área metropolitana haya descendido continuamente. (Marsal y Mazari, 1969; Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera 1987,1990; Mazari y Alberro, 1990; Ramírez, 1990; Mazari, 1996; Lesser y Cortés, 1998).

Los hundimientos han sido registrados desde fines del siglo pasado, y su velocidad ha sido registrada por distintos investigadores (Mazari y Alberro, 1990 “Academia de la investigación científica et.al. 1995). Se estima que la mayor velocidad de hundimiento se registró entre 1950 y 1951, cuando alcanzo entre 35 y 46 cm al año, situación que llevo decretar la suspensión de perforación de pozos en 1954.

La problemática de los hundimientos tiene implicaciones ambientales y económicas, ya que la infraestructura urbana se encuentran en grave riesgo de sufrir fisuras lo que ha repercutido en un daño extensivo de los cimientos de los edificios, sistema de alcantarillados y carreteras, debido a que las capas de arcilla que recubren el valle presentan una débil compactación y una pobre resistencia a las estructuras que están sobre de ella.

3.5.- Bosquejo Geológico de la Zona de Estudio (Iztacalco)

El significado de *Iztacalco* viene de las palabras en nahuatl que por su toponimia y relación con términos de geotecnia e ingeniería civil: lugar de las casas blancas o casas de la sal, de Iztatl, sal, calli, casa, y, co, lugar. Esto sugiere el tipo de terrenos en donde se encontraba asentado este lugar.

Esta zona de pequeñas islas, pantanos y cañaverales, fue transformada en fértiles campos de cultivo, mediante el avanzado sistema de chinampa.

A la llegada de los españoles Iztacalco era uno de los muchos calpullis¹ de Tenochtitlán conformado por diversos barrios.

Las dos zonas que se presentan en esta tesis, se encuentran localizadas en la delegación Iztacalco, esta demarcación se encuentra hacia la porción centro-oriente del Distrito Federal, limita al norte con las delegaciones Venustiano Carranza y Cuauhtemoc, al poniente con Benito Juárez, al sur con Iztapalapa y al oriente con el municipio mexiquense de Nezahualcóyotl. Es la delegación más pequeña de las dieciséis delegaciones que comparten el territorio capitalino, con apenas 23,3 kilómetros cuadrados, y que alberga una población cercana a los 400 mil habitantes (Figura 13).

La primera zona de estudio es un complejo habitacional perteneciente a la unidad habitacional Infonavit, se localiza en la porción centro-suroeste de la delegación Iztacalco, sobre la Av. Canal de Tezontle, esquina con Av. Río Churubusco. La segunda zona es el Barrio de Santiago que se localiza en la porción centro suroeste de la delegación.

Como se muestra en la (Figura 14), podemos observar que las unidades que prevalecen en la parte más somera de la delegación son las que pertenecen a depósitos lacustres (Qla) y a los Depósitos aluviales (Qal). En los depósitos lacustres se agrupan los sedimentos clásticos y productos piroclásticos relacionados con la actividad volcánica del estratovolcán Popocatepetl y de la sierra Chichinautzin.

La información estratigráfica profunda se basa en datos tomados de cinco pozos de exploración: Copilco 1, Mixhuca 1, Roma 1, Texcoco 1 y Tulyehualco 1. Los pozos Mixhuca-1, Tulyehualco-1, Roma-1 con las profundidades respectivas 167, 300, 74 y 80 m, penetraron arcillas con intercalaciones de arenas, limos y dos horizontes de tobas líticas consolidadas. En este caso el pozo más cercano a la zona de estudio es el pozo Mixhuca 1. El rango de edades de las muestras estudiadas a partir de la estratigrafía extraída de este pozo, indica que las edades de estos materiales se encuentra dentro del rango de 4 800 a 4 600 años obtenidas por el método carbono 14, que sugiere que dichas rocas se formaron durante el Pleistoceno Tardío al Holoceno para estos depósitos lacustres, lo cual es

¹ **Calpulli** era una unidad social compleja, propia de la sociedad mexicana. Estaba compuesto por varias familias que se encargaban de funciones muy diversas. Se podría decir que era una de las clases altas de la sociedad. En ocasiones, varios calpulli se hallaban unidos en barrios y solían estar especializados en alguna actividad artesanal o profesional.

apoyado por la polaridad magnética normal calculada en materiales en piroclásticos de estos depósitos (Liddicoat y Coe, 1986).

En la tabla (1) se muestra que para los depósitos aluviales (Qal) tenemos material clástico fluvial acumulado actualmente con sedimentos lacustres y depósitos volcánicos del Cuaternario. Los espesores máximos son aproximadamente de de de 500 m, se encuentran en el centro de las depresiones y se adelgazan hacia las márgenes de la llanura. En los pozos Mixhuca-1, Tulyehualco-1, Roma-1 y P3 a las profundidades respectivas de 74, 330, 167, 520 y 300 a 500m se penetraron conglomerados y brechas con intercalaciones de arcillas tobas e inclusive derrames lávicos basálticos y andesíticos (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989).

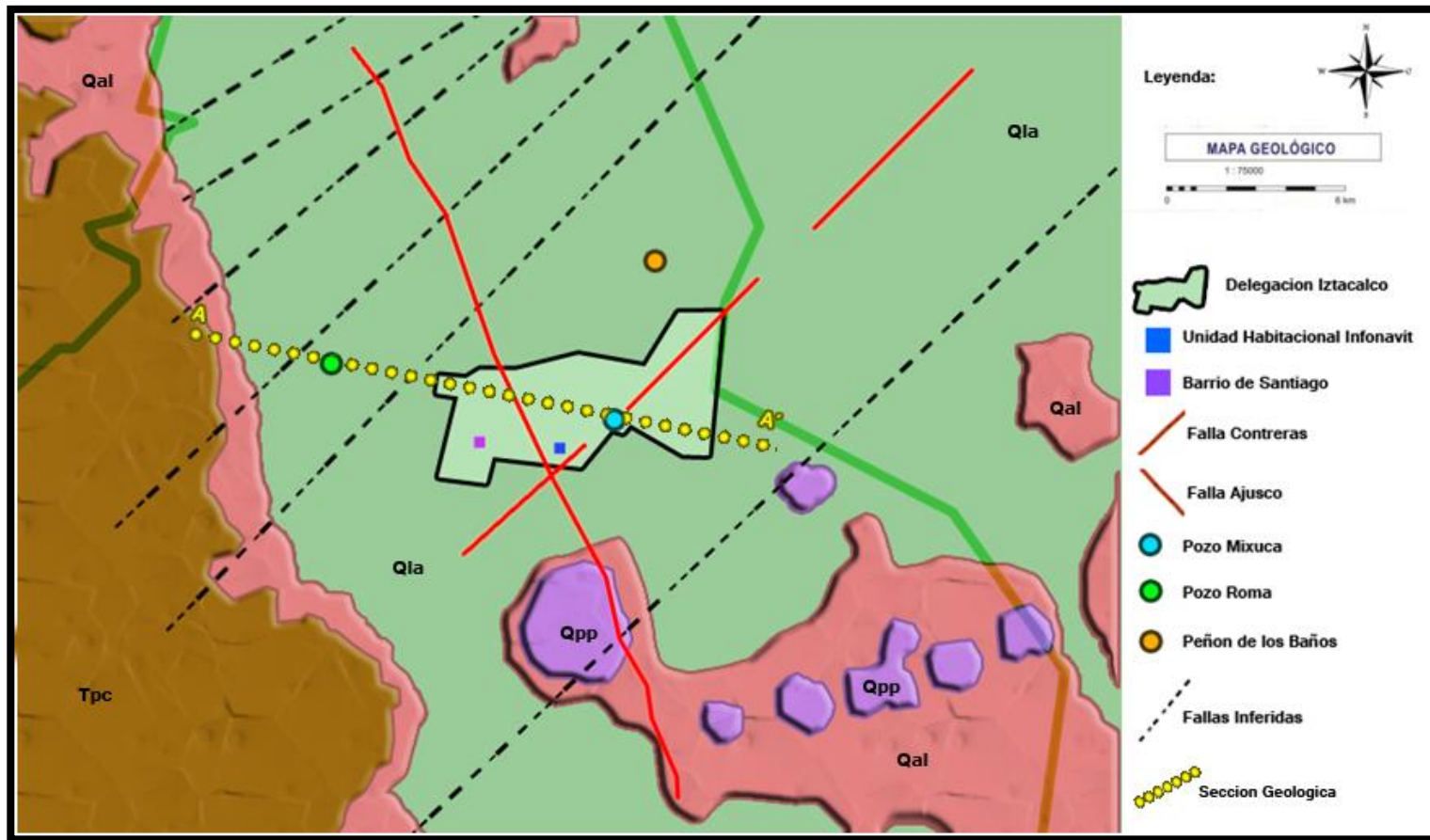


Figura (13).- Mapa Geológica de la zona de estudio, modificada de (SGM2005) y (Vázquez- Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989)

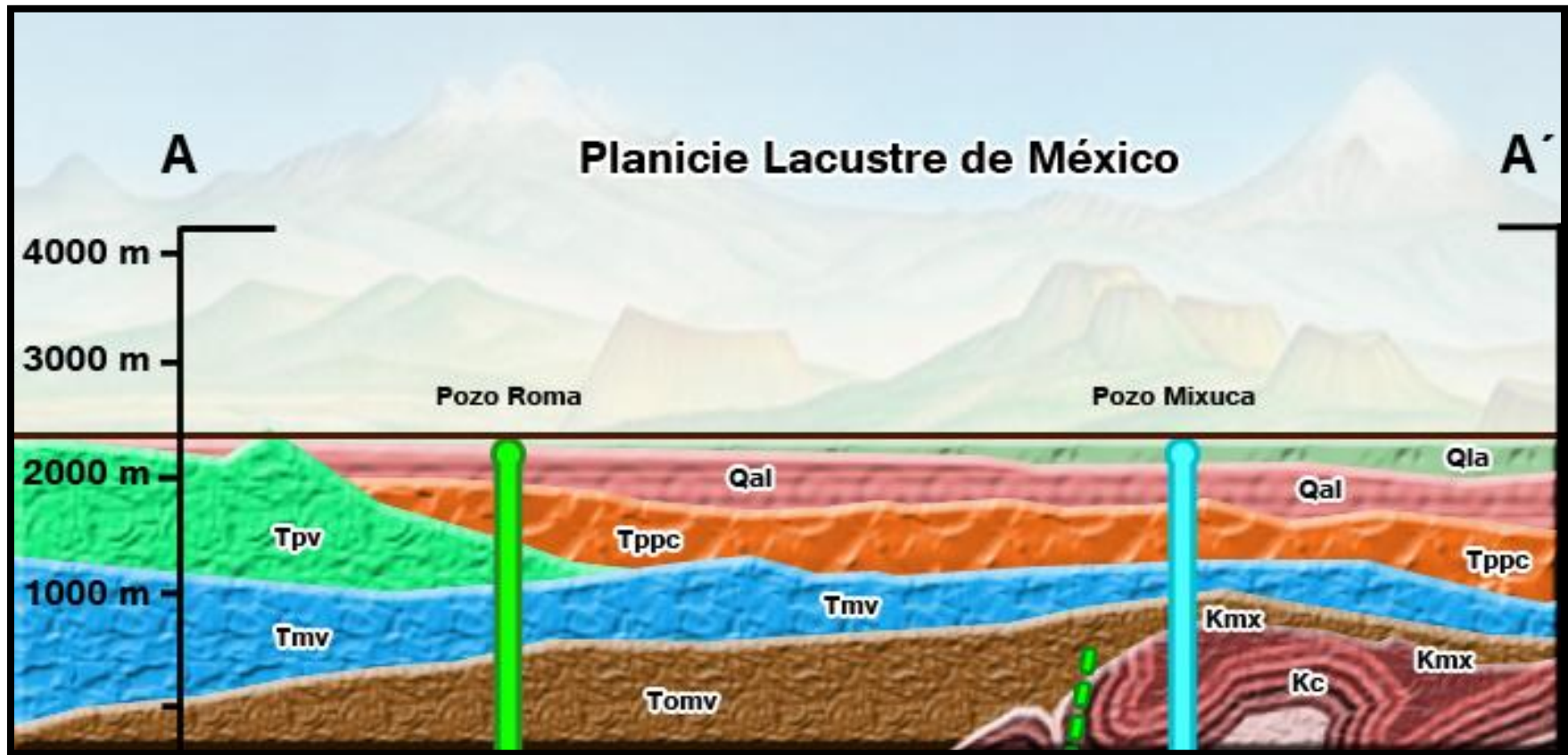


Figura (14).- Muestra la estratigrafía de los pozos Mixuca y Roma. Modificado de (Vázquez Sánchez y James Palomera, 1989)

CENOZOICO
<p>(Pleistoceno- Holeceno)</p> <ul style="list-style-type: none"> • Qla Sedimentos lacustres: arcillas, limos y arenas, con lentes locales de piroclastos. • Qal Aluvion con lentes de piroclastos. • Qpp formación el pino: secuencia de composición basáltica, andesítica, traquítica, constituida por derrames lávicos con intercalaciones de ceniza y lapilli.
<p>(Plioceno)</p> <ul style="list-style-type: none"> • Tppc depósitos piroclásticos y clásticos fluviales, con lentes locales de tierra diatomácea, margas y arcillas lacustres e interdigitados con unidades volcánicas.
<p>(Oligoceno-Mioceno)</p> <ul style="list-style-type: none"> • Tmv Rocas extrusivas del Mioceno medio y Tardío. Secuencia de tobas, brechas volcánicas, interestratificadas con el medio superior con derrames lávicos. La composición es principalmente andesítica y dacítica. • Tomv Rocas volcánicas del Oligoceno Tardío al Mioceno Temprano, secuencia de tobas, brechas volcánicas, aglomerados cubiertos o intercalados con derrames lávicos, cuya composición varia preferentemente de andesitica a dacitica.
MESOZOICO
<p>(Cretácico)</p> <ul style="list-style-type: none"> • Kmx Formación Mexcala: areniscas limolitas y lutitas interestratificadas rítmicamente • Kc Formación Cuautla: caliza fosilifera de estratificación gruesa en facies de banco marino, en capas medianas a delgadas en facies de cuenca con intercalaciones de lutita y limolitas.

Tabla (1) Muestra la explicación de las unidades litoestratigráficas. (Vázquez y Jaimes, 1989).

En este mapa geológico (Figura 13) también se pueden observar, las fallas inferidas por (Vázquez Sánchez y James Palomera, 1989) que están presentes en zonas aledañas al complejo habitacional estudiado.

Se han llevado a cabo estudios en la Delegación Iztacalco (Figura 15), en una zona cercana a la unidad habitacional Infonavit. Se realizaron dos pozos, uno geotécnico y el otro hidráulico. Una correlación de los resultados de los dos pozos permite conocer la litología de esa zona, en donde se encuentra constituida por arenas finas y arcillas en los primeros metros (Zamudio-Ángeles et al., 2010). La correlación entre ambos puede verse en la Figura 16.

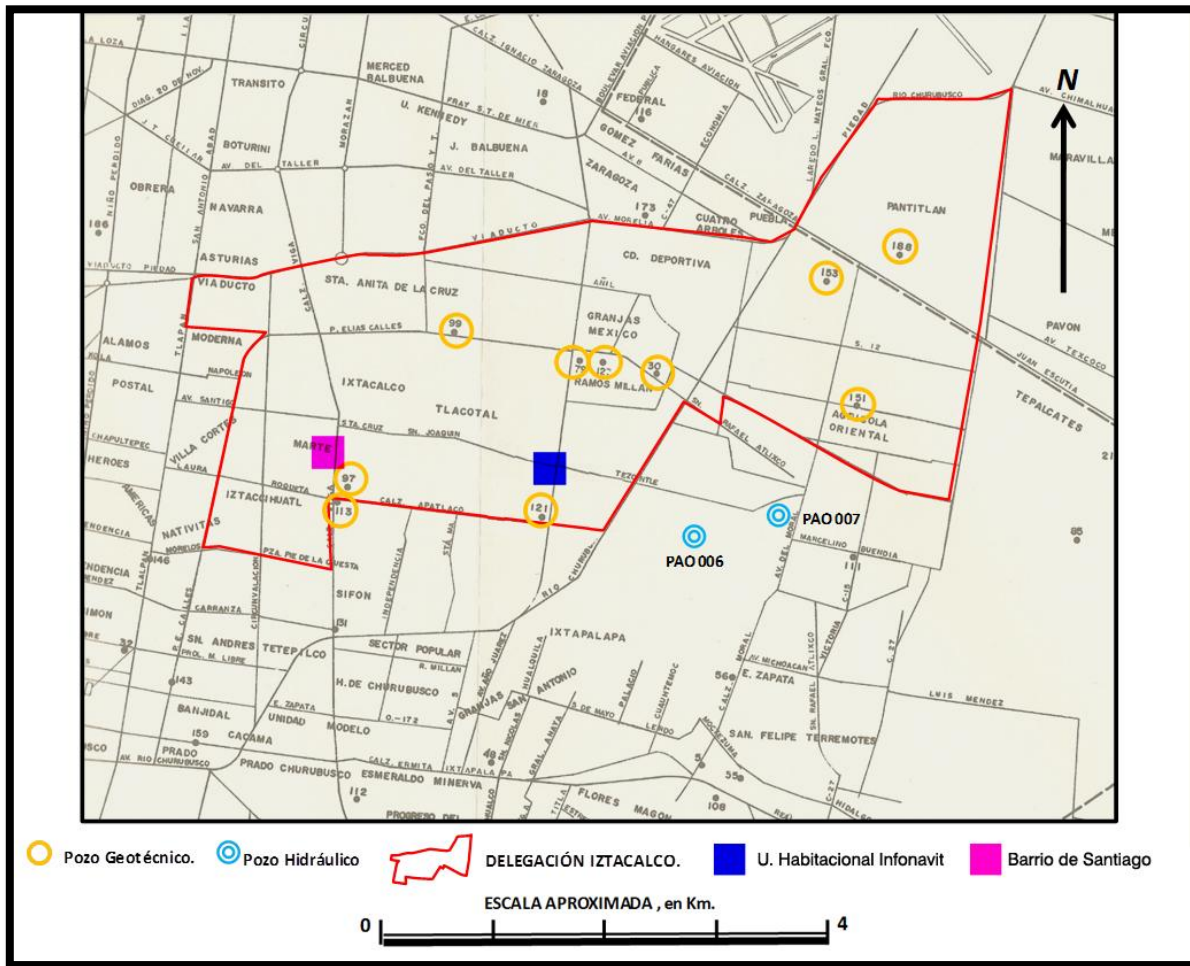


Figura (15).- Pozos y sondeos en la delegación Iztacalco (Modificada de Zamudio-Ángeles et al., 2010)

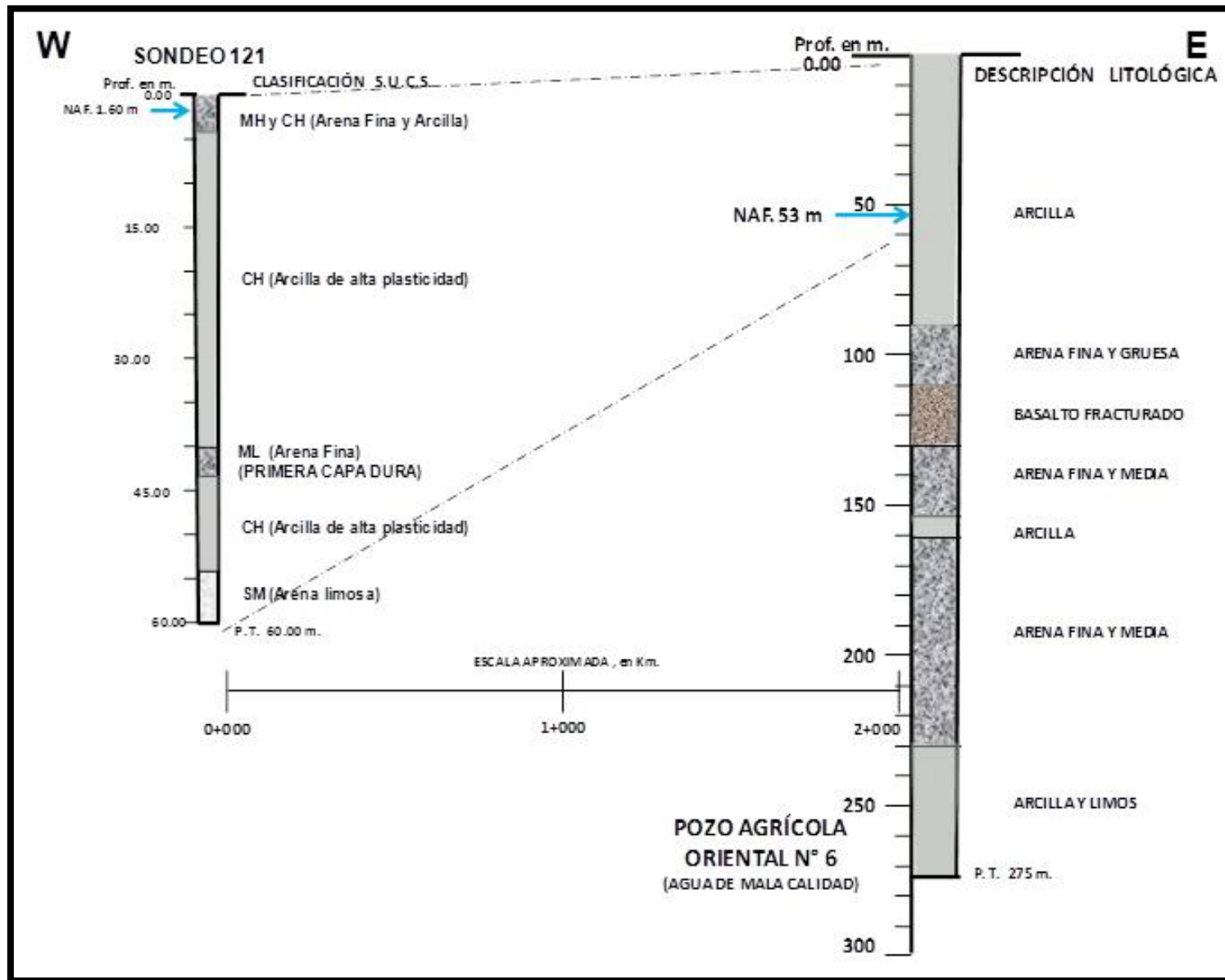


Figura (16). Pozos geotécnico (izquierda) e hidráulico (derecha) realizados en la delegación Iztacalco (tomado de Zamudio-Angeles et al. 2010)

Puede observarse que en área dominan las arcillas con intercalaciones de arenas finas, sobre arcillas con alta plasticidad. Esta clase de sedimentos pobremente consolidados presentan poca resistencia a estructuras que se construyen sobre ellas. Chavez et al. (2013) documentan un caso en la misma Delegación, que trata sobre el efecto en la inestabilidad de edificios en unidades habitacionales, provocando fisuras e inclinaciones riesgosas de los edificios que conforman dichas unidades.

Los resultados de estos estudios anteriores en la zona, mencionan haber encontrado la localización de los dos principales sistemas de falla que pasan por ese lugar y que presentan orientaciones E – W y NE – SW. (Zamudio-Ángeles et al., 2010). Así como también un estudio geofísico que nos menciona un intenso fracturamiento bajo la unidad habitacional La Concordia, y con dirección de las fracturas NE-SW y NW-SE. Debido a que la unidad está ubicada sobre una zona saturada. (Aguilar-Anaya et al., 2012).

Capítulo 4.- Procesamiento e Interpretación

Por lo tanto, en este trabajo se presentan los resultados a detalle dos zonas afectadas por fracturamiento de acuerdo al interés de la Dirección de Protección Civil de la Delegación. Esta Dirección solicitó estudiar varias áreas de esta Delegación y en particular en este estudio se presentan dos ejemplos: el Complejo Habitacional de Infonavit y el Barrio de Santiago En donde los edificios y casas habitación que las conforman presentan fuertes afectaciones en su obra civil (agrietamientos, subsidencia, etc.)

4.1.- Unidad Habitacional Infonavit

La construcción de este Conjunto Habitacional se realizó con la finalidad de crear un proyecto de viviendas para los trabajadores, que nació durante el gobierno del presidente Adolfo López Mateos en 1962. Esta unidad ocupó una superficie de 35 ha. Está conformada por 5 130 viviendas con una población cercana a las 23 000 personas. En esta unidad se podían encontrar en su inauguración instalaciones de servicio como un edificio social, zonas comerciales, centros deportivos, planteles educativos y un lago artificial de 6,000 m² de superficie, (Figura 17). Desafortunadamente, el mencionado lago tuvo que

ser desecado por la aparición de una fractura que afectó varios edificios aledaños provocada por el sismo de 1985. Por tal motivo, se construyó un parque en el 2004 sobre el ex lago de la unidad. Sin embargo, la aparición de nuevas fracturas y daños en las construcciones, además de una serie de hundimientos.

En la (Figura 18), se observa que existen 253 m aproximadamente de distancia, entre el complejo habitacional estudiado con lo que un día fuera el lago artificial anteriormente mencionado.

Se muestran las imágenes de 1973 (La Ciudad de México en el Tiempo, 2013) y la imagen actual (2012) obtenida de Google-Earth (2012). Es importante hacer notar, que aunque los edificios que forman la Unidad Habitacional no cambiaron mucho, desde el punto de vista arquitectónico, la desecación del lago produjo importantes efectos negativos sobre estas construcciones. Posiblemente la cimentaciones de muchos de los edificios sufrieron filtraciones de agua, ocasionando que el equilibrio hidrostático de los edificios y los sedimentos circundantes se rompiera (Chávez et al., 2013).



Figura (17).- Se muestra una comparación en Vista aérea de la Unidad Habitacional Infonavit Iztacalco, mostrando el lago en el año de 1973 y su vista actual.

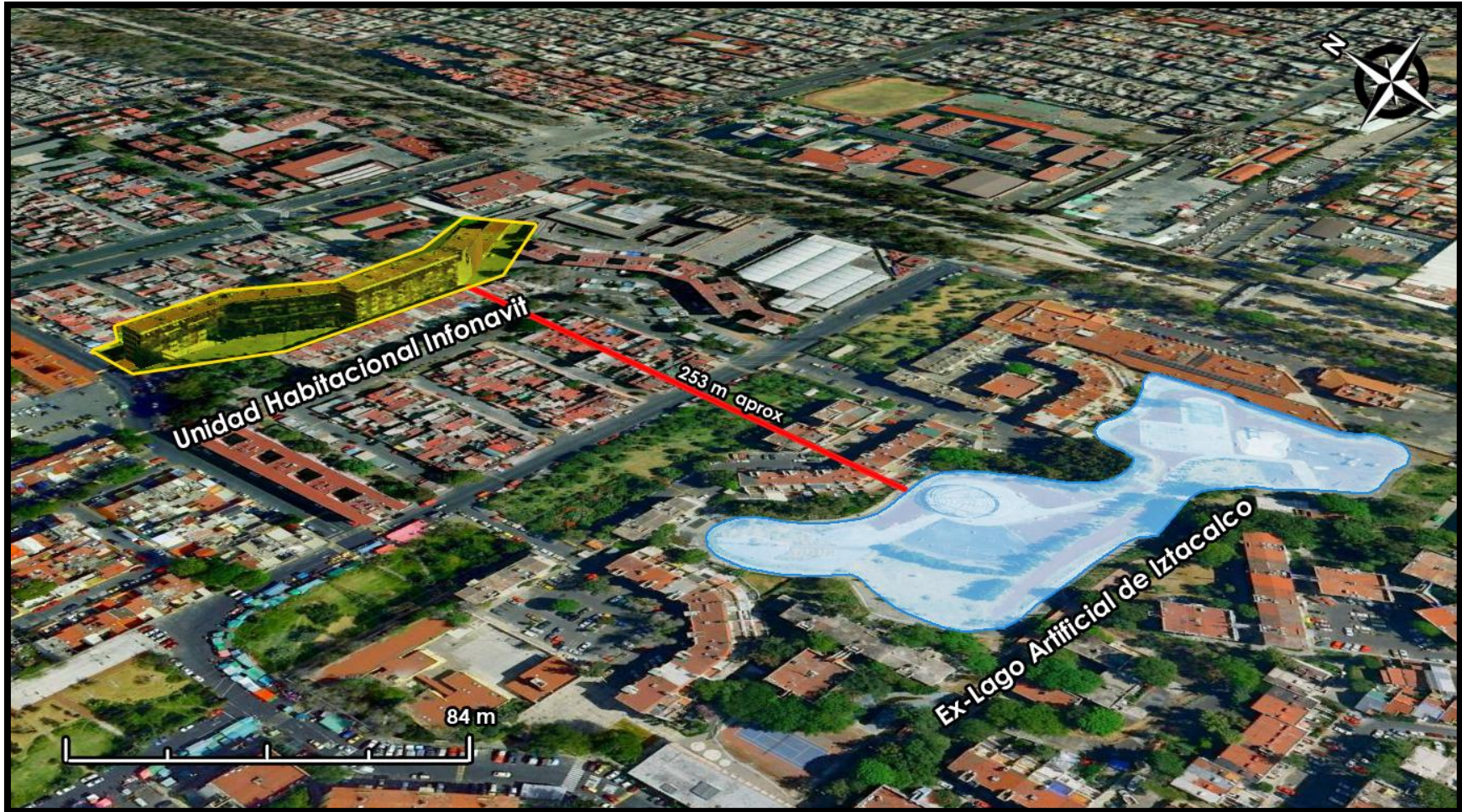


Figura (18).-Ubicación del Ex lago de Iztacalco con respecto a la zona de estudio unidad habitacional Infonavit.

El complejo habitacional consta de 4 edificios de 5 plantas cada uno. Dirección de Protección civil de la Delegación Iztacalco señala que esta estructura presenta fuertes daños en su base, fisuras y grietas significativas, además de una separación importante entre los edificios que la conforman.

Se realizaron 4 líneas tabla (2), en donde se intentó rodear un edificio que presenta hundimientos y fisuras en su estructura, (Figura 19).

En esta zona se realizó el levantamiento con 5 receptores.

Perfil	Configuración (OhmMapper)	Separación (m)	Longitud de Línea (m)
1	TR-5	2.0	50
2	TR-5	2.0	100
3	TR-5	2.0	150
4	TR-5	2.0	80
		Total	380

Tabla (2).-información de los perfiles

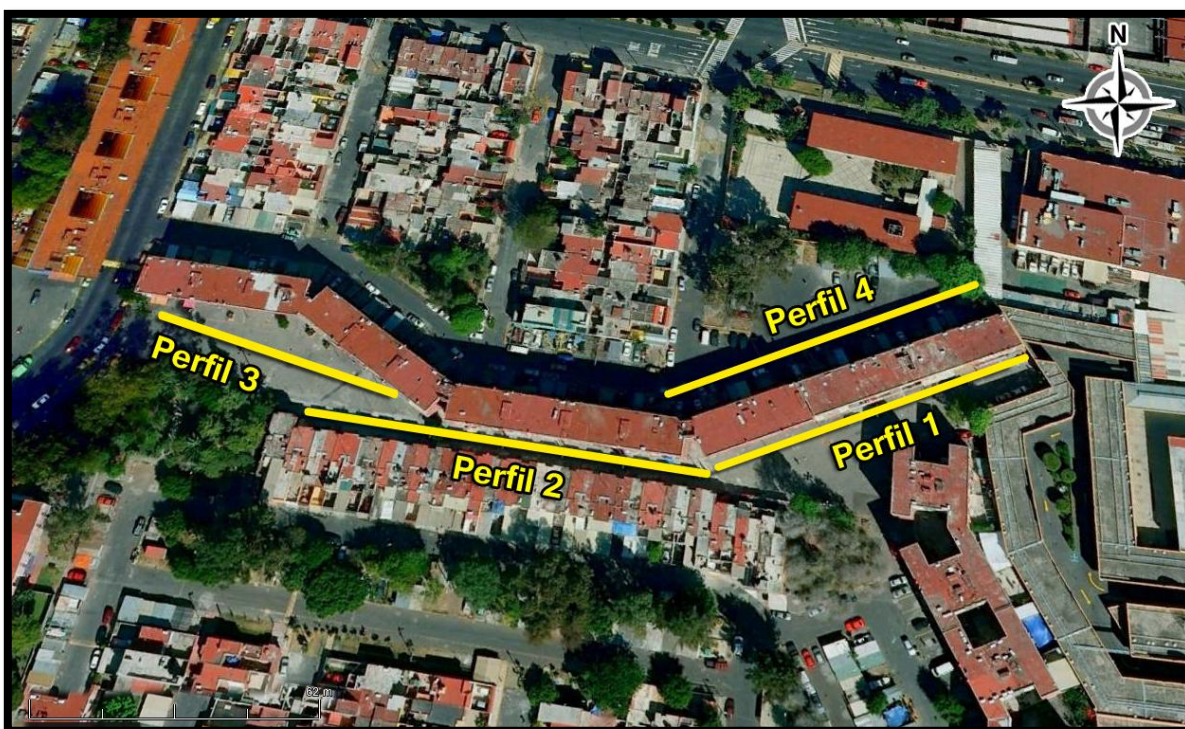


Figura (19).- localización de los perfiles

4.1.1.-Descripción de los modelos del Complejo Habitacional Infonavit

A partir de los datos obtenidos se generaron cuatro modelos bidimensionales, los cuales corresponden a cada una de las líneas de estudio de acuerdo a la distribución mostrada en la (Figura 20). Los resultados y observaciones correspondientes se presentan a continuación.

En esta zona se pueden percibir a simple vista una amplia serie de rellenos de concreto, tanto cerca como alejados de las coladeras, también es apreciable que el suelo se encuentra fracturado, de igual manera se observa una serie de hundimientos en la parte baja de los edificios.

Como se había mencionado anteriormente, la razón de que existan altas resistividades se pueden adjudicar a la presencia de coladeras, tubos de drenaje, rellenos en la superficie etc. y las bajas resistividades que se observan, se pueden asociar a diversos hundimientos causados por filtraciones, o por concentraciones de agua.

Se pretende inferir la distribución de las fracturas en la zona de estudio, mediante los contrastes que representan cambios de material o discontinuidades en el medio.

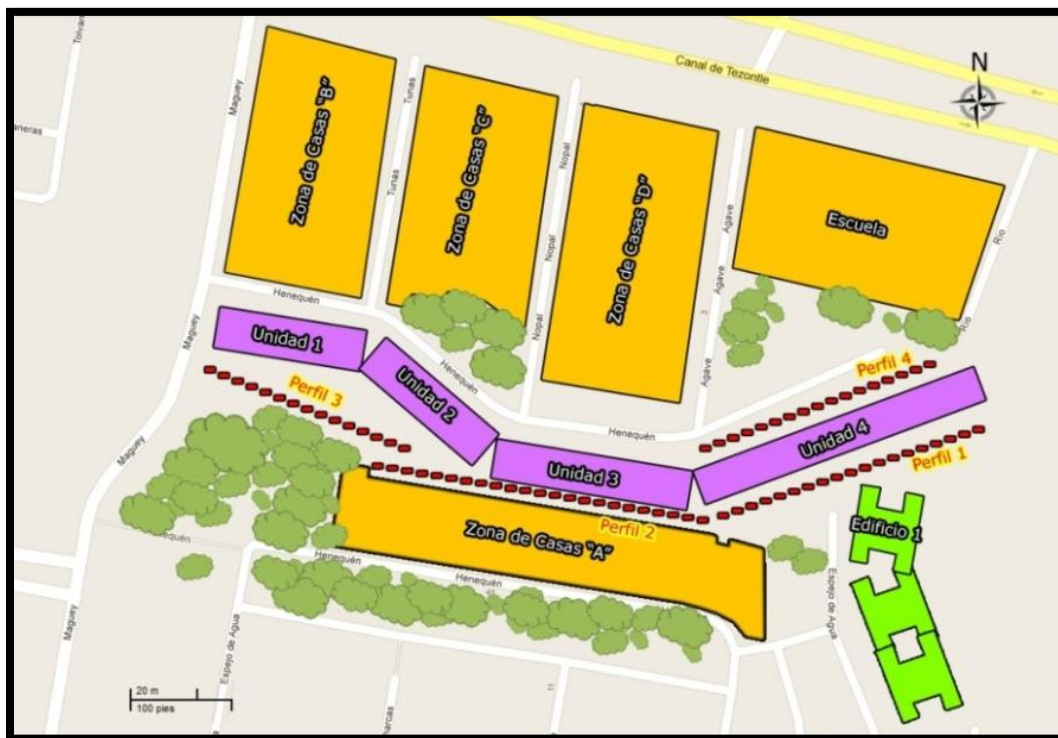


Figura (20).- Diagrama de zonificación de la Unidad Habitacional Infonavit

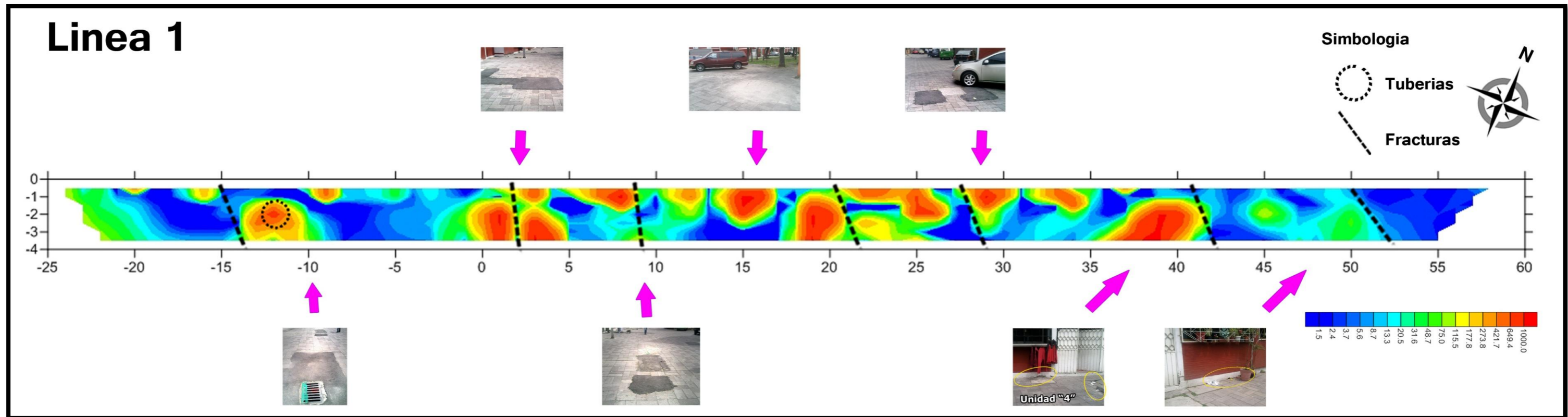


Figura (21).- Modelo geoléctrico de la línea 1 y características

La línea 1 abarca la Unidad 4 y se observa el material de alta resistividad con más frecuencia acompañado de varias discontinuidades que van desde la superficie hasta las zonas de mayor profundidad en el perfil, en este se puede destacar con anomalías y fracturas inferidas que se encuentran en $x = -12, 3, 9, 22, 28, 43$ y 52 . Y a partir de $x = 43$ aproximadamente se puede observar lo que podríamos inferir como una zona altamente saturada de agua (Figura 21).

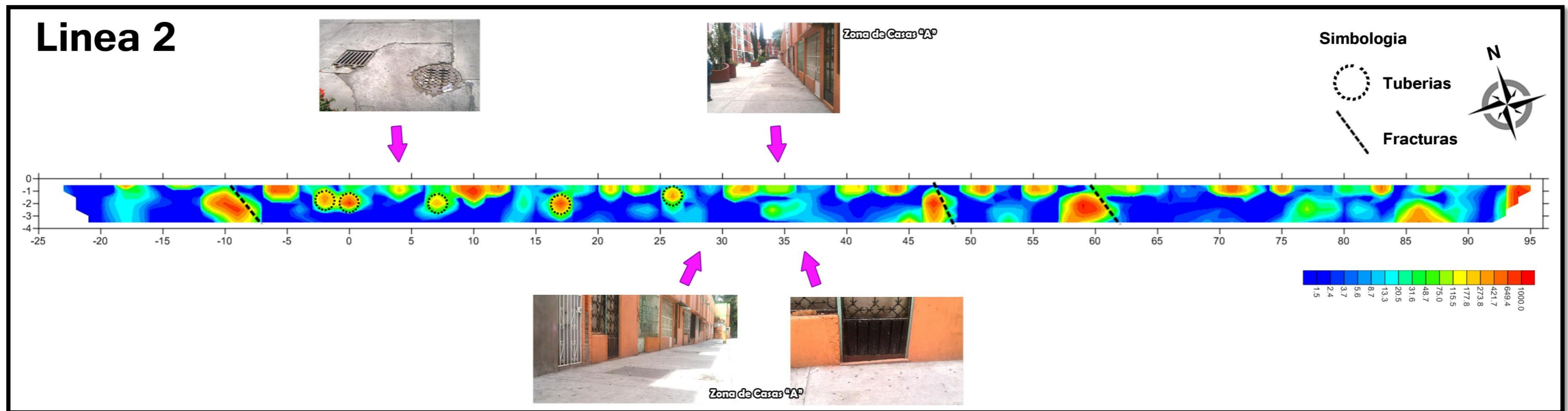


Figura (22).- Modelo geoelectrico de la línea 2 y características.

La línea 2 abarca la Unidad 3, y en el modelo se puede notar que siguen prevaleciendo las bajas resistividades a lo largo de todo el perfil, siendo afectado por discontinuidades de valores de resistividades altas. Comparada con todo el medio, podemos destacar 3 discontinuidades significativas en $x=-8$, 48 y 63, que no tienen gran dimensión ni una forma específica pero atraviesan el perfil verticalmente (Figura 22).

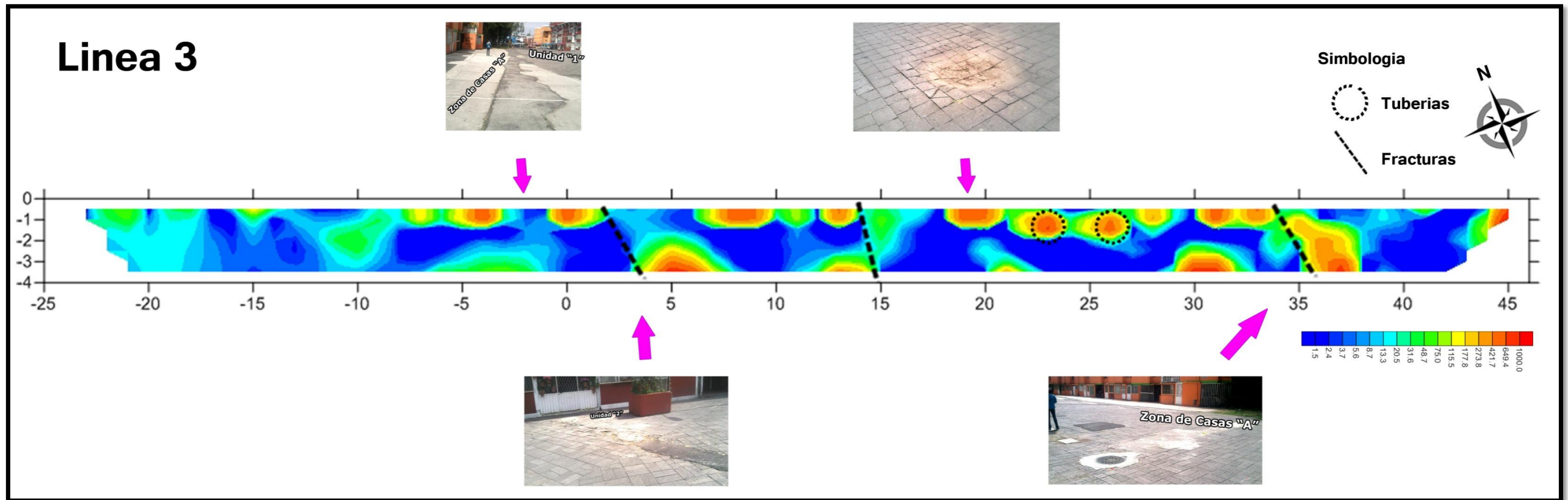


Figura (23).- Modelo geoelectrico de la línea 3 y características

La línea 3 abarca las unidades 1 y 2 la profundidad máxima que se puede observar en este perfil es de aproximadamente 4 m , y podemos notar que se tienen primordialmente resistividades bajas a lo largo de todo el perfil, a diferencia de la parte superficial a 1o 2m de profundidad donde existen valores de resistividades más altas, pudiendo inferirse que se deben a coladeras, tuberías y relleno por la geometría que presentan, así también se observan discontinuidades muy marcadas que cruzan el perfil verticalmente en los puntos $x=5m$, $x=15m$, $x=35m$ (Figura 23).

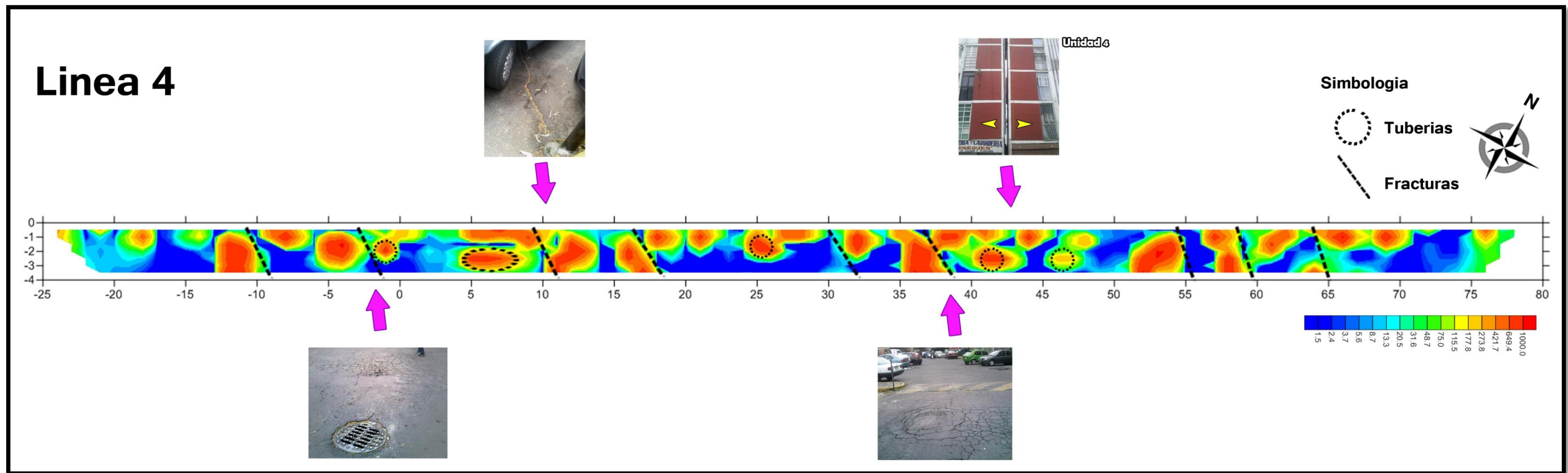


Figura (24).- Modelo geoelectrico de la línea 4 y características

La línea 4 se encuentra paralela a la línea 1, en comparación con los perfiles anteriores, podemos observar que en este perfil se encuentran un mayor número de contraste de resistividad a lo largo de todo el perfil, haciendo destacar los más significativos en los puntos $x=-10, 0, 10, 18, 30, 38, 55, 60$ y 65 aproximadamente.

La finalidad de este perfil, fue comparar sus resultados con los de la línea 1 (Figura 36), una diferencia que se pudo apreciar y que puede ser significativa es el tipo de suelo que se tuvo en los dos perfiles, la presencia de asfalto en la superficie de la línea 4 y adoquín en la línea 1, debido a esta característica los hundimientos se pueden apreciar de una manera más significativa así como las fracturas que no han sido reparadas o rellenadas (Figura 24).

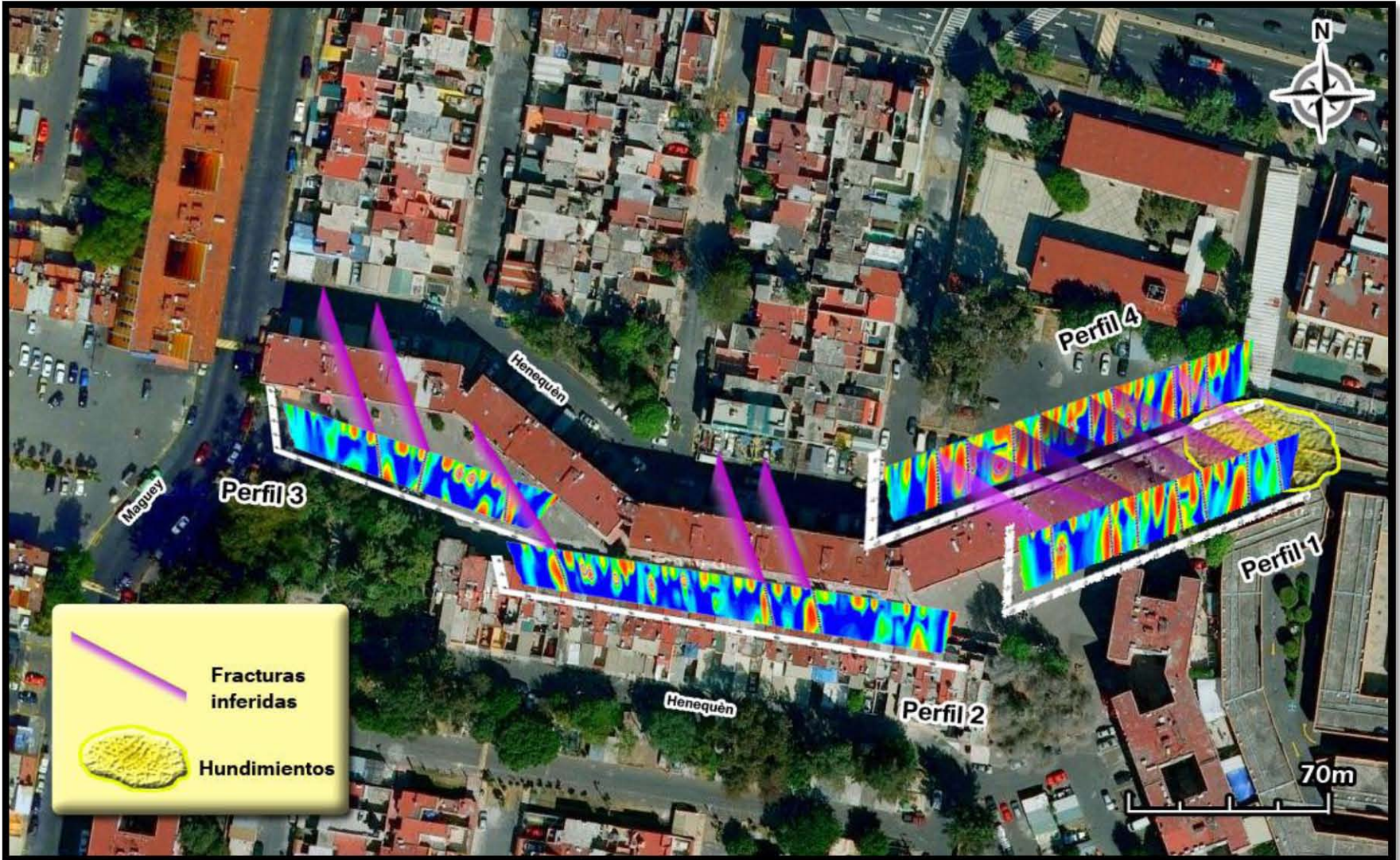


Figura (25).- Imagen completa de las cuatro líneas en el Complejo de la Unidad Habitacional Infonavit.

Los resultados obtenidos de las cuatro líneas se pueden observar en la Figura 25, donde los valores altos de resistividad (colores en rojo $\sim 10,000$ Ohm-m) corresponden a zonas de relleno, tuberías y posiblemente a fracturamiento en el subsuelo. En azul, los valores de resistividad son más bajos (1 a 20 Ohm-m). También se puede notar la relación entre el perfil 1 y 4 donde se logra apreciar la abertura que se está presentando entre el edificio 1 y 2, este efecto del terreno es muy probable que se deba a la zona de alta saturación de agua, que aparece en la mayor parte de los perfiles de TRE a profundidad. Las arcillas que soportan a esta estructura poseen una alta concentración de agua, por lo que el conjunto habitacional parece 'flotar' en ellas. Esta situación provoca una fuerte inestabilidad estructural, produciendo las grietas observadas en esta construcción y las fracturas observadas. Por lo que es posible que la cimentación de estos edificios posea filtraciones, ocasionando la inestabilidad de los mismos.

Por lo tanto, los valores de alta resistividad y las bajas resistividades que se observan, se pueden asociar a diversos hundimientos causados por filtraciones de agua, o por altas concentraciones de este fluido en las arcillas que soportan al Complejo. En líneas de color magenta se infieren las principales fracturas en el subsuelo, muchas de ellas han sido correlacionadas en superficie. Es importante hacer notar que las fracturas inferidas presentan una orientación NW-SE.

4.2.- Barrio de Santiago

El barrio de Santiago se encuentra a las orillas del canal de la Viga, que ya existía desde tiempos prehispánicos.

El tráfico lacustre, principalmente de mercancías, fue importante en el México prehispánico. Se estima que existían más de 2000 canoas navegando por dicho canal transportando mercancías y gente, 4 grandes puertos y múltiples embarcaderos (Chávez, 1994). Se le denominaba Canal de la Viga, debido a la viga que se colocaba bajo el puente y no permitía el paso a los productores si no pagaban la alcabala². En 1850 se introdujo el primer barco de vapor en el valle de México, el cual realizaba su recorrido a través del canal desde la ciudad de México hasta Xochimilco. Por esa misma época, Iztacalco y sus pueblos chinamperos se convirtieron en uno de los principales paseos para los habitantes de la ciudad.

El canal de la Viga fue un importante medio de comunicación lacustre por el que pasaron desde tiempos muy antiguos, gran parte de los productos que abastecieron a los habitantes de la ciudad de México. El canal de acuerdo con un plano de 1877 iniciaba en la población de Chalco, seguía por Xico, después atravesaba el dique de Tláhuac (que dividía los lagos de Chalco y Xochimilco) hasta entrar a la ciudad de México. (Peralta-Flores, 2010) Los habitantes del Valle de México, desde la época prehispánica mantuvieron una estrecha relación con el medio lacustre a través de la navegación, sin embargo, esta actividad se vio sumamente afectada a partir de la segunda mitad del siglo XVI por los proyectos de desecación de los lagos. Sin embargo, la circulación de canoas por los canales y acequias siguió siendo una actividad cotidiana entre la población indígena.

Por el canal de la Viga fueron transportados artículos y alimentos locales, todos los productos tenían que pasar para su control por la garita de la Viga, (Figura 26) edificio construido en 1604, todas las embarcaciones que transportaban productos por el canal pagaban impuestos de acuerdo con el tipo de mercancía que llevaban.

² Impuesto de la Época Colonial en México



Figura (26). - La Garita y Puente de la Viga, en donde se aprecian los dos “ojos” por donde pasaban las canoas (Peralta-Flores, 2010)

El embellecimiento del Paseo de la Viga fue motivo de atención para el ayuntamiento de la ciudad de México. En 1901 se autorizaron 400 pesos para trasladar dos estatuas aztecas, la de Ahuízotl y la de Itzcóatl, conocidos como los “indios Verdes”, de la entrada del Paseo de la Reforma, en donde originalmente el Gobierno de Porfirio Díaz los colocara; al Paseo de la Viga. La estatua de Cuauhtémoc también formó parte del ornato de este paseo, la cual se inauguró en agosto de 1869 por el ayuntamiento y fue colocada frente al puente de Jamaica.

A finales del siglo XIX y principios del XX el canal comenzó su decadencia, entre los motivos de su pérdida podemos citar el aumento de población que implicó una acelerada ocupación de tierras con fines habitacionales e industriales, así como la necesidad de construir más vías terrestres, lo que afectó seriamente la red de canales al cortar la comunicación de varias rías de agua. Otra causa que influyó en la extinción de los canales fue la entubación del agua de los manantiales y ríos del valle de México. Esto afectó seriamente el nivel del agua de los canales en especial el de la Viga, quedando sin corriente y con agua estancada, de ahí que fuesen considerados de alto riesgo para la salud de la población (Peralta-Flores, 2010).

En 1940 el canal comenzó a ser rellenado y para 1957 fue pavimentado para dar paso a la actual Calzada de la Viga. Con la construcción de la Línea 9 del metro, en el año de 1984, la dirección de salvamento arqueológico del Instituto Nacional de Antropología e Historia realizó el estudio arqueológico de La Viga. Durante las excavaciones se registraron restos de los materiales y sistemas constructivos del canal, embarcadero, puente y garita de la Viga, lo que permitió definir las medidas de los espacios arquitectónicos, entre otros aspectos. En la actualidad queda como único testimonio de lo que fue el famoso canal de la Viga, la calzada que lleva su nombre.

En la (Figura 27) podemos notar las diferencias que existen para diferentes épocas de esta zona de la Calzada de la Viga. Así como la ubicación y la distancia del Barrio de Santiago. En la (Figura 28), se puede observar la zona de estudio, con la presencia de numerosos campos de cultivos, que se han mencionado anteriormente. Así mismo se muestra la comparación con su situación actual donde el asentamiento de la mancha urbana se ha extendido en toda la región oriente del Valle de México.

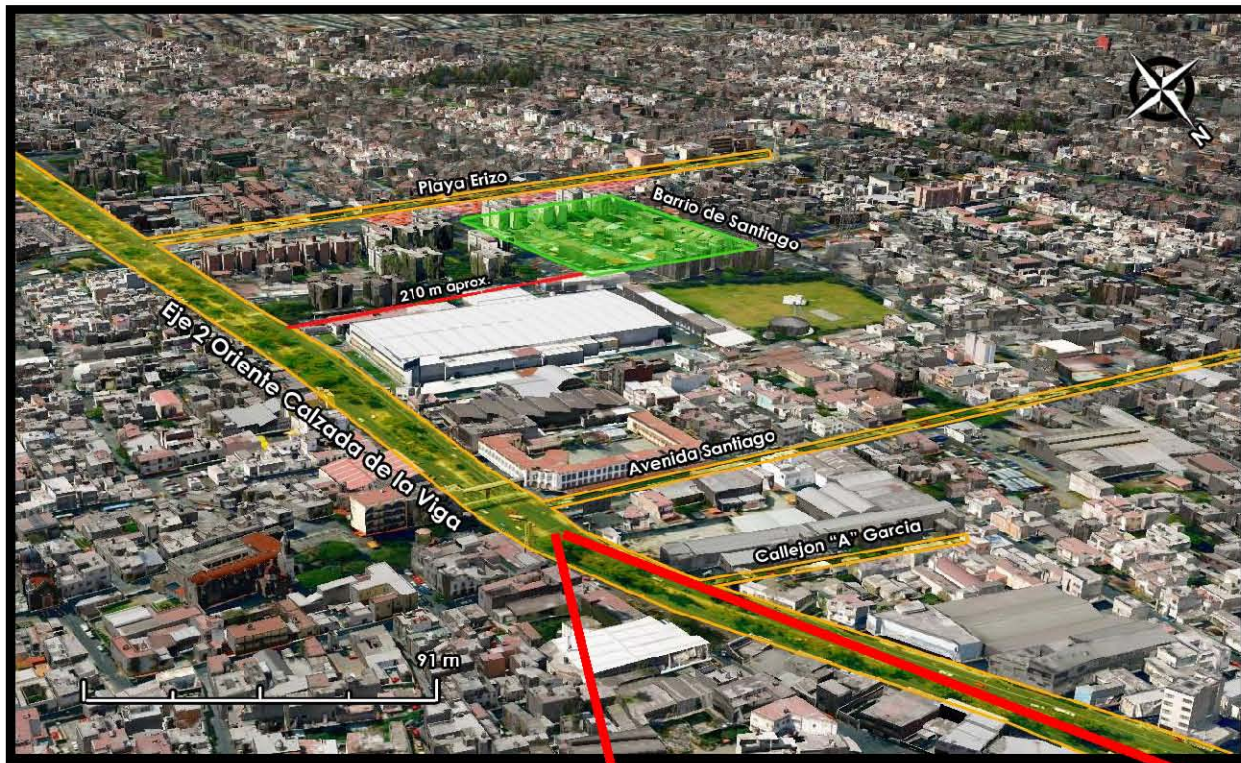


Figura (27).- La actual Calzada de la Viga, entre la calle de Santiago y el Callejón 64 García, que se transformó por completo; en la imagen antigua podemos ver las aguas del Canal de la Viga, que fue desecado hacia la mitad del siglo pasado. De aquel panorama sólo queda la construcción del centro, en la esquina con Zapotla, que hoy está abandonada.



Figura (28).- Imagen aérea de 1955 captada desde la Calzada de Tlalpan hacia el oriente, con las colonias Nativitas y Villa de Cortés en primer plano. Pasando el canal que hoy es la avenida Plutarco Elías Calles se extiende el terreno de los fraccionamientos Reforma Iztaccíhuatl y Militar Marte, apenas con algunas calles trazadas. Al fondo de la toma sobresale la silueta del Peñón Viejo. (9-11-1955)

Imagen: ICA/Aerofoto

4.2.1.-Zona 2 "Barrio de Santiago"

En esta zona se llevaron a cabo 4 largos perfiles de TRE-2D capacitiva, de forma tal de rodear las unidades habitacionales que mostraron daño en su estructura. El equipo solo pudo funcionar en esta ocasión con solo 4 receptores, debido al daño que sufrió uno de los receptores (Figura 29), por lo que la profundidad de penetración disminuyó. Sin embargo se pudo obtener buena información del subsuelo en sus primeros 4 m de profundidad.

Perfil	Configuración (Ohm-Mapper)	Separación (m)	Longitud de Línea (m)
Erizo	TR-4	2.5	150
Rosarito	TR-4	2.5	110
Icacos	TR-4	2.5	150
Cortez	TR-4	2.5	145
		Total	555

Tabla (3).-información de los perfiles.



Figura (29).- localización de los perfiles

4.2.2.-Descripción de los modelos de Barrio de Santiago

Tras el procesamiento de los datos obtenidos en la zona Habitacional del Barrio de Santiago, se obtuvieron cuatro modelos, correspondientes a cada uno de los perfiles estudiados. Se pueden observar anomalías de alta resistividad en contraste con otras de baja resistividad, esto se puede asociar a cambios muy someros en el subsuelo de la resistividad medida.

En el área de estudio fue posible observar superficialmente que el pavimento se encuentra altamente fracturado a lo largo de las calles, repetidamente. Debido a esto es posible inferir que las anomalías de alta resistividad que se muestran en los modelos son debido a los excesivos rellenos de asfalto así como a la presencia de diversas coladeras, algunas tomas de agua y tubos de drenaje que se presentan en el lugar. Por otro lado, las bajas resistividades se pueden asociar a la saturación de agua en el terreno que provoca hundimientos.

Estos modelos se realizan con la finalidad de poder determinar la distribución de las fracturas en la zona de estudio, mediante los cambios de resistividades o discontinuidades observadas en los modelos.

En la (Figura 30) se muestra un diagrama de zonificación de la zona que ayuda a visualizar las construcciones civiles que conforman esta zona.

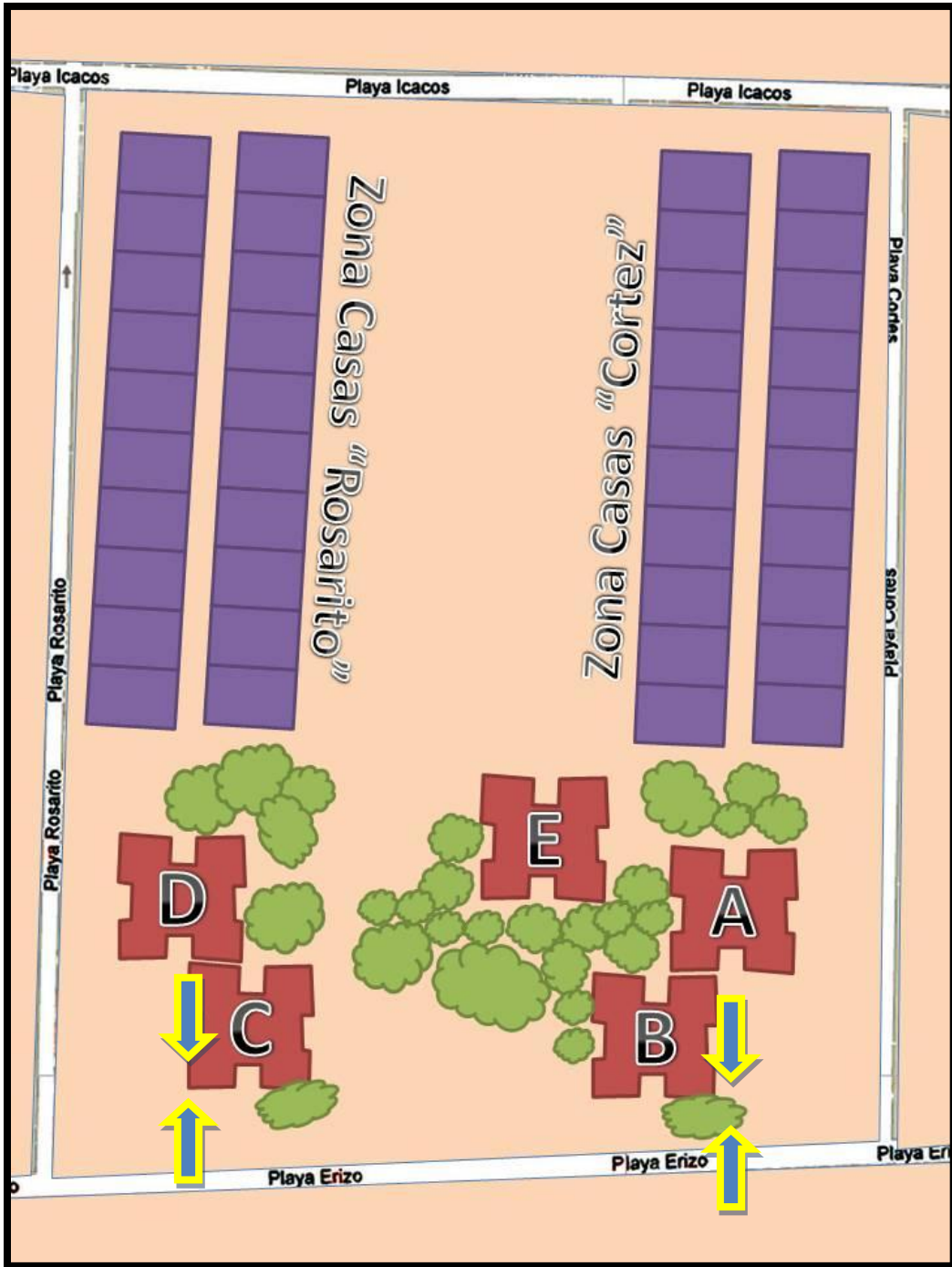


Figura (30).-Diagrama de zonificación del Barrio de Santiago.

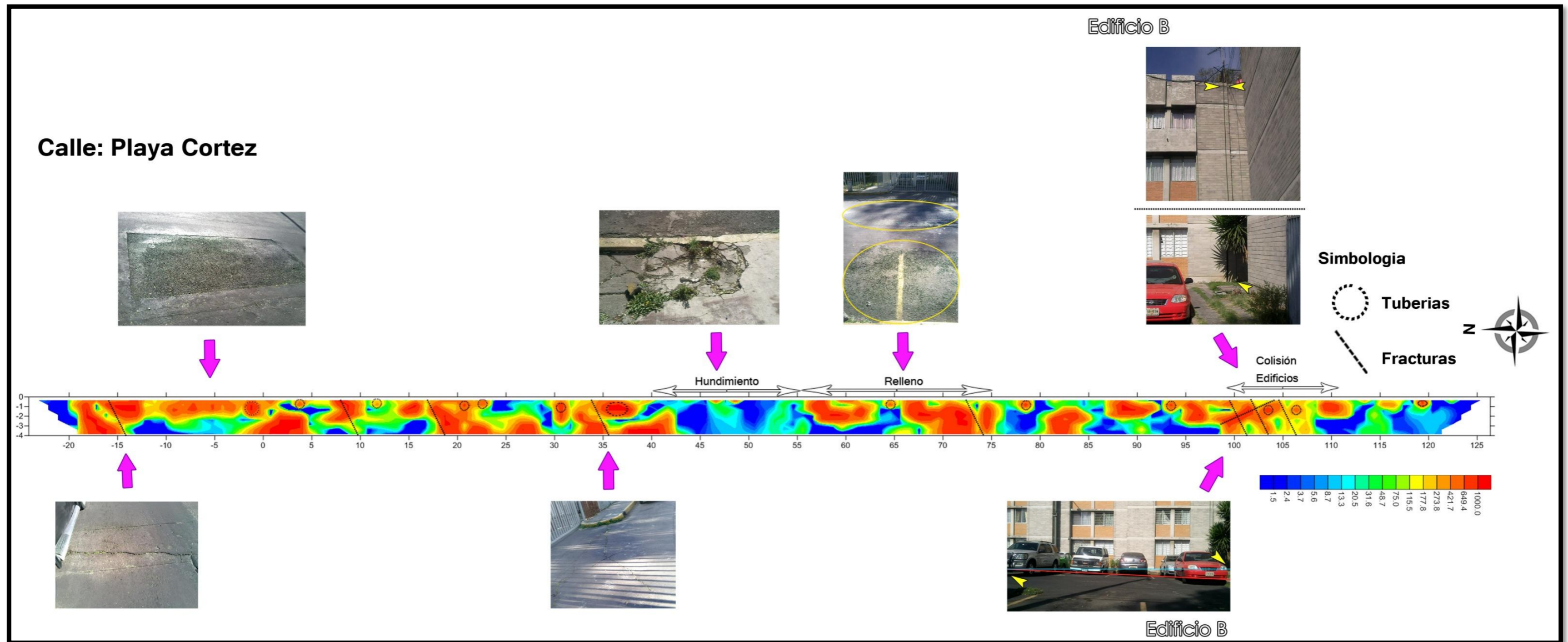


Figura (31).- Perfil de resistividades, Playa Cortez

El primer perfil se realizó en la calle de Playa Cortez (Figura 31). Las resistividades presentan un rango de variación entre 0 ohm-m hasta 900 ohm-m, que comprende principalmente dos horizontes geoelectricos, uno de contraste de resistividades altas que van de los 350 ohm-m a 900 ohm-m. Mientras que el de baja resistividad va de 0 ohm- a 200 Ohm-m.

Cabe mencionar que la zona presenta grandes contrastes de resistividad a lo largo del perfil, con anomalías de resistividades altas se mantiene de la superficie hasta los 2 metros, que podrían ser rellenos, así como también se observa una zona de baja resistividad que va desde el punto $x=43$ a $x=56$, que coincide con una zona de hundimiento que fue vista en superficie, seguida de una anomalía de alta resistividad que se infiere como un relleno que va de $x=55$ a $x=78$. Así también hay que destacar un conjunto de anomalías de alta resistividad con una dirección diferente entre sí, que van desde el punto $x=98$ hasta $x=105$ m y que inferimos que es la zona de colisión de los edificios A y B.

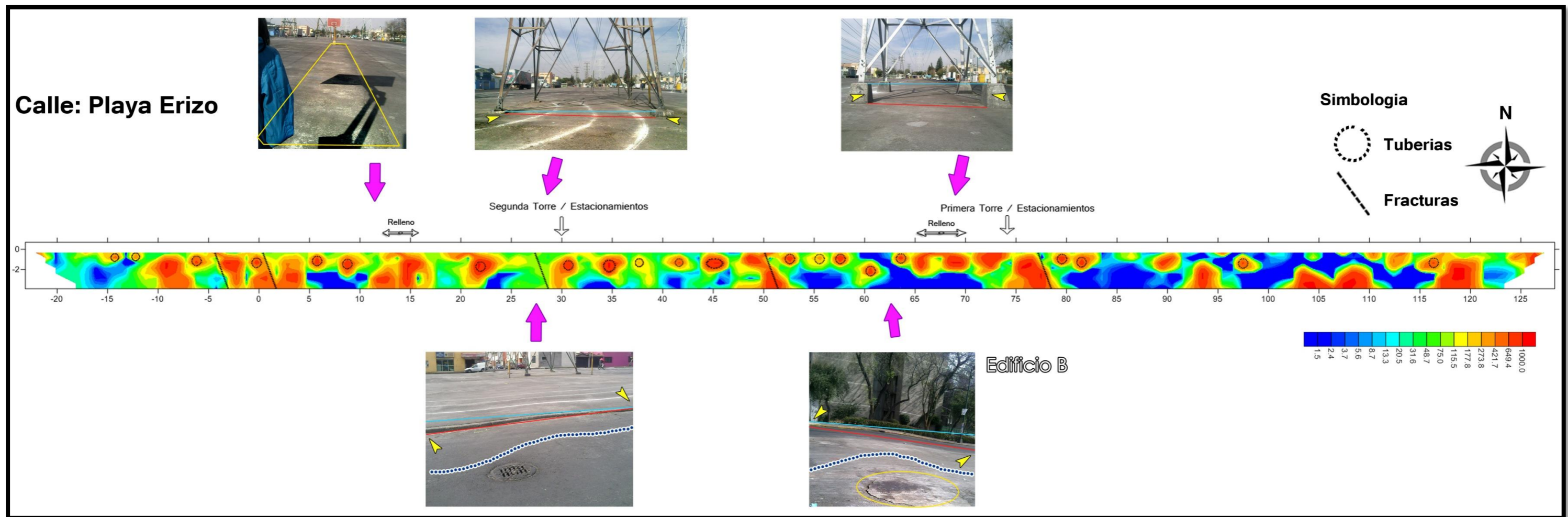


Figura (32).- perfil de resistividades, Playa Erizo

El segundo perfil se realizó a lo largo de la calle de Playa Erizo. (Figura 32). Las mediciones tomadas en este transecto en vez de realizarse sobre la calle, se tomaron sobre una explanada donde se encuentran dos torres de alta tensión, aquí es posible observar que no solo se encuentran contrastes en los valores de las anomalías, si no que se logran apreciar valores de resistividad media que van desde los 20ohm-m hasta los 100 ohm-m.

Estos valores principalmente se encuentran en el modelo desde el inicio hasta $x=60\text{m}$. Las anomalías de baja resistividad se observan a partir de $x=60\text{m}$ hasta el final del modelo. Se observan cinco anomalías, de alta resistividad que cruzan verticalmente y que se encuentran en $x=-3, 2, 28, 52$ y 78 . También se encuentran dos zonas de relleno en $x=12$ a 15 y otra en $x=65$ a 70 m, así como una serie de anomalías en forma circular que inferimos podrían ser coladeras.

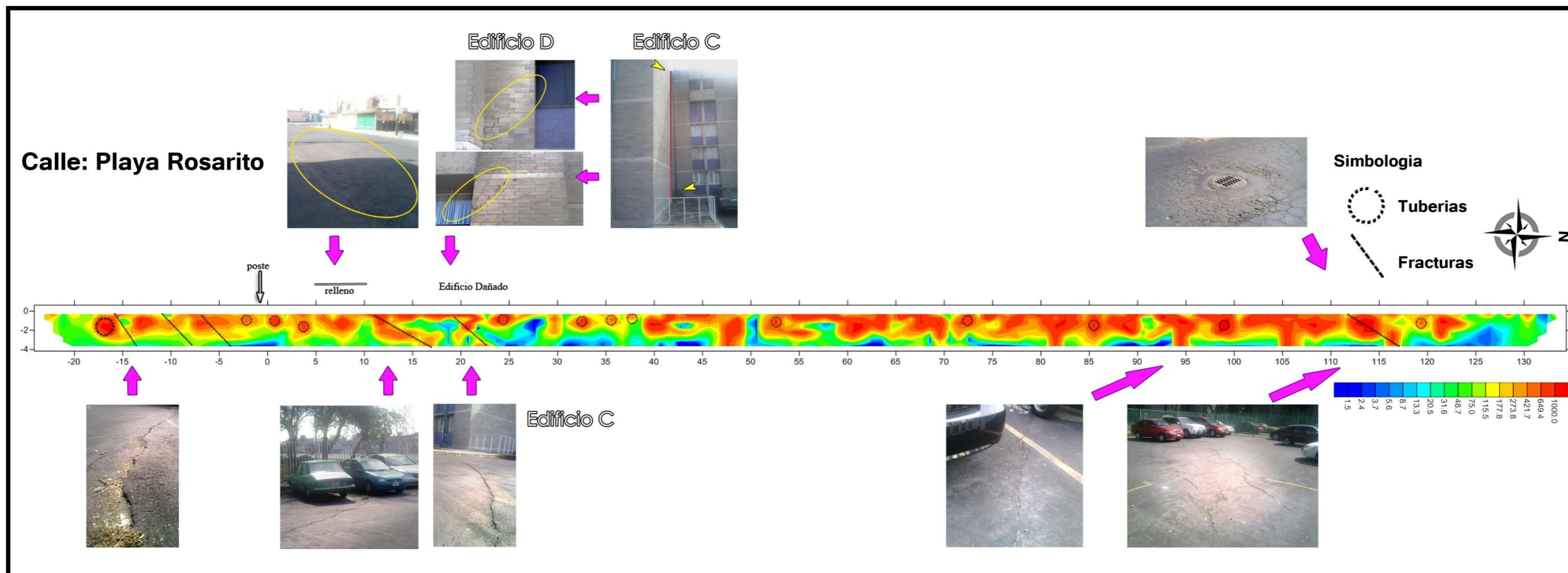


Figura (33).- perfil de resistividades, Playa Rosarito

El tercer perfil se realizó en la calle de Playa Rosarito (Figura 33), en la imagen pueden observarse mayormente valores de alta resistividad, que se encuentran en la parte más somera llegando a una profundidad de 3 metros creando así un horizonte de altas resistividades. Se llega a notar una serie de seis anomalías que cruzan verticalmente el perfil y se encuentran en $x=-14,-19,-4, 16,23$ y 116 , así como zonas de relleno.

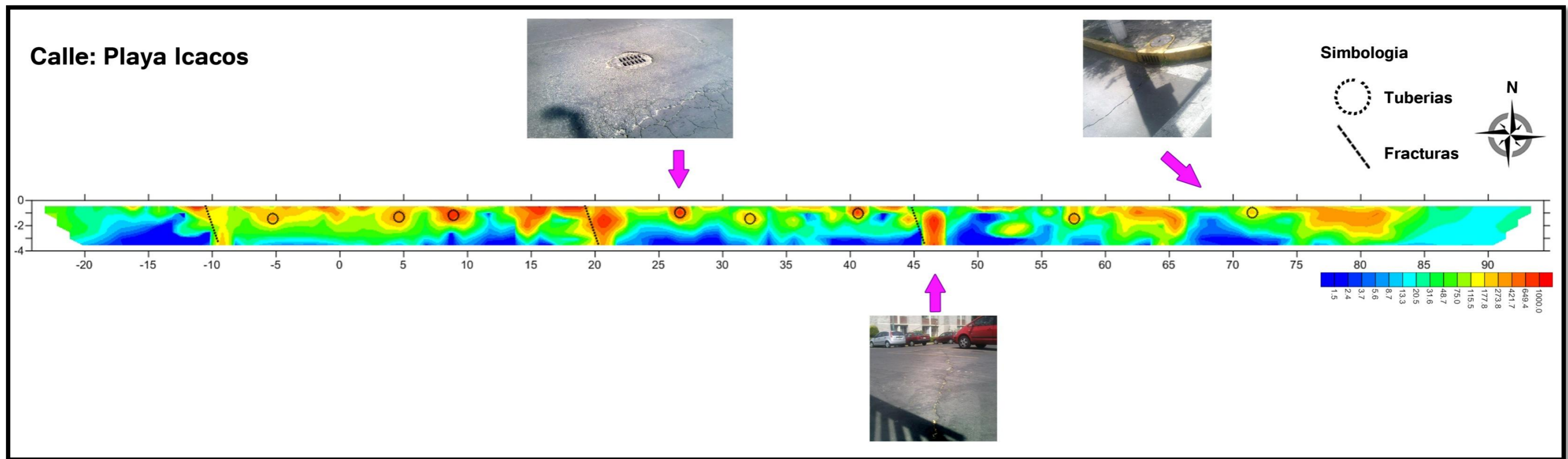


Figura (34).- Perfil de resistividades, Playa Icacos

Por último el cuarto perfil se realizó en la calle de Playa Icacos(Figura 34). En este perfil, los contrastes de resistividades no se muestran tan complejos en comparación los perfiles anteriores, podemos destacar tres anomalías en $x = -10, 20$ y 45 considerables, aunque tampoco se logran observar ampliamente agrietamientos, inclinaciones, bultos o hundimientos en la superficie o en la calle que puedan ser destacables a excepción de una fractura en la unidad habitacional que se encuentra frente a la zona de exploración.

Al unir los cuatro perfiles del Barrio de Santiago y colocarlos juntos con un mapa de la zona de estudio (Figura 35) se logra obtener una vista completa que nos muestra una imagen más detallada que abre el panorama para comprender con mejor precisión lo que ocurre en el subsuelo, de igual manera la dirección preferencial de las fracturas inferidas. Para estimar la dirección de las fracturas mostradas, se tomó en cuenta la visualización superficial de las fracturas en campo, documentadas en imágenes tomadas *in situ* y colocadas en los puntos que corresponden en cada perfil, es importante mencionar que las fracturas más notables se hallaban en el área de estacionamientos de la Unidad Habitacional, en la zona de casas-habitación, debido a que representan menor peso en comparación, no se lograron ver fracturas evidentes en la superficie, aunque esto no indique que no existan fracturas en el subsuelo que atraviesen esa zona a profundidad.

Es importante mencionar que las características del terreno sugieren que las anomalías de alta resistividad observadas se deben a los progresivos rellenos de asfalto, y a la presencia de coladeras, tuberías de agua y de drenaje que se encuentran en el lugar; y las bajas resistividades se podrían asociar a zonas de saturación en el subsuelo. Esto ha provocado hundimientos y fracturamiento visibles a lo largo de las calles y avenidas que rodean la zona habitacional.

En general, la dirección de las principales fracturas inferidas muestra una dirección preferencial NW-SE. Los hundimientos o zonas de subsidencia coinciden en áreas en donde se ubican edificios que pueden estar asociados al gran peso que representa cada uno de ellos, y que provoca colisiones en sus estructuras y un creciente riesgo a sus residentes.

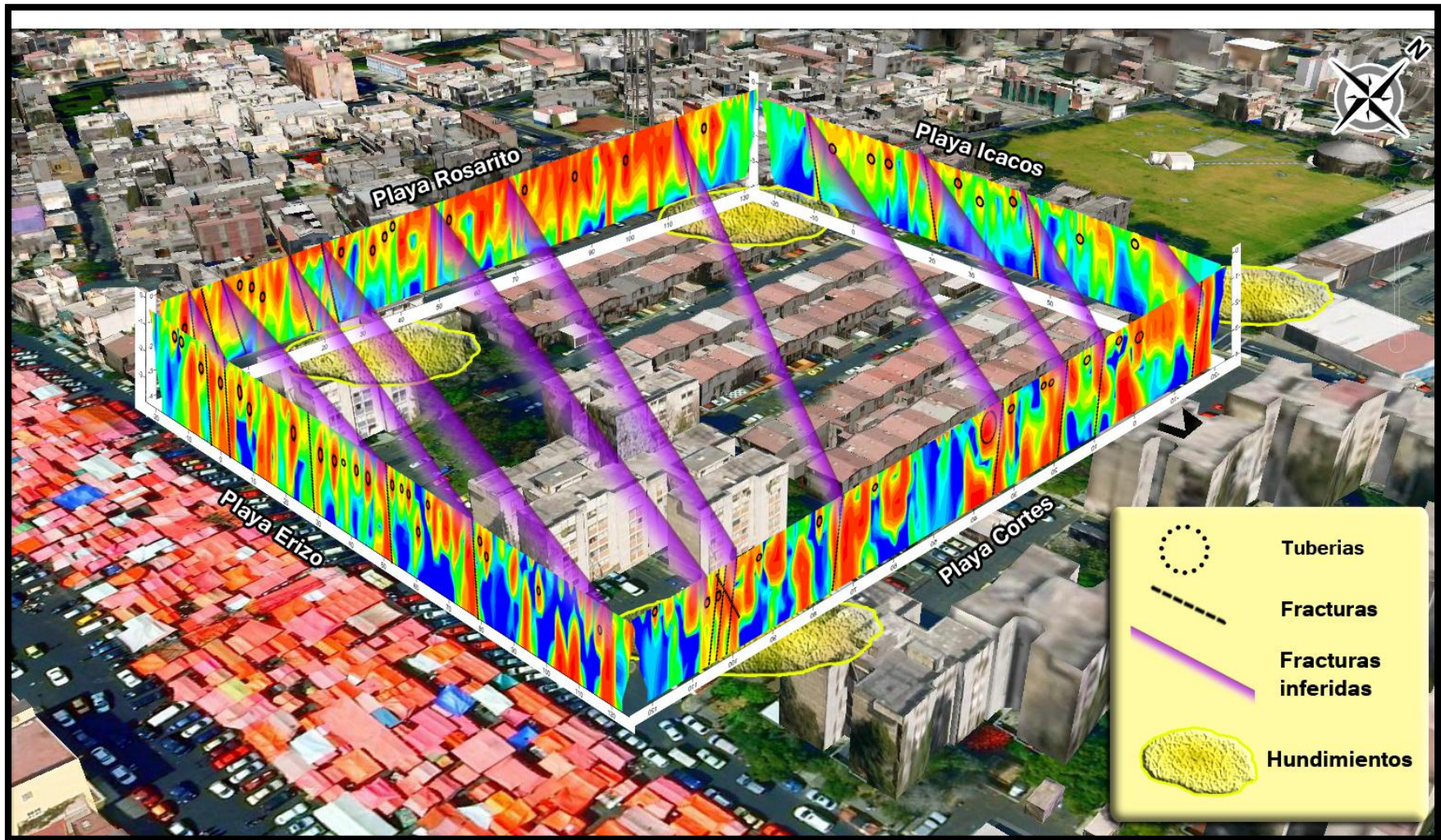


Figura (35).- Imagen completa de los cuatro perfiles del Barrio de Santiago

4.3.-Tratamiento de los datos

Los datos obtenidos mediante el método capacitivo con el instrumento Ohm-Mapper, están afectados por ruido de origen en su mayoría por variaciones muy superficiales de la resistividad. Este efecto puede alterar nuestra percepción de anomalías en el perfil, por esta razón se recurrió a eliminar estas variaciones de manera manual, de forma tal de controlar la manera en que se suavizan o eliminan los datos ruidosos. Los datos de los perfiles 2 y 3, del Complejo Habitacional Infonavit, se procesaron de diferente forma, se eliminaron manualmente los picos o los valores fuera de rango, realizando una comparación entre los valores de cada receptor.

En las figuras (36) y (38), se muestra una grafica de los datos tal cual los arroja el programa, de cada receptor por separado y en las figuras (37) y (39) se muestran las graficas de los valores modificados para cada uno de los receptores, tratando de que sigan una tendencia entre ellos y no existan datos fuera de rango.

Datos del perfil 2

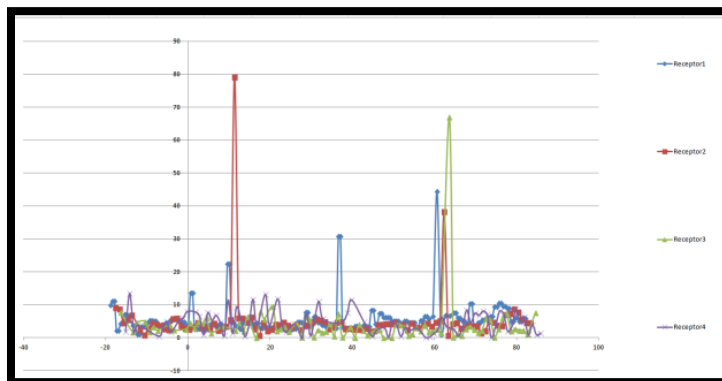


Figura (36).- Datos originales

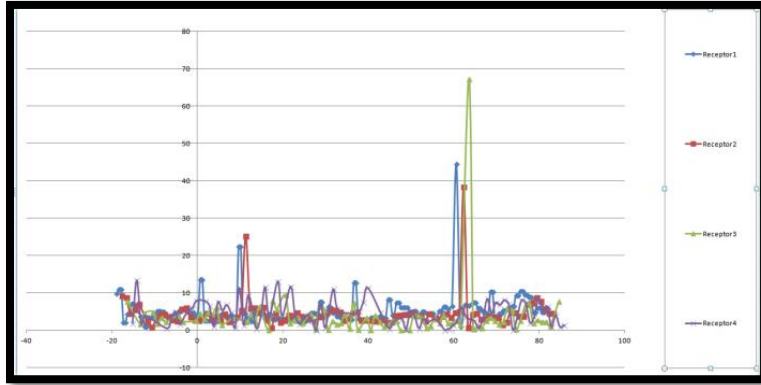


Figura (37).- Datos modificados

Datos del Perfil 3

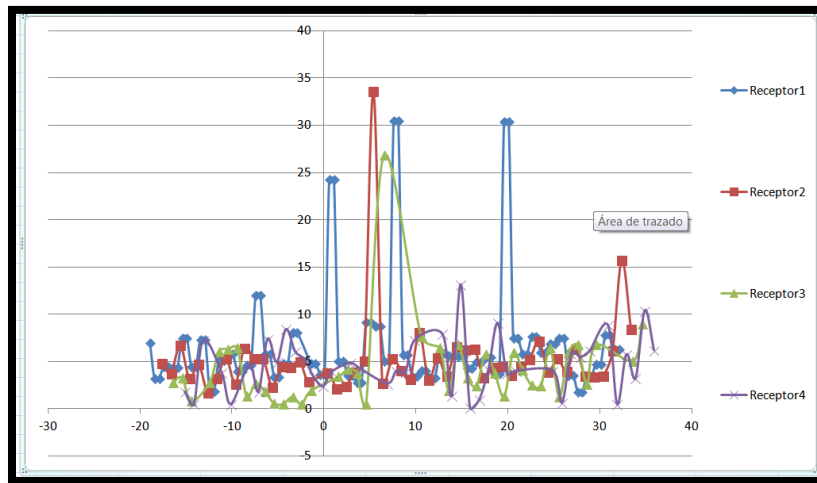


Figura (38).- Datos originales

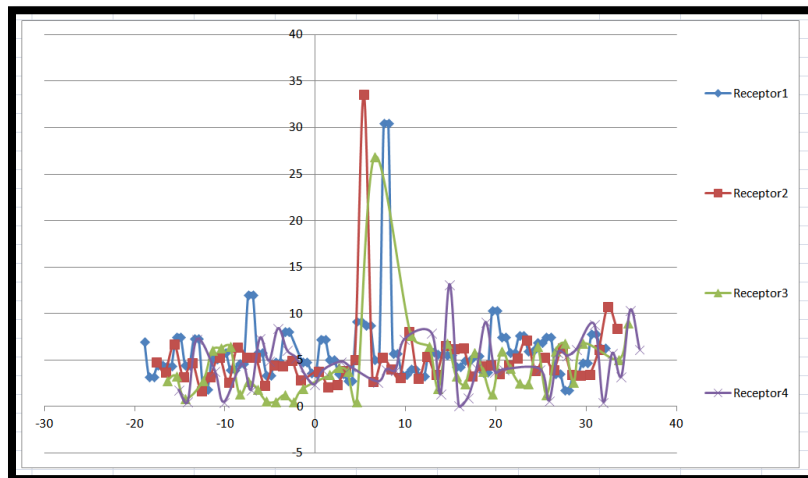
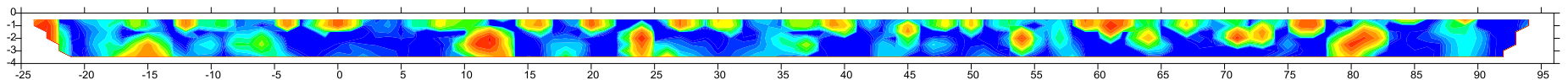


Figura (39).- Datos modificados

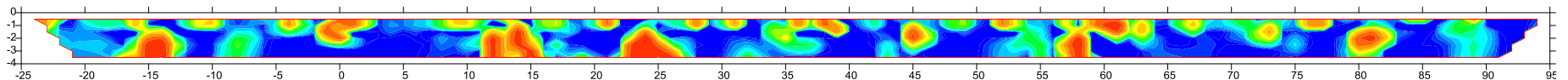
Procesando los datos originales y comparándolos con los perfiles en los que se realizaron cambios mediante tratamiento manual, no representan un gran cambio, la distribución de anomalías se mantiene, pero si se logra percibir de manera más definida cada una de ellas.

Lo anterior es debido a que no fueron modificados de manera abrupta, y no deformar los datos o eliminar demasiados, lo que redundaría en una pérdida de información importante. Este proceso nos ayuda a evitar que se muestren imágenes erróneas y observar anomalías que podrían no existir. Las comparaciones de las líneas anteriores son las siguientes, teniendo la primera imagen como la línea sin modificar y la segunda modificando los datos a nuestro criterio.

Comparación de la línea 2



Perfil con datos originales

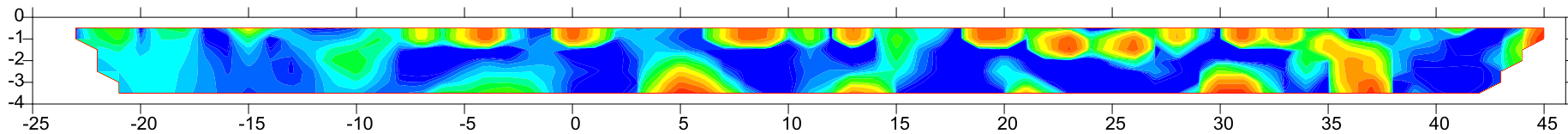


Perfil con datos modificados

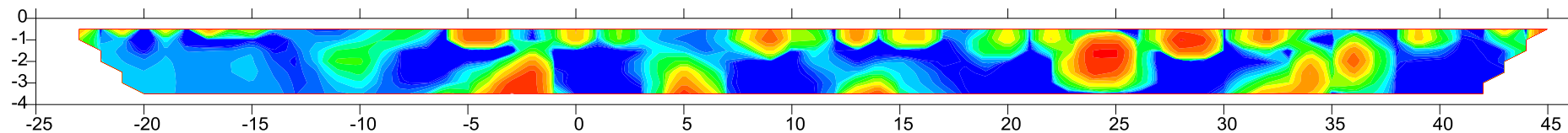
Figura (40).-comparación de imágenes de resistividad linea2

Como se observa en la (Figura 40), los ligeros cambios en los valores no alteran el perfil, aunque se puede distinguir un suavizado en ciertas anomalías.

Comparación de la línea 3



Perfil con datos originales



Perfil con datos modificados

Figura (41).- Comparación de imágenes de resistividad linea3

Capítulo 5.- Conclusiones

El método capacitivo en el que está basado el equipo geofísico utilizado (Ohm-Mapper) funcionó para poder observar las fracturas y anomalías en la parte más superficial del subsuelo llegando así a profundidades no mayores a 5 metros. Esto produjo una buena resolución para poder visualizar dichas anomalías. Este método es auxiliar y brinda un buen reconocimiento de la zona de manera general, puede ser de gran ayuda para otros estudios, utilizando otras tecnologías.

El trabajo muestra que se lograron visualizar fracturas en los perfiles, que coinciden con los hundimientos y daños en las estructuras de los edificios de ambas zonas de estudio.

El análisis de los perfiles muestra un sistema de fracturas inferidas que siguen una dirección preferencial NW-SE en ambos casos de las zonas de estudio que podría tener relación con estudios anteriores tanto geofísicos como geológicos que se han desarrollado en zonas cercanas, como los antes mencionados de (*Zamudio-Angeles et al. 2010*) y (*Aguilar-Anaya et al., 2012*) que ambos muestran la misma dirección preferencial en las fracturas superficiales que son visibles en la delegación Iztacalco.

La profundidad de las fracturas inferidas no es posible determinarla con mucha precisión, debido a la poca profundidad de penetración de este equipo. Esto podría estimarse mediante la aplicación de un método complementario, como pudiera ser la utilización de un método galvánico 2D o incluso 3D. Sin embargo los resultados obtenidos con el equipo Ohm-Mapper fueron suficientes para determinar la existencia de dichas fracturas así como la posibilidad de inferir su dirección y relación con los daños visibles observados en la superficie.

El tratamiento manual realizado a los datos de los perfiles, ayudaron a visualizar el cambio en los datos. Esto puede ser muy significativo en la representación de las anomalías y se debe tener cuidado con la edición de los mismos; al momento de eliminarlos de manera automática por software. El uso indiscriminado de este tipo de programas podría hacer que mucha información útil se perdiera, lo que resultaría en una concepción errónea de los datos, debido a esto es recomendable analizar los datos crudos arrojados por el equipo antes de procesarlos.

Recomendaciones

Se sabe que los constantes hundimientos de la Ciudad de México no podrán detenerse debido a las características lacustres de la región, una recomendación son las técnicas civiles que se tienen para estabilizar los suelos.

Los aditivos más comunes utilizados para estabilizar suelos son: cal, cemento y ceniza volátil con cal (Braja, 2001), donde se genera una plancha sobre la cual se distribuye uniformemente la presión, pero no se logra abatir el problema del hundimiento; en tanto que Santoyo (1997) mencionó que la inyección al subsuelo con cemento o mortero es una de las técnicas que han dado mejor resultado para enfrentar el problema de los hundimientos en las construcciones (edificios, carreteras). Muciño (1997) y Santoyo (1997) reportaron que el subsuelo de la ciudad o del ex lago de Texcoco, está compuesto por arcillas del Tipo 2:1 (esmectitas), que se caracterizan por ser expansivas, es decir, aumentan o disminuyen en volumen conforme a su contenido de agua (Porta et al., 1999); Izazola. H. et. al. 2001.

Como se menciono anteriormente muchos de los riesgos se deben a la extracción de agua subterránea y a la excesiva explotación de los pozos cercanos al Distrito Federal, por estos motivos es necesario una buena administración de este recurso, así como realizar más estudios en este tipo de zonas, para determinar los lugares mas susceptibles a daños por hundimientos, En paralelo se debe tomar en cuenta las regulaciones de construcciones para las nuevas obras civiles, así como determinar un plan de acción para la sustitución o reparación de construcciones que presenten daños estructurales evidentes.

La presencia de este tipo de eventos, se ha vuelto regular y el número de casos aumenta diariamente.

Bibliografía

- AGI, 2009. Instruction Manual for EarthImager 2D version 1.5.0 Resistivity Inversion Software. Austin, Texas.
- Aguilar A. Diego A. 2012. Detección de fracturamiento y subsidencia en la unidad habitacional la concordia de la delegación Iztacalco mediante tomografía eléctrica 3D.
- Alcántara M. Antonieta. 2010. Estudio de tomografía eléctrica para determinar zonas de subsidencia con aplicación al campus Casa Libertad, UACM. México, D.F.
- A. Peralta Flores, 2010. El canal, puente y garita de La Viga.
- Chávez, R. E., Tejero Andrade, A., Arango Galván, C., Cifuentes Nava, G. y Hernández, E., 2009. Detección de fracturas en el subsuelo en la zona sur del complejo habitacional Tepozanes, Los Reyes-La Paz, Edo. De México, Instituto de Geofísica, UNAM.
- Chávez, R. E., Tejero Andrade, A., Arango Galván, C., Cifuentes Nava, G. y Hernández, E., 2010. Detección de Zonas de Riesgo en la Delegación Iztacalco, Distrito Federal. 14 de Septiembre de 2010. 25pp.
- Chávez R.E., Tejero, A., Cifuentes, G., Hernández J.E. y Aguilar, G. 2013. A 3D electric resistivity tomography applied to characterize a buried fracture pattern beneath a residential complex (revision)
- Comisión Nacional del Agua, 2002. Determinación de la disponibilidad de agua en el acuífero zona metropolitana de la ciudad de México. Subdirección General Técnica. Gerencia de Aguas Subterráneas. Subgerencia de Evaluación y Modelación Hidrogeológica, p. 1-28.
- De Cserna Z., De la Fuente D. M., Palacios, N. M., Triay L., Mitre S. L. M. y Mota P. R., 1987 (1988). Estructura geológica, gravimetría, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la Cuenca de México. UNAM, Instituto de Geología, Boletín 104, 71p.
- Leyva E., 2010. "acuíferos semiconfinados y su modelación: Aplicaciones al acuífero de la zona metropolitana de La ciudad de México".
- García Pérez, A., (2001). Comportamiento de la arcilla del valle de México. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ingeniería .UNAM.
- Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática (INEGI, 2008).
- Joaquín Cáceres, Emilio Vera, Sondajes Eléctricos Verticales (SEV): Método Galvánico Tradicional.

- Kuras, O., Beamish, D., Meldrum, I. P. y Ogilvy D. R., (2006). Fundamentals of the capacitive resistivity technique: *Geophysics*, 71, 3.
- Loke, M.H., Acworth, I., Dahlin, T., 2003. A comparison of smooth and blocky inversion methods in 2D electrical imaging surveys. *Exploration Geophysics*, 34: 182–187.
- Loke, M. H. y Barker, R. D., (1995). Rapid least – squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method, *Geophysical Prospecting*, 131-152.
- Lozano, G.M.S., Ortega, G. B., Caballero, M. M. y Urrutia Fucugauchi, J., (1993). Late pleistocene and holocene paleoenvironments of Chalco Laje, Central Mexico. *Quaternary Research* 40, 332-342.
- Marsal, R. J. y Mazari M., (1969). El subsuelo de la Ciudad de México. Facultad de Ingeniería, UNAM, 377 pp.
- Morán, Z. D. J., (1984). Geología de la República Mexicana. UNAM-INEGI, México D.F., 87pp.
- Mooser, F., (1956). Los ciclos del vulcanismo que forman la Cuenca de México. *Cong. Geol. Internal No. 20. Simposio sobre Vulcanología del Cenozoico*, v. 2 p 337-348.
- Mooser, F., (1967). Bosquejo geológico del extremo sur de la Cuenca de México. *Cong. Geol. Internacional*, 20, Libro-guía de la Excursión C-9, p. 9-16.
- Mooser, F., (1975). Memorias de Obras del sistema de Drenaje Profundo del Distrito Federal. Secciones Geológicas.
- Ordoñez, E., (1895). Las rocas eruptivas del suroeste de la Cuenca de México: *Boletín del Instituto de Geología*, v. 2, p. 5-46.
- Orellana, S. E., (1982). *Prospección Geoeléctrica en Corriente Continua*. Paraninfo 2ª ed. Madrid. Volumen 1, 578 p.
- Ramírez M. Nely. 2010. Caracterización de fallas y fracturas mediante tomografía eléctrica utilizando electrodos de acoplamiento capacitivo. México, D.F. 2001. México, D.F.
- Sánchez R. Arturo R. 2011. Análisis comparativo entre diferentes arreglos de tomografía de resistividad eléctrica 2D. Tesis de Licenciatura. México, D.F.
- Servicio Geológico Metropolitano (SGM, 2005). Mapas de peligros geológicos, en coordinación con la Dirección General de Protección Civil.

- Smith, N.C. y Vozoff, K., (1984). Two-dimensional DC resistivity inversion for dipole-dipole Data
IEEE Trns. Geosci. Remote Sensing, 21-28.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R.E., (1991). Applied Geophysics. University Press, 2ª
ed., Cambridge, 770 pp.
- Tejero, A., Chavez, R.E., Urbieta, J. y Flores-Marquez, E. L., (2002). Cavity Detection in the
Southwestern Hilly Portion of Mexico City by Resistivity Imaging. Journal Environmental
Engineering Geophysics, vol. 7, 130.
- Universidad de Chile. Sondajes Eléctricos Verticales (SEV): Método Galvánico Tradicional.
- Instituto Geológico de Catalunya, Métodos Numéricos.
- U. Matus Acuña, 2012. Historia de la Cuenca de México.
- Vázquez-Sánchez, E., Jaimes-Palomera, R., 1989. Geología de la Cuenca de México. Geofísica
Internacional, 28: 133-190.
- Zamudio-Ángeles, D. J., Marín-Córdova, S., Cambrón, R. J. F., 2010. Estudio geológico
estratigráfico para definir zonas de riesgo en cinco localidades de la delegación Iztacalco.
Gobierno del Distrito Federal. Delegación Iztacalco. (Inédito)
- Zeevaert L., 1951 (1953). Estratigrafía y problemas de ingeniería en los depósitos de arcilla
lacustre de la Ciudad de México. México, D. F., UNAM, Memorias del Congreso Científico
Mexicano, v. 5, p. 58-70.

Anexos

Anexo 1.- Datos

Formato de los datos para los Archivos .DAT

Nombre del Archivo .DAT	Descripción
cortes Xutm=X*0.000000+0.0 Yutm=X*1.000000+0.0	Línea 1: Nombre de la línea
0.500000	Línea 2: espaciamiento de electrodo más pequeño
3	Línea 3: Tipo de arreglo (Wenner=1, Polo-polo=2, Dipolo-Dipolo=3, Polo-Dipolo=6, Schulmberger=7, Dipolo-Dipolo Ecuatorial=8)
624	Línea 4: Número total de datos
1	Línea 5: Tipo de Localización X para los datos. "0" si la localización del primer electrodo en un arreglo es usado para indicar la localización X. "1" si el punto medio del arreglo (localización de los datos en la pseudoseccion) es usado.
0	Línea 6: Tipo de IP de los datos ("0" si solo se manejan datos de resistividad)
-18.650000 5.000000 0.200000 81.992841	Línea 7: La localización X, espaciamiento de electrodos y medida del valor de la resistividad aparente del primer dato
-18.150000 5.000000 0.200000 91.122929	Línea 8: La localización X, espaciamiento de electrodos y medida del valor de la resistividad aparente del segundo dato

Figura (1)-Ejemplo del Arreglo de los datos de la calle Cortes para formar un archivo .DAT

Para invertir los datos se utilizó el software Earth Imager 2D de Advanced Geosciences, 2009, los parámetros se decidieron por el contenido de ruido presente en los datos, y por los resultados obtenidos que se obtuvieron después de cierto número de intentos.

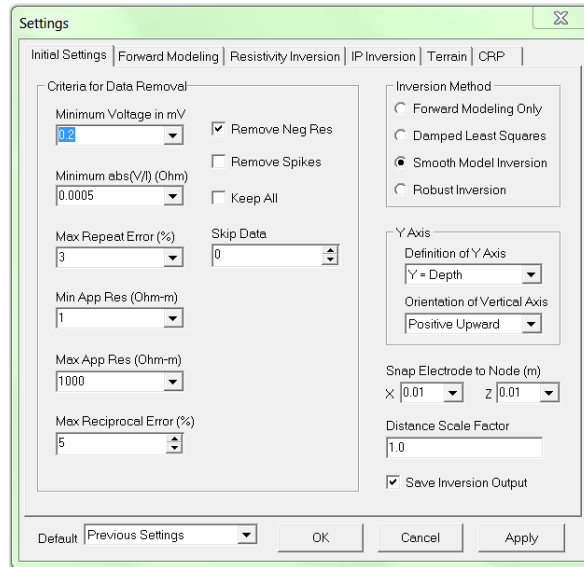


Figura (2) Se definió que se utilizaría un modelo suavizado porque es estable y es recomendable para todos los tipos de datos. Un error de repetición máximo del 5%, resistividad mínima de 1 [Ohm-m] y máxima de 1000 [Ohm-m].

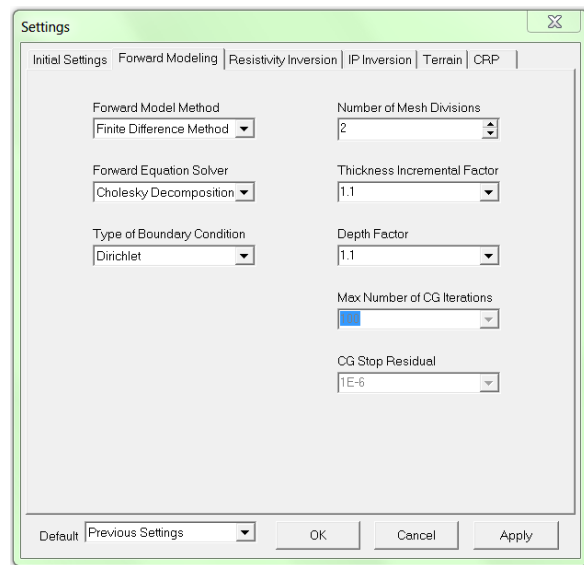


Figura (3) En esta parte se utilizó el modelo por el método de diferencias finitas debido a que es más rápido y mucho más recomendable su uso, el número de divisiones para el mallado; después de mucho intentos en hacerlo con 8 divisiones notamos que era muy tardado debido a que es una mallado muy fino, y aunque los datos nos mostraban más error se tuvo que optar por invertirlo con 2 divisiones, pero aunque el error es alto la curva de convergencia de los datos se presenta muy bien.

En el siguiente parámetro se puede elegir entre la descomposición de Cholesky (CD) o una resolución de gradiente conjugado (CG) directo. Ambos métodos son numéricamente robustos y estables, pero el método de descomposición de Cholesky es mucho más rápido que el método de gradiente conjugado.

También se tomó en cuenta la opción de Dirichlet porque producen una solución más precisa directa

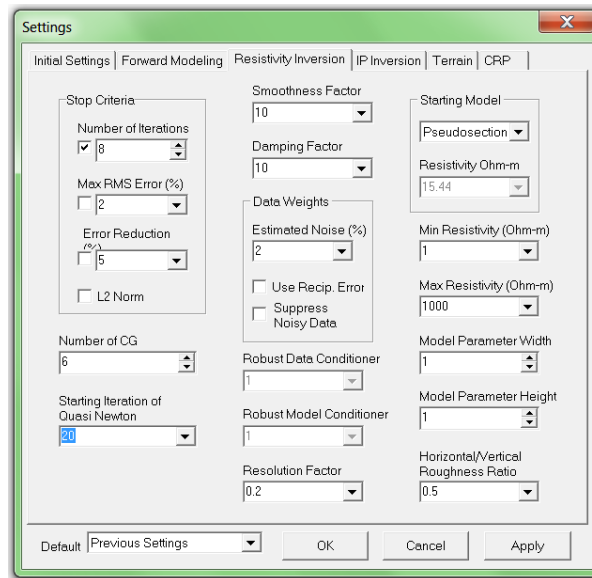


Figura (4) El número de iteraciones para la inversión usualmente converge en 5 – 6 iteraciones, se recomienda establecer el número de 8 a 10 iteraciones. Y en este caso se utilizaron 8, y se utilizó una resistividad mínima de 1[Ohm-m] y máxima de 1000 [Ohm-m].

Diagrama de flujo de la metodología

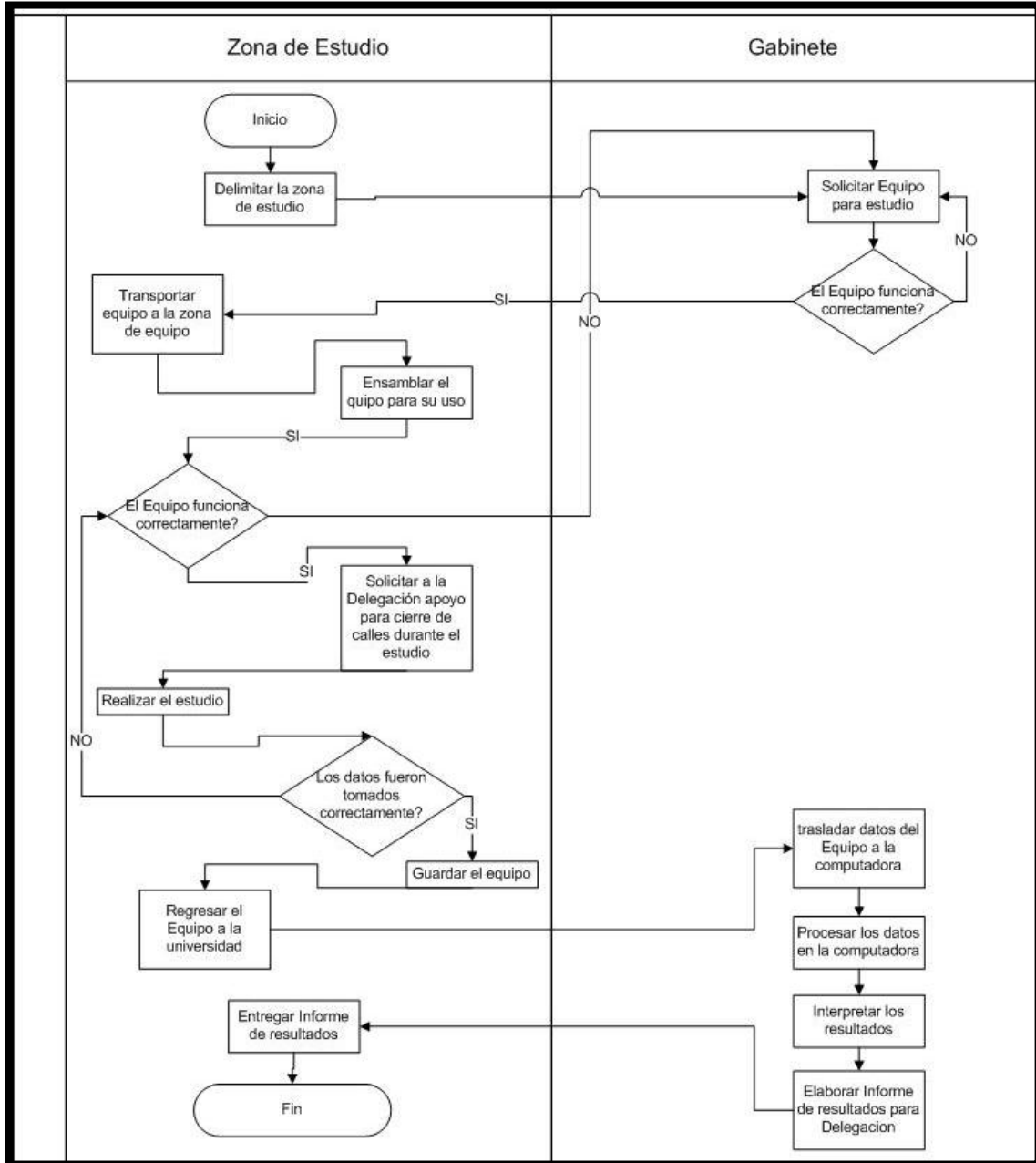


Figura (25).- Diagrama de flujo que representa la metodología.

Anexo 2.- Descripción del equipo.

Componentes del OhmMapper

Transmisor: Produce una Corriente Alterna (CA) de 0.125, 0.25, 0.5, 1, 2, 4, 8 o 16 mA., dependiendo del largo de los electrodos y las condiciones del suelo. La Corriente Alterna es una señal sinusoidal de frecuencia de 16.5 KHz. La potencia máxima es de 2 Watts.

Receptor: Posee una Impedancia de más de 10 MOhms en la frecuencia de operación (16.5 KHz), para evitar que escape un flujo de corriente desde el interior. Mide la diferencia de potencial entre los electrodos. También conoce al instante la medida de corriente del transmisor mediante una señal modulada a 2 Hz y 4Hz.

Cables Electrodo: Externamente se asemejan a cables de aproximadamente 1 cm. de diámetro (color negro). Internamente corresponden a un par de cables enrollados y un relleno no conductor envueltos por una trenza de cobre que conforman el escudo coaxial. Todo está cubierto por un aislante de plástico duro. El largo de los cables electrodos es 1, 2.5 y 5 m. El peso de los cables electrodos es de 85 g/m. En los extremos poseen conectores que sirven para unir los electrodos con el transmisor, receptor y terminales que sirven para cerrar el circuito.

Barra de Fibra Óptica: Barra de 1 m. de largo, color café claro que convierte la señal eléctrica del receptor a una señal óptica y luego la convierte a otra señal eléctrica para ser leída por la consola.

Geometría de Adquisición de Datos: Es necesario definir que se ocupa el arreglo dipolo dipolo y el espaciamiento entre electrodos (parámetro a) y la distancia entre los dipolos (na). También hay que definir la línea de medición y la distancia entre cada punto de medición.

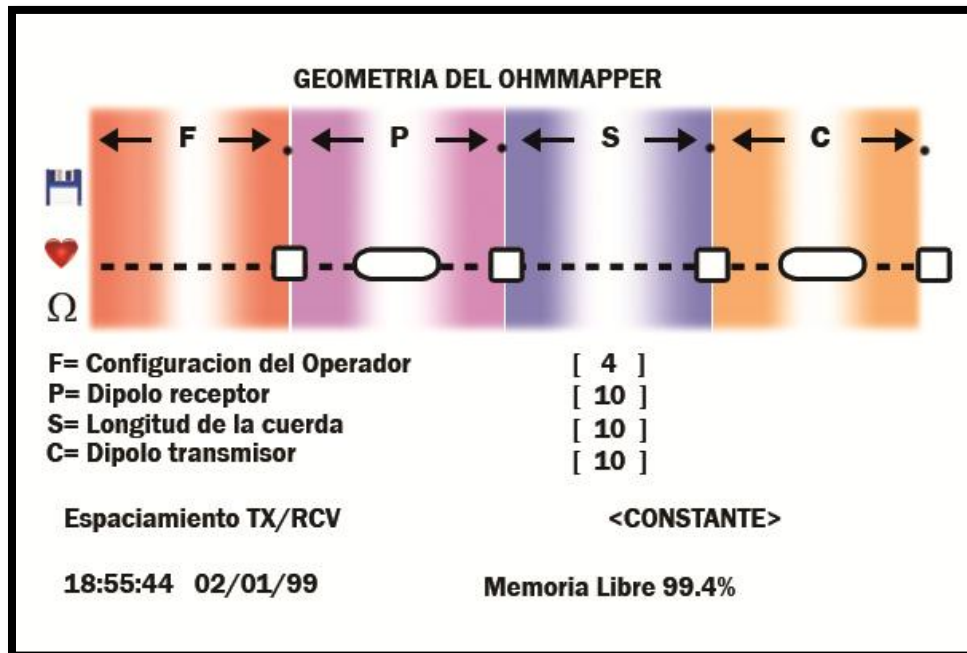


Figura (26) modificado de Cáceres y Vera, 2005

Los parámetros geométricos que se ingresan a la Consola, donde F es la distancia entre el operador y el dipolo Receptor, P es el largo del dipolo Receptor, S es el largo de la cuerda y C el largo del dipolo Transmisor.

Consola: Es un mini procesador donde se almacenan los datos de las mediciones. Está conformada por una pantalla y un teclado. Además en ella se ingresan los parámetros del arreglo geométrico de electrodos que se esté implementando. Es alimentada por baterías de 24 volts y tiene un peso aproximado de 1.6 kg.

Conectores de la consola: Es un cable conformado por cinco conectores: un puerto serial que se encarga de transferir las mediciones a la consola, el cable de poder que une las baterías con la consola, un conector para un elemento externo como un GPS por ejemplo y el conector que une la consola con el cable de arrastre.

Cable de Arrastre: Tiene las mismas características que un cable electrodo y su función es unir la barra de fibra óptica con los conectores de la consola para el traspaso de datos desde el receptor hacia ésta.

Peso: Es un cilindro metálico que se ajusta a la barra de fibra óptica. Su función es mantener el cable dipolo receptor en contacto con la superficie del medio para que haya un traspaso efectivo de corriente al receptor.

Cuerda: Permite arrastrar el transmisor y receptor al mismo tiempo, manteniendo constante la separación (na) entre ellos. Hecha de un material no conductor.

Cinturón y arnés: La consola va unida a estos elementos que sirven para transportarla durante la medición, además en el cinturón se guardan las baterías que alimentan la consola y sirven para distribuir todo el peso del equipo al ser arrastrado.



Figura (27).- Componentes del OhmMapper

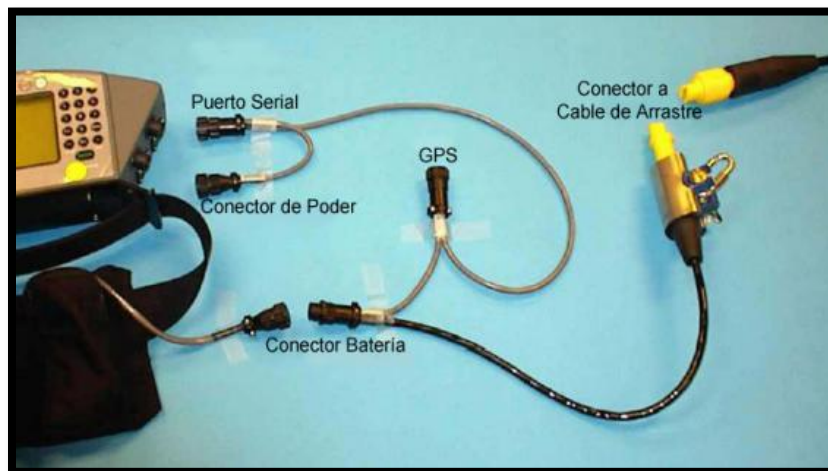


Figura (28).- Conectores de la Consola.



Figura (29).- Montaje del Equipo.