



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA  
DE MÉXICO

---

---

FACULTAD DE INGENIERÍA

**DETECCIÓN DE ZONAS DE RIESGO A LO LARGO  
DEL COLECTOR DE DRENAJE PONIENTE DE LA  
CIUDAD DE GUATEMALA**

**TESIS**

PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

**INGENIERA GEOFÍSICA**

PRESENTA:

**ROCIO ZÚÑIGA LARA**

DIRECTOR: M. en C. GERARDO CIFUENTES NAVA  
CO. DIRECTOR: Dr. RENÉ EFRAÍN CHÁVEZ SEGURA



CIUDAD UNIVERSITARIA

MÉXICO, D.F. 2011



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

*A las personas que me han compartido su amor y  
amistad sincera, en especial a mis padres, a mis  
hermanos y a mi mejor amigo y pareja.*

*A la vida misma por enseñarme que es efímera,  
maravillosa y un desafío constante.*

*Orgullosa de presentar este trabajo te lo dedico a ti.*

## **Agradecimientos**

A mi familia, por darme su amor y comprensión, a mis padres María Teresa Lara Álvarez y Juan Mario Zúñiga Barragán, en especial a mi mamá, por ser la fortaleza que impulsa mi vida, que me alienta a seguir adelante y me ha levantado en los momentos más difíciles. A ustedes hermanos Ariadna y Juan Mario por darme lecciones invaluable que un día no muy lejano entenderán.

A Francisco Arellano “simplemente” por compartir tu vida conmigo, al crecer y disfrutar cada día, teniendo en común la búsqueda del aprendizaje constante.

A ti que eres mi amiga(o) de la infancia, de la Universidad, que me has apoyado y hecho sonreír en el momento adecuado, que has formado parte de mi familia.

A la Universidad Nacional Autónoma de México, mi alma mater, por brindarme la oportunidad de aprender y crecer en sus recintos.

Al Departamento de Geomagnetismo y Exploración del Instituto de Geofísica, por darme la pauta para emprender el camino en mi vida profesional.

En especial a mis profesores y amigos, con los que aprendí tanto académica como personalmente: M. en C. Gerardo Cifuentes Nava, Dr. René Chávez Segura, M. en C. Esteban Hernández Quintero y el Dr. Andrés Tejero Andrade.

Les agradezco por sus conocimientos, tiempo, apoyo, recomendaciones y por el hecho de transmitirme una visión integral para el desarrollo de proyectos. Además de la oportunidad llevar este trabajo más allá de nuestras fronteras. Me siento orgullosa de formar parte de su equipo. Sin olvidar al Ing. Alejandro García, M. en C. Guillermo Chávez y a la Ing. Aidé Esmeralda López.

Al Departamento de Ciencias de la Tierra de la Facultad de Ingeniería y a la plantilla de profesores por su enseñanza a lo largo de mi formación universitaria.

A la dependencia del Gobierno de Guatemala EMPAGUA (Empresa Municipal de Aguas de Guatemala), por las facilidades prestadas en particular a la Ing. Alicia Monzón (Directora de Sistemas de Drenaje) así como al personal de esta institución.

A la Policía Municipal y al personal de la Embajada de México en Guatemala durante la realización de este trabajo.

Al Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica PAPIIT para la realización de este trabajo de tesis, a través del proyecto I-843.

Por brindarme su tiempo, atención y consejos en momentos claves de mi vida al Ing. Marco Flores y a la Dra. Gabriela Obregón.

A los integrantes del jurado por su atención y evaluación del trabajo en cuestión: Dr. Andrés Tejero Andrade, M. en C. Gerardo Cifuentes Nava, Dr. René Chávez Segura, Ing. Francisco A. Arroyo Carrasco y al Dr. José A. Hernández Espriú.

Y a todos aquellos que hicieron posible este trabajo desde el proceso hasta su culminación.

***Gracias***

***“Por mi raza hablará el espíritu”***

# ÍNDICE

	Página
<b>ÍNDICE</b>	iv
<b>ÍNDICE DE FIGURAS</b>	vi
<b>ÍNDICE DE CUADROS Y TABLAS</b>	ix
<b>ÍNDICE DE GRÁFICAS</b>	iix
<b>RESUMEN</b>	x
<b>INTRODUCCIÓN</b>	xii
<b>1. MARCO DE REFERENCIA DE LA ZONA DE ESTUDIO</b>	1
1.1 Ubicación geográfica de Guatemala	1
1.2 Geología Regional de Guatemala	2
1.3 Estructura del Valle de Guatemala	4
1.4 Geología Local del Valle de Guatemala	7
1.6 Generación de colapsos. Mecanismos de formación.	12
<b>2. MARCO TEÓRICO. TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA</b>	15
2.1 Antecedentes	15
2.2 Método Tomografía Eléctrica. Generalidades.	16
2.3 Fundamentos teóricos del método	18
2.3.1 Método de resistividad eléctrica.	18
2.3.2 Fuente puntual en un semiespacio. Funciones de Green	19
2.4 Factor geométrico y Resistividad aparente	23
2.5 Resistividad eléctrica del subsuelo	25
2.6 Profundidad de Investigación	26
2.7 Dispositivos electródicos lineales	27

2.7.1 Wenner	27
2.7.2 Wenner-Schlumberger	28
2.7.3 Dipolo- Dipolo	28
<b>3. METODOLOGÍA</b>	<b>30</b>
3.1. Adquisición	30
3.2 Técnica Roll-along o de traslape	34
<b>4. FUNDAMENTOS BÁSICOS DE TEORÍA DE INVERSIÓN 2D</b>	<b>37</b>
4.1 Modelo Directo	38
4.2 Modelo Inverso	39
4.3 Criterios de Convergencia	43
4.4. Procesado de datos de resistividad.	44
4.4.1 Formato de entrada .URF	44
4.4.2 Configuración del Modelo Directo	46
4.4.3 Configuración del Modelo Inverso	47
<b>5. ANÁLISIS Y RESULTADOS</b>	<b>49</b>
5.1 Comparación de los arreglos electródicos	49
5.2 Análisis de Perfiles. Arreglo electródico WS	54
5.2.1 Perfil 2A	55
5.2.2 Perfil 1A	57
5.2.3 Perfil A, B y C	61
5.2.4 Perfil D-E	61
5.2.5 Perfil D-E en secciones	64
5.3 Análisis del hundimiento 2010	67
<b>6. CONCLUSIONES</b>	<b>70</b>

<b>APÉNDICE A</b>	73
<b>APÉNDICE B</b>	79
<b>REFERENCIAS</b>	80

**ÍNDICE DE FIGURAS**

Figura 0.1. Esquema conceptual de los hundimientos ocurridos en la Cd. de Guatemala. ...xii	
Figura 1.1. Guatemala, ubicación geográfica. Tomada de <a href="http://www.Geology.com">www.Geology.com</a> , 2010) ..... 1	1
Figura 1.2. Provincias geológicas. Modificado de Bonis (1969); Escribà (1996)..... 2	2
Figura 1.3. Mapa geológico que muestra la litología de Guatemala (Modificado de USGS, 2000)..... 3	3
Figura 1.4. Representación de los volcanes más importantes de Guatemala (Topinka, 1996). ..... 4	4
Figura 1.5. (a) Modelo geológico de un graben, definido por fallas múltiples. (b) Esquema. Morfología del Valle de la Ciudad de Guatemala. Modificado de Monzón, 2003. .... 5	5
Figura 1.6. Modelo tectónico que interpreta la estructura del valle de Guatemala, mediante un <i>pull apart basin</i> , limitado al oeste por la falla de Mixco. (Bonis, 1993; Pérez, 2009)..... 6	6
Figura 1.7. (a) Mapa de fracturas provocadas por el terremoto de 1976 en el valle de Guatemala. Los sectores en los que no se presentan fracturas coinciden con el cerro El Naranja y el sector Este de la ciudad. Nótese la estrella indicando la localidad de El Trébol. (b) Sección transversal esquemática del valle de la ciudad de Guatemala con orientación E-W. En esta sección se puede observar que al W el valle está atravesado por el sistema de fallas de Mixco, mientras que en el E se encuentra el depósito de colada del volcán de Pínula (SGG, 1976; Pérez, 2009). ..... 7	7
Figura 1.9. Correlación estratigráfica de las columnas de colapso Zona 2 (2010) y colapso Zona 6 (2007). <i>FPC es flujo de pómez y ceniza</i> (Tomado de Zamudio <i>et al</i> , 2010). ..... 8	8
Figura 1.10. Diagrama esquemático de la formación de hundimientos por colapso y su relación con arroyos y corrientes subterráneas, en el Distrito de Taupo, Nueva Zelanda. Tomado de Manville y Reeves (2006). ..... 13	13
Figura 2.0 Representación simplificada de la técnica de Tomografía Eléctrica para un arreglo dipolo-dipolo. (Chávez <i>et al</i> , 2011) ..... 17	17
Figura 2.1.Principio del método resistivo, dispositivo electródico lineal (cuadripolo)..... 18	18



Figura 2.2. Fuente puntual de corriente en la superficie de un medio homogéneo.....	20
Figura 2.3. Arreglo eléctrico de dos electrodos de potencial y dos electrodos de corriente. Tomado de Orellana, 1982. ....	23
Figura 3.1. Localización de los Perfiles de TRE, en las Zona 2 y 6 de la Ciudad de Guatemala. Modificada de Google Earth (2010).....	30
Figura 3.2. Mapa local de la zona de estudio. Tomado de Chávez et al, 2011. ....	31
(a) Perforación en el pavimento para que el electrodo se asiente en el suelo natural. (b) Se coloca una pequeña cantidad de sulfato de cobre y agua. (c) Se introduce el electrodo con la ayuda de un mazo asegurándose que quede fijo. (d) La parte del electrodo que sale a superficie, se conecta al cable inteligente que a su vez está conectado al equipo.....	31
Figura 3.4. Tomografía eléctrica, (e) Esquema de adquisición con el equipo SYSCAL Pro Swich. ....	32
Figura 3.5. Programación de la secuencia de medición. (Electre Pro, 2007).....	33
Figura 3.6. Esquema de un dispositivo multi-electrodo utilizando la técnica de Roll-along, * y ° representan los electrodos, donde * son los electrodos de traslape, los que se colocan para medir el siguiente segmento del perfil.....	35
La sección a color muestra el primer traslape y la flecha la posición del equipo SYSCAL	36
Figura 4.1. Arreglo de bloques rectangulares utilizado en el modelo 2D (Loke y Barker, 1996).....	39
Figura 5.1. Perfil 1A, comparación entre los arreglos WW, WS y DD. Los La escala de valores de la resistividad calculada [ $\Omega.m$ ] es logarítmica. ....	53
Figura 5.2. TRE del Perfil 2A. En orden descendente: mapa de ubicación, resultado de inversión y perfil general de la construcción del Colector Poniente (modificado de EMPAGUA (2010)). El círculos en rojo muestra la posición aproximada del rasgo C1.....	56
Figura 5.3 Exploración de la cavidad C2 determinada mediante el estudio de Tomografía Eléctrica del Perfil 1A (Figura 5.4). Se pueden observar algunas fisuras, zonas de humedad y depósitos de material producto de la caída de la parte superior de este rasgo que se amontonan en el suelo (A). Nótese el tamaño de las personas en relación a las dimensiones de esta cavidad (B). ....	57

Figura 5.4. TRE de los Perfiles de 1A y A. En orden descendente: mapa de ubicación, resultado de inversión y perfil general de la construcción del Colector Poniente (modificado de EMPAGUA (2010)). El círculo en rojo muestra ubicación de la cavidad C2..... 59

Figura 5.5. TRE de los Perfiles A, B y C. En orden descendente: mapa de ubicación (modificado de EMPAGUA (2010)) y resultado de inversión..... 60

Figura 5.6. TRE del Perfil D-E, sección completa. En orden descendente: mapa de ubicación, resultado de inversión y perfil general de la construcción del Colector Poniente (modificado de EMPAGUA (2010)). Los círculos en rojo muestran las zonas de riesgo a lo largo del perfil D-E..... 63

Figura 5.7. TRE del perfil D-E por secciones, técnica utilizada roll-along. En orden descendente: mapa de ubicación, resultado de inversión y perfil general de la construcción del Colector Poniente (modificado de EMPAGUA (2010)). ..... 66

Figura 5.8. Algunas causas de colapsos debido a los conductos de tuberías: (A) compactación inadecuada debido a la presencia de cuellos de corte, (B) compactación inadecuada del material alrededor de la tubería, (C) Agrietamiento en el suelo o roca muy erosionada en los lados de la trinchera, (D) Grietas por asentamiento diferencial, (E) presencia de ondulaciones o rugosidad en la superficie de los collares de corte. (Fell *et al.*, 2004)..... 67

Figura 5.9. Hundimiento de 2010. Fotografía tomada a 48 m de profundidad. Muestra la presencia de tubificaciones y el estado del Colector de drenaje Poniente..... 68

Figura A.1. Perfil 2A comparación de la configuración electródica, en orden descendente Wenner (WW), Wenner-Schlumberger (WS) y Dipolo-Dipolo (DD) ..... 73

Figura A.2. Perfil 1A comparación de la configuración electródica, en orden descendente Wenner (WW), Wenner-Schlumberger (WS) y Dipolo-Dipolo (DD). ..... 74

Figura A.3. Perfil A comparación de la configuración electródica, en orden descendente Wenner (WW), Wenner-Schlumberger (WS) y Dipolo-Dipolo (DD). ..... 75

Figura A.4. Perfil B comparación de la configuración electródica, en orden descendente Wenner (WW), Wenner-Schlumberger (WS) y Dipolo-Dipolo (DD). ..... 76

Figura A.5. Perfil C comparación de la configuración electródica, en orden descendente Wenner (WW), Wenner-Schlumberger (WS) y Dipolo-Dipolo (DD). ..... 77

Figura A.6. Perfil DE comparación de la configuración electródica, en orden descendente Wenner (WW), Wenner-Schlumberger (WS) y Dipolo-Dipolo (DD). ..... 78

## **ÍNDICE DE CUADROS Y TABLAS**

Cuadro 1.1. Descripción geológica de las unidades principales de la Cd. de Guatemala. Modificado de Koch & Mc Lean (1975); Zamudio *et al* (2010). ..... 10

Tabla 2.1. Resistividades de materiales geológicos y residuos. Modificada de Gasulla (1999). ..... 25

Cuadro 2.1. Características principales de los dispositivos electródicos lineales, Wenner, Wenner-Schlumberger y Dipolo-Dipolo ..... 29

Cuadro 3.1. Características adquisición de los perfiles propuestos en la TRE. .... 34

Cuadro 3.2. Características de las secciones del Perfil DE con la técnica roll-along. .... 36

Tabla 5.1. Valores de los criterios de convergencia obtenidos para cada arreglo en el Perfil 1A ..... 51

Tabla 5.2 Tipos de Subsistencia. Tomado de Tomás et al (2009) ..... 54

## **ÍNDICE DE GRÁFICAS**

Gráfica 5.1. Profundidades medias de investigación sobre un medio homogéneo de resistividad para los dispositivos Dipolo -Dipolo; Polo-Dipolo; Polo-Polo; Wenner y Wenner-Schlumberger obtenidas para una separación electródica de 5 metros y distintos niveles de medición (Edwards 1977). ..... 50

Gráficas 5.2. Obtenidas con el software Earth Imager 2D del perfil 1A, (a) Gráfica de correlación de dato calculado al dato medido, (b) Gráfica de la curva de convergencia. .... 51

## **RESUMEN**

Desde el punto de vista geotectónico, la ciudad de Guatemala está asentada sobre una cuenca de extensión que ha sido rellenada con una gruesa capa de sedimentos volcánicos de caída (ceniza principalmente), que posee un espesor de 100 m a 200 m. Las capas superiores están asociadas a un sistema de fallas normales; inducido por el terremoto de 1976 y que tienen una gran influencia sobre el sitio. Se produjeron un par de hundimientos en el área urbana de la ciudad, en febrero de 2007 y en mayo de 2010. Ambos episodios se ubican por encima del colector poniente de drenaje y con una separación entre ellos de 1.2 km. El primero tuvo 25 m de diámetro y 60 m de profundidad y el segundo 15 m y 48 m, respectivamente. En los dos casos, se presentaron pérdidas humanas y materiales.

Con objeto de caracterizar el subsuelo, determinar zonas de riesgo, como otras posibles cavidades y evitar futuras catástrofes en la zona urbana, a lo largo del mencionado Colector Poniente EMPAGUA (Empresa Municipal de Agua de Guatemala) solicitó al Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México la realización de un estudio geofísico. Este estudio incluyó una investigación estratigráfica de la Cd de Guatemala (Informe aparte) y una serie de perfiles de tomografía de resistividad eléctrica (TRE) a lo largo de un perfil ubicado entre ambos hundimientos y otros dos localizados hacia el oriente del segundo hundimiento, utilizando tres diferentes arreglos (Dipolo-Dipolo, Wenner-Schlumberger y Wenner). El trabajo de campo desarrollado durante septiembre de 2010 incluyó un total de 1,786 m de observaciones, distribuidas en seis diferentes perfiles. La profundidad de la investigación depende de la longitud del perfil en la superficie del terreno, por lo que se obtuvieron profundidades de investigación de 30 a 100 m.

En términos generales, es posible definir zonas que por sus características pueden representar un alto riesgo para la población. Se pueden observar anomalías de alta resistividad ( $>10,000 \Omega.m$ ) relacionadas con un material volcánico pobremente consolidado, con la presencia de gas (rellenos artificiales), ó alta probabilidad de la presencia de cavidades con una geometría irregular. Se define una anomalía de alta resistividad hacia la porción oriente del estudio geofísico que se asocia a la presencia de

una cavidad que tiene un diámetro estimado de 15 m y se encuentra a una profundidad de casi 50 m. Se definieron también anomalías de baja resistividad ( $<10 \Omega.m$ ) que se pueden asociar con zonas de material saturado de agua y que además sigue la dirección de la topografía superficial. Esta disminuye en dirección W-E (río Las Vacas). Estas zonas de alta saturación representan también un riesgo debido al reblandecimiento de los materiales a profundidad provocando fenómenos de subsidencia y fracturamiento, pareciendo que no son peligrosas hasta ahora. Sin embargo, en caso que el agua intersticial fluya (lo que parece suceder en algunas áreas), dejaría un vacío, desencadenando un proceso de licuefacción que provocaría un colapso del suelo.

## INTRODUCCIÓN

Guatemala es un país centroamericano que limita con México al norte y al oeste, con el Océano Pacífico al suroeste, al noreste con Belice, al este con el Mar Caribe, y al sureste con Honduras y El Salvador.

La capital se encuentra localizada en una cuenca tipo pull-apart. Al menos ocho volcanes principales rodean la ciudad, asociados a subducción por la falla Motagua. En años recientes varios fenómenos volcánicos y sísmicos, han afectado a la ciudad de Guatemala (i. e., Volcán de Pacaya en mayo de 2010, que coincidió con un periodo de lluvias muy fuerte ocasionado por la tormenta tropical Agatha que provocó una serie de inundaciones).

Los fenómenos de subsidencia que ocurrieron en febrero de 2007 y mayo de 2010, se encuentran en zonas densamente pobladas (Zona 6 y 2, respectivamente). En apariencia, ambos hundimientos estaban relacionados con una falla en el colector principal de drenaje del poniente, supuestamente una ruptura y / o una explosión causada por la acumulación de gas dieron origen a estos eventos.

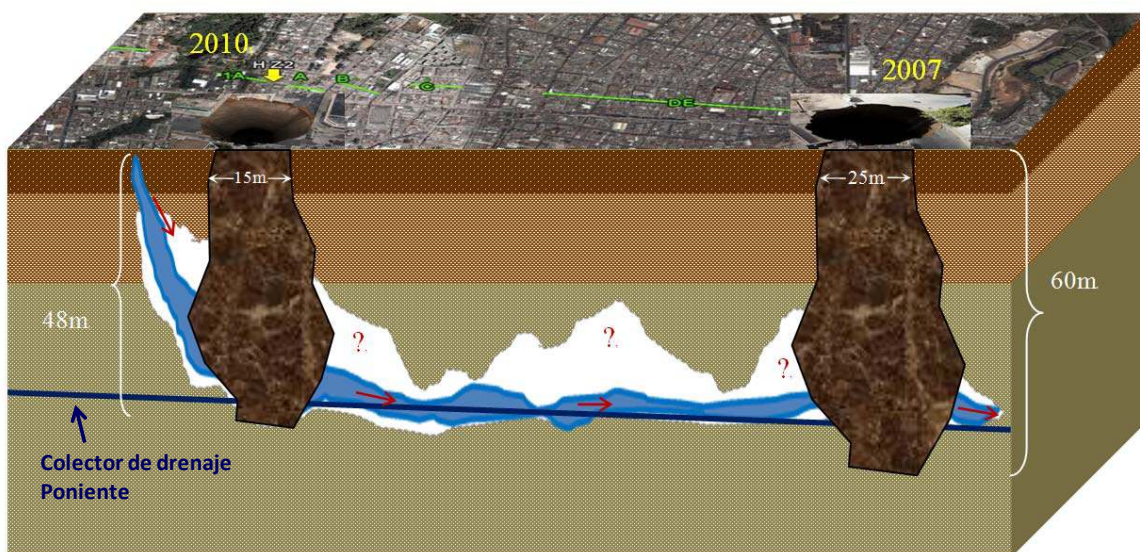


Figura 0.1. Esquema conceptual de los hundimientos ocurridos en la Cd. de Guatemala.

Durante la construcción del Colector Poniente se reportaron una serie de problemas relacionas con el comportamiento del subsuelo. Estos fueron colapsos del terreno debidos a la presencia de zonas de debilidad y pobre consolidación, común en materiales de caída por eventos volcánicos como pómez y cenizas volcánicas. Se realizó un plano de localización de estos rasgos durante el tiempo de construcción de este sistema de drenaje profundo, un plano a escala que muestra en un perfil la localización a profundidad del Colector Poniente (Ceballos *et al.*, 1975).

El método de Tomografía de Resistividad Eléctrica en la actualidad es el que mejor satisface las necesidades para llevar a cabo un estudio que permita determinar la existencia de oquedades, y estructuras que pudieran presentar un riesgo de colapso a lo largo del Colector Poniente entre los hundimientos ocurridos en las Zonas 6 y 2, de tal manera que el estudio alcance en promedio la profundidad a la que se encuentra la mencionada tubería (Figura 0.1).





Su centro geográfico es 14° 37' 15" Latitud Norte y 90° 31' 36" Longitud Oeste y su extensión territorial es aproximadamente de 996 km<sup>2</sup>.

## **1.2 Geología Regional de Guatemala**

De acuerdo a su geomorfología, estructura geológica y litología, Guatemala puede dividirse en cuatro provincias geológicas principales (a, b, c y d) denominadas de sur a norte como: (Figura 1.2) (Bonis, 1969; Escribà, 1996 y Cosillo, 2008).

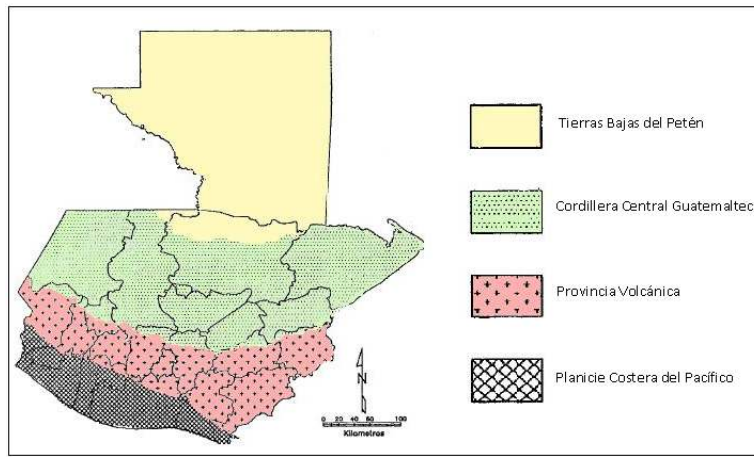


Figura 1.2. Provincias geológicas. Modificado de Bonis (1969); Escribà (1996).

a) Planicie Costera del pacífico: provincia sedimentaria en la planicie de la costa del Pacífico correspondiente a depósitos cuaternarios resultantes de una planicie de inundación, aproximadamente de 700 kilómetros de largo. Estos depósitos se componen de arenas, gravas, pómez y lahares provenientes de la erosión de los volcanes.

b) Provincia Volcánica: alineada respecto a la costa del océano Pacífico. El vulcanismo está asociado a la evolución de un arco de islas que es producto del proceso de subducción de la placa del Cocos bajo la placa Caribe, esta cadena volcánica está compuesta por edificios volcánicos de edad terciaria y cuaternaria, las elevaciones varían entre los 2,000 y 4,200 m; por engrosamiento de la placa Caribe los edificios volcánicos activos migran hacia el Sur con dirección a la línea de costa.

c) Cordillera Central Guatemalteca: se determina una provincia que forma un cinturón de alto metamorfismo, al centro del país, es producto de la interacción de la placa Caribe

respecto a la placa Norteamericana, conocida como la zona de sutura de la falla del Motagua. Consiste en su parte meridional de esquistos, gneises, mármoles, serpentinas y granitos de edad paleozoica-mesozoica; en la septentrional estas rocas gradan hacia rocas mesozoicas sedimentarias con plegamiento de menor intensidad incluyendo calizas, dolomías, areniscas y arcillas.

d) Tierras Bajas del Petén: cuarta provincia geológica, compuesta básicamente por depósitos sedimentarios, como una gran planicie de aproximadamente 200 metros sobre el nivel del mar. Las rocas están constituidas principalmente por carbonatos depositados en ambiente de plataforma, de edad cretácica, además de clásticos terciarios y aluviones cuaternarios.

Sin embargo la geología de Guatemala es sumamente complicada y variada (Figura 1.3), debido a la complejidad espacial y los diferentes ambientes geológicos que han sido generados por la interacción y la dinámica de tres placas tectónicas (Caribe, de Cocos y Norteamericana).

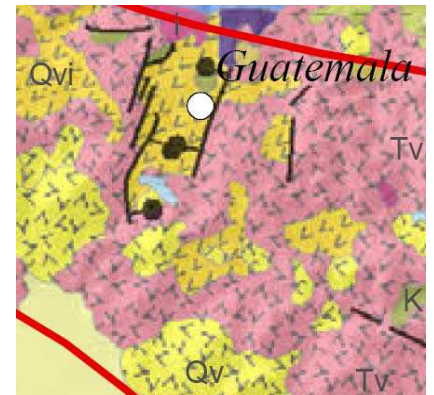
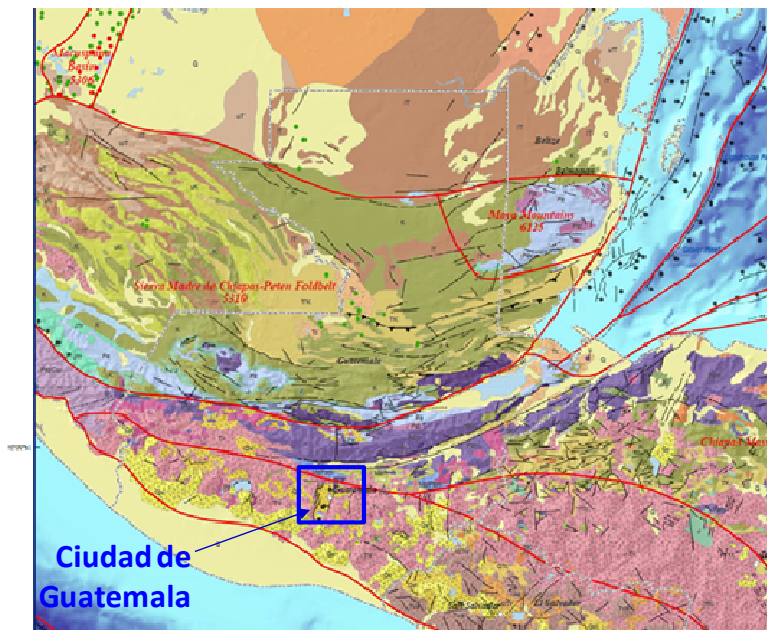
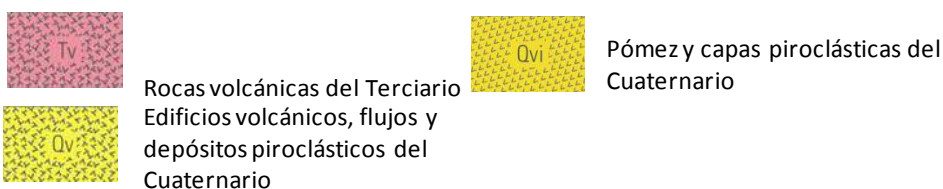


Figura 1.3. Mapa geológico que muestra la litología de Guatemala (Modificado de USGS, 2000)



## Actividad Volcánica

Las áreas más pobladas y de mayor crecimiento de Guatemala (Escribà, 1996) se ubican dentro de la Provincia Volcánica o dentro de su área de influencia, por lo que se considera importante mencionar el riesgo geológico asociado a la actividad volcánica.

Dentro de la Provincia Volcánica existen clasificados 324 focos eruptivos cuaternarios (Bohnenberger, 1969), once de los cuales están catalogados como activos por la Asociación Vulcanológica Internacional, de los cuales, los volcanes Santiaguito, Tacaná, Fuego, Tecuamburro y Pacaya (Figura 1.4).



Los efectos de una explosión o erupción volcánica consisten en terremotos de efectos locales, emanaciones de gases, cenizas y lavas ardientes, que en función de la magnitud del evento pueden devastar grandes extensiones. En la ciudad de Guatemala, donde se encuentra el área de estudio, la actividad del Volcán Pacaya ilustra los efectos antes mencionados.

Figura 1.4. Representación de los volcanes más importantes de Guatemala (Topinka, 1996).

### 1.3 Estructura del Valle de Guatemala

Una fractura es una superficie que separa un objeto en dos partes, y con este fenómeno pierde su continuidad. Cuando una fractura, además de la discontinuidad, muestra un desplazamiento de una parte con respecto a la otra se habla de una “falla”.

Existen varios tipos, en este caso, solo nos enfocaremos a la “falla normal”, originada por esfuerzos de tensión y el movimiento de ésta se debe a la gravedad.

Es posible que se presenten dos fallas paralelas y de inclinación opuesta, definiendo tres bloques: dos elevados y uno central hundido. A esta configuración se designa como “graben”, de acuerdo al vocablo alemán para fosa (Bohnenberger, 1969) .

En la naturaleza, las condiciones son generalmente más complejas. Es común que las fallas limítrofes del bloque hundido no sean simples, sino una serie de fallas paralelas.

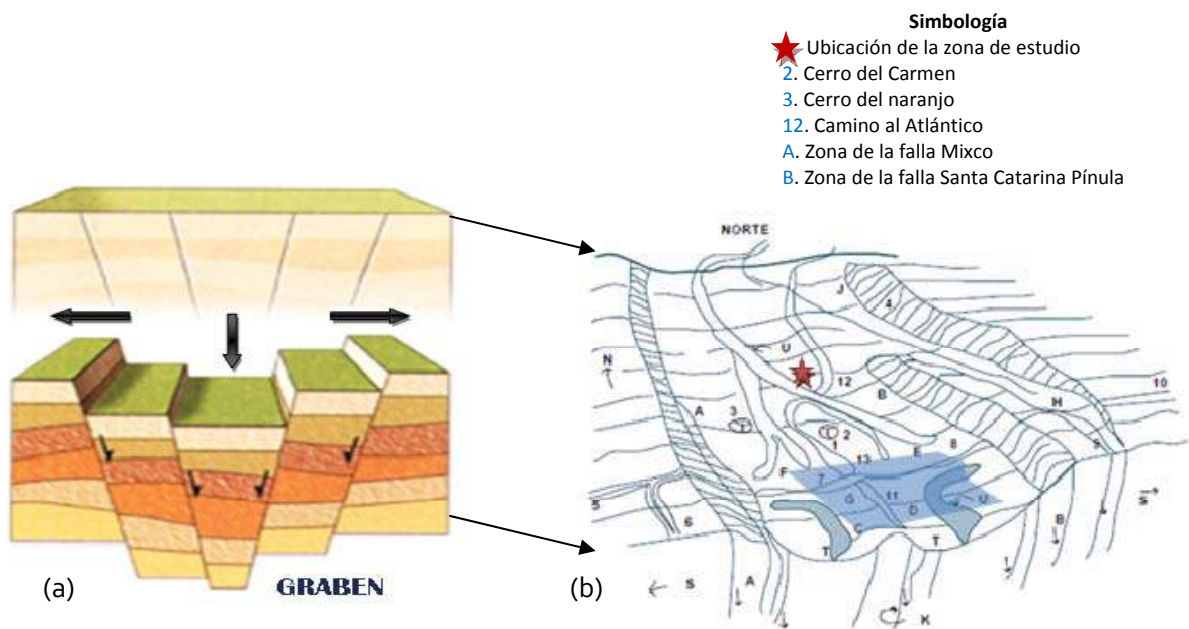


Figura 1.5. (a) Modelo geológico de un graben, definido por fallas múltiples. (b) Esquema. Morfología del Valle de la Ciudad de Guatemala. Modificado de Monzón, 2003.

El valle de la ciudad de Guatemala es una depresión de origen tectónico de tipo graben (Bonis, 1978, 1993; Plafker, 1978; Weyl 1980) o también llamado *pull apart basin* (Pérez, 2009). De acuerdo al relieve actual, el desnivel entre los bloques levantados donde se encuentra el valle es de 500m (Escribà, 1996), Figura 1.5.

Está delimitado al norte por la falla del Motagua, al sur por la falla de Jalpatagua y en el centro se ha generado una la zona de distensión que formó la depresión en la que se encuentra la ciudad. (Figura 1.6).

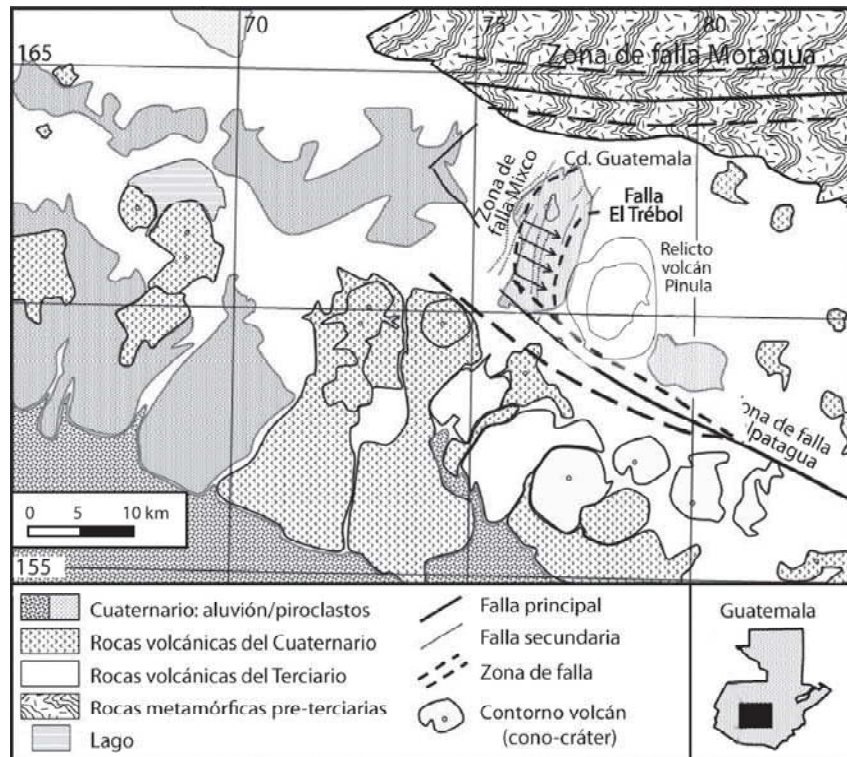


Figura 1.6. Modelo tectónico que interpreta la estructura del valle de Guatemala, mediante un *pull apart basin*, limitado al oeste por la falla de Mixco. (Bonis, 1993; Pérez, 2009)

La zona de distensión presenta actividad volcánica representada por los volcanes Pinula y El Naranjo. Al continuar los movimientos tectónicos colapsaron las estructuras volcánicas formando el sistema de fallas de Mixco, cuyas trazas se evidenciaron en superficie durante el terremoto de 1976 (Figura 1.7). Estas estructuras han sido cubiertas por un potente espesor de materiales piroclásticos que han encubierto y ocultado su origen.

El patrón del fracturamiento del valle de Guatemala provocado por el terremoto de 1976 ha evidenciado que la zona de fallamiento coincide únicamente con la falla de Mixco, la cual es un sistema de fallas normales, escalonadas, dirección norte-sur, cuya forma está gobernada por las estructuras volcánicas subyacentes (Figura 1.8). Lo que hasta ahora se conoce como falla Pinula, representa las faldas del relicto de la estructura volcánica. Éste se

adentra en el valle de Guatemala hasta el sector de El Trébol, siendo el contorno exterior, el formado por los altos estructurales que se encuentran dentro del valle de Guatemala. Hacia el oeste del contorno, las fallas Mixco y Pinula inician la zona de fallamiento activo.

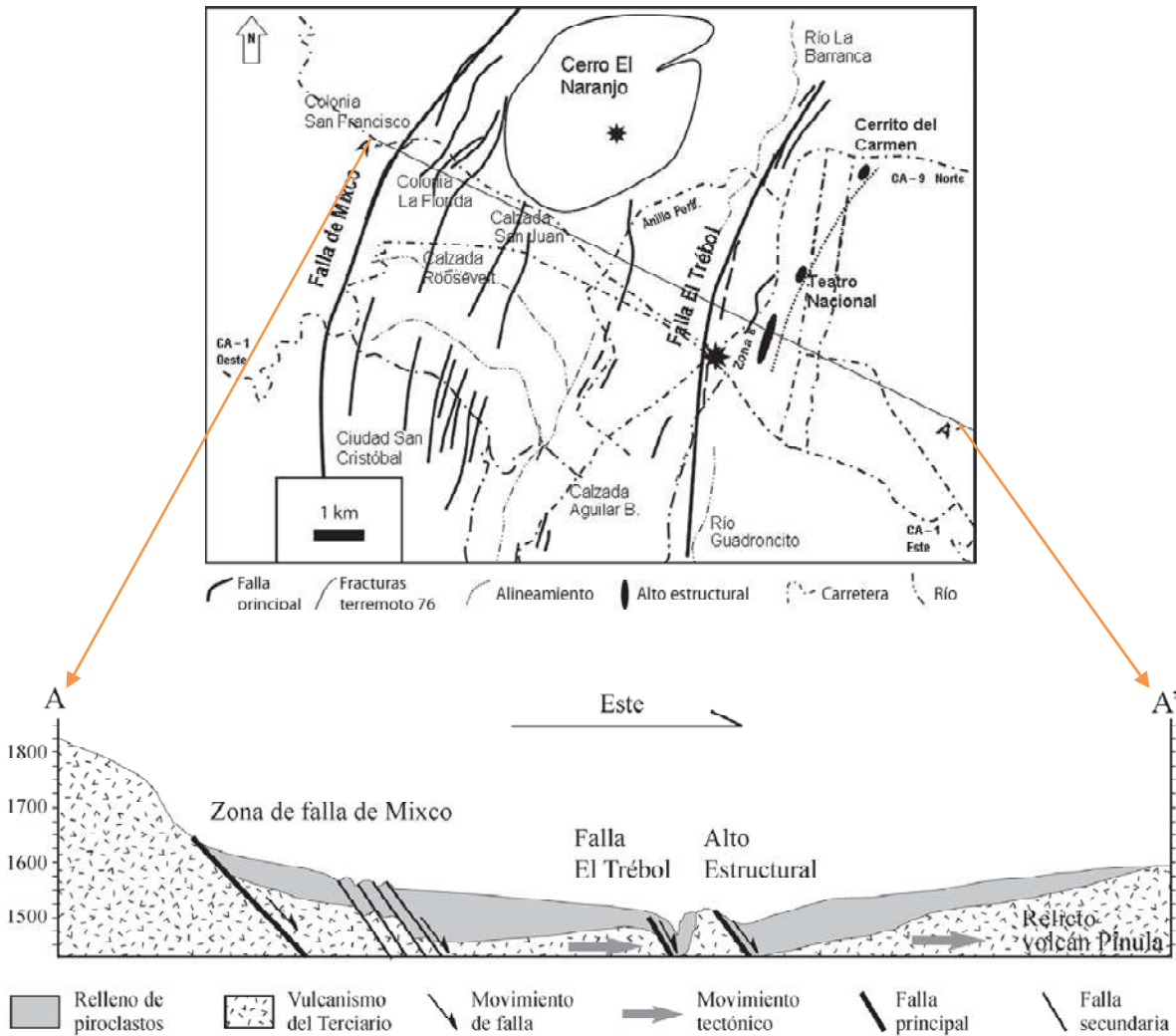


Figura 1.7. (a) Mapa de fracturas provocadas por el terremoto de 1976 en el valle de Guatemala. Los sectores en los que no se presentan fracturas coinciden con el cerro El Naranjo y el sector Este de la ciudad. Nótese la estrella indicando la localidad de El Trébol. (b) Sección transversal esquemática del valle de la ciudad de Guatemala con orientación E-W. En esta sección se puede observar que al W el valle está atravesado por el sistema de fallas de Mixco, mientras que en el E se encuentra el depósito de colada del volcán de Pinula (SGG, 1976; Pérez, 2009).

#### 1.4 Geología Local del Valle de Guatemala

Basado en la investigación de Koch y Mc Lean (1975) la estratigrafía de la cuenca de la ciudad de Guatemala se caracteriza por cuatro secuencias piroclásticas principales:

unidades R, L, T y H. Además de material de depósito de caída de pómez, reciente, de las unidades C, E y B; e intercalaciones entre las unidades L y T por las secuencias Z5- Z4, X, Y. Las características de cada unidad se explican de manera general en el (ver Cuadro 1.1). Sin embargo de acuerdo al reporte geológico de Zamudio *et al* (2010) la unidad más antigua, es la caliza cretácica de la Formación Atima, que aflora en la porción norte, la cual, está afectada por un fuerte fracturamiento y plegamiento; se encuentra en algunas porciones del subsuelo de la ciudad de Guatemala a una profundidad promedio de 190 m (Chuo Kaihatsu Corporation, 1995); el espesor exacto no se puede definir, ya que los pozos de Empresa Municipal de Agua de Guatemala (EMPAGUA) no cortaron la base, pero se estima que mida más de 250 m. En la Figura 1.9 la sección de la zona de estudio.

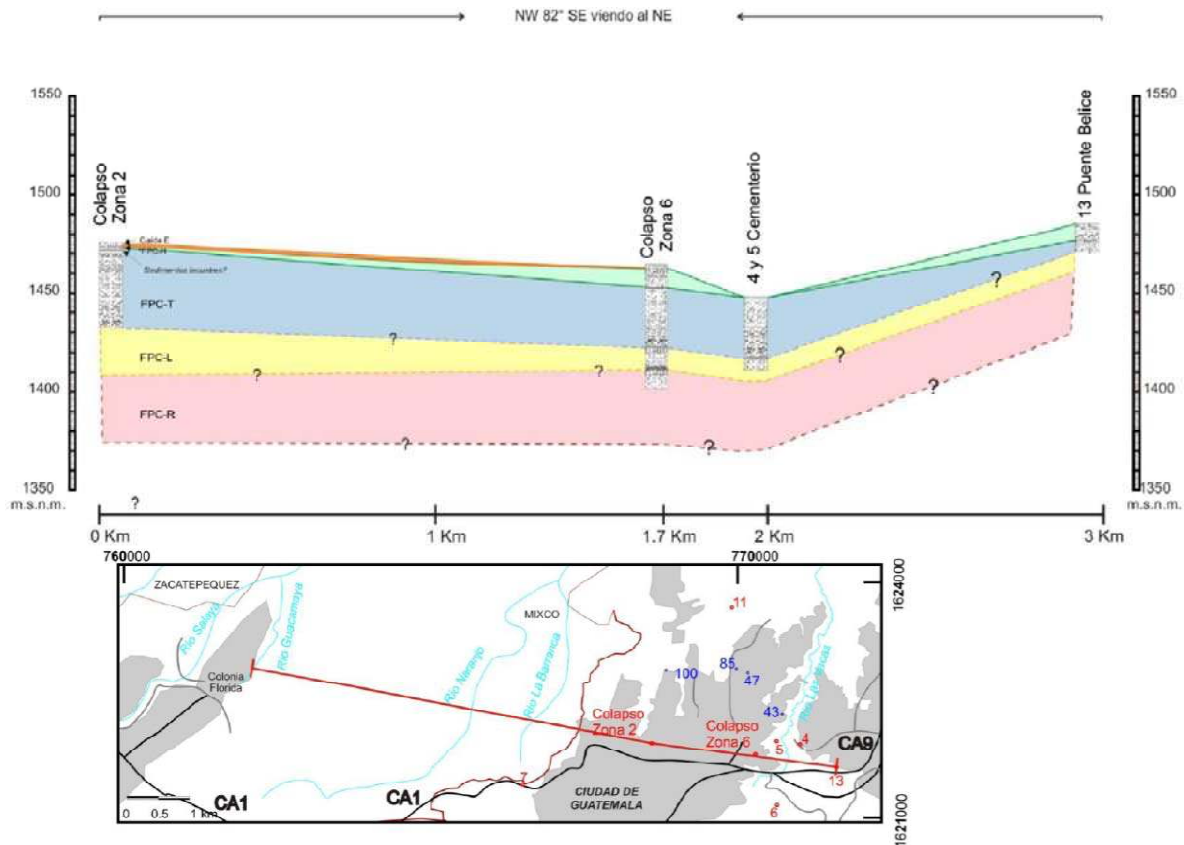


Figura 1.9. Correlación estratigráfica de las columnas de colapso Zona 2 (2010) y colapso Zona 6 (2007). FPC es flujo de pómez y ceniza (Tomado de Zamudio *et al*, 2010).

Le sobreyace a esta unidad en discordancia angular, una toba del Terciario que aflora en un alto estructural, aproximadamente a 1150 m al sur del colapso de la zona 2, en el Cerro del Carmen, y que se encuentra debajo de la secuencia de piroclastos del Cuaternario en el subsuelo de la ciudad (Pérez, 2009), y que en los pozos de EMPAGUA se estima un espesor mayor a 50 m, y va aumentando hacia el oriente de la ciudad estimándose espesores mayores a 75 m (Chuo Kaihatsu Corporation, 1995). La columna piroclástica del Pleistoceno, tiene un espesor aproximado de 140m, de acuerdo a los pozos Barrio San Antonio y Ciudad Nueva II (Daho Pozos S.A., 1994).



Cuadro 1.1. Descripción geológica de las unidades principales de la Cd. de Guatemala. Modificado de Koch & Mc Lean (1975); Zamudio *et al* (2010).

Sucesión de la Cuenca					
	B	C, E, B (Depósitos de caída)	B: ceniza color blanca con biotita y hornblenda. <i>Origen AYARZA.</i>		
	E		E: pómez de color blanca con fenocristales de hornblenda, enstatita y biotita; presentan una gradación inversa en los clastos de pómez. <i>Origen PACAYA.</i>		
	C		C: pómez color blanca con hornblenda. <i>Origen AGUA.</i>		
	Sedimentos Lacustres	Cuaternario (Pleistoceno)	Secuencia H (Los Chocoyos)	Constituida por un horizonte de caída en la parte inferior (depósito de pómez de caída de color crema), un horizonte de flujo piroclástico (contiene fragmentos líticos y ramas carbonizadas) y por un paleosuelo en su parte superior. <i>Origen LAGO DE ATITLÁN ?</i>	
	Sedimentos Lacustres		Z5-Z4, X, Y	Material piroclástico de color gris a blanco. <i>Proveniente de los volcanes PACAYA, ACATENANGO o FUEGO</i>	
	H		Secuencia T	Constituida por dos horizontes: uno de pómez de caída, gris claro con hornblenda y biotita; el otro es un depósito de flujo de pómez y ceniza, el espesor máximo de esta unidad se encuentra dentro de la ciudad de Guatemala. <i>Origen PACAYA.</i>	
	T		Secuencia L	Esta secuencia consta de un depósito de flujo de pómez y ceniza, color marrón, con estructura masiva, se encuentra constituido por clastos de pómez subredondeada, hasta de 12 cm y líticos angulosos oscuros, los cuales se encuentran soportados por una matriz de ceniza. Este horizonte, subyace a un paleosuelo de color marrón rojizo, de estructura masiva. <i>Origen PACAYA?.</i>	
	L		Secuencia R	Constituida por un depósito de flujo de pómez y ceniza, estructura masiva, compuesta por dos horizontes, uno, gris claro y otro marrón rojizo claro, coronado por un paleosuelo color marrón rojizo oscuro. <i>Origen PACAYA?.</i>	
	R		Terciario	Depósitos Volcánicos	Esta unidad de toba con biotita, corresponde a la descrita por Koch y McLean (1977), como un depósito con estructura masiva, gris claro rojizo compuesto de pómez y soportado por ceniza que se encuentra sin soldar. <i>Origen PACAYA?.</i>
				Cretácico	Formación Atima

## **1.5 Hidrogeología**

De acuerdo al estudio hidrogeológico de López Choc (1999), se identificaron dos acuíferos importantes, denominados acuífero superior e inferior.

Acuífero Superior: consiste esencialmente de potentes depósitos pomáceos, intercalaciones locales de sedimentos fluvio-lacustres, paleosuelos y lavas. Las características hidrogeológicas son muy variables, se estima una producción promedio de 200 gpm. El nivel freático de este acuífero es generalmente cercano a la superficie (dentro de los primeros 20 m), y muestra grandes variaciones estacionales. Se estima que el volumen de agua almacenada en el acuífero superior es de  $4 * 10^9 \text{ m}^3$ .

Acuífero Inferior. Está constituido por lavas andesíticas de alta permeabilidad secundaria, fracturación y espesor y tobas vítreas, las cuales subyacen al acuífero superior. Se tienen condiciones libres y de semi-confinamiento, el cual es provocado por los piroclastos compactados y semi-compactados que sobreyacen a las lavas fracturadas. Se estima que el volumen de agua almacenada en el acuífero inferior es de  $27.5 * 10^9 \text{ m}^3$ .

El movimiento del agua subterránea en la cuenca Sur del valle de la ciudad de Guatemala, está controlado por las fallas normales con dirección norte-sur, que permiten la recarga del acuífero superior y dan al gradiente hidráulico una tendencia hacia el sur con descarga en el lago de Amatitlán.

En el valle los niveles varían de Oeste al centro del valle de 120 a 60 m, mientras que del centro al Este varían entre 60 y 100 m.

La sobre explotación del acuífero se manifiesta por el sostenido descenso del nivel freático. Se estima que en la cuenca sur del valle de la ciudad, el descenso promedio oscila entre 1 y 1.47 m por año.

## **1.6 Generación de colapsos. Mecanismos de formación.**

Las cavidades por colapsamiento no son elementos aislados; son parte de un sistema de drenaje subterráneo. La clave que permite comprender su génesis y desarrollo, se encuentra en la estructura, funcionamiento y evolución que experimenta el sistema a nivel del conjunto. Además del equilibrio químico responsable de la disolución y la velocidad y características de las circulaciones. Esta interrelación permite explicar la génesis simultánea de una estructura subterránea y la morfología de superficie asociada a ella (Bakalowicz, 1982; Galan, 1991).

Generalmente cuando se habla de la formación de cavidades por colapsamiento, se piensa solamente en rocas solubles, es decir, carbonatadas, formadas por disolución química. La caliza y la dolomía forman la mayor parte de las rocas karstificables. Más del 90% de las cuevas del mundo se encuentran en estos terrenos (Galan, 1991). Sin embargo, existen otro tipo de estructuras que se forman por colapso en material piroclástico, emplazados en valles como en la región de Taupo Nueva Zelanda (Manville y Reeves, 2006). En ésta región a éste tipo de estructura se le conoce como “tomo” y es el resultado de la erosión mecánica intensa del agua subterránea (Foster y Fell, 1999).

Se han reportado eventos similares en la península Ibérica en la zona de Almería, Nijar (Parra, 2005) y en este caso en Guatemala (2007 y 2010).

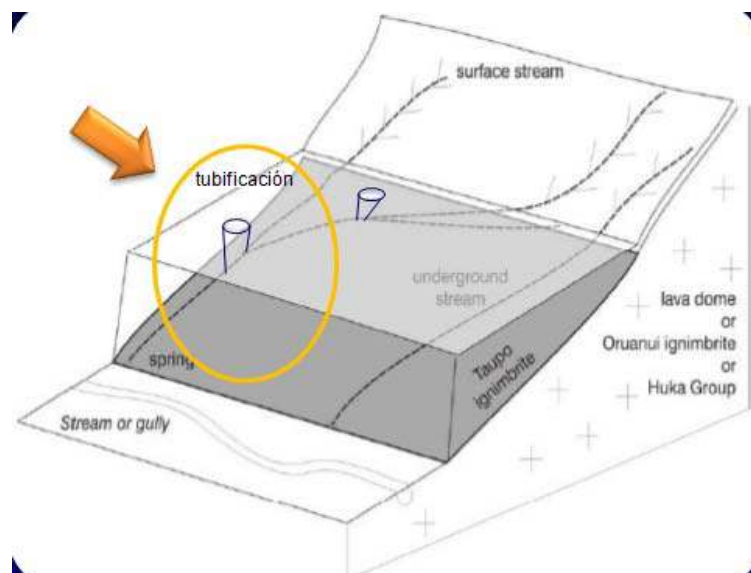
La formación de estas estructuras tienen lugar principalmente en los flujos piroclásticos masivos llamados ignimbritas, a los cuales generalmente le sobreyacen horizontes de paleosuelos de menor permeabilidad. Una de las características internas de las ignimbritas, es que presentan bandas ricas en clastos líticos, los cuales están soportados por una matriz de ceniza y cristales; estas partículas finas, son susceptibles a la erosión del flujo del agua subterránea. Cuando las ignimbritas sobreyacen horizontes menos permeables, el flujo del agua subterránea se intensifica en las ignimbritas de manera lateral, lo cual remueve las partículas finas y se desarrollan canales o tubos (Selby y Hosking, 1971).

Según los estudios de Foster y Fell (1999), la tubificación o erosión interna se puede generar por los siguientes procesos:

- ✚ Formación de tubos por erosión de retroceso: la erosión se inicia por percolación en una pared y a partir de ese punto se empieza a excavar hacia adentro del horizonte generando un tubo continuo.
- ✚ Formación de tubos por concentración de goteo: la erosión actúa a lo largo de grietas o en zonas en donde se concentra el goteo, por ejemplo zonas con alta permeabilidad, desde la fuente en donde se concentra el agua hasta un punto de salida.
- ✚ "Suffusion": la erosión ocurre por el acarreo de partículas finas que son lavadas de los intersticios de granos más gruesos, produciendo una zona de alta permeabilidad.
- ✚ Explosión: la erosión ocurre cuando la presión de fluido sobrepasa la tensión del material.

Una vez que se ha formado una cavidad, se desarrolla un tubo que sigue el gradiente hidráulico, el cual, regularmente sigue la forma de una superficie impermeable (paleosuelos). Las oquedades se pueden originar de forma natural en diferentes situaciones, tales como la confluencia de las corrientes de agua subterránea que puede seguir la paleotopografía, cuando coincide una corriente de agua superficial con una de agua subterránea o cuando hay un cambio de pendiente en el flujo de agua subterránea (Manville y Reeves, 2006; Zamudio *et al.*, 2010); (Figura 1.10).

Figura 1.10. Diagrama esquemático de la formación de hundimientos por colapso y su relación con arroyos y corrientes subterráneas, en el Distrito de Taupo, Nueva Zelanda. Tomado de Manville y Reeves (2006).



De acuerdo al marco de referencia antes expuesto, se debe resaltar que los hundimientos de la Ciudad de Guatemala ocurridos en el 2007 y 2010, se atribuyen principalmente a la propia litología, en general, un potente paquete de flujo de pómez y ceniza, regido por los mecanismos de tubificación y erosión interna de la misma. Sin descartar otros factores que también influyeron y trataremos más adelante.

## **2. MARCO TEÓRICO. TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA**

### **2.1 Antecedentes**

El desarrollo histórico de los métodos de Prospección Eléctrica se dividió (Orellana, 1982) en tres épocas: primitiva, clásica y contemporánea. Se Mencionan algunos eventos relevantes sin disminuir la importancia del resto.

Los orígenes de los métodos eléctricos, época primitiva, se remontan al siglo XVIII con los trabajos realizados por Gray y Wheeler en 1720 sobre la resistividad de las rocas y el descubrimiento de William Watson en 1746, de que el suelo es conductor.

En 1833 Brown patentó un sistema de prospección eléctrica con dos electrodos. Daft y Williams en 1902, obtuvieron otra patente basada en el empleo de corrientes de baja frecuencia. Un año después el ruso E.S. Ragozin publica su monografía “Aplicación de la electricidad en la búsqueda de yacimientos mineros” donde anticipa muchas de las ideas que habrían de aplicarse más tarde.

Conrad Schlumberger “padre de la Prospección Eléctrica”, descubrió un yacimiento de sulfuros de Bor (Servia), con Polarización Inducida, primer hallazgo geofísico de un mineral no magnético.

En 1915, él mismo y el americano Frank Wenner, independientemente, idean el dispositivo tetraelectrónico que será la base del progreso anterior.

La época clásica (1918 a 1960aprox.) se divide a su vez en tres, debido a las diferentes escuelas de pensamiento: la escuela Franco-Soviética, Wenner o de Gish-Rooney y la Sueca.

Entre éstas se destaca la importante solución dada por Stefanescu en 1932 a la distribución del potencial en un semiespacio estratificado. En 1938 se efectuaron los primeros sondeos eléctricos profundos (más de un kilómetro de penetración). Este método tuvo parte destacada en el descubrimiento de los yacimientos petrolíferos o de gas (en la antigua URSS) de Buguruslán, Saratov, Beshkiria y Vovolgrado. Desde entonces el método eléctrico fue adoptado en la URSS como el de empleo más general en la prospección petrolera.

En la época contemporánea comienza con el surgimiento de las computadoras personales, las cuales han puesto al alcance del geofísico cálculos inabordables anteriormente.

Podríamos agregar una cuarta a partir de la década de los 80's cuando surgen las técnicas de modelado directo, proporcionando modelos razonablemente aceptables para una variedad de estructuras geológicas. Además de la determinación de las impedancias y espesores de las capas en un medio estratificado a partir de las medidas realizadas en la superficie ha sido abordado de diversas maneras (Koefoed, 1979; Orellana, 1982; Zohdy, 1989; Telford, Geldart y Sheriff, 1990).

## **2.2 Método Tomografía Eléctrica. Generalidades.**

El estudio de Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE) (2D), comúnmente encontrado en la bibliografía como ERT, abreviación de Electrical Resistivity Tomography o “Electrical Imaging” (Dahlin, 2001), es un método que permite investigar la variación de la resistividad del subsuelo a profundidad y lateralmente.

Se estudia a lo largo de líneas en una dirección determinada, donde se inyecta una corriente eléctrica y mediante un dispositivo receptor se observa la respuesta del subsuelo, siendo el resultado, datos de resistividades aparentes (Figura 2.0).

Se caracteriza por ser una técnica de resistividad multielectrónica, cuyo arreglo geométrico varía dependiendo del objetivo de estudio.

Con las mediciones adquiridas se construye una sección en dos dimensiones (2D) que muestra una primera aproximación de los cambios en el subsuelo. Posteriormente, se aplica un algoritmo de inversión para obtener la distribución real de resistividades o imagen eléctrica. Imagen que será un resultado interpretable desde un punto de vista físico y geológico, y que dará información sobre las características físicas del subsuelo.

Este método geofísico fue desarrollado para la investigación de áreas de geología compleja (Griffiths, 1993). Su aplicación es diversa, como en la exploración de recursos naturales y actualmente en numerosas aplicaciones ambientales, hidrogeológicas, arqueológicas y geotécnicas.

Por ejemplo: detección y caracterización de contactos entre unidades litológicas, el lecho rocoso, fracturas y fallas, cavidades subterráneas (naturales o antropogénicas), túneles, pozos abandonados, tumbas y restos arqueológicos; evaluación de sitios por la presencia de rellenos sanitarios y plumas contaminantes, deslizamientos de tierra; inspección de fugas y filtraciones en cañerías y presas; determinación de unidades acuíferas, niveles freáticos e intrusión marina, etc.

La Tomografía Eléctrica se destaca con respecto a los métodos de resistividad convencionales, por tener un proceso de adquisición de datos totalmente automatizado ya que se cuenta con software capaz de procesar eficazmente un gran volumen de información. Además del uso de la TRE en 2D la aplicación en 3D con una configuración tipo “L” ha tenido gran éxito (Chávez *et al.*, 2011; Chávez, 2011) con el que se puede “iluminar” por debajo de construcciones.

Destacando que tiene grandes ventajas: es una herramienta de carácter no destructivo, con un bajo costo, es de fácil implementación, adecuado por optimización de tiempo, combinando adecuadamente resolución lateral y profundidad de investigación.

En zonas urbanas esta metodología ha sido de gran utilidad si se compara con otros métodos como la sísmica, que en zonas de riesgo no es conveniente utilizar por el tipo de fuente, con los métodos potenciales, refiriéndose al estudio gravimétrico, que si bien es barato el levantamiento y procesado es muy exigente; así como radar que además de ser más costoso es deficiente en zonas de alta saturación.

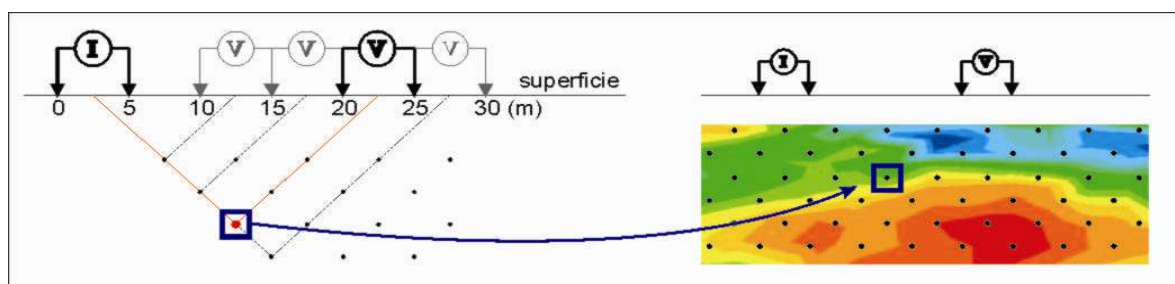


Figura 2.0 Representación simplificada de la técnica de Tomografía Eléctrica para un arreglo dipolo-dipolo. (Chávez *et al.*, 2011)



### 2.3 Fundamentos teóricos del método

#### 2.3.1 Método de resistividad eléctrica.

El principio físico en el que se basa esta metodología está relacionado con el siguiente concepto: mediante un dispositivo electródico, se inyecta una corriente estacionaria a través de un par de electrodos puntuales [C1 y C2], y se lee la diferencia de potencial entre otro par de electrodos [P1 y P2]. La relación de estas dos magnitudes proporciona una resistividad aparente que depende de la resistencia de los materiales presentes en el subsuelo (Figura 2.1).

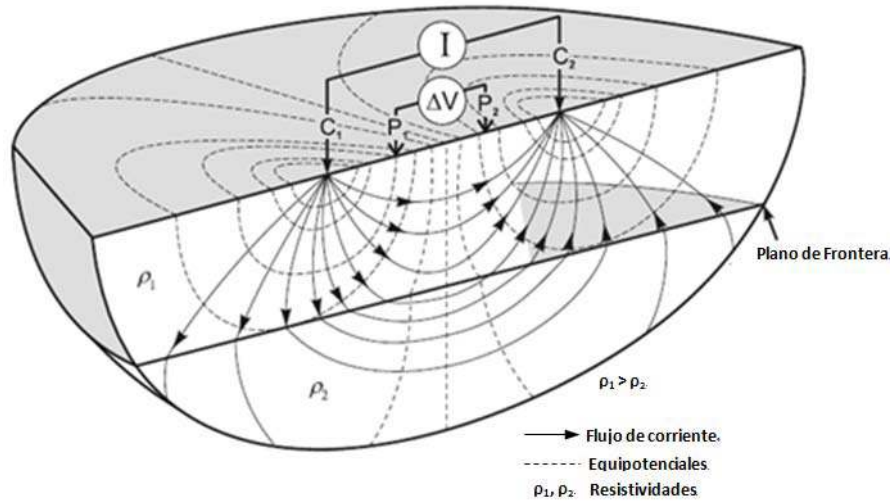


Figura 2.1. Principio del método resistivo, dispositivo electródico lineal (cuadripolo).

Tomada de Knödel, 2007.

Partiendo de las ecuaciones de Maxwell (Orellana, 1982; Telford, 1992)

$$\nabla \times \vec{E}(\vec{r}) = -\frac{\partial \vec{B}(\vec{r})}{\partial t} \quad ; \quad \text{Ley de Faraday} \quad \dots \dots \dots (2.1)$$

$$\nabla \times \vec{H}(\vec{r}) = \vec{J}(\vec{r}) + \frac{\partial \vec{D}(\vec{r})}{\partial t} \quad ; \quad \text{Ley de Ampere} \quad \dots \dots \dots (2.2)$$

Para el caso de prospección eléctrica se considera un campo estacionario, por tanto las derivadas temporales se anulan, quedando expresadas las ecuaciones como se muestra en 2.3 y 2.4.

$$\nabla \times \vec{E}(\vec{r}) = 0 \dots\dots\dots (2.3)$$

$$\nabla \times \vec{H}(\vec{r}) = \vec{J}(\vec{r}) \dots\dots\dots (2.4)$$

La ecuación 3, nos indica que se trata de un campo conservativo e irrotacional, puede ser descrito mediante el gradiente de una función escalar, en este caso el potencial U.

$$\vec{E}(\vec{r}) = -\nabla U(\vec{r}) \dots\dots\dots (2.5)$$

El campo eléctrico  $\vec{E}$  es opuesto al gradiente de potencial  $U$ . Las líneas de campo señalan hacia la máxima disminución de la función potencial.

Si se considera una fuente puntual, definida en la práctica como aquel por donde “inyectamos” y “medimos” diferencias de voltajes, es decir, los electrodos, las ecuaciones que rigen el campo eléctrico son:

$$\nabla \times \vec{E}(\vec{r}) = 0 \dots\dots\dots (2.6)$$

$$\nabla \cdot \vec{E}(\vec{r}) = -I\rho\delta(\vec{r}) \dots\dots\dots (2.7)$$

$$\nabla \times \vec{E}(\vec{r}) = -\nabla U(\vec{r}) \dots\dots\dots (2.8)$$

$$\nabla^2 U(\vec{r}) = -I\rho\delta(\vec{r}) \dots\dots\dots (2.9)$$

En una región donde no existe fuente puntual y en las superficies discontinuidad de resistividad.

$$\nabla^2 U(\vec{r}) = 0 \dots\dots\dots (2.10)$$

Que es la ecuación de Laplace donde también la divergencia de  $\vec{E}(\vec{r})$  es cero.

### **2.3.2 Fuente puntual en un semiespacio. Funciones de Green**

Las funciones de Green, desde su aparición en 1825 creadas por el matemático inglés George Green, se han convertido en una gran herramienta, con la es posible transformar los

problemas con valores en la frontera en forma de ecuaciones diferenciales a ecuaciones integrales utilizando funciones kernels de integración (Julca, 2005). En electromagnetismo representan la respuesta de un campo debida a una fuente de carga puntual ubicada a distancia.

Cuando tenemos un semiespacio homogéneo con una fuente puntual en la superficie. (Orellana, 1982; Telford, 1990; Loke, 2001), la corriente fluye radialmente desde la fuente y el potencial varia inversamente a la distancia de éste (Figura 2.2).

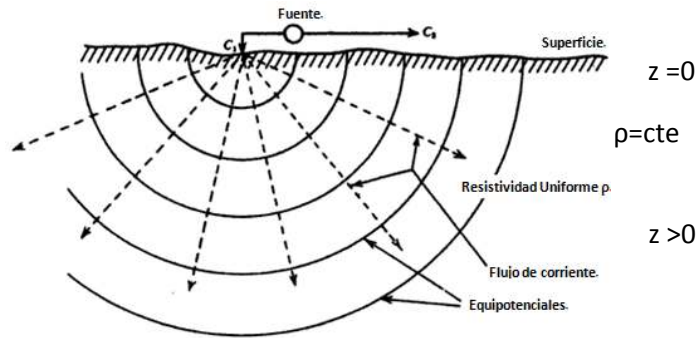


Figura 2.2. Fuente puntual de corriente en la superficie de un medio homogéneo.

Modificado de Telford, 1992.

Para encontrar el potencial producido por una fuente puntual C en la frontera de ambos semiespacios el problema se puede expresar como la función de Green de la Ecuación de Poisson (Cifuentes, 1994):

$$\nabla^2 U(\vec{r}) = -I\rho\delta(\vec{r}); \quad z > 0 \dots\dots\dots (2.11)$$

$$\frac{\partial U(\vec{r})}{\partial \eta} = 0; \quad z > 0 \dots\dots\dots (2.12)$$

Para una superficie Gaussiana S limitada por el plano z=0 con radio infinito.

Donde (2.12) también se puede expresar como  $\nabla U(\vec{r}) \cdot \eta = 0$  que es la derivada direccional de U en dirección de la normal hacia fuera del dominio U. Donde  $\eta$  es el vector normal unitario.

Si empleamos funciones de Green, la solución del potencial se puede expresar como:

$$U(\vec{r}) = \int_v G(\vec{r} - \vec{r}') \nabla^2 U(\vec{r}') dv + \int_s \left( G(\vec{r} - \vec{r}') \frac{\partial U(\vec{r}')}{\partial \eta} - U(\vec{r}') \frac{\partial G(\vec{r} - \vec{r}')}{\partial \eta} \right) ds \dots \dots \dots (2.13)$$

Existen diferentes condiciones de frontera para definir el problema entre las más utilizadas son Dirichlet y Neumann. Las primeras fijan el valor del potencial sobre el contorno, en cambio en las condiciones de Neumann se fija el valor de la derivada normal de los potenciales sobre el contorno.

Las líneas equipotenciales eléctricas son paralelas a los contornos donde se aplica la condición de Dirichlet y normales a contornos donde se aplica la condición de Neumann.

Donde la función de Green  $G(\vec{r} - \vec{r}')$  con las condiciones de frontera de Neumann satisface la ecuación diferencial expresada como:

$$\nabla^2 G(\vec{r}) = -\delta(\vec{r} - \vec{r}'); \quad z > 0 \dots \dots \dots (2.14)$$

$$\frac{\partial G(\vec{r})}{\partial \eta} = 0; \quad z = 0 \dots \dots \dots (2.15)$$

La función de Green para el problema del semiespacio que satisface la ecuación (2.14 y (2.15)

$$G(\vec{r} - \vec{r}') = \frac{1}{4\pi} \left[ \frac{1}{\sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2 + (z-z')^2}} + \frac{1}{\sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2 + (z+z')^2}} \right] \dots \dots \dots (2.16)$$

Sustituyendo las ecuaciones (2.11), (2.12) y (2.15) en la (2.13), el potencial  $U(\vec{r})$  queda expresado por:

$$U(\vec{r}) = I\rho \int_v G(\vec{r} - \vec{r}') \delta(\vec{r}') dv \dots \dots \dots (2.17)$$

De las propiedades de las funciones impulso de la integral de la ecuación (2.17) queda expresada como:

$$\int_v G(\vec{r} - \vec{r}') \delta(\vec{r}') dv = G(\vec{r}, h) \dots \dots \dots (2.18)$$

Donde  $\delta(\vec{r}) = \delta(x' + y' + z')$

Sustituyendo la ecuación (2.18) en (2.17) el potencial es:

$$U(\vec{r}) = \frac{I\rho}{4\pi} \left[ \frac{1}{\sqrt{x^2+y^2+(z-h)^2}} + \frac{1}{\sqrt{x^2+y^2+(z+h)^2}} \right] \dots \dots \dots (2.19)$$

Al tener la fuente puntual localizada en la interface, es decir, cuando h=0, se tiene:

$$U(\vec{r}) = \frac{I\rho}{4\pi R} \dots \dots \dots (2.20)$$

Donde  $R = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$

Otra forma de calcular el potencial es suponer que se introduce corriente en el suelo en el punto A; se calcula la resistencia en función de la longitud y sección por donde atravesará la corriente, quedando expresado de la siguiente forma (Sánchez, 2010)

$$R = \rho \frac{\textit{longitud}}{\textit{sección}} = \rho \frac{dr}{2\pi r^2}; \quad \textit{y se sabe}; \quad - du = R . I$$

Al sustituir ambas ecuaciones resulta

$$-du = I\rho \frac{dr}{2\pi r^2}; \quad \textit{al integrar}; \quad U = \rho \frac{I}{2\pi r}$$

## 2.4 Factor geométrico y Resistividad aparente

En la práctica se utilizan al menos dos electrodos en la superficie, uno positivo que inyecta corriente al subsuelo y a su vez uno negativo que colecta la corriente de regreso. Además los valores de potencial tienen un patrón simétrico con respecto al punto medio entre los electrodos.

Sin embargo prácticamente todos los estudios se realizan con un arreglo geométrico de cuatro o más electrodos, como la tomografía eléctrica que se caracteriza por ser multielectrónica, que finalmente están basados en el mismo principio.

El arreglo geométrico consta de dos electrodos por donde se inyecta la corriente llamados  $C_1$ ,  $C_2$  y dos electrodos  $P_1$ ,  $P_2$  que miden el potencial. La configuración geométrica puede variar dependiendo del objetivo, lo cual se explicará más adelante.

Al tener dos electrodos de potencial  $P_1$  y  $P_2$ , la diferencia de potencial se expresa como (2.21) en función del arreglo geométrico (Figura 2.3).

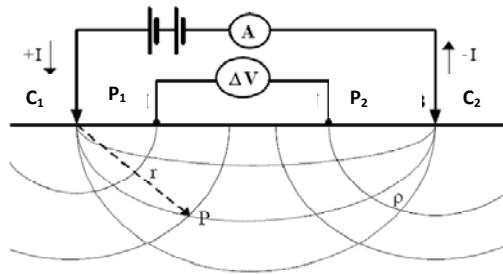


Figura 2.3. Arreglo eléctrico de dos electrodos de potencial y dos electrodos de corriente. Tomado de Orellana, 1982.

$$\Delta V = \frac{\rho I}{2\pi} \left( \frac{1}{r_{C_1 P_1}} - \frac{1}{r_{C_2 P_1}} - \frac{1}{r_{C_1 P_2}} + \frac{1}{r_{C_2 P_2}} \right) \dots \dots \dots (2.21)$$

De acuerdo a la Ley de Ohm se resuelve para la resistividad:

$$\rho_a = k \frac{\Delta V}{I} [\Omega \cdot m] \dots \dots \dots (2.22)$$

$$\text{donde } k = \frac{2\pi}{\left( \frac{1}{r_{C_1 P_1}} - \frac{1}{r_{C_2 P_1}} - \frac{1}{r_{C_1 P_2}} + \frac{1}{r_{C_2 P_2}} \right)}$$

De la ecuación (2.22)  $\rho_a$  representa la resistividad aparente y  $k$  el factor geométrico.

Los valores de resistividad obtenidos en un medio heterogéneo son llamados de resistividad aparente,  $\rho_a$  [ $\Omega.m$ ]. Esta se define dividiendo el voltaje recibido por la corriente y multiplicado por el factor geométrico.

Para explicar el concepto de resistividad aparente, supondremos dos cuerpos de diferente resistividad en el semiespacio. Para poder detectarlos midiendo la diferencia de potencial en diferentes posiciones sobre la superficie  $z=0$ , la resistividad obtenida no será constante y tampoco tendrá el valor solo de alguno de los cuerpos. Se debe a que el campo eléctrico total del semiespacio es la suma del campo eléctrico primario y los campos secundarios generados por las diferentes heterogeneidades que se presenten, reflejándose en el potencial medido.

Siendo la ecuación (14) la que define el parámetro anómalo de resistividad a través del efecto de desviación del semiespacio homogéneo e isótropo.

El factor geométrico  $k$ , determina el comportamiento del dispositivo, que representa el “alejamiento” del campo eléctrico respecto a la fuente que lo genera, mostrado en la ecuación (2.21). Además la resistividad medida será independiente de la posición de los electrodos de inyección y detección cuando estos se intercambian, es el principio de reciprocidad, que se cumple tanto en un medio homogéneo como heterogéneo (Orellana, 1982).

## 2.5 Resistividad eléctrica del subsuelo

La resistividad eléctrica de las rocas puede variar en un margen muy amplio, está en función de diversos factores como la porosidad, la permeabilidad, temperatura, saturación de fluidos, la química de los fluidos, además del grado de fracturamiento y los minerales que componen estas rocas. Ver algunos ejemplos en la Tabla 2.1.

La humedad es importante, diferentes grados de humedad en un mismo terreno nos pueden llevar a interpretaciones erróneas de los materiales del subsuelo. Una topografía accidentada puede tener un efecto similar, ya que el flujo de corriente se concentra en los valles y se dispersa en las colinas (Butler, 2005).

Material	Resistividad ( $\Omega.m$ )	
	Mínimo	Máximo
Grava	50 (agua saturada)	$> 10^4$ (en seco)
Arena	50 (agua saturada)	$> 10^4$ (en seco)
Limo	20	50
Marga	30	100
Arcilla (húmeda)	5	30
Arcilla (seca)		$>1000$
Lodos	15	25
Arenisca	$<50$ (húmedo)	$> 10^5$ (en compacto)
Caliza	100 (húmedo)	$> 10^5$ (en compacto)
Esquisto	50 (húmedo)	$> 10^5$ (en compacto)
Toba	$2 \times 10^3$ (húmedo)	$10^5$ (mojada)
Rocas ígneas y metamórficas	$<100$ (degradado, húmedo)	$> 10^6$ (en compacto)
Roca de sal	30 (húmedo)	$> 10^6$ (en compacto)
Residuos domésticos e industriales	$< 1$	$>1000$ (de plástico)
Agua natural	10	300
Agua de mar (35 % NaCl)	0.25	
Agua salada	(salmuera) $< 0.15$	$3 \times 10^3$
Agua superficial (rocas ígneas)	0.1	100
Agua superficial (sedimentos)	10	$10^6$

Tabla 2.1. Resistividades de materiales geológicos y residuos. Modificada de Gasulla (1999).



## **2.6 Profundidad de Investigación**

La profundidad de investigación puede tener una variedad de definiciones físicas, pero todas estas se derivan de la necesidad de relacionar una medición hecha en la superficie con alguna profundidad particular, además de que se puedan optimizar los parámetros del estudio para una mejor identificación del objetivo (Barker, 1989).

Evjen (1938) define la profundidad de investigación como la profundidad a la que una capa horizontal fina hace que el porcentaje máximo de participación a la señal total medida en la superficie. Posteriormente, Roy y Apparao en 1971 y Roy en 1972 utilizaron la misma definición en los estudios de más de un homogéneo isótropo medio (Buddhabed, 1986).

Roy (1972) calcula curvas para varios arreglos de electrodos convencionales (incluyendo Wenner, Schlumberger y dipolo- dipolo) que muestran la respuesta de una capa delgada horizontal con profundidad variable. El punto donde estas curvas alcanzan un punto máximo de profundidad se define como "profundidad de investigación característica" (DIC).

Posteriormente, en lugar de discutir la distribución de corriente en el subsuelo, examinaron la contribución de cada volumen de la tierra a la señal total ( $\Delta V / I$ ) observada en la superficie. La integración de esta contribución sobre una capa delgada horizontal y la normalización de modo que el total de la señal es igual a la unidad, llevo al concepto de "profundidad de investigación característica normalizada" (NDIC) construyeron curvas de para distintos arreglos.

Edwards (1977) sugiere que un valor más útil puede ser la profundidad a la cual la mitad de la señal medida en la superficie es debida a la porción de suelo superior a esa profundidad y la otra mitad de la señal a la porción de suelo inferior, definiéndola como la "profundidad de investigación efectiva" (NDIC) y que ésta tiene validez física y la aplicación práctica.

En 1989 Barker muestra con ejemplos una mayor utilidad de ésta sobre la utilizada por Roy y Apparao (1971).

Sin embargo, a pesar de Edwards demostró ventajas prácticas para su definición, publicaciones como (Bhattacharya y Sen, 1981; Bhattacharya y Dutta, 1982) utilizan la definición de Roy.

En la práctica, la profundidad de la investigación depende, por supuesto, de las capas del subsuelo, de la configuración geométrica de la adquisición y separación de los electrodos. Tener precaución, por ejemplo, con una capa superficial de baja resistividad que reducirá la profundidad de la investigación (Barker, 1989).

## **2.7 Dispositivos electródicos lineales**

### **(Wenner, Wenner-Schlumberger y Dipolo- Dipolo)**

El principio de los cuatro electrodos se denomina cuadripolo o tetrapolo. En principio los cuatro electrodos pueden adoptar cualquier disposición geométrica sobre el plano que representa la superficie del terreno (Orellana, 1982).

De las diferentes configuraciones posibles que ofrece la TRE se han elegido tres, Wenner, Wenner-Schlumberger y Dipolo-Dipolo, por sus diferentes características y cuyo común denominador es el espaciado entre electrodos.

En función del espaciado entre electrodos puede establecerse un compromiso entre profundidad de investigación y resolución. A mayor espaciado de electrodos, la profundidad alcanzada es mayor, pero la resolución disminuye.

#### **2.7.1 Wenner**

El arreglo Wenner “normal” o también llamado Wenner alpha, fue utilizado por primera vez por el grupo pionero de investigación de la Universidad de Birmingham.

Los electrodos se mantienen equidistantes, con una longitud de dipolo de “a”, se mueven sobre una línea con la disposición de  $C_1$ - $P_1$ - $P_2$ - $C_2$ , aumentando el espaciado “n x a”, donde “n” es el factor de separación del dipolo o comúnmente llamado nivel de estudio (Loke, 2001; ver cuadro 2.1).

### **2.7.2 Wenner-Schlumberger**

Es el nuevo híbrido entre los arreglos Wenner y Schlumberger (Pazdirek y Blaha, 1996).

La disposición de los electrodos es la misma que en el arreglo Wenner, con la diferencia de que el factor “n” para este arreglo es la relación de distancia entre  $C_1-P_1$  (o  $P_2-C_2$ ), (Loke, 2001; ver cuadro 2.1).

### **2.7.3 Dipolo- Dipolo**

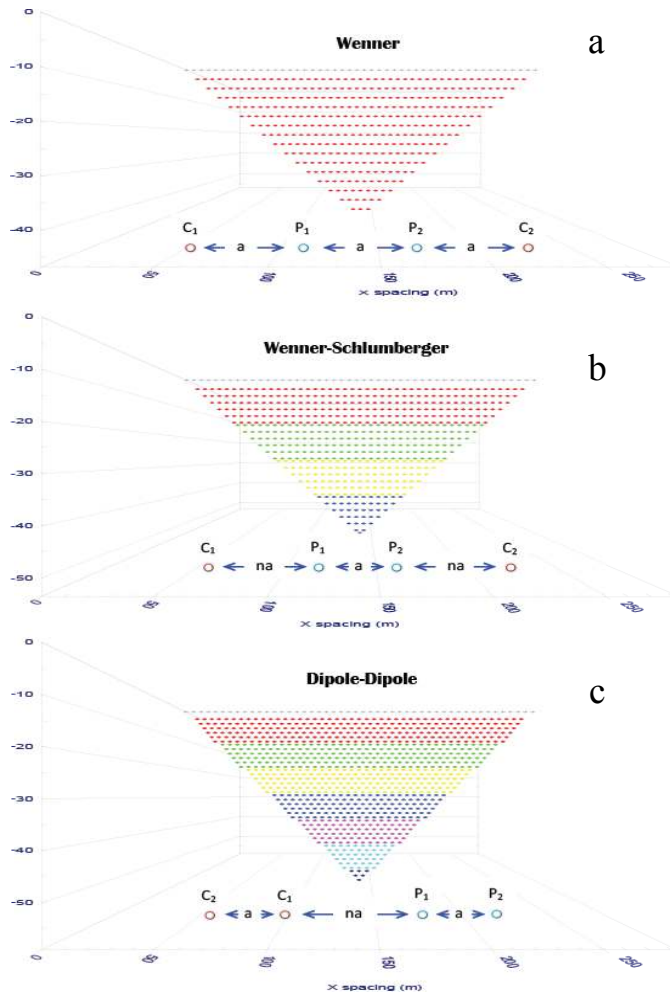
Fue creado por Al’pin (1966) y utilizado en perfiles bajo la Universidad de Massachussets Institute of Technology en la adquisición de datos en la Zona Minera del Sur de Mindamar en Cape Breton Island, Nueva Escocia (Seigel *et al*, 2007; López, 2011).

Este arreglo ha sido usado en estudios de resistividad y de Polarización Inducida (IP), gracias al bajo acoplamiento entre los circuitos de corriente y potencial.

La geometría es  $C_2-C_1-P_1-P_2$ , en principio la distancia es equidistante entre los electrodos “a”, pero incrementa en “n x a” en  $C_2-C_1$  y  $P_1-P_2$ , (Loke, 2001; ver cuadro 2.1).

En el Cuadro 2.1 se muestran comparativamente las principales características de cada arreglo; del lado izquierdo la configuración del dispositivo lineal y la representación de la sección 2D y en el lado derecho algunos comentarios.

Cuadro 2.1. Características principales de los dispositivos electrónicos lineales, Wenner, Wenner-Schlumberger y Dipolo-Dipolo



Apropado para resolver cambios verticales (estructuras horizontales)  
 Deficiente para detectar cambios horizontales (estructuras verticales)  
 Profundidad media de investigación es aproximadamente 0.5 veces el espaciamento "a" (Loke, 2001), otra aproximación es  $AB/8$  (Butler, 2005)

Nuevo híbrido (Pazdirez and Blaha, 1996)  
 Moderadamente para estructuras horizontales ("n" valores menores) y verticales ("n" valores mayores).  
 La intensidad de la señal es, aproximadamente, inversamente proporcional al cuadrado del factor "n"  
 Profundidad media de investigación es aproximadamente 10% más profunda que el Wenner  
 Probablemente es el mejor arreglo entre el Wenner y Dipolo-Dipolo.

Altamente sensitivo a los cambios horizontales (estructuras verticales)  
 Deficiente para detectar cambios verticales (estructuras horizontales)  
 Baja intensidad de señal para valores grandes del factor "n". El voltaje es inversamente proporcional al cubo del factor "n"  
 La profundidad media de investigación depende del espaciamento "a" y el factor "n"

### 3. METODOLOGÍA

La Tomografía de Resistividad Eléctrica se puede dividir en dos etapas: la adquisición de los datos y el procesado de éstos o inversión, para estimar la resistividad verdadera del subsuelo (Tejero *et al.*, 2002). En el presente estudio se analizará la primera etapa.

#### 3.1. Adquisición

Se realizó un estudio de tomografía eléctrica galvánica con el objetivo de determinar posibles zonas de riesgo a lo largo del colector Poniente, entre los hundimientos de 2007 y 2010 en la Ciudad de Guatemala (Figura 3.1).

Para abarcar la mayor parte de la zona de estudio se plantearon seis perfiles, que al estar en una zona urbana altamente poblada, fueron acotados por la disposición de las calles y la morfología del lugar.

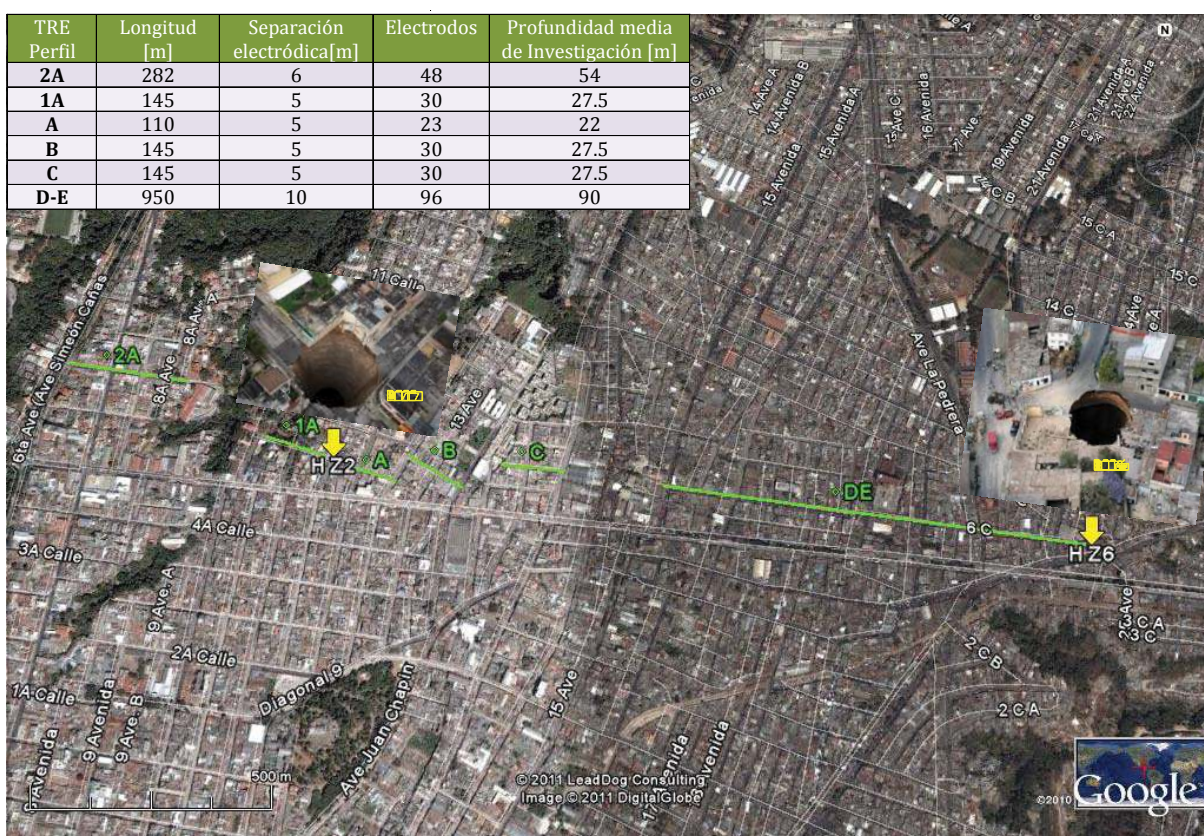


Figura 3.1. Localización de los Perfiles de TRE, en las Zona 2 (2010) y Zona 6 (2007) de la Ciudad de Guatemala. Modificada de Google Earth (2010).

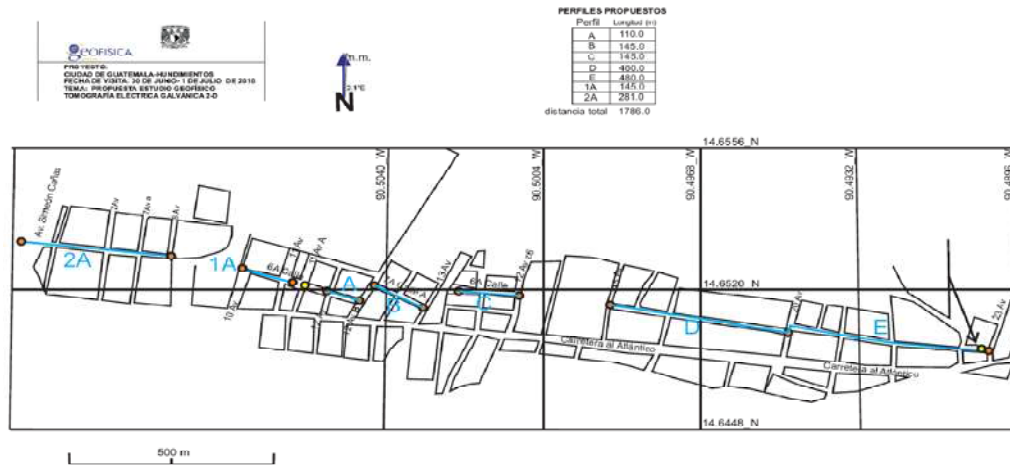


Figura 3.2. Mapa local de la zona de estudio. Tomado de Chávez *et al.*, 2011.

El equipo utilizado para llevar a cabo el levantamiento geofísico fue un resistivímetro modelo SySCAL Pro Switch de 48 canales, fabricado por la compañía IRIS (Francia).

Se emplearon 4 carretes de cables inteligentes, cada uno para 12 electrodos equiespaciados a 10 m, que al conectar en línea alcanzan una longitud máxima de 470 m.



Figura 3.3. Tomografía eléctrica, Esquema que muestra la inserción de un electrodo de cobre en el suelo. (a) Perforación en el pavimento para que el electrodo se asiente en el suelo natural. (b) Se coloca una pequeña cantidad de sulfato de cobre y agua. (c) Se introduce el electrodo con la ayuda de un mazo asegurándose que quede fijo. (d) La parte del electrodo que sale a superficie, se conecta al cable inteligente que a su vez está conectado al equipo.

En primer lugar se localiza el perfil, se define el origen de cada línea y la dirección en la que se medirá. En este caso todos los perfiles se tomaron con dirección W-E.

Se insertan los electrodos en el terreno (Figura 3.3) de forma equiespaciada, intentando siempre que sea línea recta. Se perfora en la ubicación de cada electrodo y la separación depende de la longitud total de la línea (cada 5, 6 o 10 m) con una profundidad alrededor de 60 cm.

Los electrodos de cobre miden 80 cm con  $\frac{3}{4}$  de pulgada de diámetro. Para evitar la polarización de los electrodos, se coloca cantidad suficiente de un electrolito, sulfato de cobre, en cada orificio, para una mejor conductividad.

Después de colocar y conectar todo el equipo, se realiza la medición de resistencias de contacto, esperando que sea menor a 2 k $\Omega$  de acuerdo al fabricante del equipo (Manual AGI, 2009), para empezar la adquisición, de lo contrario se revisa en que electrodo está alta y se coloca más electrolito o de no bajar a niveles estables se cambia de posición. Finalmente se procede a la adquisición (Figura 3.4).

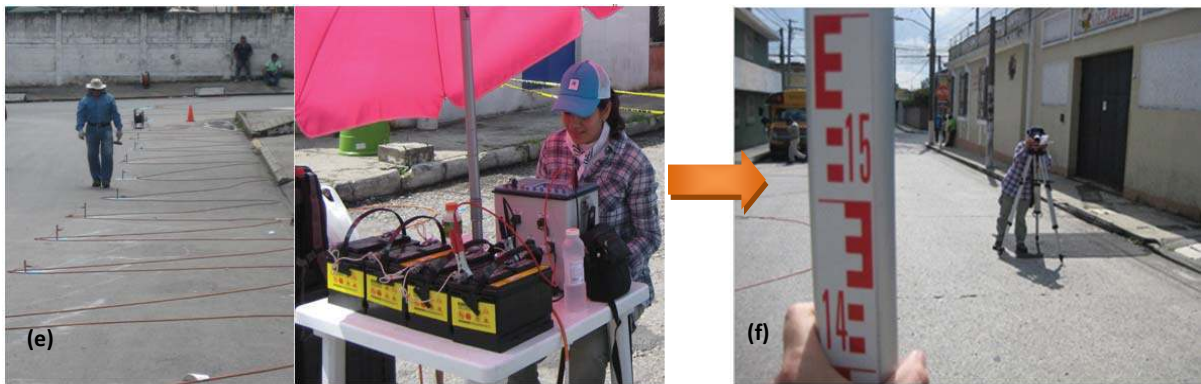


Figura 3.4. Tomografía eléctrica, (e) Esquema de adquisición con el equipo SYSCAL Pro Switch.

(f) Nivelación topográfica a lo largo del perfil.

Parte fundamental es la nivelación del terreno pues se llegó a tener un desnivel de hasta de  $\sim 6$  m, se tomó con el equipo la marca LEICA, modelo NA724, que comprende de un nivel con un tripie y un estadal de resolución milimétrica, además se tomó la ubicación del inicio y final de cada línea del levantamiento mediante GPS.

En cada perfil se adquirieron los datos con tres arreglos geométricos diferentes: Wenner, Wenner-Schlumberger y Dipolo-Dipolo.

La geometría de los arreglos se realiza con el software de Electre- Pro (IRIS Instruments, 2007), estas secuencias se le cargan a la consola previamente (Figura 3.5).

Se introducen los parámetros tales como el tipo de arreglo eléctrico, el número de electrodos, el espaciamiento entre estos, el número de apilamiento y el factor de calidad.

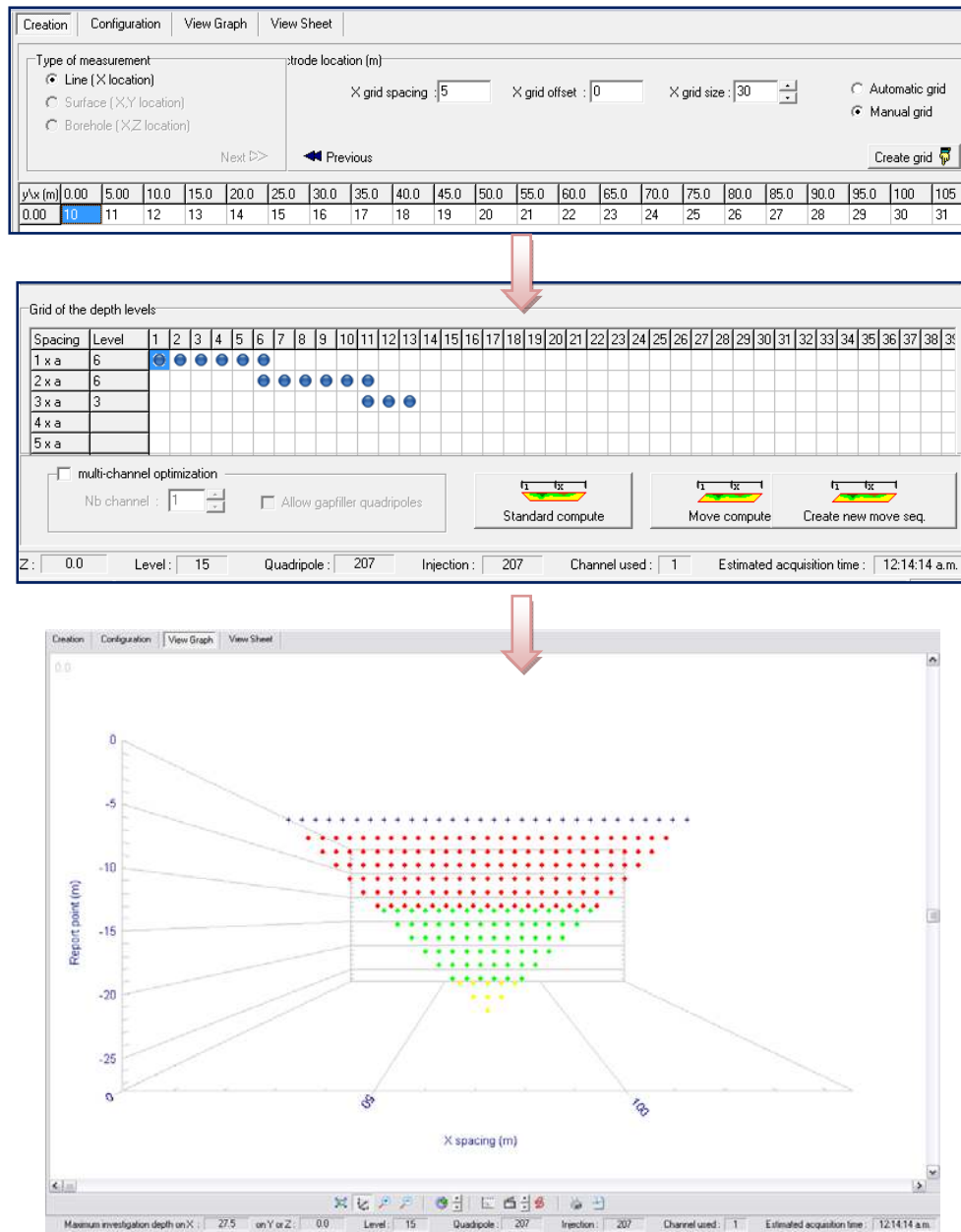


Figura 3.5. Programación de la secuencia de medición. (Electre Pro, 2007).



En el siguiente cuadro se resumen las características de cada perfil en el momento de la adquisición con cada arreglo utilizado.

Perfil	Arreglo	Cuadripolo	Prof. teórica máx [m]	Total[m]	No.Electrodos	Separación [m]	Nivel
<b>2A</b>	DD	906	59	282	48	6	39
	WW	360	46.7				15
	WS	565	53.4				25
<b>1A</b>	DD	336	30.8	145	30	5	24
	WW	135	23.4				9
	WS	207	27.5				15
<b>A</b>	DD	189	23.5	110	23	5	18
	WW	77	18.2				7
	WS	115	20.9				11
<b>B</b>	DD	336	30.8	145	30	5	24
	WW	135	23.4				9
	WS	207	27.5				15
<b>C</b>	DD	336	30.8	145	30	5	24
	WW	135	23.4				9
	WS	207	27.5				15
<b>DE</b>	DD	2550	98.3	950	96	10	39
	WW	1008	77.8				15
	WS	1601	89.1				25

Cuadro 3.1. Características adquisición de los perfiles propuestos en la TRE.

### 3.2 Técnica Roll-along o de traslape

En los últimos años ha surgido el uso de sistemas multi-electrodo para la adquisición de datos de resistividad (i.e. Griffiths y Turnbull, 1985; Overmeeren y Ritsema 1989). Con el rápido desarrollo de éstos se han convertido en una herramienta barata y fiable para caracterizar el subsuelo.

La técnica multi-electrodo llamada roll-along o de traslape fue desarrollada en la Universidad de Lund (Dahlin, 1993; Dahlin *et al.*, 1994) y su principal objetivo es medir perfiles muy largos de manera continua adaptándose a las capacidades del equipo y material.

Esta técnica se utilizó para la adquisición de datos del Perfil DE, alcanzando una longitud de 950 m (Figura 3.7). Consiste en realizar mediciones continuas de resistividad utilizando los primeros 48 electrodos sembrados a lo largo del perfil. Para mantener dicha

continuidad, la siguiente secuencia de observación se lleva a cabo, para este caso, trasladando los primeros 12 electrodos al final de la línea medida y repitiendo la operación tantas veces sea necesario (Figura 3.6). El equipo también se tiene que recorrer en cada traslape al punto medio de la línea. Se realizaron un total de 5 perfiles para completar la longitud planeada. Las mediciones se deben tomar con la misma configuración electrónica y semejantes condiciones. Cabe mencionar que la aportación de esta técnica en el presente estudio fue hecha por el Dr. Andrés Tejero.

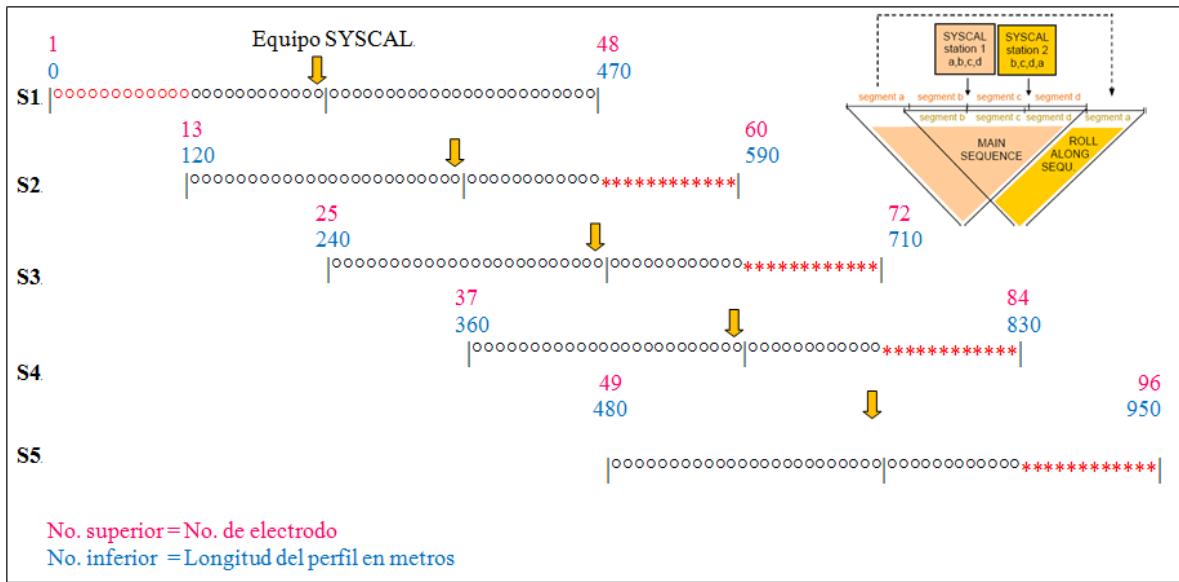


Figura 3.6. Esquema de un dispositivo multi-electrodo utilizando la técnica de Roll-along, \* y ° representan los electrodos, donde \* son los electrodos de traslape, los que se colocan para medir el siguiente segmento del perfil.

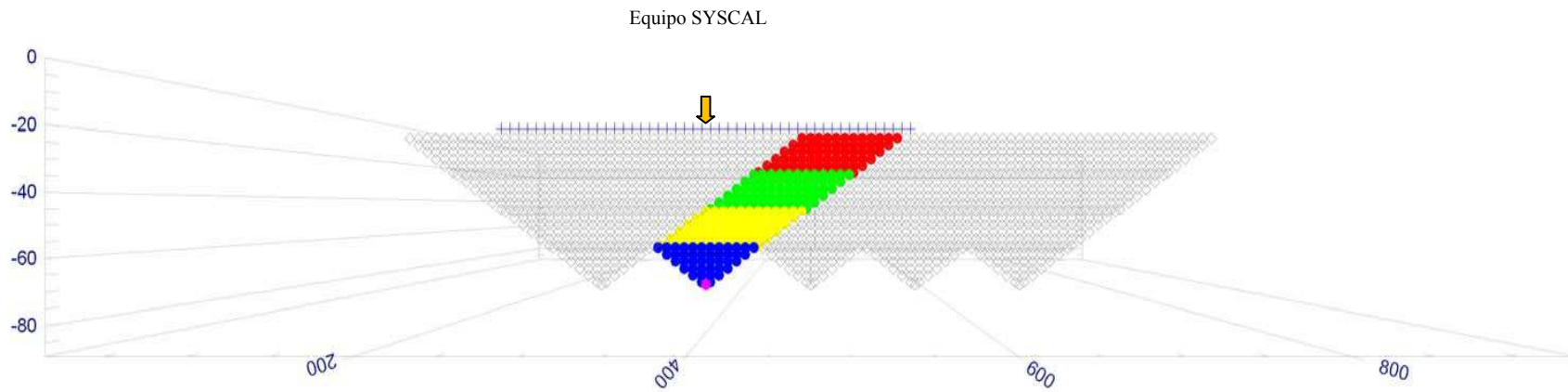


Figura 3.7. Diseño del Perfil DE para realizar la adquisición con la técnica roll-along.  
La sección a color muestra el primer traslape y la flecha la posición del equipo SYSCAL

Perfil	Arreglo	Base	Roll along				Cuadripolo	Total[m]
		1-470	470-590	590-710	710-830	830-950		
DE	DD	906	411	411	411	411	2550	950
	WW	360	162	162	162	162	1008	
	WS	565	259	259	259	259	1601	

Cuadro 3.2. Características de las secciones del Perfil DE con la técnica roll-along.

#### **4. FUNDAMENTOS BÁSICOS DE TEORÍA DE INVERSIÓN 2D**

Nuestro sistema de estudio es la Tierra, la cual se puede considerar como un cuerpo, sistema físico, cuyas propiedades pueden ser parametrizadas.

Según Tarantola (2005) el procedimiento científico para el estudio de un sistema físico puede ser dividido en tres etapas:

- 1) Parametrización del sistema: obtener un conjunto mínimo de parámetros que lo caractericen completamente, desde un determinado punto de vista.
- 2) Modelado directo: conozco los parámetros del modelo  $m$ , se calculan los valores de dichos parámetros de un modelo conocido  $d$ .

$$\text{Respuesta} \Rightarrow d = f(m)$$

Para los valores dados de los parámetros del modelo, se pueden hacer predicciones sobre los resultados de las mediciones de acuerdo a algunos parámetros observables.

- 3) Modelado Inverso: utilizar resultados reales de algunas mediciones de parámetros observables, es decir la respuesta,  $d$ , para inferir los valores reales de los parámetros del modelo  $m$ .

$$\text{Parámetros} \Rightarrow m = F(d)$$

Los problemas inversos surgen en muchas ramas de las ciencias físicas en las que destacan, la tomografía médica, mejora de imágenes, ajuste de curvas, caracterización de un sismo, análisis de factores, de navegación por satélite, cartografía de las fuentes de radio celestes con la interferometría, y análisis de la estructura molecular por difracción de rayos X y la determinación de la estructura de la tierra a partir de datos geofísicos, entre otros.

Menke (1989) define a la Teoría de Inversión como un conjunto de técnicas matemáticas y estadísticas que permiten obtener información útil del mundo físico a partir de inferencias logradas a través de observaciones. La finalidad es encontrar un modelo que obtenga una respuesta similar a los valores reales medidos, bajo ciertas restricciones.

En este caso los datos de resistividades aparentes de la pseudosección son transformados en resistividades reales usando algún algoritmo de inversión que determina un modelo de resistividad verdadera bidimensional, conocido como imagen eléctrica que se presenta en falso color. Se pretende que el modelo sea congruente con el objetivo planteado y la geología del lugar.

#### **4.1 Modelo Directo**

Se obtiene un modelo directo de resistividades 2D a partir de resolver la ecuación diferencial parcial,

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( \sigma \frac{\partial V}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \sigma \frac{\partial V}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( \sigma \frac{\partial V}{\partial z} \right) = I(x, y, z)$$

Donde V es el potencial eléctrico escalar, I (x,y,z) es la corriente eléctrica y  $\sigma$  es la conductividad eléctrica en función de (x,y,z).

Para discretizar la ecuación parcial se emplean métodos numéricos como el método de elementos finitos (Silvestre y Ferrari, 1990) y diferencias finitas (Dey y Morrison, 1979a, 1979b), estos permiten considerar variaciones punto a punto y en todas las direcciones en un volumen de tierra considerado, como la topografía.

## 4.2 Modelo Inverso

El problema inverso obtiene la distribución de resistividades del subsuelo a partir de las mediciones en superficie. Se calcula la distribución de las resistividades verdaderas a partir de un modelo teórico basado en una tierra compuesta por una serie de prismas bidimensionales contiguos (Figura 4.1) llamados dominios. (Loke y Barker, 1995,1996)

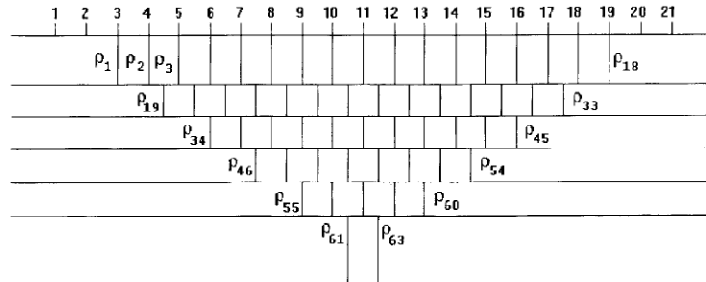


Figura 4.1. Arreglo de bloques rectangulares utilizado en el modelo 2D (Loke y Barker, 1996).

La aproximación convencional para determinar las resistividades de los bloques se logra con un método iterativo de optimización no-lineal (Barker, 1992).

Es decir si se tiene un problema no lineal, se linealiza suponiendo cambios de resistividad pequeños por lo que si se discretiza el subsuelo en celdas de resistividad constante (Figura 4.1) se obtiene la matriz de sensibilidad que relaciona todas las medidas de una configuración electródica con las diferentes celdas.

El número de bloques es igual al de datos de resistividad en la pseudosección de resistividades aparentes y las profundidades a los centros del interior de los bloques son reemplazados en la profundidad media de investigación (Edwards, 1977) para los diferentes arreglos de electrodos.

Los métodos iterativos son lentos ya que a cada iteración han de calcular el problema directo y la matriz de sensibilidad mediante métodos numéricos.

Loke y Barker (1995,1996) desarrollaron el algoritmo matemático para calcular la imagen de resistividad. Esta técnica está basada en el método de mínimos cuadrados. Se hace referencia al proceso de inversión en varios artículos, Tejero et al (2002) lo describe brevemente.

La resistividad aparente ( $\rho_{app}$ ) puede ser expresada en términos de primer orden de la expansión de Taylor:

$$\rho_{app} = F(p) + \sum_{k=1}^M \frac{\partial F(p)}{\partial p_k} \delta p_k \dots\dots\dots (4.1)$$

$\rho$  es el vector de los parámetros de dimensión M. En este caso la resistividad verdadera del prisma  $k_{th}$  es  $\rho_k$  y  $F(\vec{p})$  es la función que determina la resistividad aparente. Se define la diferencia entre la resistividad observada y la calculada hasta el elemento  $j_{th}$  observado de la ecuación (4.1).

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

Donde *obs* es para la resistividad observada y *est* para la estimada. El error cuadrático de la función se define como:

$$E^2 = \sum_{j=1}^N \delta \rho_{appj}^2 = \sum_{j=1}^N (\rho_{appj}^{obs} - \rho_{appj}^{est})^2 = \sum_{j=1}^N \left( \rho_{appj}^{obs} - F_j(p) - \sum_{k=1}^M \frac{\partial F_j(p)}{\partial p_k} \delta p_k \right)^2 \dots (4.2)$$

Donde N es el número de mediciones.

Simplificando la ecuación (4.2) con respecto al vector  $\vec{p}$  se tiene:

$$\frac{\partial E^2}{\partial p_i} = 2 \sum_{j=1}^N \left( \rho_{appj}^{obs} - F_j(p) - \sum_{k=1}^M \frac{\partial F_j(p)}{\partial p_k} \delta p_k \right) \left( -\frac{\partial F_j(p)}{\partial p_i} \right) = 0 \dots\dots (4.3)$$

Donde  $i= 1, \dots, M$ . La expresión (4.3) está definida como un conjunto de ecuaciones normalizadas:

$$\sum_{k=1}^M \delta p_k \sum_{j=1}^N \frac{\partial F_j(\vec{p})}{\partial p_j} \frac{\partial F_i(\vec{p})}{\partial p_l} = \sum_{j=1}^N \frac{\partial F_j(\vec{p})}{\partial p_l} \delta \rho_{appj}^* \dots\dots\dots (4.4)$$

La ecuación (4.4) es comúnmente expresada en forma matricial, la cual es modificada para obtener una solución en términos de  $\delta(\vec{p})$  (Loke y Barker, 1995,1996), se tiene

$$\delta p = (J^T J + \alpha C^T C)^{-1} J \delta \rho_{app} \dots\dots\dots (4.5)$$

Los elementos de la matriz Jacobiana definidos en la ecuación (4.5) provienen de:

$$J_{jk} = \frac{\partial F_j(p)}{\partial p_k} \dots\dots\dots (4.6)$$

De la ecuación (4.5)  $\kappa$  es un factor de amortiguamiento y C es un filtro de suavizamiento para restringir el suavizamiento de las perturbaciones del modelo de parámetros a algún valor constante (Sasaki, 1992), el superíndice T indica la matriz transpuesta.

Loke y Barker (1995) resolvieron la ecuación (4.6) utilizando un método nombrado por ellos como Deconvolución de Mínimos Cuadrados (LSD). El valor de la función  $F(\vec{p})$  es la derivada de la función potencial  $U(\vec{r})$  con respecto a la resistividad verdadera en cada prisma. Para un cada arreglo de electrodos se encuentra una función de superposición. Por consiguiente para una fuente con coordenadas  $(a, 0, 0)$ , para un electrodo potencial con coordenadas  $(x, 0, 0)$ , la derivada de esa función potencial se expresa

$$\frac{\partial U(\vec{r})}{\delta \rho_i} = \sum_{i=1}^L U_i(\vec{r}) = \frac{1}{4\pi^2} \int_{V_i} \left[ \frac{x'(x'-a)-y'^2-z'}{[x'^2+y'^2+z'^2]^{3/2} [(x-x')^2+y'^2+z'^2]^2} \right] dV_i \dots\dots\dots (4.7)$$

$x', y', z'$ , son las coordenadas dentro del prisma, L es el número de prismas y  $dV_i$  es el volumen de cada dominio.

La ecuación (4.7) es válida para pequeños contrastes de resistividad de prismas contiguos. Loke y Barker (1996) mostraron la flexibilidad del método en ejemplos sintéticos, asumiendo contrastes de pequeñas resistividades.

Modelo inversión suavizada o Smooth-model

La función objetivo del modelo de inversión suavizada está dada por la ecuación:

$$S(m) = (d_{obs} - g(m))^T W_d (d_{obs} - g(m)) + \alpha m^T R m \dots\dots\dots (4.8)$$

Donde  $\alpha$  es el multiplicador de Lagrange y un factor de estabilización lo que determina la rugosidad del modelo impuesto durante la inversión. R es la rugosidad (Butler, 2005).

Los problemas geofísicos son indeterminados por dos razones: la falta intrínseca de datos y los errores en los datos y en el modelo (Tarantola, 2005). Como resultado, el problema inverso no tiene una solución única, puede haber más de una solución (conjunto de parámetros) que satisfagan los datos con un error prescrito.



Es decir, el modelo inverso a diferencia del modelo directo, genera diversas soluciones presentando ambigüedad ya que se pueden generar diferentes modelos que satisfagan el problema planteado.

La no-linealidad del problema original se resuelve normalmente mediante los métodos iterativos. Si el modelo escogido (discretización del subsuelo) no es adecuado las imágenes pueden ser irreales, apareciendo, por ejemplo, resistividades negativas (Gasulla, M., 2006).

A pesar de que las resistividades reales no son comunes, pueden ocurrir. Tema que aún es de gran controversia, Wilkinson (2008) lo plantea de la siguiente manera:

La resistividad aparente  $\rho_a$  a menudo se describe como una medida ponderada de la distribución de resistividad a través de la cual la fluye la corriente, a pesar de de que esto hace tiempo se sabe erróneo (Parasnis 1966). Más bien, se puede entender como la resistividad de un subsuelo homogéneo hipotético que daría la diferencia de potencial cuando se utiliza la misma corriente y la misma disposición de electrodos. Pero en cualquier interpretación es muy difícil entender el significado de físico de las resistividades aparentes negativas. Esto comúnmente se atribuye al ruido o a los electrodos de corriente o potencial. Pero no es siempre el caso de que una resistividad negativa aparente es un indicador de error aleatorio o sistemático. Existen circunstancias en las cuales es posible  $\rho_a < 0$ , y es una medición válida. Esto fue señalado por primera vez por Carpenter y Habberjam (1965) para una tierra estratificada, por Kumar (1973) para un afloramiento en forma de dique vertical y recientemente ha sido redescubierto por Cho *et al.* (2002).

Wilkinson plantea la siguiente pregunta ¿Qué sucede si un error geométrico cambia significativamente a una medida resistividad de aparente, o hace que se vuelva negativa? Si  $\rho_a$  no incrementa, entonces el concepto volumétrico promedio sugiere que las anomalías localizadas de alto contraste aparecerán en la tomografía de resistividad cerca de los electrodos afectados, afectando la resistividad aparente de esa medición en particular. Pero si  $\rho_a$  se convierte en negativo, esta interpretación no es válida. En este caso se debe considerar el problema en términos de fuertes campos secundarios. Esto también sugiere que altos contrastes en las anomalías aparecen cerca de los electrodos. Estas anomalías distorsionarían el campo principal, y si son lo suficientemente fuertes,

podría causar que la resistividad aparente llegara a ser negativa y por lo tanto, mejorar el ajuste a los datos observados que son negativos debido a un error geométrico.

En el artículo muestra algunos ejemplos de resistividad aparente negativa, en fallas y diques. La variación de  $\rho_a$  es función de la de la diferencia de resistividades. Demuestra que la resistencia puede cambiar drásticamente con el contraste de una falla, y de hecho puede llegar a ser negativa. Puesto que  $\rho_a > \rho_1$ , cuando  $\rho_2 < \rho_1$  y  $\rho_a < \rho_1$ , cuando  $\rho_2 > \rho_1$ .

### **4.3 Criterios de Convergencia**

Para obtener una solución óptima en el proceso de inversión se cuenta con conjunto de criterios para detener este proceso, llamados criterios de convergencia, entre los que destacan el error cuadrático medio, la norma L2 y el número de iteraciones.

El error cuadrático medio (RMS) es la diferencia entre los valores medidos y los valores predichos, el cual se define como:

$$\text{RMS} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N \left(\frac{q_i - y_i}{y_i}\right)^2}{N}} \times 100\%$$

Donde N es el número total de mediciones,  $y$  son los datos medidos y  $q$  son los predichos. El error RMS depende del número de datos erróneos y cada cuanto se presenten entre sí.

Se espera que el valor de RMS se reduzca de iteración en iteración. Cuando el valor sea muy pequeño, se recomienda menor al 10 %, o vaya en aumento, la inversión debe ser terminada (Manual AGI, 2009).

#### **4.4. Procesado de datos de resistividad**

Se realiza el proceso de inversión con el objetivo de obtener un modelo de resistividad verdadera 2D, conocido como imagen eléctrica, el cual sea geológicamente interpretable.

El proceso de inversión comprende varios pasos: (1) el cálculo de la resistividad aparente utilizando el método de diferencias finitas o elemento finito, (2) seleccionar una técnica de optimización no-lineal, (3) evaluar los elementos de la matriz Jacobiana y (4) resolver el sistema de ecuaciones.

Para realizar el procesado de datos se utilizó el software de inversión EarthImager 2D de uso comercial creado por Advanced Geosciences Inc. (AGI, 2008). Éste cuenta con ajustes o parámetros de inversión para la TRE son: Ajustes iniciales, Modelado directo e Inversión de resistividad.

Las condiciones iniciales están en base a los valores de adquisición como la resistividad aparente máxima y mínima.

##### **4.4.1 Formato de entrada .URF**

Advanced Geosciences, Inc. (AGI) quien realizó el software de inversión, del cual se habló anteriormente, acepta diferentes formatos de datos de entrada por ejemplo el .STG formato que da el equipo Sting (características del equipo), para el cual fue hecho. También el formato .DAT el cual se desarrolla de acuerdo al programa de inversión de Loke (1995). Además del formato .URF (Universal Resistivity Files) que sugirió AGI para poder utilizar los datos adquiridos con otros equipos, como en nuestro caso el Syscal Pro.

En este caso el formato de entrada de los datos para el proceso de inversión fue .URF, con este formato los modelos de inversión son más verídicos que con el .DAT, de acuerdo a la comunicación oral de Tejero (2011), cuando se trabaja con este último tiende a convertir los valores de resistividad negativos a positivos.

Para hacer este último formato se trabaja con dos archivos obtenidos de los programas ELECTRE-PRO y PROSYS, en Excel de preferencia.



Electre Pro --- geometría [#, X, Y, Z; A, B, M, N]

Prosys II --- arreglo [V/In, In, Error (%)]

Se realiza escribiendo en las dos primeras líneas comentarios, en la tercera se define la unidad de longitud. Posteriormente la geometría del arreglo, se toma del archivo de EELECTRE PRO el ID, X, Y, Z. Finalmente siguen las mediciones, colocando primero la secuencia de medición [A, B, M, N], completándose con los valores de [V/In, In, Error (%)] del archivo de PROSYS II. Consultar el Manual del EarthImager (2008).

A manera de ejemplo, se presenta parte del archivo .URF del perfil 2A.

```
; Línea 2A con arreglo WS
; 220910
Unit: Meters
: Geometry
; ID, X, Y, Z
1,0,0,0
2,6,0,0
3, 12, 0, 0
4, 18, 0, 0
5, 24, 0, 0
...
: Measurements
; A, B, M, N, V/In, In, ERROR (%)
1, 4, 2, 3, 1.189943322, 41.286, 0.3
1, 6, 3, 4, 0.432851712, 107.069, 8.7
1, 8, 4, 5, 0.140593978, 365.67, 0.2
1, 10, 5, 6, 0.197801088, 267.405, 0.5
1, 12, 6, 7, -0.03559631, 1303.534, 0
...
```

#### **4.4.2 Configuración del Modelo Directo**

El modelado directo es parte esencial de cualquier programa de inversión, ya que es necesario calcular los valores teóricos de resistividad aparente para el modelo establecido y posteriormente saber si se está de acuerdo con los valores medidos.

El programa tiene la opción de resolver el modelo directo con el método de diferencias finitas o elemento finito, sin embargo según el Manual de AGI (2008), éste último produce una solución del modelo directo más preciso aceptando flexibilidad en la discretización y modelar mejor topografía irregular, por lo que se escogió este método por tener en algunos perfiles un desnivel de hasta 6 m.

El método de los elementos finitos (MEF) es un método numérico general para la aproximación de soluciones de ecuaciones diferenciales parciales. Éste permite obtener una solución numérica aproximada sobre un cuerpo, estructura o dominio (medio continuo) sobre el que están definidas ciertas ecuaciones diferencial que caracterizan el comportamiento del problema dividiéndolo en un número elevado de subdominios no-intersectantes entre sí denominados “elementos finitos”. El conjunto de elementos finitos forma una partición del dominio también denominada discretización.

Dentro de cada elemento se distinguen “nodos”. Dos nodos son adyacentes pertenecen al mismo elemento finito. El conjunto de nodos considerando sus relaciones de adyacencia se llama “malla”. Si se consideran particiones de elementos finitos más finos la solución numérica calculada converge rápidamente hacia la solución exacta del sistema de ecuaciones (Carnicero, 2008)

Para resolver en el modelo directo se eligió la Descomposición de Cholesky sobre el de Gradiente Conjugado. Ambos son robustos y estables numéricamente pero el primero es más rápido para obtener los datos de resistividad con más de 20 electrodos porque necesita menos espacio de memoria.

#### **4.4.3 Configuración del Modelo Inverso**

Se realizó el ejercicio con los modelos de inversión Robusto y Suavizado, teniendo ligeras variaciones en la presentación de las anomalías, pero manteniendo la ubicación tanto lateral como a profundidad y rango de las resistividades de estos rasgos.

El RMS es más bajo con el modelo Suavizado, sin olvidar que no es el objetivo, para una buena inversión. En el manual del software Earth Imager 2D (2008) se enlistan los principales factores para tener un RMS grande, que son: datos ruidosos, error en el modelado numérico y escasos recursos de inversión.

Al hacer las comparaciones entre estos se llegó a la conclusión de escoger para la interpretación los modelos que se hicieron con la inversión suavizada también conocido como inversión de Occam busca el más suave modelo posible cuya respuesta se ajuste a los datos de un “a-priori” función estadística  $\chi^2$ . El verdadero modelo debe ser al menos igual, pero no menos complejo que el modelo suavizado obtenido por el modelo de inversión suavizada. El modelo de inversión suavizada está basado en una suposición de la distribución Gaussiana de los errores de datos (Butler, 2005).

Se trato de mantener homogeneidad en los parámetros de inversión utilizados, tales como:

Número de iteraciones = 15 (excepto Perfil DE con 30, que contiene el mayor número de datos)

Smoothnes factor =10 (Factor de suavizamiento)

Damping factor =100 (Factor de amortiguamiento)

$\rho_a$  mín[ $\Omega.m$ ] =1

$\rho_a$  máx[ $\Omega.m$ ] =10000

Horizontal/vertical roughness ratio= 1

Con los parámetros definidos, considerados los más óptimos para el objetivo planteado, se llevo a cabo la inversión de los 6 perfiles en las tres modalidades de adquisición (WW, WS y DD).

El perfil DE en el que se utilizó la técnica de roll – along se trabajo de manera conjunta y por separado, es decir, se realizó la inversión cada uno de los paquetes, por secciones, obteniendo cinco modelos diferentes semejantes a un “acercamiento” de cada parte del

perfil y se creó un archivo .URF con la información de los 5 eliminando los datos de traslape y obtener una continuación lateral.

Se trabajaron en total 87 modelos de inversión, comparando el formato de entrada, el tipo de inversión a utilizar y los diferentes tipos de arreglos electrónicos de los cinco perfiles, con lo que se concluye interpretar 11, los cuales cumplen lo siguiente:

Archivo de entrada en formato .URF

Modelo de Inversión Suavizado (Smooth Model Inversion)

Arreglo electrónico Wenner- Schlumberger

## **5. ANÁLISIS Y RESULTADOS**

Para la interpretación se utilizaron los modelos de inversión obtenidos con los archivos en formato .URF (Universal Resistivity) que fueron creados por ser datos adquiridos con un equipo diferente a AGI-Instruments (ver capítulo 4).

### **5.1 Comparación de los arreglos electródicos**

Se hace una comparación entre los arreglos WW, WS y DD de acuerdo a las características teóricas (Capítulo 2) y conforme a los modelos de inversión obtenidos se elige el más adecuado para realizar la interpretación, que es el que proporcione mayor información y sea coherente con el objetivo planteado y la geología del lugar.

En la Figura 5.1 se tiene a el Perfil 1A, que se tomó como ejemplo para esta comparación; se observa en el lado izquierdo el diagrama de adquisición de datos para cada arreglo y en el derecho el modelo de inversión correspondiente.

La corta longitud de este perfil no permite alcanzar la profundidad promedio deseada, es decir al colector de drenaje poniente, sin embargo en el pre-procesado de los datos en campo se detectó una zona de alta resistividad, que se asocia a un pozo de monitoreo o comúnmente llamado “lumbrera”, el cual fue encontrado así como una cavidad, la interpretación se encuentra a detalle más adelante, por lo que es un buen ejemplo de comparación.

Nótese que el arreglo WW es menos sensible a cambios horizontales en la resistividad del subsuelo, es decir, estructuras verticales estrechas (Loke, 2010) y carece de información ya que es el que cuenta con menos mediciones.

El caso del arreglo DD alcanza una mayor profundidad de penetración, tiene una gran cobertura de datos lateralmente y a profundidad, sin embargo posee la desventaja de captar un mayor ruido antropogénico, por tener una mayor cantidad de mediciones en la parte superficial, que al estar en una zona urbana altamente poblada es inevitable que se aprecie a mayor escala.

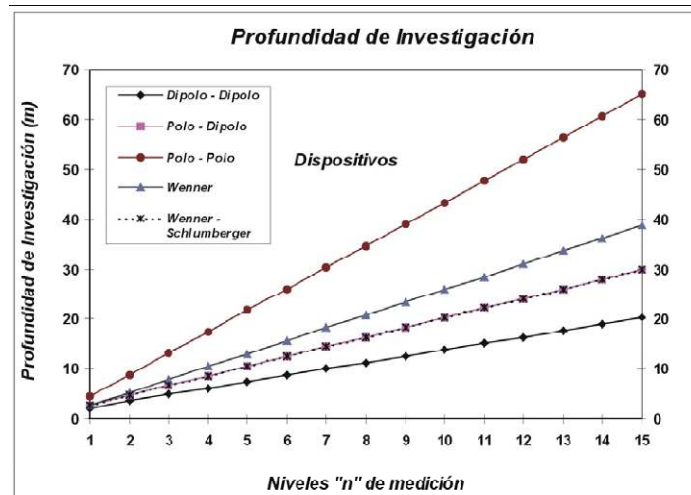
El arreglo WS al ser un híbrido tiene una buena sensibilidad para detectar cambios tanto verticales como horizontales, por tanto estructuras horizontales y verticales. Cuenta con mayor número de datos y una profundidad mayor a WW.



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

La gráfica 5.1 muestra según Edwards (1977), la profundidad media de investigación, de distintos arreglos eléctricos para un modelo de tierra homogéneo. Los valores de profundidad son determinados al integrar la función de sensibilidad con la profundidad. Lo que nos permite tener un rango de profundidad de investigación aproximado para la planeación y verificación de los datos adquiridos en campo. No obstante la profundidad real de investigación puede variar drásticamente si en la parte superficial existen grandes contrastes de resistividad, como es el caso de la Figura 5.1 en el arreglo DD.

En este caso los niveles de medición “n” son n=9 (WW), n=15 (WS) y n=24 (DD) y es congruente con la siguiente gráfica (5.1) respecto a la profundidad de Investigación (Tabla 5.1).



Gráfica 5.1. Profundidades medias de investigación sobre un medio homogéneo de resistividad para los dispositivos Dipolo -Dipolo; Polo-Dipolo; Polo-Polo; Wenner y Wenner-Schlumberger obtenidas para una separación eléctrica de 5 metros y distintos niveles de medición (Edwards 1977).

Dado que nuestro objetivo de estudio es caracterizar zonas de riesgo, nos interesa tener una buena definición en las dos direcciones tanto vertical como horizontal y una profundidad de investigación aceptable, por lo tanto el arreglo más adecuado, en este caso, es el Wenner- Schlumberger.

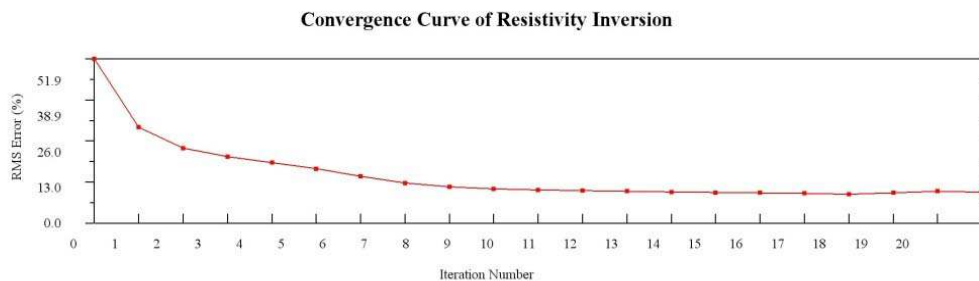
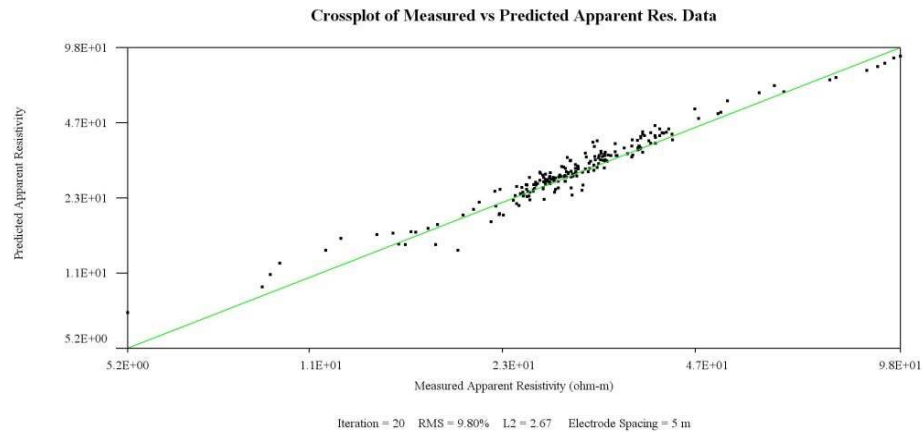
Además de las características teóricas de cada uno, se tomaron en cuenta otros factores de comparación obtenidos después de cada inversión con el software EarthImager 2D, criterios de convergencia, es decir, el error cuadrático medio, el número de iteraciones, la gráfica de correlación de dato calculado al dato medido, la curva de convergencia, el variograma del ajuste de los datos y el modelo de sensibilidad.

Arreglo	RMS [%]	L2	Iteración	Profundidad máx. [m]
WW	5.49	0.84	7	24.3
WS	9.8	2.67	20	28.7
DD	21.01	12.07	15	32.2

Tabla 5.1. Valores de los criterios de convergencia obtenidos para cada arreglo en el Perfil 1A

En la Tabla 5.1, notamos que tenemos un RMS aceptable en el arreglo WS el cual es menor al 10%, teniendo buena cobertura y contando con suficientes datos. Se puede verificar con el variograma y la curva de convergencia del mismo. Gráficas 5.2.

Esta comparación se realizó con los seis perfiles propuestos (Ver Anexo 1).

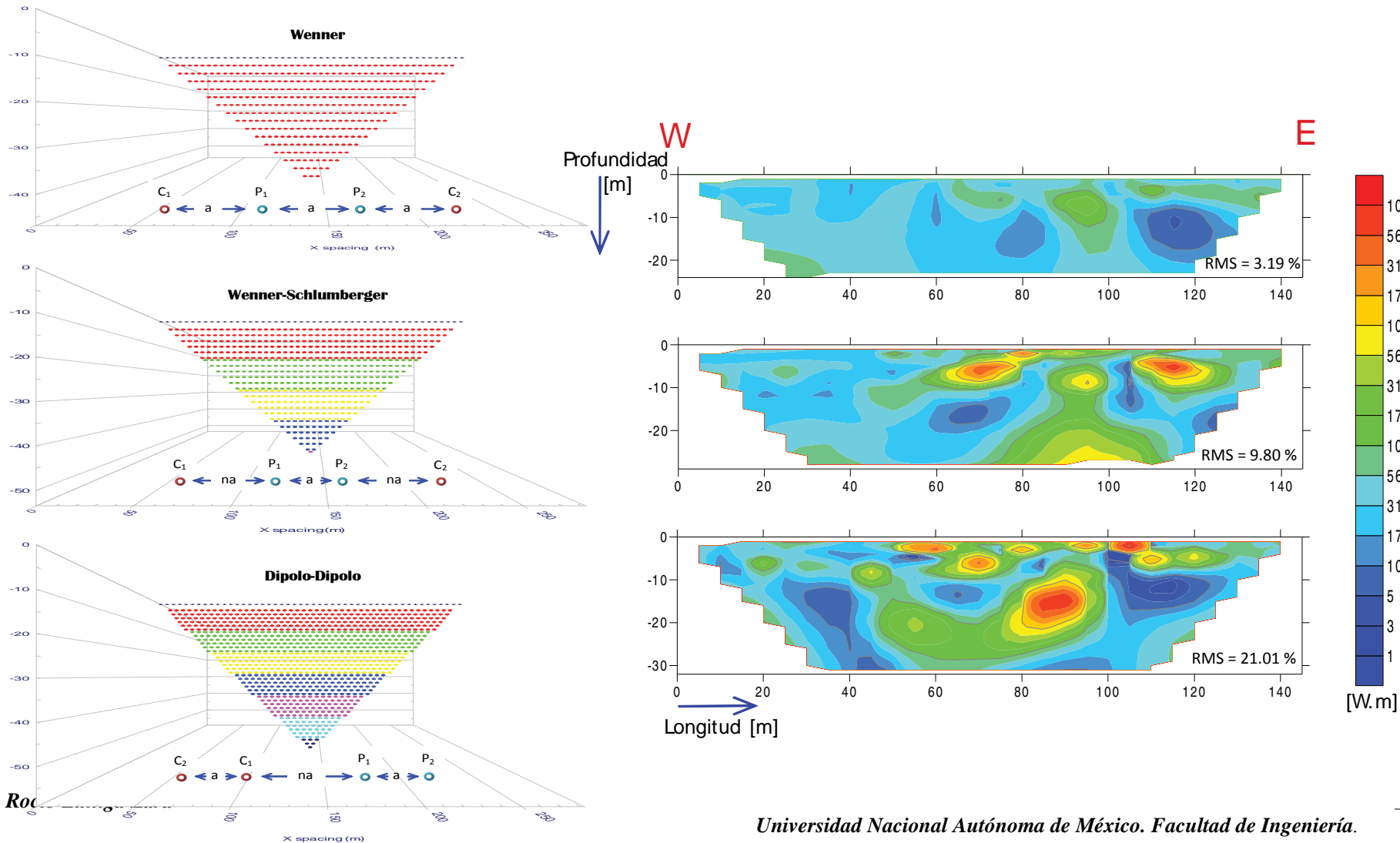


Gráficas 5.2. Obtenidas con el software Earth Imager 2D del perfil 1A, (a) Gráfica de correlación de dato calculado al dato medido, (b) Gráfica de la curva de convergencia.

En este contexto es relevante entender que los modelos de inversión que se obtienen de cada arreglo enriquecen la interpretación al realizarla; ejemplo de esto es al momento de hacer un análisis cualitativo de la geometría en las estructuras que se mantienen, por lo que no se descartaron los resultados de los arreglos WW y DD, tomando como principal el arreglo WS como en este caso.

Si se requiere un análisis más detallado entre comparación de arreglos se sugiere bibliografía relacionada como Urbietta (2001) y Loke (2000).

Figura 5.1. Perfil 1A, comparación entre los arreglos WW, WS y DD. Los La escala de valores de la resistividad calculada [ $\Omega.m$ ] es logarítmica.



## 5.2 Análisis de Perfiles. Arreglo electródico WS

Como preámbulo a este análisis se debe tomar en cuenta que durante la construcción del Colector Poniente se reportaron una serie de problemas relacionados con el comportamiento del subsuelo, existiendo a lo largo de éste zonas de extracción y relleno de derrumbes. Estos fueron colapsos del terreno debidos a la presencia de zonas de debilidad y pobre consolidación, común en materiales de caída por eventos volcánicos como pómez y cenizas volcánicas. La Municipalidad de la Ciudad de Guatemala, realizó un plano de localización de estos rasgos durante el tiempo de construcción de este sistema de drenaje profundo (1975). Es un plano a escala que muestra en un perfil la localización a profundidad del Colector Poniente en conjunto con el de ciudad.

Conceptualmente la subsidencia del terreno es únicamente la manifestación en superficie de una serie de mecanismos subsuperficiales de deformación. Se puede clasificar en función de los mecanismos que la desencadenan.

En la siguiente tabla se muestra un esquema de los diferentes tipos de subsidencia existentes (Tomás et al.,2009).

Por disolución subterránea	En sal
	En yeso
	En rocas carbonatadas
Por construcción de obras subterráneas o galerías mineras	
Por erosión subterránea (tubificación o piping)	
Por flujo lateral	Rocas salinas
	Arcillas
Por compactación	Por carga
	Por drenaje
	Por vibración
	Por extracción de fluidos
	Por hidrocompactación
Tectónica	

Tabla 5.2 Tipos de Subsidencia. Tomado de Tomás *et al.* (2009).

Como se mencionó anteriormente las imágenes de TRE se procesaron y modelaron con el software comercial EarthImager 2D. Se homogeneizó la presentación de los modelos

con la misma escala de colores, que simboliza los valores de resistividad verdadera, que va de 1 a 10000 [ $\Omega$ .m] del azul al rojo respectivamente.

### **5.2.1 Perfil 2A**

Ubicado sobre la 6ta calle entre la Av. Simeón Cañas y la 8ª Av. (Figura 3.1), el perfil 2A cuenta con una longitud de 282 m y una profundidad máxima de 58 m, propicio para detectar el colector de drenaje Poniente (profundidad aproximada de 45m), Figura 5.2.

Se observa un estrato de bajas resistividades, en el cual destacan tres zonas (H1, H2 y H3) que oscilan en un rango de resistividades de (1-10  $\Omega$ .m). Pueden asociarse a una zona altamente saturada de agua, se presenta a lo largo de todo el perfil siguiendo la topografía y aumentando su espesor en dirección Este, hacia una zona de barrancas que se encuentra entre este perfil y el 1A. El valor de resistividad decrece conforme a la topografía  $H1 > H2 > H3$ .

Las zonas de alta saturación representan un riesgo para la infraestructura ya que reblandecen el terreno favoreciendo el efecto de subsidencia por hidro-compactación (Tomás *et al.*, 2009). Se puede observar este efecto en S1, donde el material superficial parece presionar el material H1

La hidro-compactación puede causar asentamientos de la superficie terrestre comprendidos entre 1 a 5 m. Este fenómeno consiste en el asentamiento que se produce en determinados tipos de suelos, con un bajo contenido de humedad, como los sedimentos volcánicos y situados sobre el nivel freático, al ser saturados. La presencia de agua puede causar dos tipos de efectos en este tipo de suelos, la disolución de los enlaces entre partículas o la pérdida de las tensiones capilares que en ambos casos sostienen las partículas de suelo para configurar su estructura.

En la posición  $x=140$  m se caracteriza a H2, es posible que este rasgo de baja resistividad cause fracturamiento en esta zona y se alimente de la probable fuga de tuberías superficiales.

H3 que va de  $x=200$ m a 240m a partir de una profundidad aproximada de 40 m muestra una fuerte retención de agua en la proximidad de la barranca. Es posible que el material utilizado para rellenar esta zona de debilidad se esté debilitando y por tanto permita el paso de un flujo de agua que lo sature.

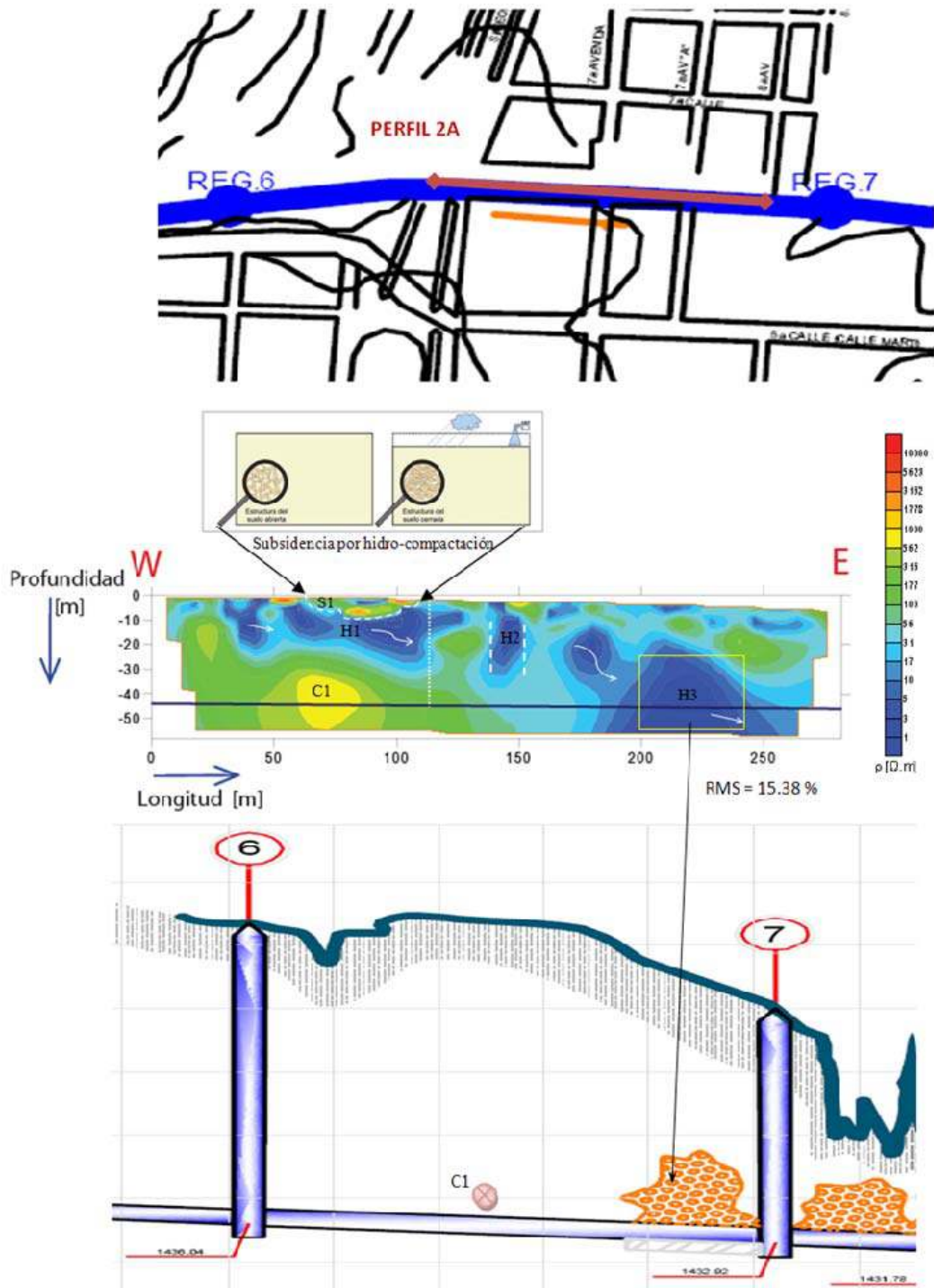


Figura 5.2. TRE del Perfil 2A. En orden descendente: mapa de ubicación, resultado de inversión y perfil general de la construcción del Colector Poniente (modificado de EMPAGUA (2010)). El círculo en rojo muestra la posición aproximada del rasgo C1

En la posición  $x=72$  m y a una profundidad media de 42 m se tienen valores de resistividades altas alrededor de  $1,000 \Omega.m$ , la cual se infiere sea una zona de relleno o cavidad rellena durante o posterior a la construcción del colector.

De acuerdo a la información proporcionada por EMPAGUA (2010) este rasgo se asocia a material de relleno utilizado para nivelar el terreno posterior a la construcción del colector para permitir la construcción de viviendas en esta parte de la ciudad.

En la posición  $x=110$  m se presenta un contraste de resistividades que se relaciona con la presencia de un registro del colector clausurado.

### 5.2.2 Perfil 1A

El Perfil 1A se encuentra sobre la 6ta calle ubicado a 20 m al W del hundimiento de 2010. Tiene 145 m de longitud con una profundidad de penetración no mayor a 30 m.

En  $x=100$  m se presenta un alto resistivo de ( $\sim 1,000 \Omega.m$ ), que se puede asociar a un pozo de monitoreo o lumbrera, en la parte inferior se mantienen los valores de resistividad altos, mayores a  $1,000 \Omega.m$  que se infiere sea el techo de una cavidad.

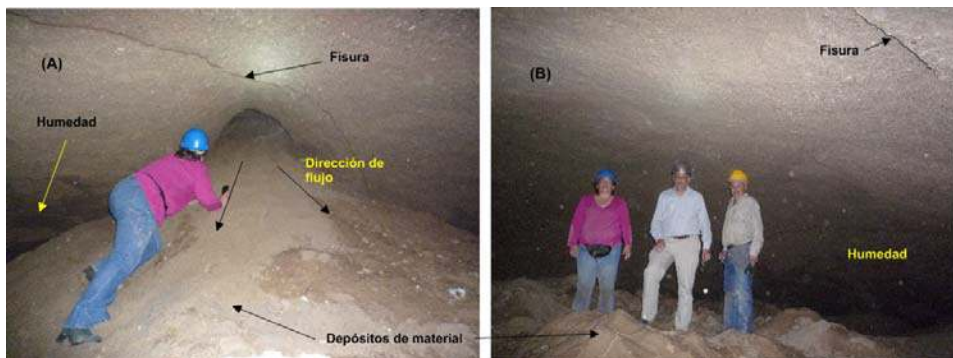


Figura 5.3 Exploración de la cavidad C2 determinada mediante el estudio de Tomografía Eléctrica del Perfil 1A (Figura 5.4). Se pueden observar algunas fisuras, zonas de humedad y depósitos de material producto de la caída de la parte superior de este rasgo que se amontonan en el suelo (A). Nótese el tamaño de las personas en relación a las dimensiones de esta cavidad (B).

(Fotografías tomadas de Chávez *et al.*, 2011)

Con los resultados preliminares de geofísica en campo, se sugirió realizar un pozo exploratorio sobre la C2, sin embargo al detectar el pozo de monitoreo no fue necesario, realizándose la investigación. Se encontró a una profundidad aproximada de 35 m la entrada a una oquedad de casi 6 m de alto por 10 m de ancho, aproximadamente (Figura



5.3). Es importante resaltar que esta oquedad se encuentra a menos de 50 m del hundimiento ocurrido en el 2010.

Se pueden observar también zonas de baja resistividad ( $1 \Omega.m$  a  $12\Omega.m$ ) que se asocian a estratos altamente saturados de agua. El rasgo de altas resistividades mencionado anteriormente puede estar actuando como un “parte aguas” ocasionando posibles fracturamientos del subsuelo y direccionando los flujos superficiales por filtración, de esta manera podemos estimar dos direcciones de flujo de agua, destacando la dirección del flujo hacia el hundimiento de 2010.

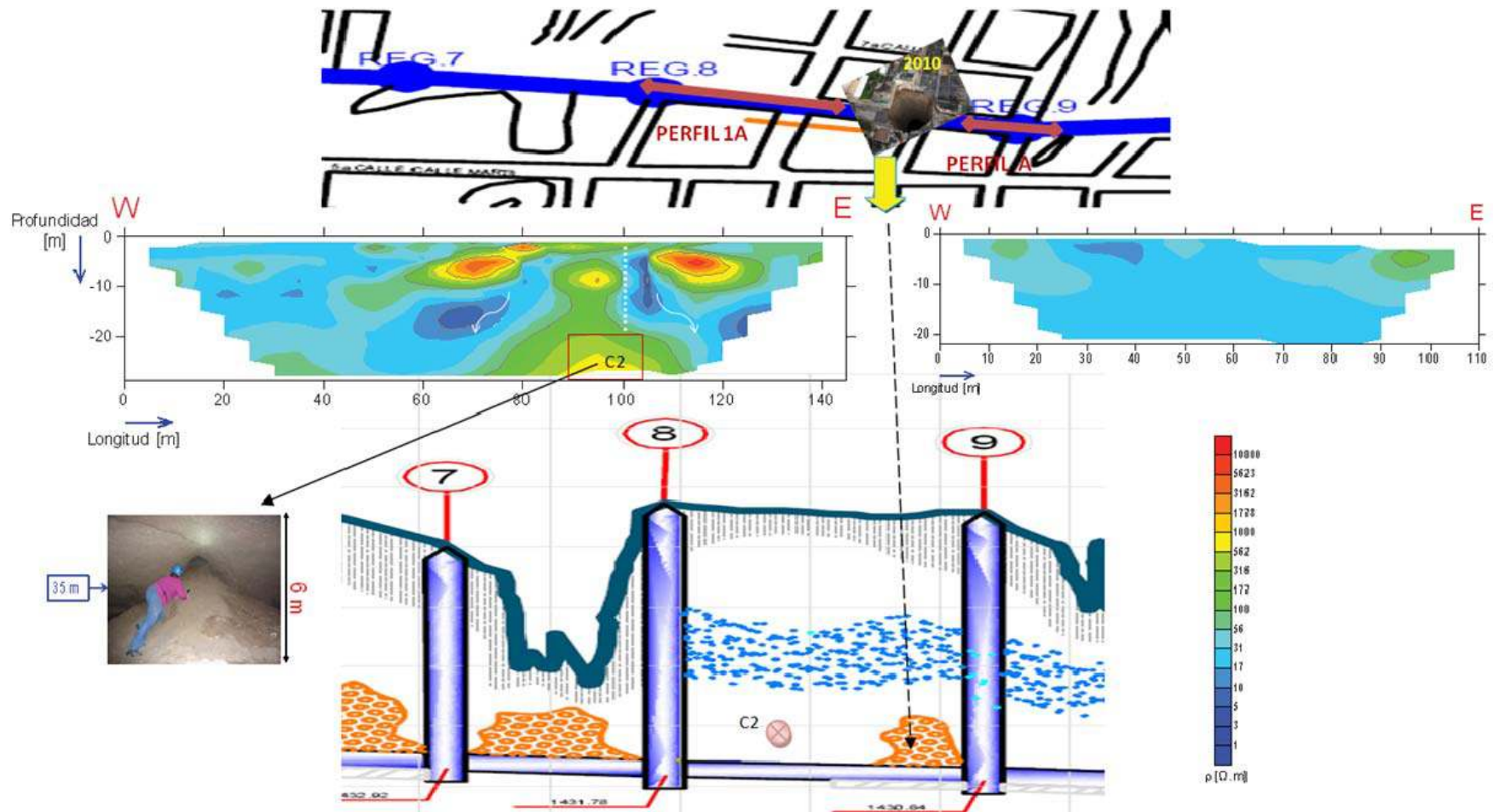


Figura 5.4. TRE de los Perfiles de 1A y A. En orden descendente: mapa de ubicación, resultado de inversión y perfil general de la construcción del Colector Poniente (modificado de EMPAGUA (2010)). El círculo en rojo muestra ubicación de la cavidad C2.

Perfil A, B y C

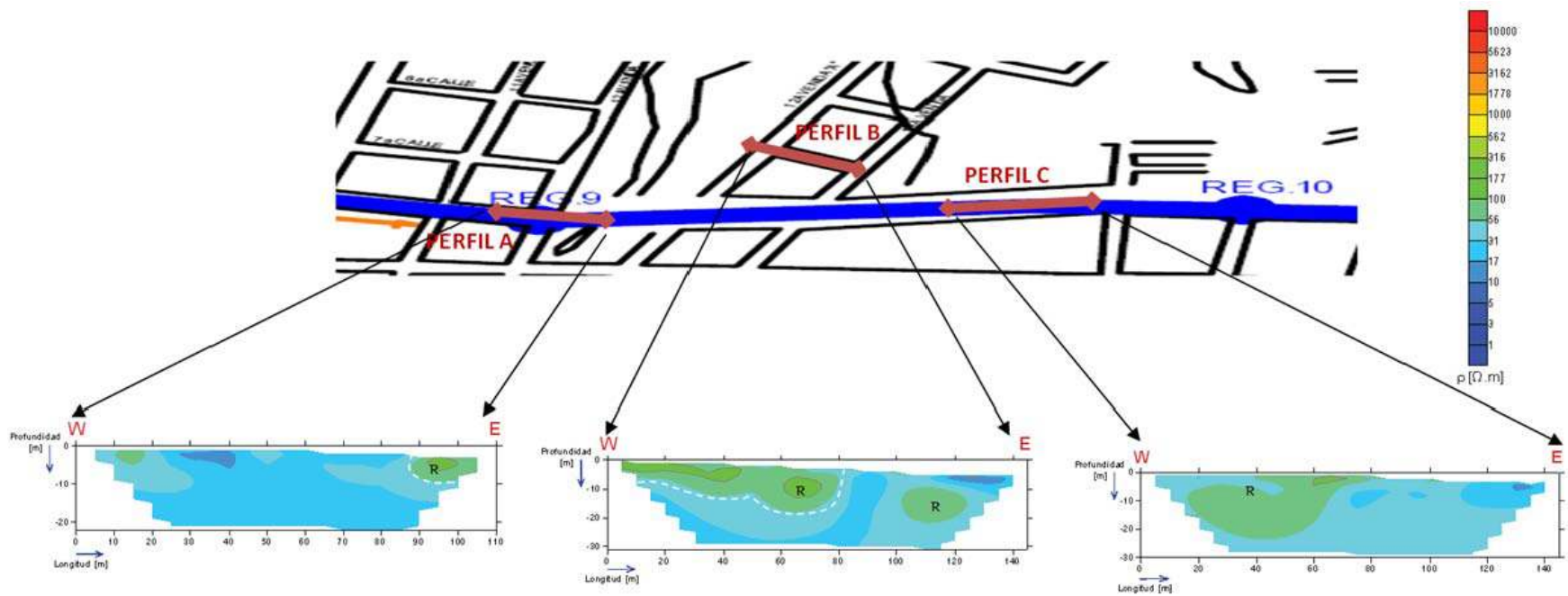


Figura 5.5. TRE de los Perfiles A, B y C. En orden descendente: mapa de ubicación (modificado de EMPAGUA (2010)) y resultado de inversión

### **5.2.3 Perfil A, B y C**

Por la distribución de las calles este segmento se estudio en tres perfiles diferentes, el perfil A de 110m y los perfiles B y C de 145 m, debido a que son perfiles cortos la profundidad máxima no rebasan los 30 m.

En los tres perfiles tenemos un comportamiento similar, se detectan dos rasgos principales: horizontes saturados con una resistividad de 20 a 30  $\Omega$ .m y posiblemente zonas de relleno (R) con una resistividad mayor, en promedio de 100  $\Omega$ .m, Figura 5.5.

No se detectan zonas de riesgo hasta esta profundidad, sin embargo se debe de tener un monitoreo de estas zonas ya que podrían ser susceptibles al proceso de subsidencia si se tiene un cambio el contenido de agua por temporada (de lluvias y secas).

Por último en el perfil A en  $x=40$  m, B en  $x=125$  m y C en  $x=130$  m se presentan los valores de resistividad más bajos, que al estar a hasta una profundidad máxima de 3 m se puede relacionar con posibles fugas de las tuberías superficiales.

### **5.2.4 Perfil D-E**

El Perfil DE se encuentra en el último segmento del estudio en la 6<sup>a</sup> calle iniciando en la 15 Av. hasta la 23 Av., donde ocurrió el hundimiento de 2007, actualmente remediado.

La adquisición de este perfil como ya se mencionó, se llevo a cabo con la técnica de roll-along, por lo que es el de mayor longitud con un total de 950m y una profundidad máxima de estudio de 94 m (Figura 5.6). Se realizaron 5 perfiles (Figura 5.7) para completar la información del subsuelo en esta línea, recordando que la capacidad máxima de apertura del equipo Syscal Pro es de 470m con 48 electrodos con separación de 10 m.

A lo largo del perfil se tienen grandes contrastes de resistividades, presentándose zonas de alta saturación y posibles cavidades o zonas de relleno, lo que da como resultado un subsuelo muy complejo.

La resistividad promedio varía de 100 a 250  $\Omega$ .m se relaciona con los depósitos de caída y flujos piroclásticos (ver Cuadro 1.1).

Se presentan valores muy bajos de resistividad de 1 a 10  $\Omega$ .m, en particular se caracterizan cinco áreas principales asociadas a zonas altamente saturadas, H1, H2, H3, H4 y H5.

H1 y H3 se localizan a partir de una profundidad promedio de 60 m, H1 abarca los primeros 260 m del perfil y H3 va de los 420-470 m. Estos rasgos se encuentran debajo del colector poniente lo que indicaría la posible ruptura del mismo ocasionando la fuga de agua o la presencia de un flujo subterráneo en dirección de la topografía. Además de la contribución por filtración de agua superficial.

El estudio se realizó en temporada de lluvia, por lo que si el agua migra en época de secas podría producirse vacío generando subsidencia del terreno o zonas de licuefacción, ocasionando una desestabilización del terreno que representa un riesgo potencial para la infraestructura.

En cambio H2 y H4 están por encima del colector con un espesor aproximado de 30m.

Por otro lado se caracterizaron rasgos de resistividades altas C1, C2, C3 y C4.

En la posición  $x=300$  m a una profundidad aproximada de 50m se encuentra un alto resistivo C1 de ( $\sim 200$   $\Omega$ .m) que se puede asociar a material pobremente consolidado, con probabilidad de convertirse en una cavidad al estar interactuando con el estrato de baja resistividad H1 que se encuentra en la parte superior.

Uno de los rasgos más notorios en el perfil es la anomalía resistividad de 10,000  $\Omega$ .m. Ubicada en  $x=565$  m a una profundidad aproximada de 53m y 20 m de diámetro, C2. Se asocia a una posible cavidad en formación que al parecer migra a la superficie o una zona de relleno muy mal consolidada. Es uno de los puntos más vulnerables de este estudio, ya que se encuentra el Instituto Guatemalteco de Seguridad Social, IGSS, además de ser una zona altamente poblada y transitada, la 20 Av.

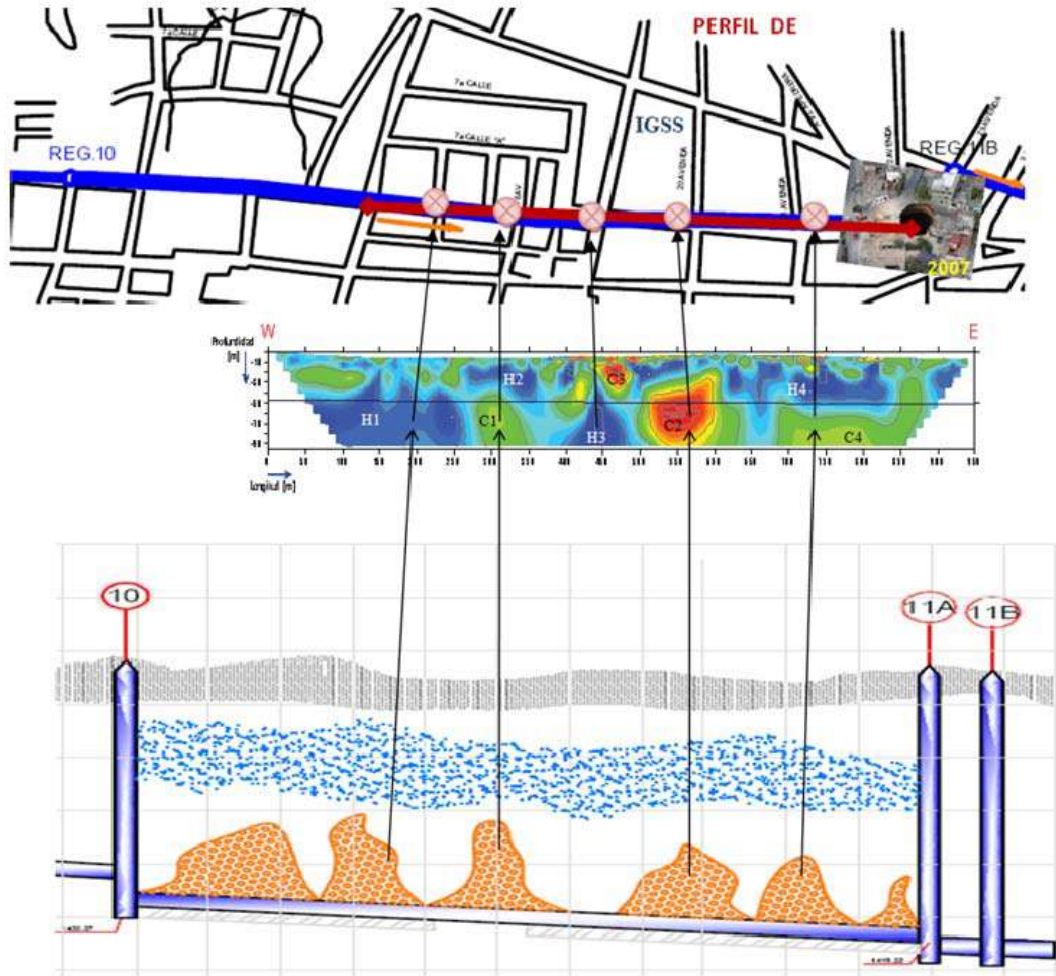


Figura 5.6. TRE del Perfil D-E, sección completa. En orden descendente: mapa de ubicación, resultado de inversión y perfil general de la construcción del Colector Poniente (modificado de EMPAGUA (2010)). Los círculos en rojo muestran las zonas de riesgo a lo largo del perfil D-E.

En la parte superficial  $x=560\text{m}$  está marcada C3 con un valor de resistividad  $\sim 1,000 \Omega\cdot\text{m}$ , se infiere es una zona de relleno para nivelar el terreno posterior a la construcción del colector.

Unos metros más al E se puede caracterizar una posible zona de subsidencia de  $x=470\text{m}$  a  $x=590\text{m}$ , teniendo un cuerpo saturado hasta  $35\text{m}$  de profundidad, subsecuentemente un horizonte con valor de resistividad promedio, asociado a depósitos vulcano-sedimentarios de  $10\text{m}$  de espesor, que descansa sobre C2.

Evidentemente es una zona de riesgo porque al desaparecer el paquete de material piroclástico por deslave o al migrar C2 hacia la superficie, la resistencia de la parte

superior cedería al material que se encuentra en la parte superficial, lo que provocaría un hundimiento similar a los ocurridos en 2007 o 2010.

C4 se localiza aparentemente de  $x=700\text{m}$  a  $x=800\text{m}$  con un valor de resistividad  $\sim 350 \Omega\cdot\text{m}$ , puede ser material mal consolidado correlacionado a una de las zonas de derrumbe que fueron rellenadas y reportadas en 1975.

Finalmente en  $x=900 \text{ m}$  se distingue otra zona de baja resistividad menor a  $15 \Omega\cdot\text{m}$ , se asocia al material de relleno utilizado en la remediación del hundimiento de 2007.

Según información de EMPAGUA además del relleno esta zona fue sujeta a un “bypass” o desvío del colector para evitar futuros desastres. Sin embargo los ajustes relacionados pueden influir en el proceso de deslave del material de relleno.

### **5.2.5 Perfil D-E en secciones**

Se invirtieron por separados los cinco perfiles que crean el roll- along, esto nos genera imágenes con mayor detalle de cada una de las zonas de estudio, pues es similar a un “acercamiento”. Generalmente solo se analiza la imagen final pero el ver cada uno de los perfiles nos puede enriquecer la interpretación y asegurarnos de que la inversión final adecuada.

Para mayor facilidad se toma la nomenclatura propuesta en la metodología. Sección (0-470): S1, Sección (120-590): S2, Sección (240-710): S3, Sección (360-830): S4 y Sección (480-950): S5.

Como ya se mencionó entre  $x=500\text{m}$  y  $x=600\text{m}$  es una de las zonas más vulnerables de este estudio, por lo que podemos verificar con las secciones S3, S4 y S5 el resultado del perfil total.

La ubicación de C2 coincide horizontalmente a un punto medio  $x=560 \text{ m}$  y  $53 \text{ m}$  de profundidad en el centro de ésta, en S3 y S4 mantiene el valor de resistividad ( $\sim 1,000\Omega\cdot\text{m}$ ), en S5 la magnitud disminuye a ( $\sim 1,000\Omega\cdot\text{m}$ ).

La geometría de esta anomalía varía ligeramente, pero se conserva excepto en S5 donde está más aplanada por lo tanto con dimensiones menores en sentido vertical. Esto se

debe a que C2 está en la orilla de S5 y no se tiene la información completa hacia el W del perfil.

La zona de subsidencia se mantiene en las tres secciones, en comparación al perfil completo se observa que en S3 existen mayores rasgos de altas resistividades superficiales, que se relaciona a material mal consolidado.

Por lo tanto tenemos valores de resistividad distintos pero se mantienen dentro de los rangos que son aceptables para relacionarlos a las dichas estructuras.

Se pueden detectar en  $x=160\text{m}$  y  $x=870\text{m}$  se dos registros monitoreo que llegan hasta el colector.

La sección S5 enriquece la interpretación de la parte final del perfil completo D-E

Entre  $x= 870$  a  $880$  m a una profundidad aproximada de 80 m, se muestran valores de resistividad altos lo cual se asocia a un registro del colector profundo.

En cambio el rasgo de C4 tiene mejor definición en la sección por la respuesta resistiva y la geometría se puede relacionar a una cavidad en formación, la tubería en esta sección del perfil ( $x= 700$  m y  $x= 840$  m) estaría en riesgo, pues al acercarse la cavidad hacia la base del Colector puede desestabilizar el material sobre el que se asienta el tubo y con el peso del estrato saturado podría dañarlo, ocasionándole algunas fisuras.



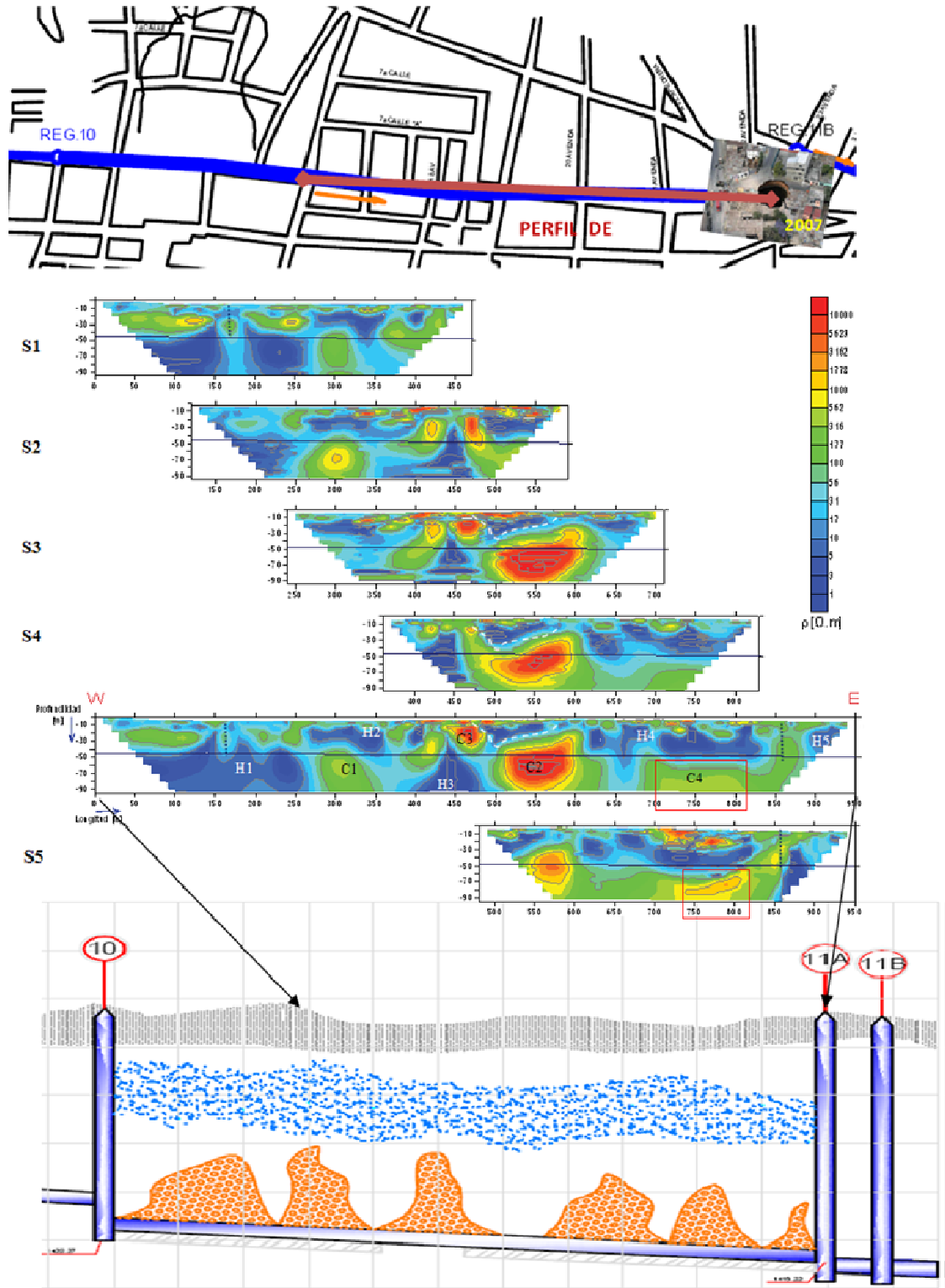


Figura 5.7. TRE del perfil D-E por secciones, técnica utilizada roll-along. En orden descendente: mapa de ubicación, resultado de inversión y perfil general de la construcción del Colector Poniente (modificado de EMPAGUA (2010)).

### 5.3 Análisis del hundimiento 2010

Al analizar la geometría de estos colapsos surge la pregunta del por qué mantienen una forma cilíndrica casi perfecta. La respuesta es complicada; tal como se ha comentado, estos colapsos dependen de varios factores, pero destacan dos principalmente la presencia de tuberías superficiales de agua y la compactación inadecuada del material alrededor de estas.

De acuerdo al artículo de Fell *et al.* (2004) se presentan zonas de alta permeabilidad asociadas a conductos pues la compactación del suelo alrededor de estos suele ser deficiente. La figura 5.8 muestra ejemplos de malas prácticas que pueden contribuir a esto. Además dependiendo de la litología del lugar podría contribuir a la generación de tomos, como es el caso.

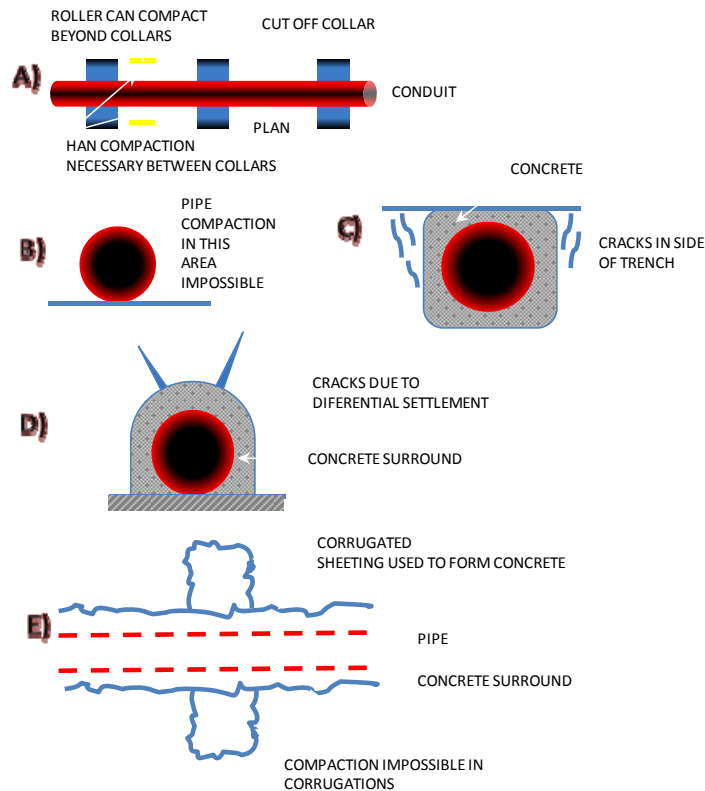


Figura 5.8. Algunas causas de colapsos debido a los conductos de tuberías: (A) compactación inadecuada debido a la presencia de cuellos de corte, (B) compactación inadecuada del material alrededor de la tubería, (C) Agrietamiento en el suelo o roca muy erosionada en los lados de la trinchera, (D) Grietas por asentamiento diferencial, (E) presencia de ondulaciones o rugosidad en la superficie de los collares de corte. (Fell *et al.*, 2004).

En el hundimiento de 2010 se encontró la existencia de tomos o tubificaciones (Figura 5.9) generadores de cavidades, se reportó en el Informe de estratigrafía de Zamudio *et al* (2010).

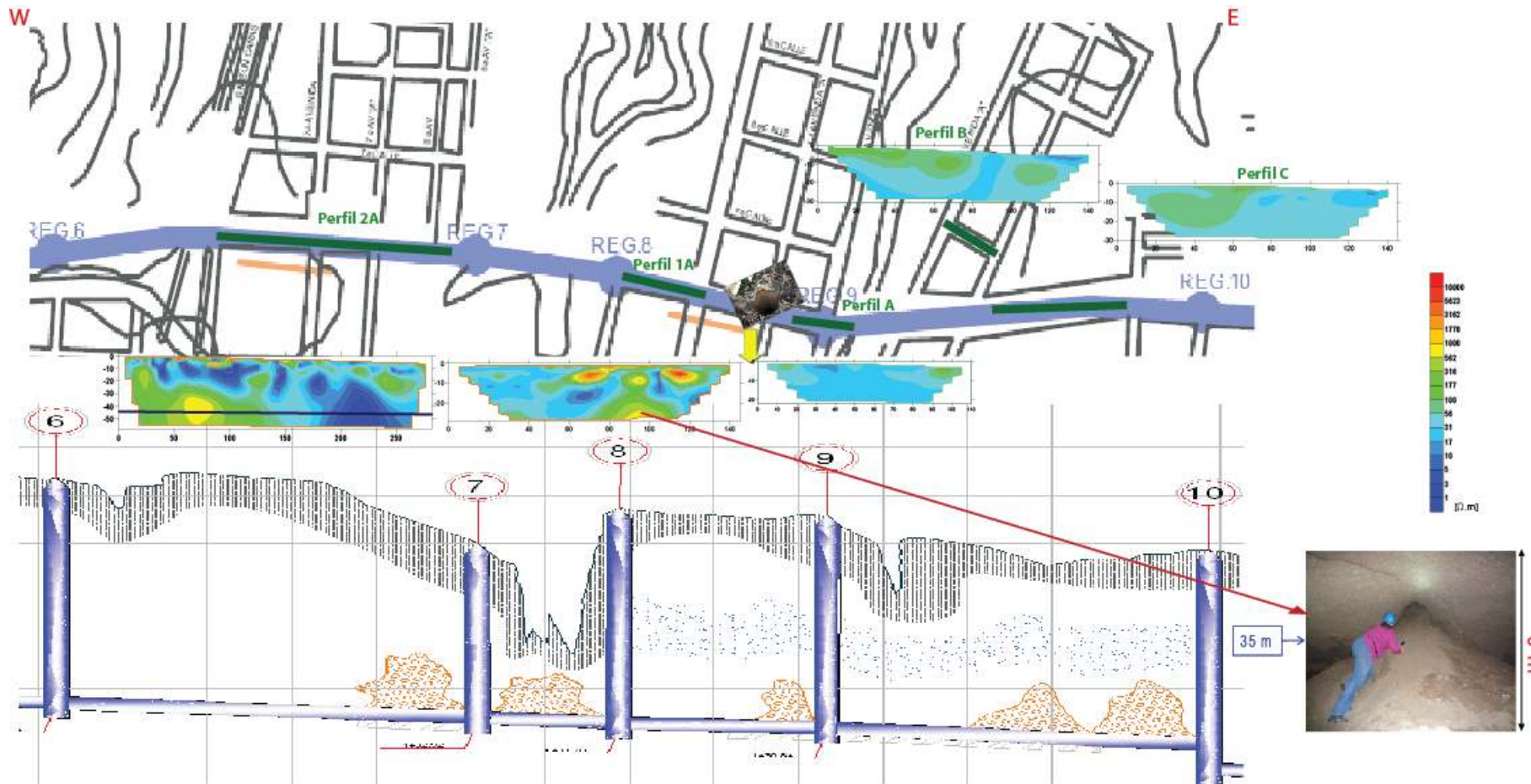


Figura 5.9. Hundimiento de 2010. Fotografía tomada a 48 m de profundidad. Muestra la presencia de tubificaciones y el estado del Colector de drenaje Poniente.

Como dato importante según información proporcionada por EMPAGUA el colector Poniente no presentaba rupturas manteniéndose en buenas condiciones. Las características de éste son 2.25 m de diámetro y el grosor de las paredes es de 30 cm, cuenta con un subdrenaje en algunas zonas como se aprecia en la Figura (5.5). Posterior al derrumbe el colector tenía 50cm de arena volcánica que le reducía el gasto de la tubería (Información oral de EMPAGUA, 2010).

En consecuencia la correlación directa entre fuga y ruptura no puede establecerse como una regla. Es de considerarse que si bien hubo ruptura, fue por la caída del volumen encima del colector en el mismo instante del colapso.

Figura 5.10. Sección comprendida por los perfiles 2A, 1A, A, B y C a lo largo del Colector de drenaje Poniente. En orden descendente: mapa de ubicación, resultado de inversión y perfil general de la construcción del Colector Poniente (modificado de EMPAGUA (2010))



## **6. CONCLUSIONES**

### *Acerca de la metodología*

El estudio geofísico de Tomografía de Resistividad Eléctrica obtiene resultados satisfactorios cuando las estructuras geológicas pueden ser aproximadas por modelos 2D (Tejero *et al.*, 2002).

Desde el punto de vista metodológico el uso de sistemas multi-electrodo para la adquisición de datos permite un aumento en la productividad en campo, de éstos la técnica utilizada roll-along tuvo un resultado satisfactorio ya que se pudo analizar de manera continua una de las secciones más vulnerables de la zona de estudio. Así mismo es importante remarcar que en la adquisición de datos, no disminuye la credibilidad de alguno de los arreglos WW, WS y DD, sino complementa la información.

### *Acerca de la interpretación*

De acuerdo al análisis de resultados de la TRE se observa un subsuelo complejo, conformado por material de flujos y de caída, producto de eventos volcánicos con zonas fuertemente saturadas de agua. Existe un flujo de agua subterránea que corre a lo largo del Colector Poniente siguiendo la topografía del terreno.

Se identifican zonas de riesgo que se relacionan principalmente con áreas de alta saturación y flujo preferencial de agua (Perfiles: 2A, 1A y D-E).

Se observan dos anomalías de alta resistividad ( $>10,000 \Omega\text{-m}$ ) en los perfiles 1A y D-E que se asociaron a la presencia de cavidades. En el primer caso la oquedad está vacía (actualmente rehabilitada) y en el segundo está en proceso de verificación, que de acuerdo a un protocolo geofísico todas las anomalías deben ser verificadas.

Los rellenos asociados con las anomalías de resistividad observadas, tanto resistivas como conductoras, presentan una permeabilidad distinta.

**Rocio Zúñiga Lara**

*Universidad Nacional Autónoma de México. Facultad de Ingeniería.*

Se observa una zona de fuerte saturación que descansa sobre el Colector cercana al H-2007. En la misma región, se encuentra una anomalía resistiva que sugiere la presencia de una cavidad que se encuentra a 20 m por debajo del colector.

A partir del estudio geofísico no existe un indicio de fracturamiento ó deterioro del Colector Poniente en la zona de estudio. Sin embargo se señalan las áreas que deben de vigilarse en el entorno del mismo.

### *Comentarios finales*

Si se quiere evitar un siniestro como los ocurridos en el 2007 y 2010 se debe continuar con el proceso de mantenimiento y supervisión del sistema de drenajes de la ciudad de Guatemala que actualmente realiza EMPAGUA, y extenderlo al entorno del colector. Por lo que se sugiere realizar un estudio sobre la capacidad del sistema, un monitoreo de los flujos subterráneos que conduce, verificar las condiciones en las que se encuentran las lumbreras.

Se sugiere realizar un pozo exploratorio en el perfil 2A que estará localizado en  $x=72$  m a una profundidad de 43 m y se realice de manera direccional para verificar la posible cavidad en formación o en su defecto la calidad del material de relleno en esta zona.

Revisar el colector en el Perfil 1A en las distancias 200 m, 230 m, y acorde al Perfil DE de 750 a 830 m para descartar cualquier fuga del drenaje.

Las zonas saturadas por agua en este momento no presentan un riesgo mayor, sin embargo, si esta agua intersticial migrara y al dejar los poros vacíos puede presentarse un proceso de subsidencia, por lo que se sugiere realizar el mismo estudio geofísico en época de secas.

La información del estudio geofísico queda supeditada a un estudio de geología más detallado sobre todo donde existen cambios abruptos en los valores de resistividad por lo que sería deseable que en trabajos futuros se considere. Es importante sin embargo, mencionar que las referencias publicadas respecto al marco geológico, fueron de gran apoyo en el contexto del marco de referencia.

En este plano, los datos cualitativos y cuantitativos que aportó la geología (de fuentes bibliográficas y el estudio que se desarrolló en paralelo a la geofísica) no limitaron las inversiones a resultados de la geometría, la profundidad y la resistividad del medio de estudio.

En general, los riesgos geológicos en ciudades como Guatemala o México D.F., deben documentarse y dárseles seguimiento. Se propone la creación de entidades locales especializadas en estos fenómenos naturales, que van en franco crecimiento.

## APÉNDICE A

Se muestran los modelos de inversión 2D de los perfiles 2A, 1A, A, B, C y DE, obtenidos con el software comercial EarthImager 2D, cada uno presenta en orden descendente tres diferentes arreglos electródicos diferentes Wenner (WW), Wenner-Schlumberger (WS) y Dipolo-Dipolo (DD).

### Perfil 2A

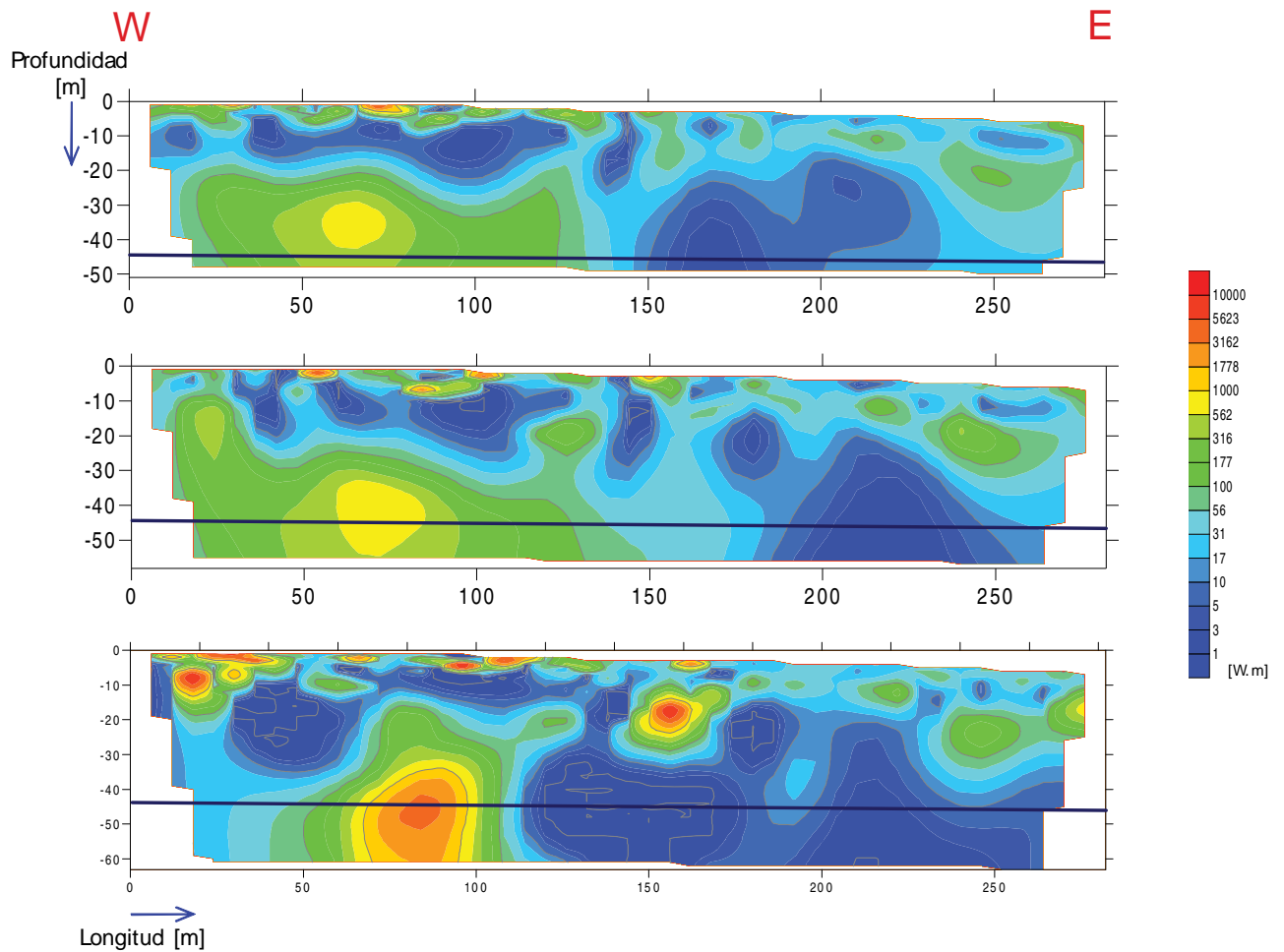


Figura A.1. Perfil 2A comparación de la configuración electródica, en orden descendente Wenner (WW), Wenner-Schlumberger (WS) y Dipolo-Dipolo (DD)



Perfil 1A

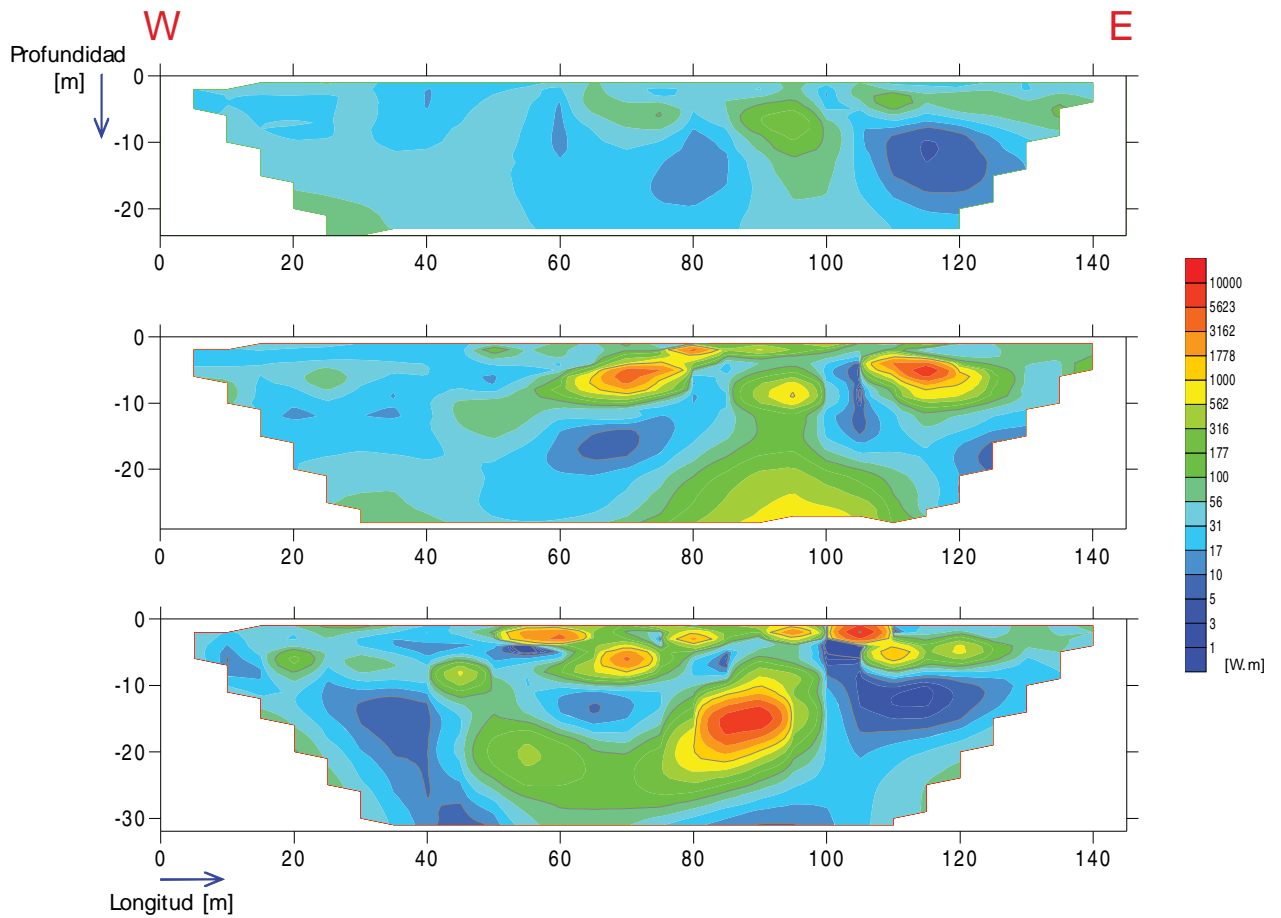


Figura A.2. Perfil 1A comparación de la configuración electrónica, en orden descendente Wenner (WW), Wenner-Schlumberger (WS) y Dipolo-Dipolo (DD).

Perfil A

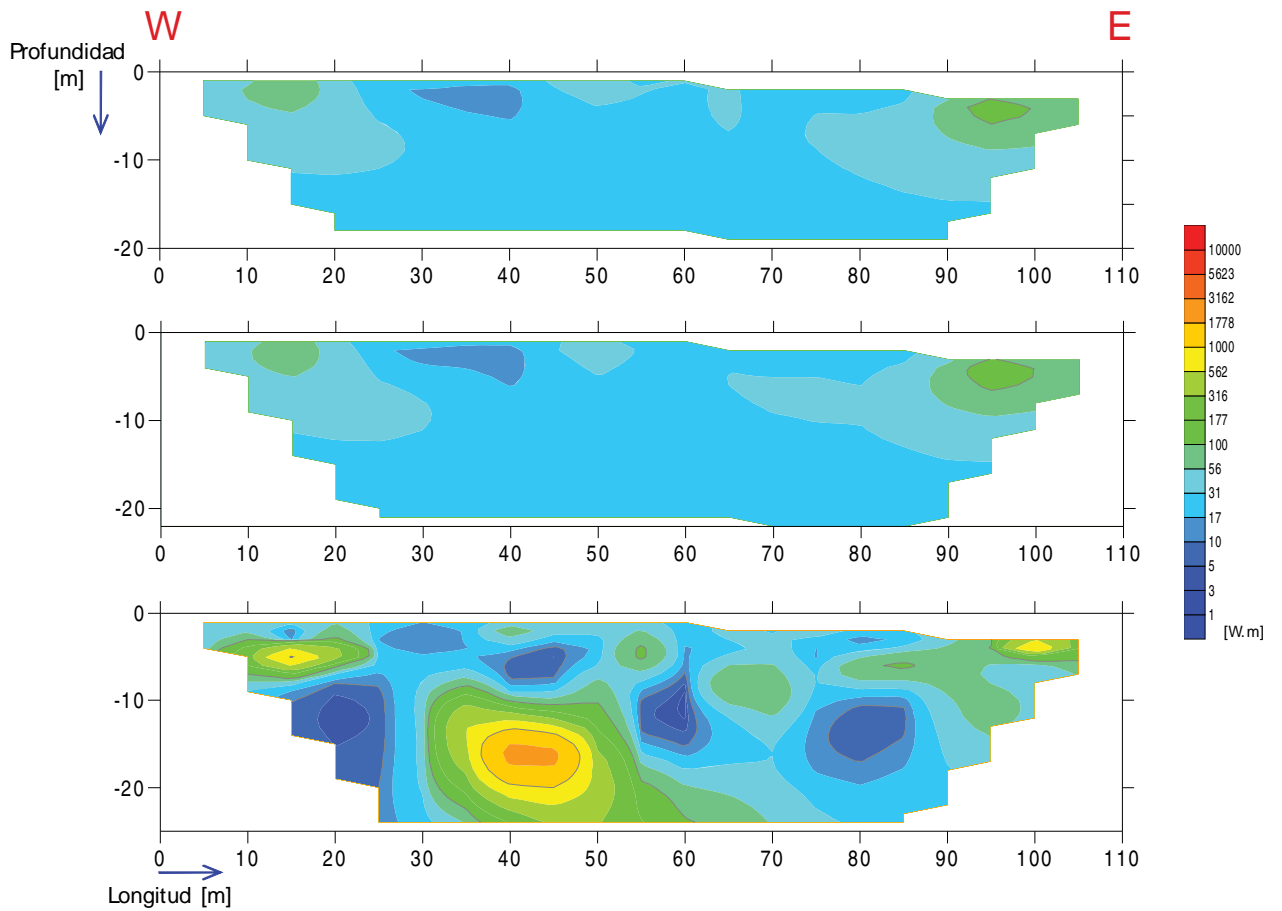


Figura A.3. Perfil A comparación de la configuración electrónica, en orden descendente Wenner (WW), Wenner-Schlumberger (WS) y Dipolo-Dipolo (DD).

Perfil B

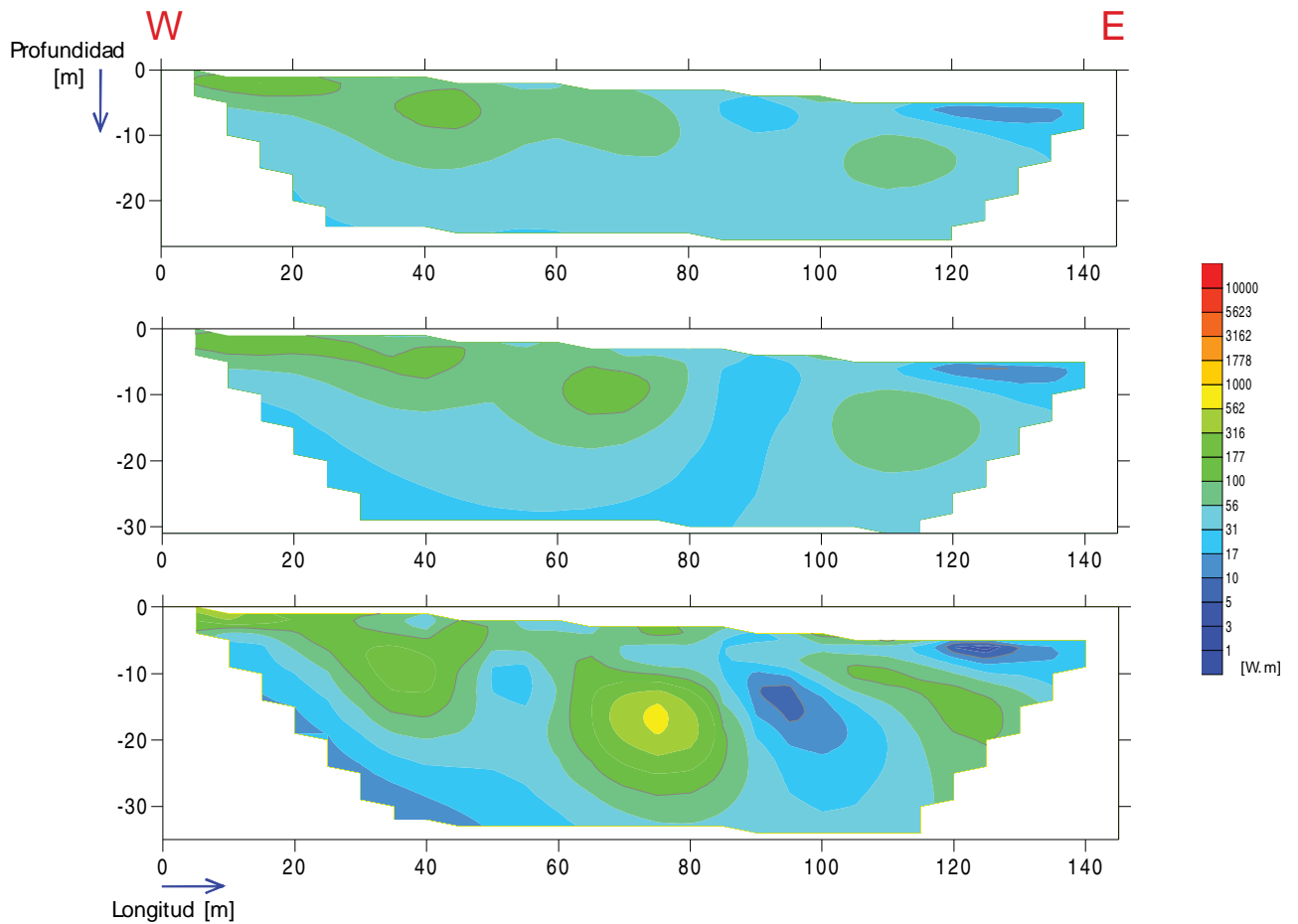


Figura A.4. Perfil B comparación de la configuración electrónica, en orden descendente Wenner (WW), Wenner-Schlumberger (WS) y Dipolo-Dipolo (DD).

Perfil C

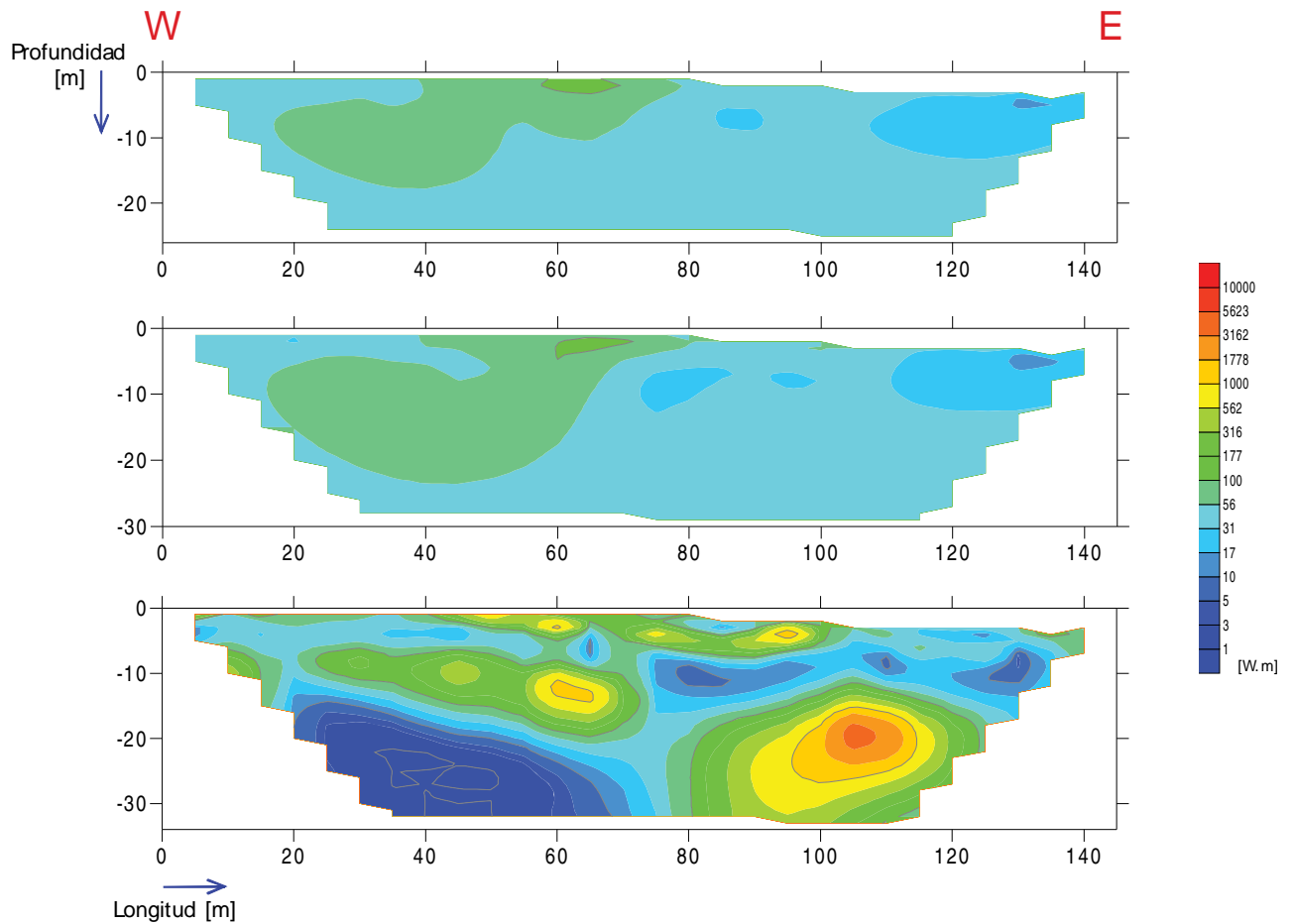


Figura A.5. Perfil C comparación de la configuración electrónica, en orden descendente Wenner (WW), Wenner-Schlumberger (WS) y Dipolo-Dipolo (DD).

Perfil DE

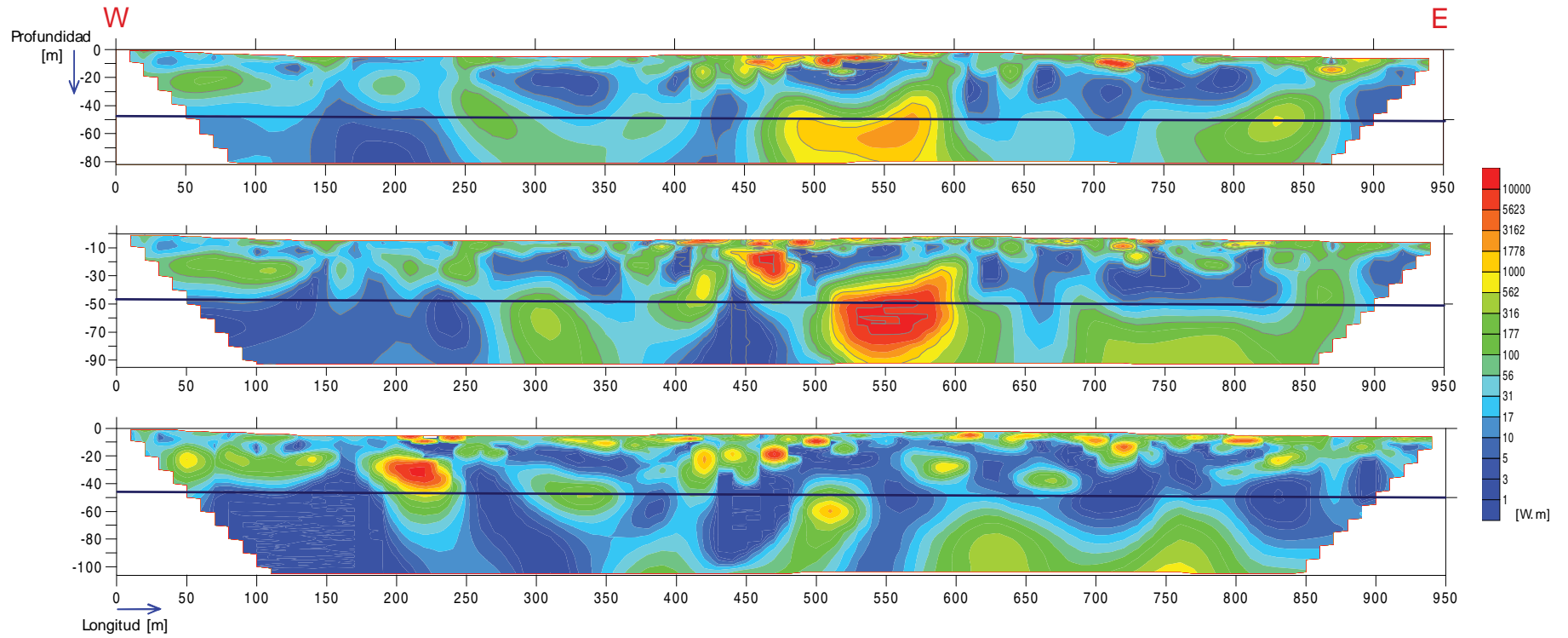


Figura A.6. Perfil DE comparación de la configuración electrónica, en orden descendente Wenner (WW), Wenner-Schlumberger (WS) y Dipolo-Dipolo (DD).

## **APÉNDICE B.**

Fotografías tomadas en la zona de estudio (Hundimiento, 2010).



## **REFERENCIAS**

**Advanced Geosciences, Inc.**, 2008: Instruction Manual for Earth Imager 2D Version 2.4.0 Resistivity and IP Inverion Software.

**Al'pin, L.**, Berdichevskii,M., Vedrintsev,G., Zagarmistr, A.,1996: Dipole methods for measuring eart conductivity. New York, Consultants Bureau, Segunda Impresión.

**ASDI; UNICEF; UNEPAR.**, 2001: Desastres naturales y zonas de riesgo en Guatemala. p. 27.

**Bakalowicz, M.**, 1982: La genése de lácuifére karstique vue par un geochimiste Karst Larra 82; Publ. Serv.Geol.Dip.Navarra, p.159-174

**Barker, R.**, 1989: Depth of investigation of collinear symmetrical four-electrode arrays. Geophysics, 54(8): p. 1031-1037.

**Bhattacharya, B.**, y Dutta, I., 1982: Depth of investigation studies for gradient arrays over homogeneous isotropic halfspace. Geophysics, 47, p.1198-1203.

**Bhattacharya, B.**, y Sen, M., 1981: Depth of investigation of collinear electrode arrays over homogeneous anisotropic halfspace in direct current methods. Geophysics, 46, 768-780.

**Buddhadeb, B.**, Barun, P., 1986: A simple method for determination of depth of investigation characteristics in resistivity prospecting. Exploration Geophysics, 17, p.93-95

**Bohnenberg, O.H.**, 1969: Los focos eruptivos cuaternarios de Guatemala, Trabajos Técnicos Presentados en la Segunda Reunión de Geólogos de América Central, Publicaciones geológicas del ICAITI, No. II, Guatemala, p.23-24.

**Bohnenberger, O.**, 1996: Revisión del sistema de fallas en la región metropolitana de Guatemala.

**Bonis, S.**, 1969: A Summary of Geology of Guatemala: Trabajos Técnicos Presentados en la Segunda Reunión de Geólogos de América Central, Publicaciones Geológicas del ICAITI No. II, Guatemala, p 76-77.

**Bonis, S.**, 1978: Unheeded geological warnings from 1976, Guatemala earthquake. Proc of Int. Symp. February 4th., 1976.Guatemala earthquake and the reconstruction process. Guatemala, I: Ponencia 9.

**Bonis, S.**, 1993: Mapa Geológico de Guatemala, hoja Guatemala [2ª edición], escala 1:25 00, IGN, Guatemala.

**Butler D. K.**, 2005: Near Surface Geophysics. Society of Exploration Geophysicists, 13, 89-148, 265-299, p.525-547.

**Carnicero, A.**,2011: Introducción al método de elementos finitos.

[http://www.profesores.frc.utn.edu.ar/industrial/sistemasinteligentes/FFlexible/Introduccion\\_al\\_MEF.pdf](http://www.profesores.frc.utn.edu.ar/industrial/sistemasinteligentes/FFlexible/Introduccion_al_MEF.pdf)

**Carpenter, E.** y Habberjam, G., 1956: A tri-potential method of resistivity prospecting, Geophysics, 11, p.455-469.

**Cifuentes, G.**, 1994: Interpretación de Anomalías Geoeléctricas por Análisis de Fourier. Universidad Nacional Autónoma de México.

**Ceballos, R.**, Batrs, M., Morales, C., Cruz, F., 1975: Plano: Planta Perfil Gran Colector Poniente, Municipalidad de la Ciudad de Guatemala. Dirección de Obras, Saneamiento de la Ciudad, Prestamo 353/SF-GU.

**Chávez, R.**, Tejero, A., Cifuentes, G., Hernández, E., Chávez, G., López, A., García, A., Zúñiga, R., 2011: Detección de zonas de riesgo (cavidades) a lo largo del colector poniente de la Ciudad de Guatemala. Informe Instituto de Geofísica, UNAM.

**Chávez, G.**, 2011, Modelación 3D de datos de tomografía de resistividad eléctrica (TRE) con arreglo tipo "L". Tesis de Maestría. Instituto de Geofísica, UNAM.

**Cho, I.-K.**, Kim, J.-H., Chung, S.-H. & Suh, J.-H., 2002. Negative apparent Resistivity in resistivity method, Mulli-Tamsa, Geophysical Exploration, 5, p.199-205.

**Chuo Kaihatsu Corporation**, 1995: Estudio Hidrogeológico en el Valle de la Ciudad de Guatemala, Proyecto Emergencia. Reporte para EMPAGUA Tomo II. p.226

**Cosillo, A.**, 2008: La Geología en Guatemala, Revista de la Sociedad Geológica de Guatemala, Vol. 1, p 18-23.

**Dahlin, T.**, 1993: On the Automation of 2D Resistivity Surveying for Engineering and Enviromental Aplications, PhD thesis, ISRN LUTVDG/TVDG, Lund University, p. 1007.

**Dahlin, T.**, Johansson, S. y Landin, O., 1994: Resistivity Surveying for Planning of Infrastructure. Proceedings of SAGEEP'94, Boston, 27-31, p.509-528.



**Dahlin**, T., 2001: The development of DC resistivity imaging techniques. *Computer & Geosciences*, Vol. 27, p. 1019-1029.

**Daho** Pozos S.A.,1994: Perfil litológico del pozo Ciudad Nueva, Zona 2. Propiedad de EMPAGUA.

**Dey**, A., y Morrison, H., 1979: Resistivity modeling for arbitrary shaped two dimensional structures. *Geophysical Prospecting*. 27, p.1020-1036.

**Edwards**, L., 1977: A modified pseudosection for resistivity and IP. *Geophysics*, 42, p.1020- 1036.

**Escribà**, M., Gómez, L., González, L., 1996: La geología en un programa nacional de prevención y mitigación de desastres: Los mapas de riesgo aplicación de los sistemas de información geográfica en el análisis de mapas temáticos., *Diagnostico de la prevención de Desastres Naturales en Guatemala*.

**Evjen**, H., 1938: Depth factor and resolving power of electrical measurements. *Geophysics*, 3(2), p.78-95.

**Foster**, M. y Fell, R., 1999: A framework for estimating the probability of failure of embankment dams by internal erosion and piping using event three methods. Sydney, Australia, School of Civil and Environmental Engineering, University of New South Wales.

**Galan**, C., 1991: Dissolution and karst development in siliceous and carbonate rocks a comparative study. *MUNIBE (Ciencias Naturales)*. ISSN0214-7688

**Gasulla**, M., 1999: Obtención de Imágenes de impedancia eléctrica del subsuelo. Aplicación a la detección de objetos locales. Tesis Doctoral. Universidad Politècnica de Catalunya, Departamento d' Enginyeria Electrònica.

**Griffiths**, D., Barker, R., 1993: Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology. *Journal of Applied Geophysics*, Vol.29, p. 211-226.

**Griffiths**, H. y Turnbull, J., 1985: A multi-electrode array for resistivity surveying, *First Break*, 3 (7), p.16-20.

**Julca, A.**, 2005: Aplicación de las Funciones de Green en Problemas de la Física-Matemática. Facultad de Ciencias Físicas, Perú.

**Knödel, K.**, 2007, Environmental geology: handbook of field methods and case studies. Ed. Springer. Estados Unidos., p. 1357 .

**Koch, A.**, McLean, H.,1975:Pleistocene Tephra and Ash-Flow Deposits in the Volcanic Highlands of Guatemala. Geological Society of America. GSA Bulletin, v.86, 4, p. 529-451

**Koefoed, O.**, 1979: Geosounding principles resistivity sounding measurements. Amsterdam, Elsevier Scientific.

**Kumar, R.**, 1973. Resistivity type curves over outcropping vertical dyke-I, Geophysical Prospecting, 21, p. 560.

**Loke, M.**, 2001: Electrical Imagin Surveys for Environmental and Engineering studies. A practical guide to 2D and 3D surveys. Tutorial.

**López, C.**, 1999: Diseño adecuado de drenajes y recarga de acuíferos en el valle de la ciudad de Guatemala., p 10-15.

**López, G.**, 2011: El Método de Polarización Inducida aplicado a problemas de contaminación en la Ciudad de México. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM. p 72.

**Manville, V. y Reeves, R.**, 2006: Acacia Heights CMP – Geology and Geomorphology. GNS Consultancy Report 228.

**Menke, W.**, 1989: Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory. International Geophysics Series, v. 45. p.149.

**Monzón, D.**, 1991: “El valle de Guatemala, una maravilla geológica”. Prensa Libre; p 8.

**Orellana, E.**, 1982: Prospección Geoeléctrica en Corriente Continua. 2ª Edición., Madrid, Paraninfo, Vol. 1.

**Overmeeren, R y Ritsema, L.**, 1988: Continuous vertical electrical sounding, First Break, 6(10), 313-324.

**Parasnis, D.**, 1973: Mining Geophysics. Methods in Geochemistry and Geophysics, Países Bajos, Elsevier, Second revised edition, p. 570.

**Parra, I., Ramos, M., Rivas, G.**, 2005: Detección de cavidades por tomografía eléctrica en materiales cuaternarios en Níjar, Almería.

**Pazdirek, O., Blaha, V.**, 1996: Examples of resistivity imaging using ME-100 resistivity field acquisition system. EAGE 58th Conference and Technical Exhibition Extended Abstracts, Amsterdam, Netherlands.

**Plafker, G.** 1978: Tectonic significance of surface faulting related February 4th 1976 Guatemala earthquake. Symp. Guatemala earthquake and the reconstruction process. Guatemala, I: Ponencia 3.

**Pérez, L.**, 2009: Estructura del Valle de Guatemala interpretada mediante un modelo de cuenca por distensión (pull apart basin), Revista Geológica de América Central, Vol. 41, p. 71-78.

**Roy, A.; Apparao, A.**, 1971: Depth of investigation in direct current methods. Geophysics, 36(5), p.943-958.

**Roy, A.**, 1972: Depth of investigation in Wenner, three electrode and dipole-dipole dc resistivity methods. Geophysics Prosp. 20, p.329-340.

**Sánchez, F.**, 2010: Notas: Fundamentos de Prospección Eléctrica, Dpto. Geología Universidad de Salamanca. España. Disponible en línea: <http://web.usual/javisan/hidro> [Consultado Febrero 2011]

**Seigel, H., Nabighian, M., Parasnis, D., Vozzof, K.**, 2007: The early history of the induced polarization method. The Leading Edge.

**SGG (Sociedad Geológica de Guatemala)**, 1976: Mapa de fracturas provocadas, sismos de Febrero de 1976, valle de Guatemala. Escala 1:25 000, ING, Guatemala.

**Selby, M.J. y Hosking, P.J.**, 1971: Causes of infiltration into yellow-brown pumice soils: New Zealand Journal of Hydrology, 10. p.113-119.

**Tarantola, A.**, 2005: Inverse Problem Theory and Methods for Model Parameter Estimation, Institut de Physique du Globe de Paris, Paris, France. p. 358

**Tejero, A.,** Chávez, R., E., Urbietta, J., and Flores-Márquez E., L., 2002: Cavity Detection in the Southwestern Hilly portion of México City by Resistivity Imaging, JEEGUNAM, Facultad de Ingeniería, México, D.F., 7, 3, p.130-139,

**Telford, W.,** Geldart, L., Sheriff, R., 1992: Applied Geophysics 2ª Edición, Cambridge University Press.

**Tomás, R.,** Herrera, G., Delgado, J., Peña, F., 2009: Subsistencia del Terreno, Ground Subsidence, Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, p.295-302.

**Topinka, 1996:** Mapa de los volcanes activos más importantes en Guatemala. Disponible en línea:

[http://vulcan.wr.usgs.gov/Volcanoes/Guatemala/Maps/map\\_guatemala\\_volcanoes.html](http://vulcan.wr.usgs.gov/Volcanoes/Guatemala/Maps/map_guatemala_volcanoes.html)

**Urbietta, J.,** 2001, La Tomografía Eléctrica en los Métodos de Corriente Continua, Tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, p. 63.

**U.S. Geological Survey, 2000:** “Map Showing Geology, Oil and Gas Fields, and Geologic Provinces of Caribbean Region”, Open- File Report 97-470-K.

**Weyl, R.,** 1980: Geology of Central America [2ª ed], p 371. Gebrüder Brontaeger, Stuttgart.

**Wilkinson, P.,** 2008: Extreme sensitivity of crosshole Electrical Resistivity Tomography measurements to geometric errors, Geophysical Journal International (Royal Astronomical Society /Blackwell Publishing), p. 46.

**Zamudio, D.,** González, T. , Cervantes, K., 2010: Estudio geológico para la detección y origen de las zonas de riesgo a lo largo del colector de drenaje poniente de la Ciudad de Guatemala. Instituto de Geofísica, UNAM.

**Zohdy, A.,** 1989: A new method for the automatic interpretation of Schlumberger and Wenner sounding curves, Geophysics, 54, 2, p.245-243.

A través de este trabajo se realizaron dos publicaciones con las cuales se participó en los siguientes congresos internacionales, el primero en “European Geosciences Union” (EGU) con sede en Viena, Austria, 2011: “**Near Surface Electrical Tomography to Detect Hazardous Areas in Guatemala City**” y el segundo en “European Association of Geoscientists Engineers” (EAGE) Near Surface, con sede en Leicester, Inglaterra, 2011: “**Determine Areas of High Risk in Urban Areas (Sinkhole)**”.



100 UNAM

geofisica UNAM



XY390

# Near Surface Electrical Tomography to Detect Hazardous Areas in Guatemala City

RocioZúñiga-Lara<sup>(1)</sup>, Gerardo Cifuentes-Nava<sup>(1)</sup>, René E. Chávez<sup>(1)</sup>, Andrés Tejero-Andrade<sup>(1)</sup>, Esteban Hernández-Quintero<sup>(1)</sup>, Alicia Monzón<sup>(2)</sup>

<sup>(1)</sup> Geomagnetismo y Exploración, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, MÉXICO  
<sup>(2)</sup> Empresa Municipal de Agua de la Ciudad de Guatemala, GUATEMALA

rociozlr@gmail.com  
(044)-5522970714  
(52-55)-56224149

### ABSTRACT

From the geological point of view, Guatemala City is considered as a pull-apart basin. Such basin had been filled up with a thick layer of volcanic sediments (ash mainly), between 100 m to 200 m thick. The upper layers are associated with a system of normal faults; induced by the 1976 earthquake and with a great influence over Guatemala City.

Two subsidence phenomena occurred in February 2007 and May 2010 in the urban area of Guatemala City. Both episodes were located over the western drainage main collector, with a few blocks apart from each other. The first one presented 25 m diameter and 60 m depth; the second 27 m and 48 m respectively; human casualties and urban damages resulted from these incidents. In order to avoid the population's risk in the near future EMPAGUA (Empresa Municipal de Agua de Guatemala) requested to UNAM (Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México) to make the geophysical study. An Electric Resistivity Tomography was carried out along the collector trace with three different arrays (dipole-dipole, Wenner-Schlumberger, and Wenner). The field work was performed during September 2010.

A total of 1,777 m were measured and distributed into six different profiles, ranging between 110 and 960 m. Therefore the investigation depth varies between 30 and 100 m.

An IRIS Syscal 48 channels pro-switch (IRIS-France) was used to perform the study. Commercial inversion software (Earth Imager 2-D) based in the Oldenburg and Li (1994) algorithm gave the imagery for final interpretation.

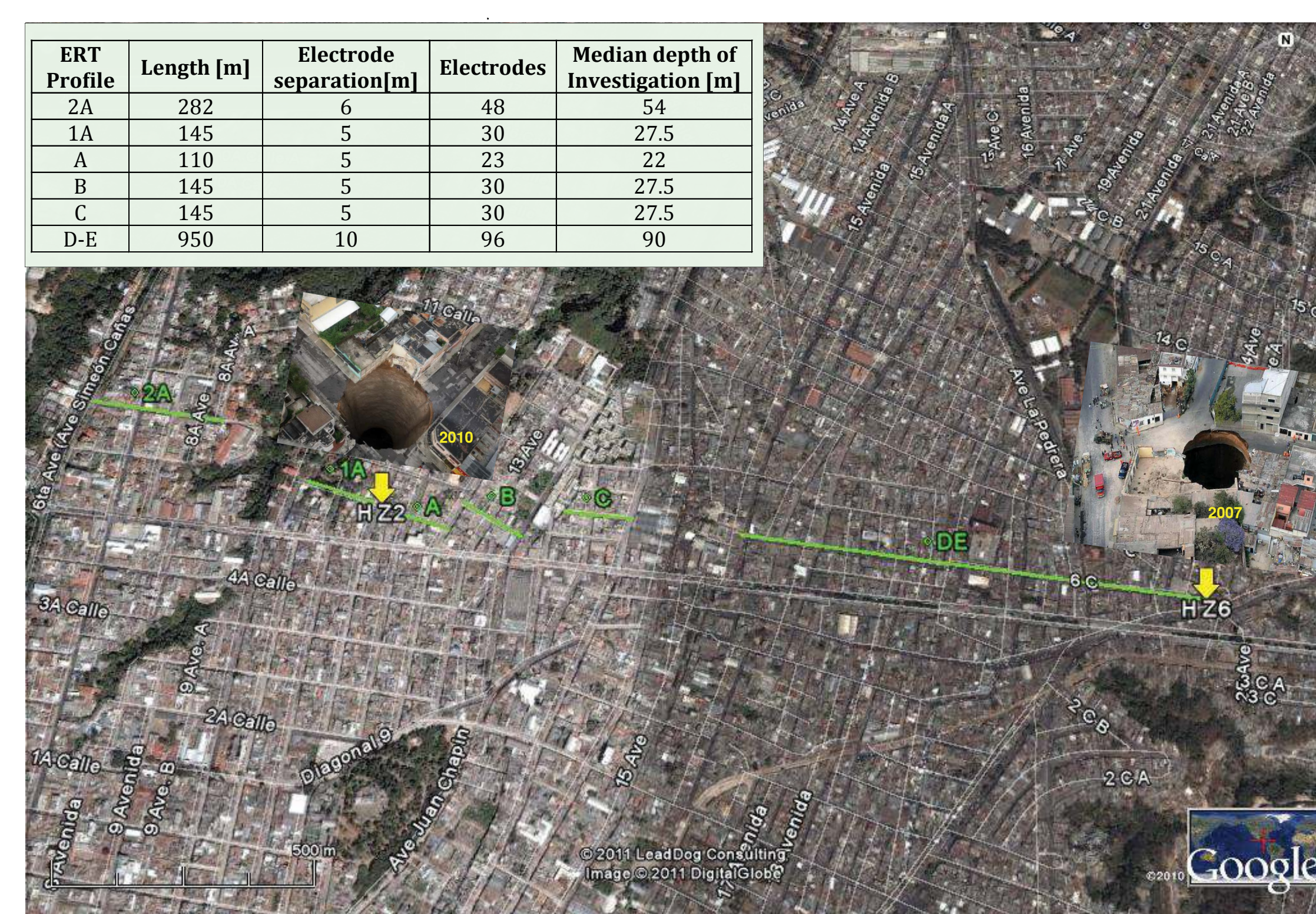
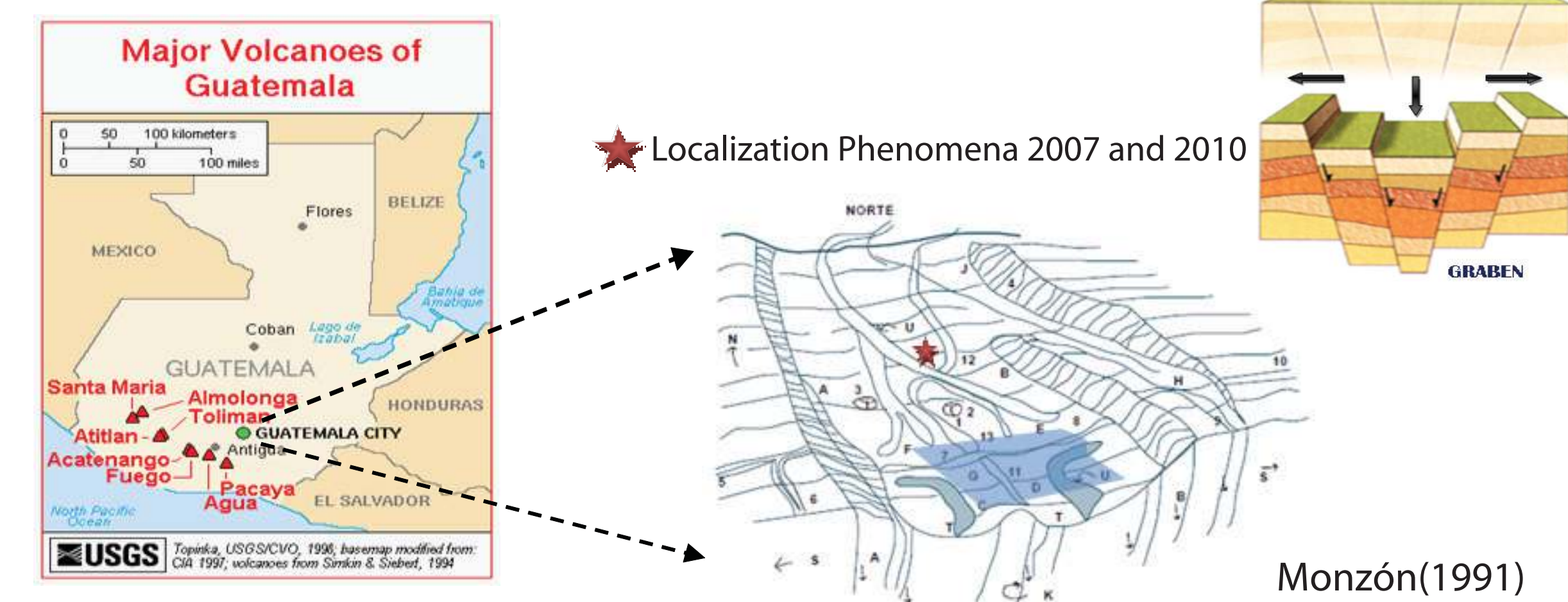
In general terms, it is possible to see several areas that could represent a risk to urban facilities. On one hand there are high resistivity anomalies related to a poor volcanic consolidated material, with presence of gas or high probability of irregular caves. Other resistivity anomalies were related to highly water saturated zones suggested from the observed anomaly geometry. The water flow seems to follow the direction of natural topography which decreases from West to East (Rio Las Vacas).

The proposal for future actions suggested to EMPAGUA according to the results of this geophysical study involves the evaluation of specific sites, in order to find possible presence of saturated areas, caves, subsurface water and gas flows by means of drilling at different depths.

On the other hand it seems that the water saturated areas are not hazardous so far, nevertheless in case that the interstitial water flows away, it would leave an empty porous media, triggering a liquefaction process and a probable subsidence process.

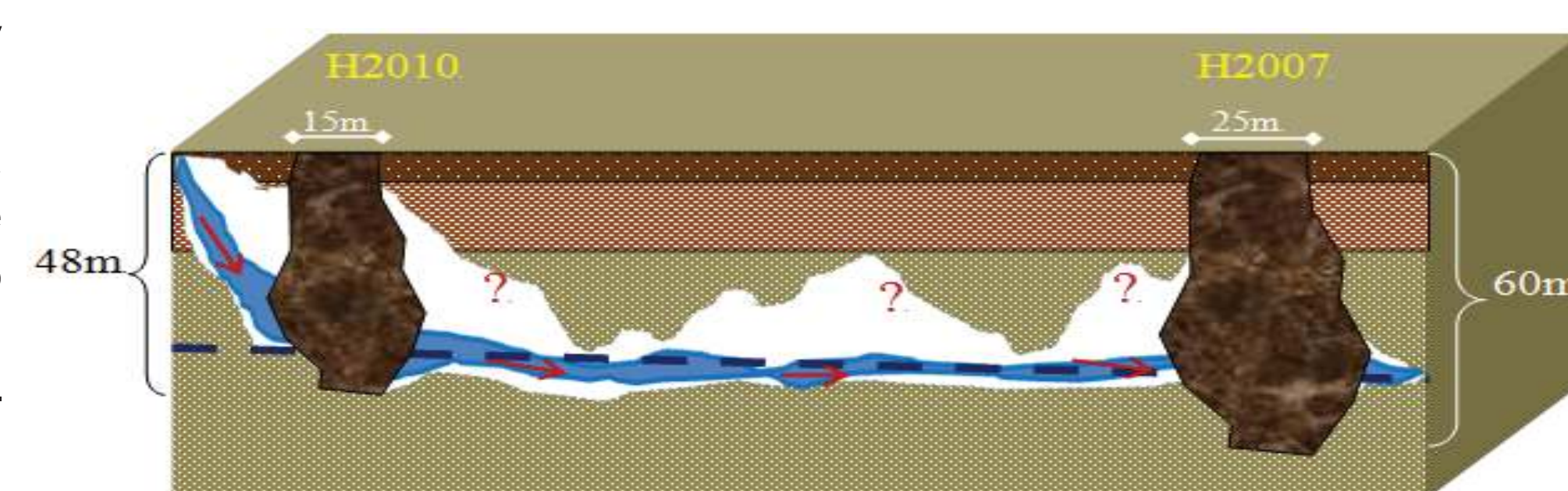
### SINKHOLES IN GUATEMALA CITY

Guatemala is a Central American country bordered by Mexico to the north and west, the Pacific Ocean to the southwest, Belize to the northeast, the Caribbean to the east, and Honduras and El Salvador to the southeast. The main capital city is located in a pull-apart basin. At least 8 main volcanoes surround the city all associated with Motagua's subsidence tectonic fault. A lot of volcanic and seismic events affected the city in recent past (i. e. Pacaya Volcano in May 2010).



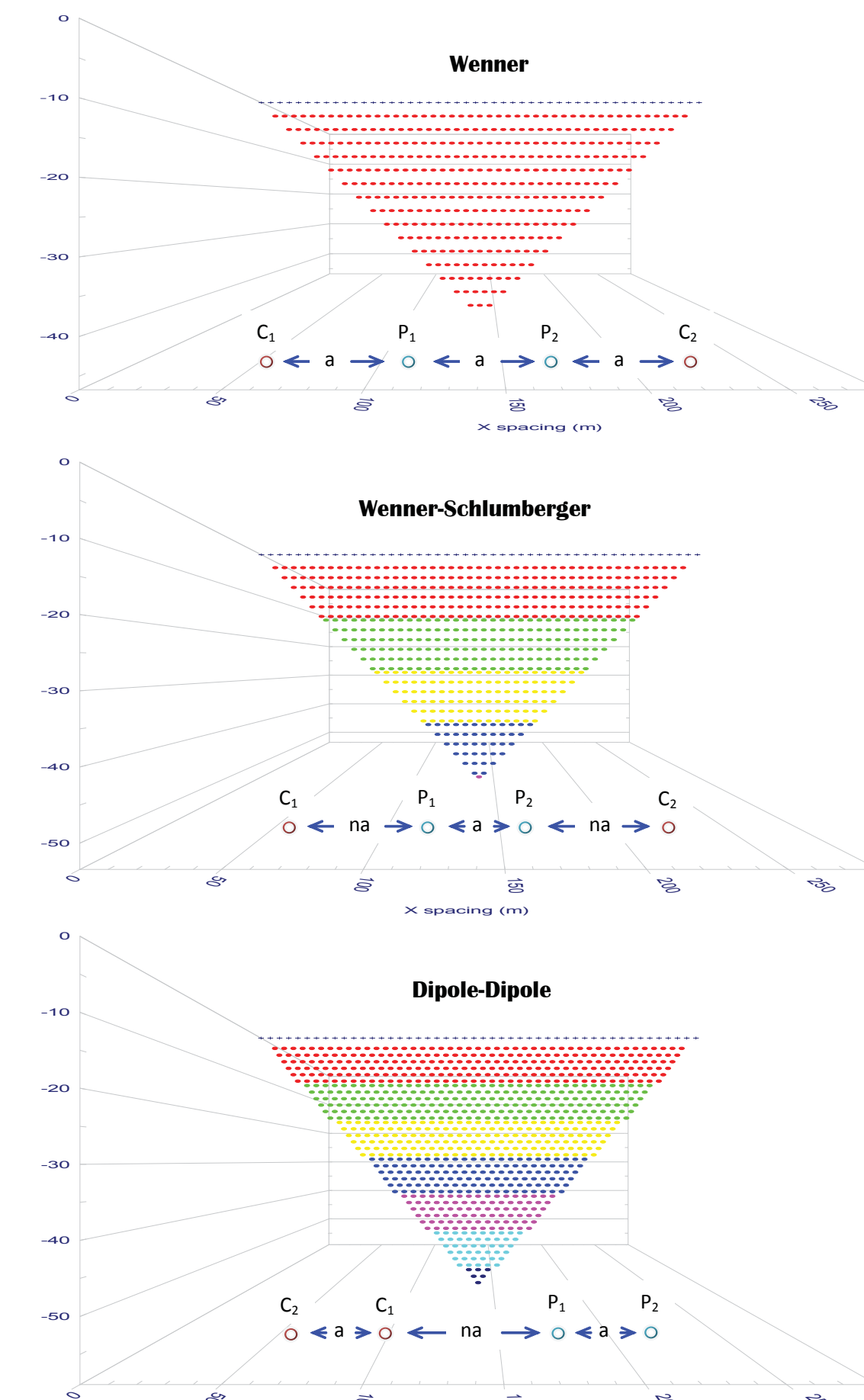
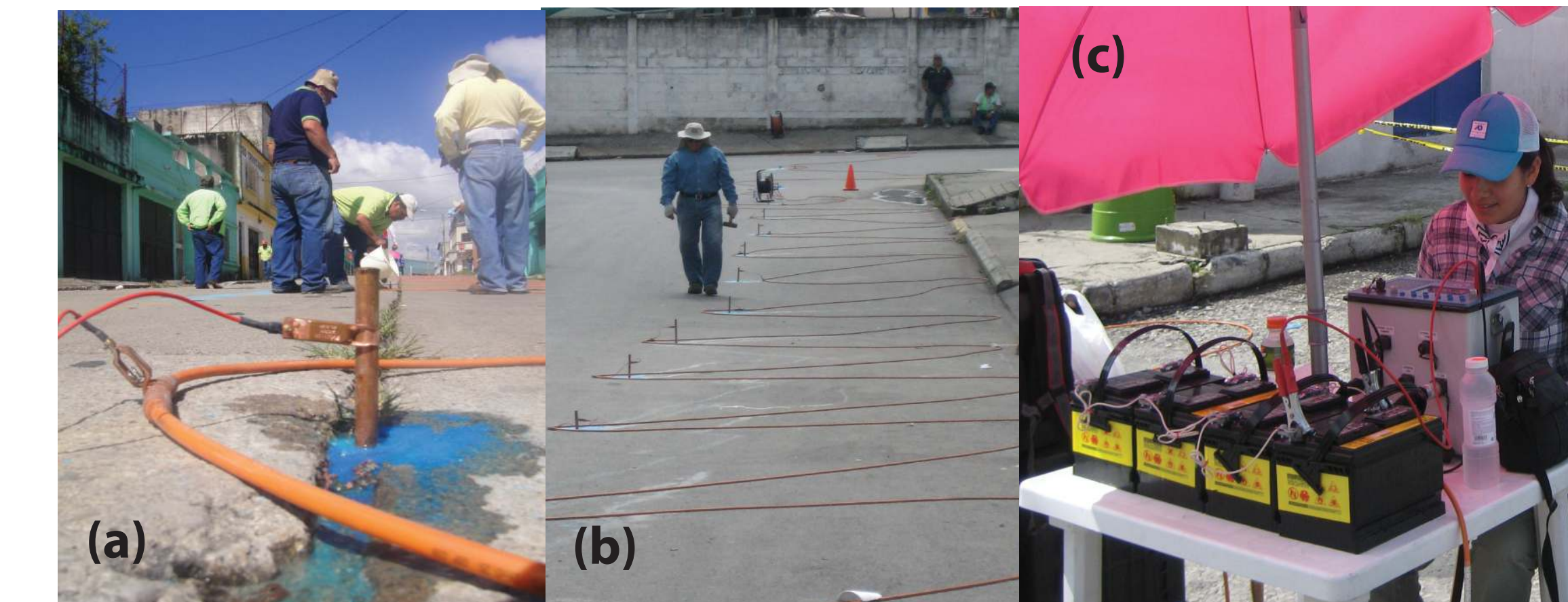
The subsidence phenomena occurred in February 2007 and May 2010 were located in a highly populated areas (6 and 2 districts, respectively). In appearance both sinkholes were related with a fail in the western drainage main collector, supposedly a rupture and/or an explosion caused by gas accumulation gave origin to these events.

During the collector's construction, several problems with the behavior of the underground were reported. Collapses of the land due to the presence of cavities and poorly consolidated materials were reported. A location map was built during the collector's construction time (Ceballos et al., 1975).



### METHODOLOGY

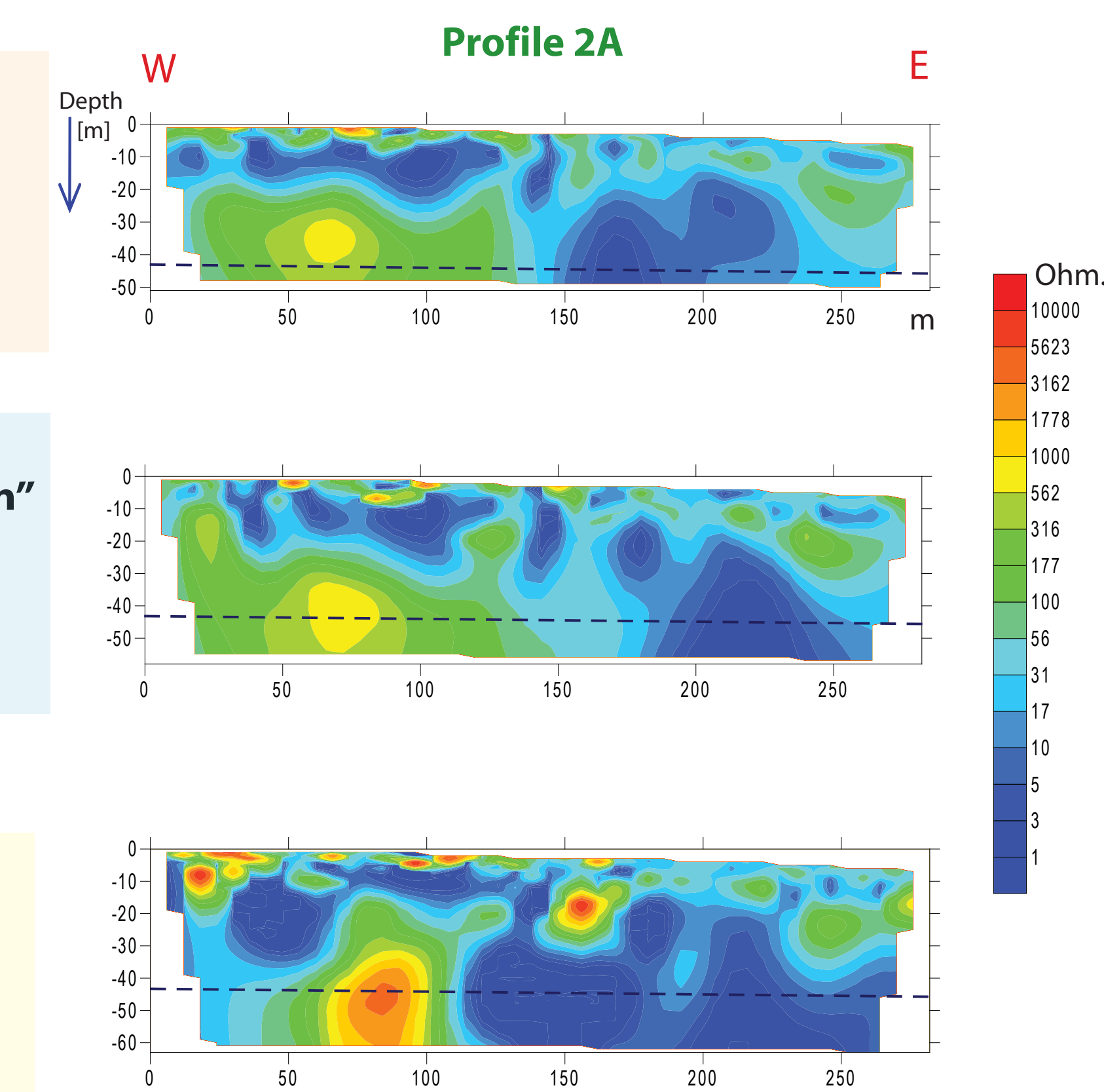
Data Acquisition was carried out with an IRIS Syscal Pro Switch 48. Electrode layout deployed for ERT acquisition along six profiles. Drilling is done to insert the electrodes. This holes are drilled in the middle of the street to detect the drainage collector (a). Electrodes are interconnected by means of a smart cable (b) at intervals of 5 to 10m. The array finally is connected to the central console (c). A total of 1,777 m was measured.



Appropriate to resolve vertical changes (horizontal structures)  
Deficient to detect horizontal changes (vertical structures)  
Strongest signal strength  
Median depth of investigation is approximately AB/8 to AB/6 (Butler, 2005; Loke 2000)

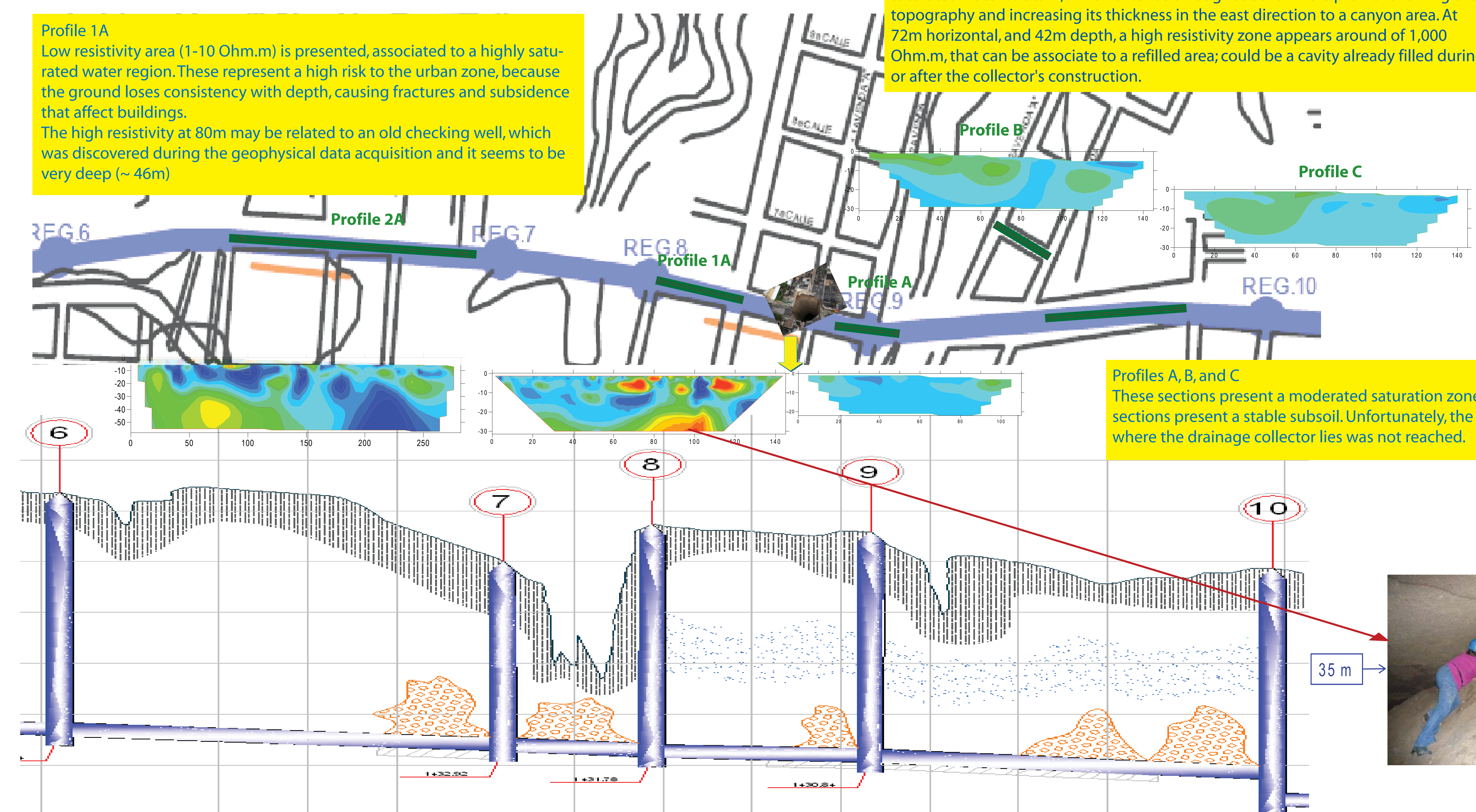
New hybrid (Pazdirek and Blaha, 1996)  
Moderately sensitive to horizontal (low "n" values) and vertical (high "n" values) structures  
The signal strength is, approximately, inversely proportional to the square of the "n" factor

Highly sensitive to horizontal changes (vertical structures)  
Deficient to detect vertical changes (horizontal structures)  
Low signal strength for large values of the "n" factor. The voltage is inversely proportional to the cube of the "n" factor.  
Median depth of investigation depend of the "a" spacing and the "n" factor



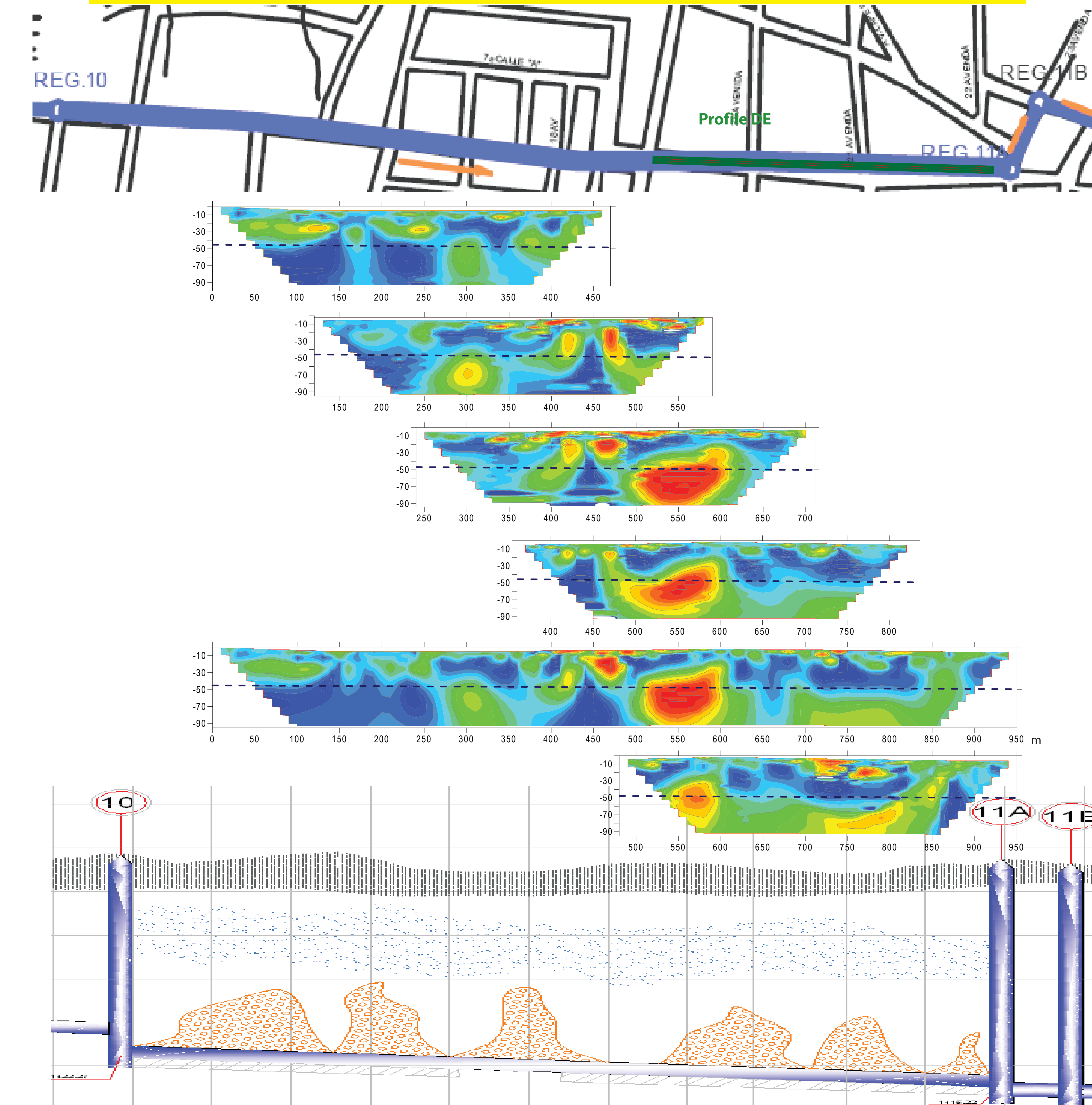
Profile 1A  
Low resistivity area (1-10 Ohm.m) is presented, associated to a highly saturated water region. These represent a high risk to the urban zone, because the ground loses consistency with depth, causing fractures and subsidence that affect buildings.  
The high resistivity at 80m may be related to an old checking well, which was discovered during the geophysical data acquisition and it seems to be very deep (~ 46m)

Profile 2A  
A layer of low resistivity (1-10 Ohm.m) is observed. This can be related to a highly saturated water stratum, which extends throughout the whole profile following the topography and increasing its thickness in the east direction to a canyon area. At 72m horizontal, and 42m depth, a high resistivity zone appears around of 1,000 Ohm.m, that can associate to a refilled area; could be a cavity already filled during or after the collector's construction.



Profiles A, B, and C  
These sections present a moderated saturation zones. The sections present a stable subsoil. Unfortunately, the region where the drainage collector lies was not reached.

Profile DE  
This profile was obtained by employing a roll along technique (five 470m profiles overlying at 75%), reaching to 90m deep. In general, we can see a complex underground, where the average resistivity is about 100 to 250 Ohm.m, which can be associated with igneous material, such as volcanic ash and pyroclastic flows, as evidenced by stratigraphy reports directly obtained from the sinkhole in 2007 (Zone 6) and in 2010 (Zone 2). The blue areas define highly water saturated areas (<30 Ohm.m), while high-resistivity anomalies in red (>10,000 Ohm.m) may be associated with possible land fill material areas or cavities (Tejero et al., 2002).



### CONCLUSIONS

There was a complex underground, conformed by igneous material, product of volcanic events and heavily water saturated areas. There is a groundwater flow that runs along the west collector following the direction of the superficial topography. There are two high-resistivity anomalies (>10,000 Ohm.m) in 1A and DE profiles that were associated with the presence of cavities. In the first case the cavity is empty and the second one is being verified. It is important to verify the subsoil around the collector, in highly water saturated areas, to avoid structural problems (tubing, collector leaking by subsidence, stability, etc.).

### ACKNOWLEDGEMENTS

We thank EMPAGUA (Empresa Municipal de Aguas de la Ciudad de Guatemala) for their authorization to present this work through UNAM-EMPAGUA agreement. Special thanks to Guillermo Chávez, Alejandro García, and Aide López by their participation in this project.

### REFERENCES

Barker R. D., 1992. A simple algorithm for electrical imaging of the subsurface. First Break, 10, 53-62.  
Butler D. K., 2005. Near Surface Geophysics, Society of Exploration Geophysicists, 13, 89-148, 265-299, 525-547.  
Cosillo A., 2008. La Geología en Guatemala, Revista de la Sociedad Geológica de Guatemala, 1, 18-23.  
Dahlin T., 1996. 2D resistivity surveying for environmental and engineering applications, First Break, 14-7, pp 275-283.  
Advanced Geosciences, 2009. Earth-Imager (2D), User's manual.  
Ceballos R., Samayoa S., Batrs C., Morales C. y Cruz F., 1975. Plano: Planta perfil general gran colector poniente. EMPAGUA, digitalización 2010.  
Loke M. H., 2010. Tutorial : 2-D and 3-D electrical imaging surveys. Geotomo Software.  
Monzón-Despang H., 1991. El valle de Guatemala, una maravilla geológica. Prensa Libre.  
Pérez L. C., 2009. Estructura del Valle de Guatemala interpretada mediante un modelo de cuenca por distensión (pull apart basin). Revista Geológica de América Central, 41, 71-78.  
Oldenburg D.W. and Li Y., 1999. Estimating depth of investigation in dc resistivity and IP surveys. Geophysics, 64, 403-416.  
Tejero A., Chávez R. E., Urbieta J., y Flores-Márquez E. L., 2002. Cavity detection in the Southwestern hilly portion of Mexico City by resistivity imaging. Journal of Environmental and Engineering Geophysics, 7-3, 130-139.





# P31 - Determination of High Risk Zones in Urban Areas (Sinkholes)



Rocio Zúñiga-Lara<sup>(1)</sup>, Rene Chávez<sup>(1)</sup>, Gerardo Cifuentes<sup>(1)</sup>, Esteban Hernández<sup>(1)</sup>, Andrés Tejero<sup>(2)</sup> and Alicia Monzón<sup>(3)</sup>



<sup>(1)</sup> Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, MÉXICO  
<sup>(2)</sup> Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, MÉXICO  
<sup>(3)</sup> Empresa Municipal de Agua de la Ciudad de Guatemala, GUATEMALA



## ABSTRACT

Two subsidence phenomena occurred in February 2007 and May 2010 in the urban area of Guatemala City. Both episodes were located over the western drainage main collector. The first one presented 25 m diameter and 60 m depth; the second 27 m and 48 m respectively; human casualties and urban damages resulted from these incidents.

An Electric Resistivity Tomography was carried out along the collector trace with three different arrays (dipole-dipole, Wenner-Schlumberger, and Wenner). A total of 1,777 m were measured and distributed into six different profiles, ranging between 110 and 960 m, with an investigation depth ranging between 30 and 100 m.

It is possible to observe several areas that could represent a risk to urban facilities. There are high resistivity anomalies related to a poor volcanic consolidated material, with presence of gas or high probability of irregular caves. Also highly water saturated zones suggested from the observed anomaly geometry. The water flow seems to follow the direction of natural topography which decreases from West to East. In case that the interstitial water flows away, it would leave an empty porous media, triggering a liquefaction process and a probable subsidence process.

## METHODOLOGY

An Electric Resistivity Tomography was carried out along the collector trace with three different arrays (dipole-dipole, Wenner-Schlumberger, and Wenner). The field work was developed during September 2010.

A total of 1777 m were measured and distributed into six different profiles, ranging between 110 and 960 m. In the longest one we used a roll-along technique. Therefore the investigation depth varies between 30 and 100 m.

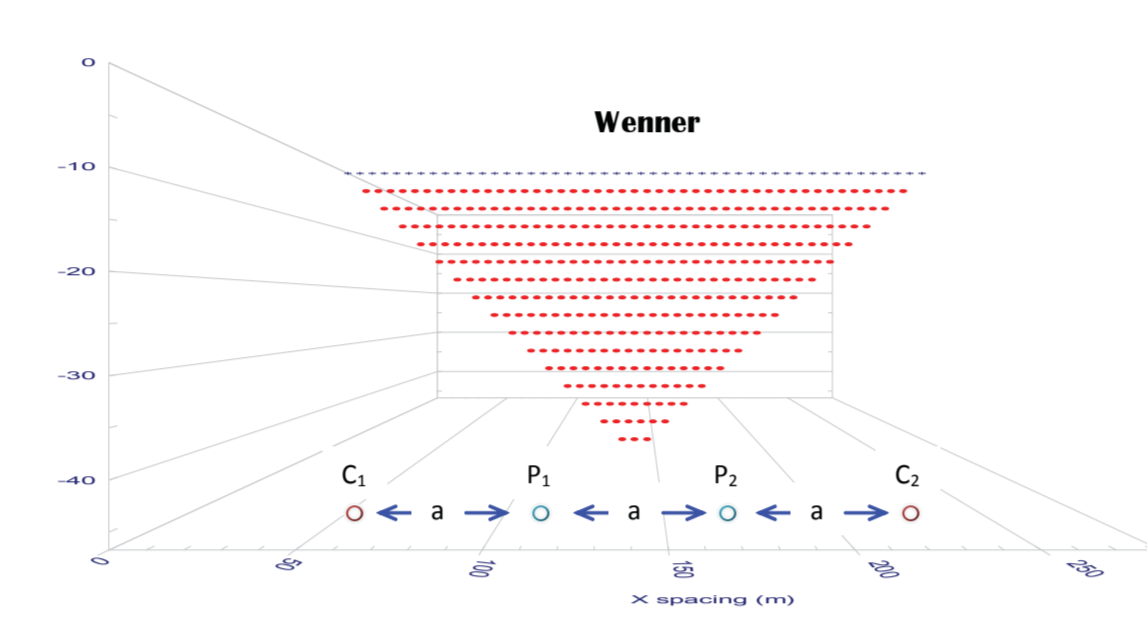
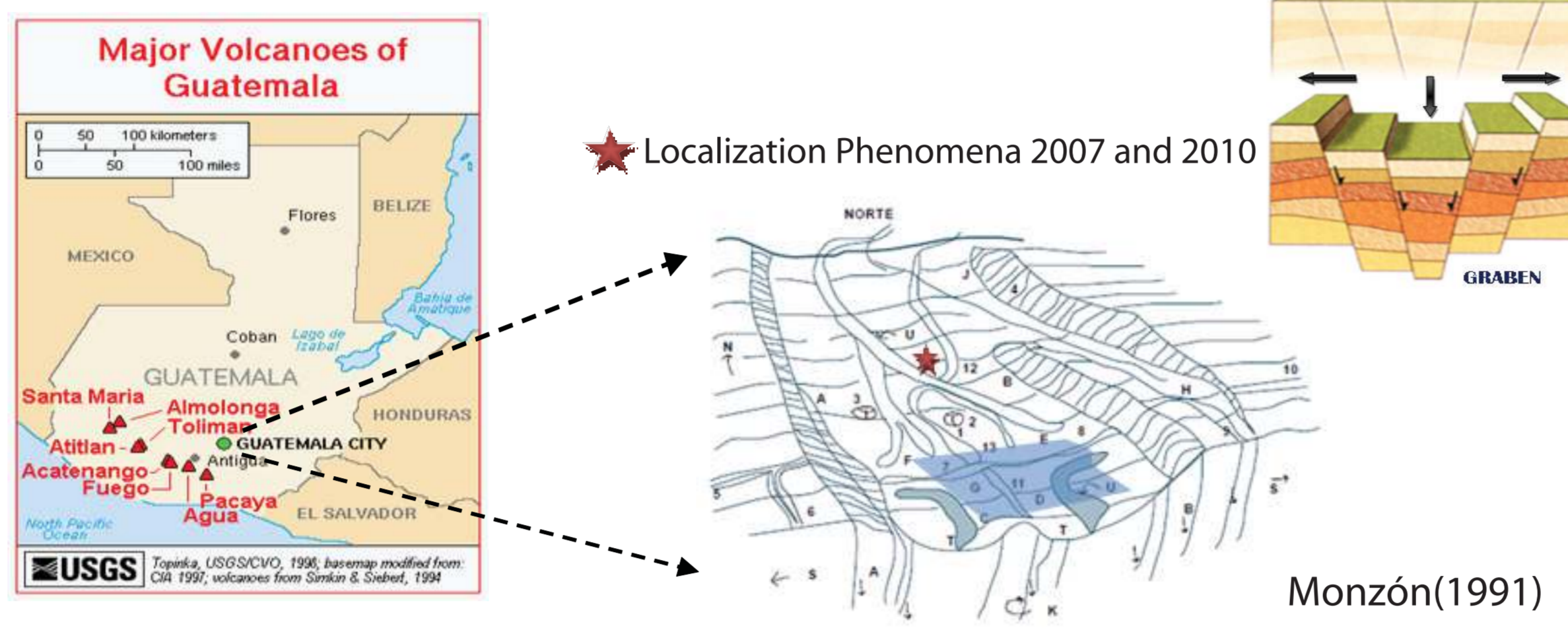
Data Acquisition was carried out with an IRIS Syscal Pro Switch 48. Electrode layout deployed for ERT acquisition along six profiles. Drilling is done to insert the electrodes. This holes are drilled in the middle of the street to detect the drainage collector (a). Electrodes are interconnected by means of a smart cable (b) at intervals of 5 to 10m. The array finally is connected to the central console (c).



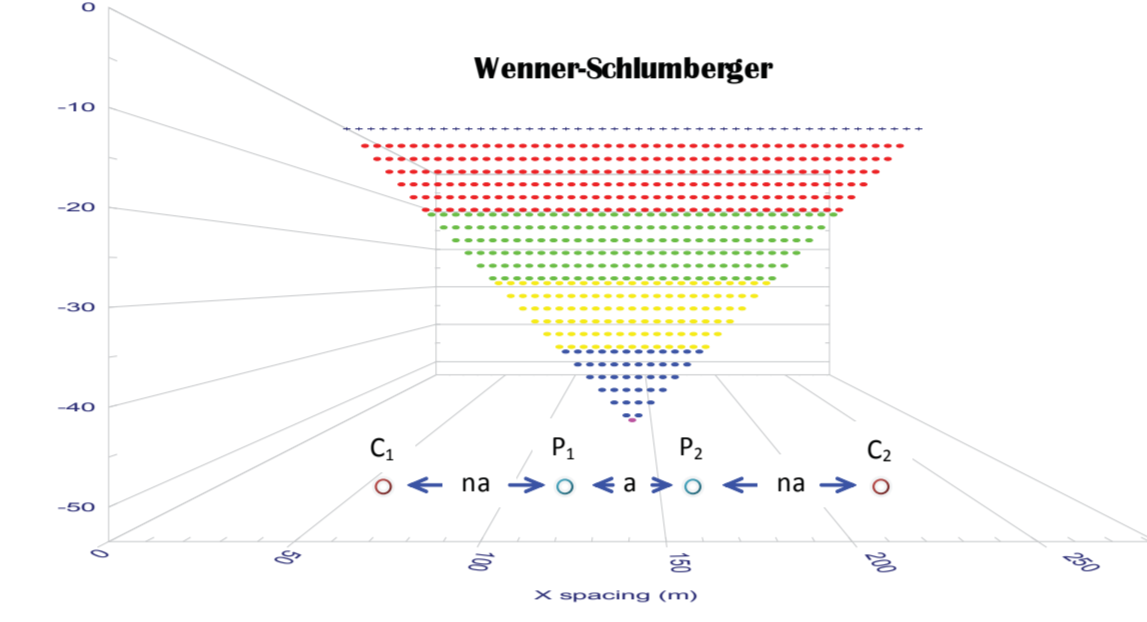
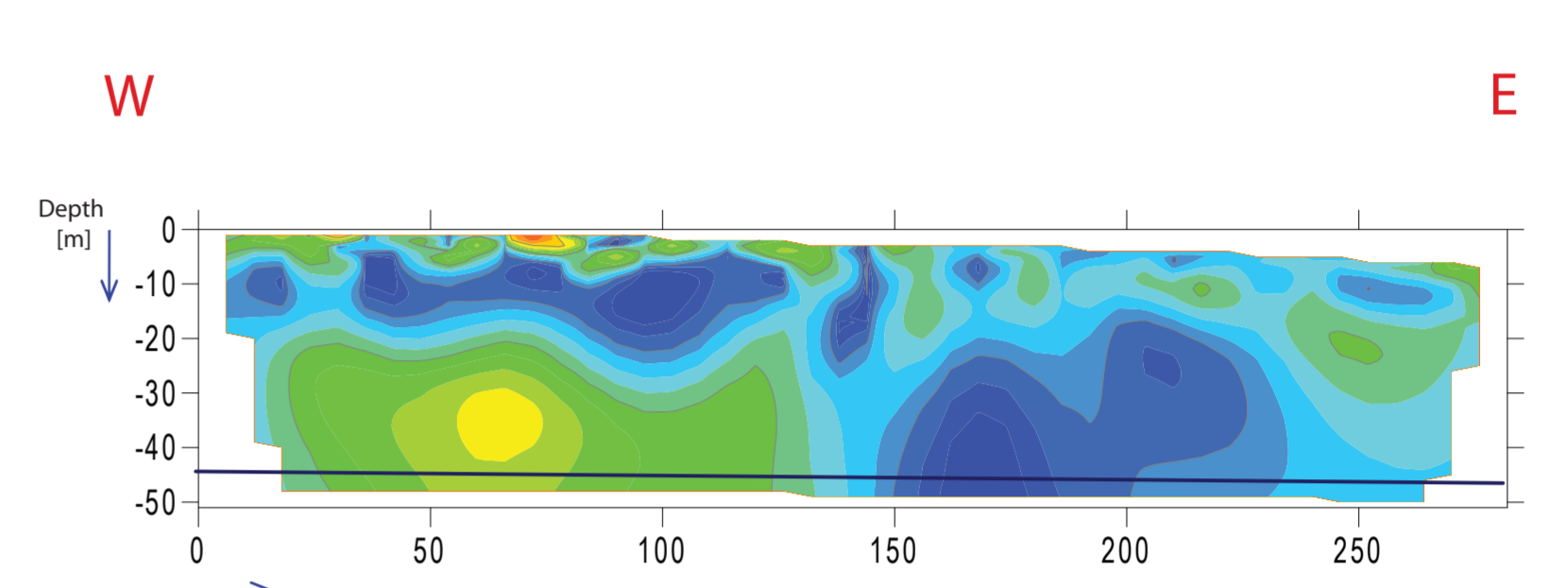
## SINKHOLES IN GUATEMALA

Guatemala is a Central American country bordered by Mexico to the north and west, the Pacific Ocean to the southwest, Belize to the northeast, the Caribbean to the east, and Honduras and El Salvador to the southeast. The main capital city is located in a pull-apart basin. At least 8 main volcanoes surround the city all associated with Motagua's subsidence tectonic fault. A lot of volcanic and seismic events affected the city in recent past (i. e. Pacaya Volcano in May 2010).

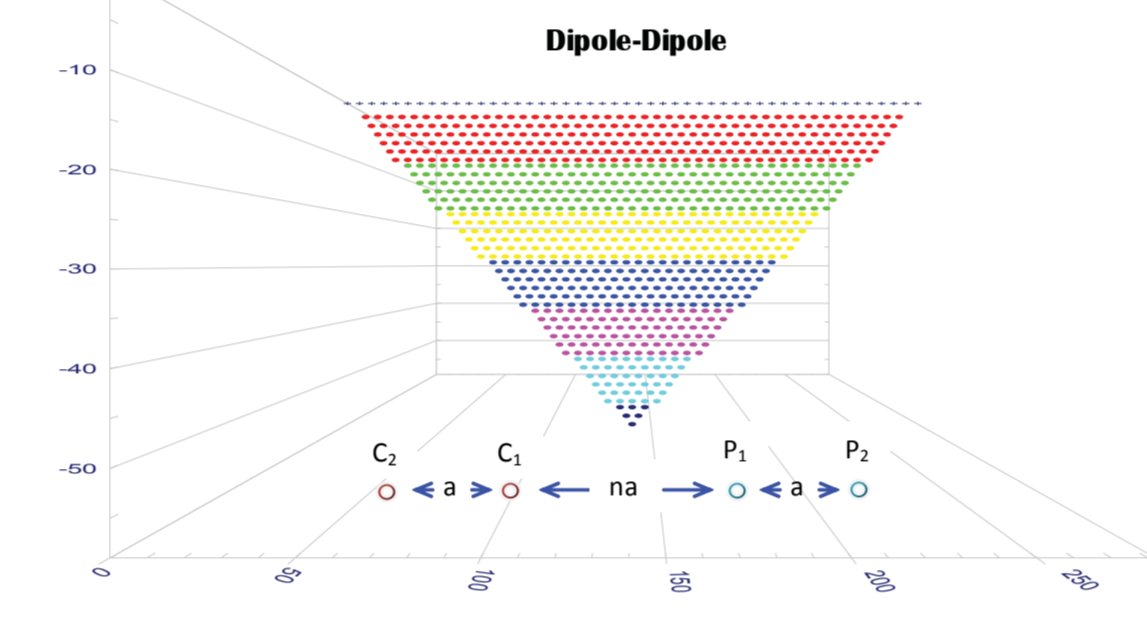
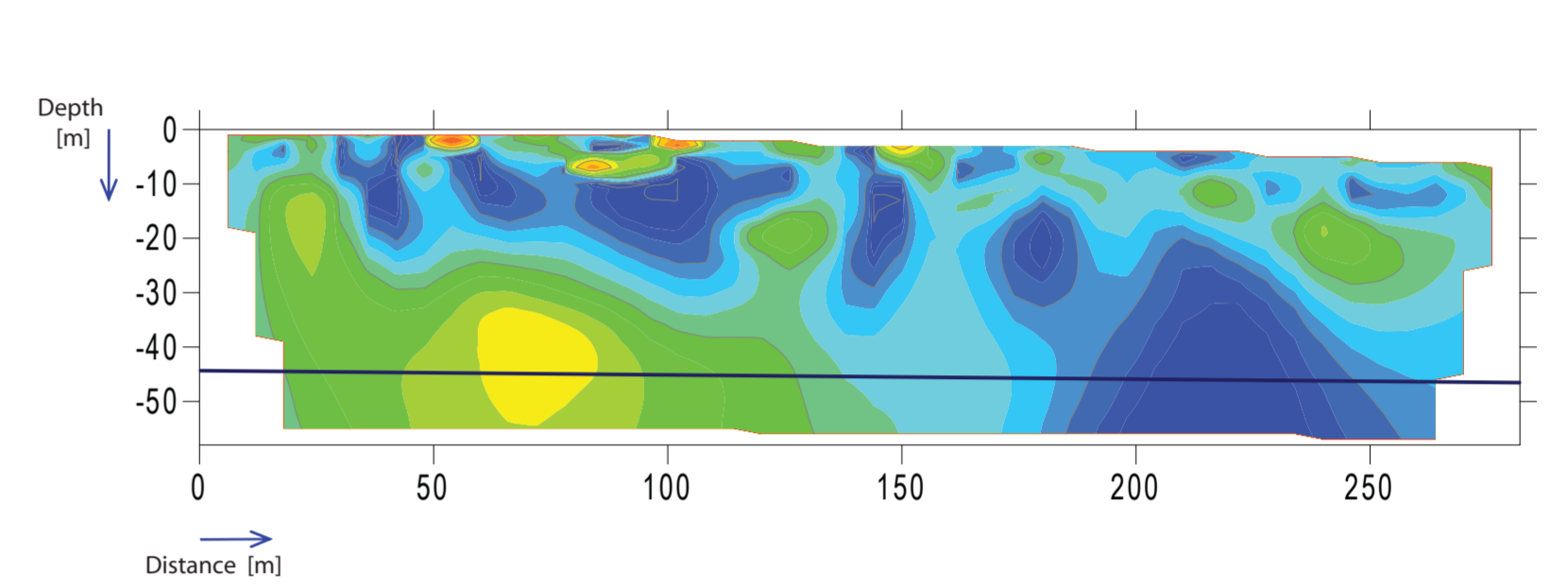
The subsidence phenomena occurred in February 2007 and May 2010 were located in a highly populated areas (6 and 2 districts, respectively). In appearance both sinkholes were related with a fail in the western drainage main collector, supposedly a rupture and/or an explosion caused by gas accumulation gave origin to these events.



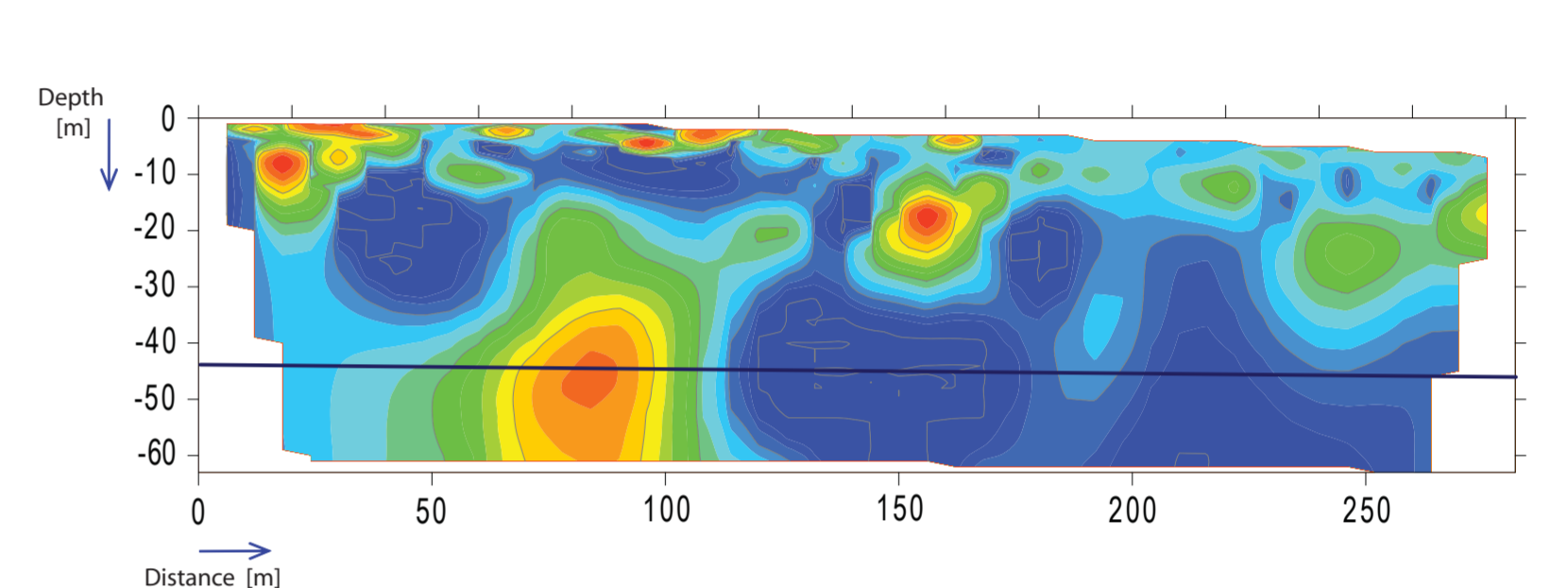
- 1) Appropriate to resolve vertical changes (horizontal structures)
- 2) Deficient to detect horizontal changes (vertical structures)
- 3) Strongest signal strength
- 4) Median depth of investigation is approximately AB/8 to AB/6 (Butler, 2005; Looke 2000)



- New hybrid (Pazdirek and Blaha, 1996)
- 1) Moderately sensitive to horizontal (low "n" values) and vertical (high "n" values) structures
- 2) The signal strength is, approximately, inversely proportional to the square of the "n" factor
- 3) Median depth of investigation is about 10% larger than Wenner
- 4) Probably the best array between Wenner and Dipole-Dipole.



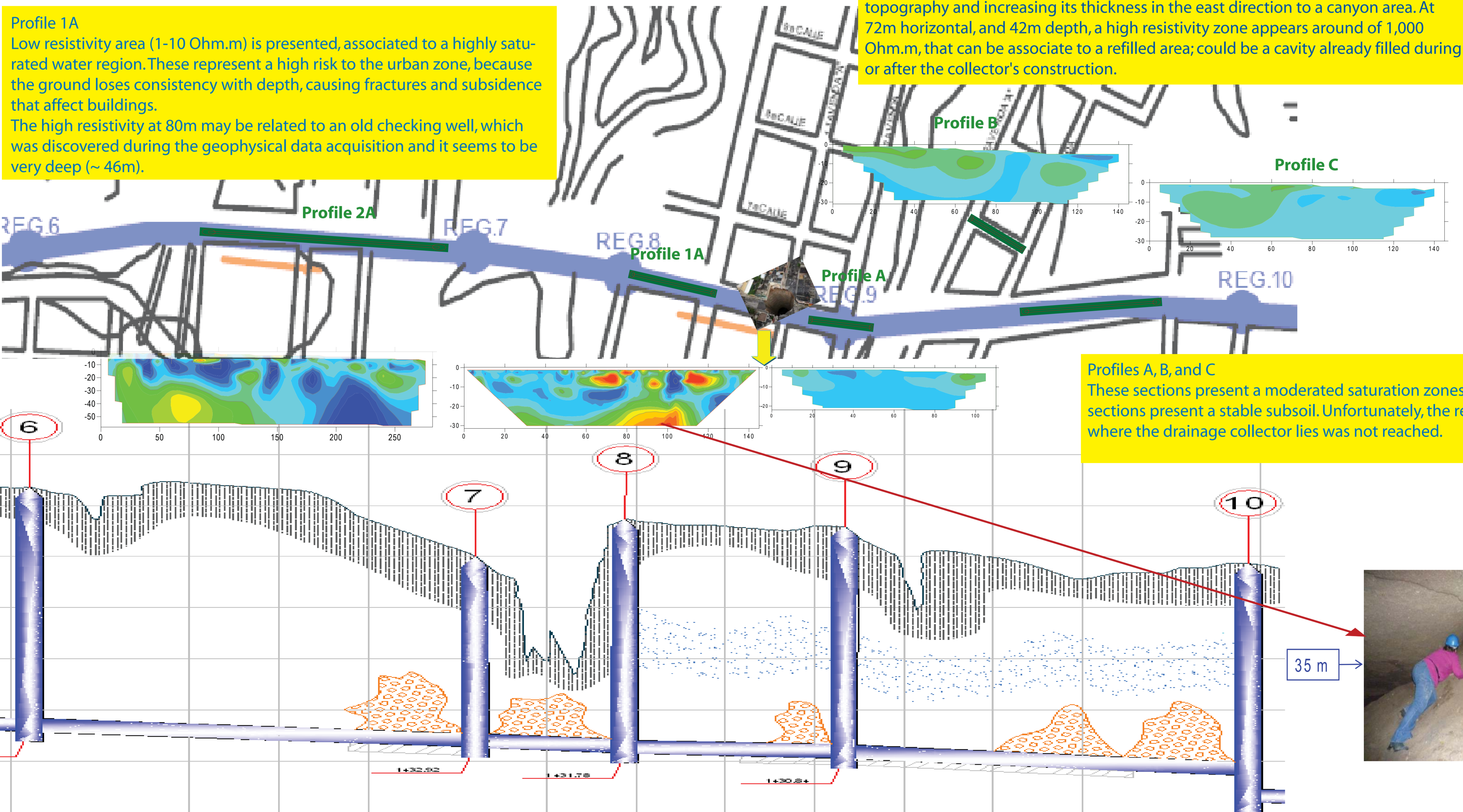
- 1) Highly sensitive to horizontal changes (vertical structures)
- 2) Deficient to detect vertical changes (horizontal structures)
- 3) Low signal strength for large values of the "n" factor. The voltage is inversely proportional to the cube of the "n" factor
- 4) Median depth of investigation depend of the "a" spacing and the "n" factor



## RESULTS

**Profile 1A**  
Low resistivity area (1-10 Ohm.m) is presented, associated to a highly saturated water region. These represent a high risk to the urban zone, because the ground loses consistency with depth, causing fractures and subsidence that affect buildings. The high resistivity at 80m may be related to an old checking well, which was discovered during the geophysical data acquisition and it seems to be very deep (~46m).

**Profile 2A**  
A layer of low resistivity (1-10 Ohm.m) is observed. This can be related to a highly saturated water stratum, which extends throughout the whole profile following the topography and increasing its thickness in the east direction to a canyon area. At 72m horizontal, and 42m depth, a high resistivity zone appears around of 1,000 Ohm.m, that can be associate to a refilled area; could be a cavity already filled during or after the collector's construction.



**Profiles A, B, and C**  
These sections present a moderated saturation zones. The sections present a stable subsoil. Unfortunately, the region where the drainage collector lies was not reached.

**Profile DE**  
This profile was obtained by employing a roll along technique (five 470m profiles overlying at 75%), reaching to 90m deep. In general, we can see a complex underground, where the average resistivity is about 100 to 250 Ohm.m, which can be associated with igneous material, such as volcanic ash and pyroclastic flows, as evidenced by stratigraphy reports directly obtained from the sinkhole in 2007 (Zone 6) and in 2010 (Zone 2). The blue areas define highly water saturated areas (<30 Ohm.m), while high-resistivity anomalies in red (>10,000 Ohm.m) may be associated with possible land fill material areas or cavities (Tejero et al., 2002).

## CONCLUSIONS

There was a complex underground, conformed by igneous material, product of volcanic events and heavily water saturated areas. There is a groundwater flow that runs along the west collector following the direction of the superficial topography. There are two high-resistivity anomalies (>10,000 Ohm) in 1A and DE profiles that were associated with the presence of cavities. In the first case the cavity is empty and the second one is being verified. It is important to verify the subsoil around the collector, in highly water saturated areas, to avoid structural problems (tubing, collector leaking by subsidence, stability, etc.).

## ACKNOWLEDGEMENTS

We thank EMPAGUA (Empresa Municipal de Aguas de la Ciudad de Guatemala) for their authorization to present this work through UNAM-EMPAGUA agreement. Special thanks to Guillermo Chávez, Alejandro García, and Aide López by their participation in this project.

## REFERENCES

Barker R. D., 1992. A simple algorithm for electrical imaging of the subsurface. First Break, 10, 53-62.  
Butler D. K., 2005. Near Surface Geophysics, Society of Exploration Geophysicists, 13, 89-148, 265-299, 525-547.  
Cosillo A., 2008. La Geología en Guatemala, Revista de la Sociedad Geológica de Guatemala, 1, 18-23.  
Dahlin T., 1996. 2D resistivity surveying for environmental and engineering applications, First Break, 14-7, pp 275-283.  
Advanced Geosciences, 2009. Earth-Imager (2D). User's manual.  
Ceballos R., Samayoa S., Batrs C., Morales C. y Cruz F., 1975. Plano: Planta perfil general gran collector poniente. EMPAGUA, digitalización 2010.  
Loke M. H., 2010. Tutorial : 2-D and 3-D electrical imaging surveys. Geotomo Software.  
Monzón-Despang H., 1991. El valle de Guatemala, una maravilla geológica. Prensa Libre.  
Pérez L. C., 2009. Estructura del Valle de Guatemala interpretada mediante un modelo de cuenca por distensión (pull apart basin). Revista Geológica de América Central, 41, 71-78.  
Oldenburg D.W. and Li, Y., 1999. Estimating depth of investigation in dc resistivity and IP surveys. Geophysics, 64, 403-416.  
Tejero A., Chávez R. E., Urbieta J., y Flores-Márquez E. L., 2002. Cavity detection in the Southwestern hilly portion of Mexico City by resistivity imaging. Journal of Environmental and Engineering Geophysics, 7-3, 130-139..