



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA
División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra

*DETECCIÓN DE ESTRUCTURAS CIVILES SUBTERRÁNEAS POR MEDIO DE RADAR
DE PENETRACIÓN TERRESTRE EN LAS INMEDIACIONES DE LA AV. CARLOS HANK
GONZÁLEZ Y EL RÍO DE LOS REMEDIOS, ESTADO DE MÉXICO.*

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

INGENIERO GEOFÍSICO

PRESENTA:

JOSÉ LUIS SALAS CORRALES



DIRECTOR DE TESIS:
DR. ENRIQUE CABRAL CANO

CIUDAD UNIVERSITARIA, MÉXICO, DF 2007



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.



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA
DIRECCIÓN
60-I-1369

SR. JOSÉ LUIS SALAS CORRALES
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Dr. Enrique Cabral Cano y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geofísico:

**DETECCIÓN DE ESTRUCTURAS CIVILES SUBTERRÁNEAS POR MEDIO DE RADAR
DE PENETRACIÓN TERRESTRE EN LAS INMEDIACIONES DE LA AV. CARLOS
HANK GONZÁLEZ Y RÍO DE LOS REMEDIOS, ESTADO DE MÉXICO**

	RESUMEN
I	INTRODUCCIÓN
II	ANTECEDENTES
III	MÉTODO DE ESTUDIO
IV	DISCUSIÓN Y RESULTADOS
V	CONCLUSIONES
	BIBLIOGRAFÍA

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo, le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente

“POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU”

Cd. Universitaria D.F., a 9 de noviembre de 2006

EL DIRECTOR


M. en C. GERARDO FERRANDO BRAVO

~~CEB*JAGC*gtg~~

Dedicatorias

A mis padres, Lucy gracias por todo, por ese amor incondicional que tanto me ha ayudado, por cada uno de tus consejos pero sobre todo por enseñarme que los sentimientos son parte esencial de esta vida. Luis, gracias por ser siempre esa parte racional y concreta, por enseñarme que no se necesita de escuela para ser un gran ser humano si tienes a un excelente ejemplo. Los quiero mucho.

A mis hermanas y sus esposos. Diana Cynthia y Dacil gracias por ser parte de esta hermosa familia.

A mis sobrinos, Wolfgang, Andrea e Ivana.

A mis abuelos, Pechi †, Jesús †, Cacho † y en especial a Ménus de quien he aprendido que a pesar de tantas adversidades siempre es posible sonreír.

Agradecimientos

A la Facultad de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México por la formación que me brindó, en especial al departamento de Ingeniería Geofísica por el apoyo otorgado.

Al Laboratorio de Cartografía Digital del Departamento de Exploración y Geomagnetismo del Instituto de Geofísica de la UNAM, por los recursos proporcionados para la realización de este trabajo.

Al M. C. Oscar Díaz Molina por la dirección de esta tesis, así como por los momentos que nos ha tocado compartir y que, inevitablemente, se consolidaron en una amistad. Gracias “jefe”.

Al Dr. Enrique Cabral Cano por todos los consejos durante la dirección de esta tesis y también por el tiempo y la paciencia otorgadas.

A mis sinodales, por sus atinados comentarios y sugerencias para la mejoría de este trabajo: Dra. Claudia Arango, Dr. Andrés Tejero e Ing. Javier Urbieta.

A mis queridos compadres, Cesar, Iván y Omar, por todo el apoyo recibido para la realización de esta tesis pero sobre todo por dejarme ser parte de esta amistad tan madura y de todas esas innumerables historias que hacen que la vida tenga sentido.

A Beto, por toda tu ayuda, hermano gracias por compartir conmigo todos estos años.

A Chuchis, por todos estos años de convivencia y ser el hermano pequeño que no tuve.

A David, gracias carnalito por tantas aventuras juntos.

A Dulce, gracias por todo comadre.

A todos con quienes he compartido alguna parte de mi vida en especial a: Azael, Armando, César Ponce de León, César Caballero, Daniel, Dulce, Fer, Ixchel, Janis, Josh, Mauricio, Mike, Oli, Quetza, Raquel y Sharito.

A mis tíos y primos.

Estoy satisfecho con el misterio de la eternidad de la vida y con el conocimiento, el sentido, de la maravillosa estructura de la existencia. Con el humilde intento de comprender aunque más no sea una porción diminuta de la Razón que se manifiesta en la naturaleza.

Albert Einstein

Índice

Resumen	
I. Introducción	1
II. Antecedentes	3
II.1. Cuenca de México	3
II.1.1. Marco Geográfico	3
II.1.2. Geología	4
II.1.3. Geología histórica	5
II.1.4. Estratigrafía	6
II.2. Área de estudio: Av. Carlos Hank González y Río de Los Remedios	13
II.2.1. Localización	13
II.2.2. Geología del lugar de estudio	14
II.2.3. Estratigrafía local	16
III. Método de estudio: Radar de Penetración Terrestre (GPR).	17
III.1. Fundamentos teóricos del método	17
III.1.1. Introducción.	17
III.1.2. Principios físicos fundamentales del campo electromagnético.	20
III.1.2.1. Intensidad de campo eléctrico E	21
III.1.2.2. Intensidad de campo magnético H	21
III.1.2.3. Densidad de flujo magnético B y permeabilidad magnética μ	22
III.1.2.4. Flujo Φ es llamado flujo magnético	22
III.1.2.5. Densidad de flujo eléctrico D y permitividad eléctrica ϵ	24
III.1.2.6. Densidad de corriente superficial J	25
III.1.2.7. Densidad de carga volumétrica ρ	26
III.1.2.8. Conductividad eléctrica σ	27
III.1.2.9. Ecuaciones de Maxwell	29

III.2.	Conceptos fundamentales de GPR	36
III.2.1.	Propagación de ondas electromagnéticas en materiales dieléctricos disipativos	36
III.2.2.	Antenas	41
III.2.3.	Ancho del pulso y frecuencia central	41
III.2.4.	Ventana de tiempo y muestreo	43
III.2.5.	Display	44
III.2.6.	Arreglos monoestáticos y biestáticos	45
III.2.7.	Secciones y apilamiento	46
III.2.8.	Reflexiones y difracciones	47
III.2.9.	Determinación de la distancia de un reflector al trasmisor	47
III.2.10.	Resolución vertical	48
III.2.11.	Resolución lateral	49
III.3.	Adquisición de las secciones	50
III.4.	Localizaciones de las secciones	51
III.5.	Procesamiento de datos	52
III.5.1.	Edición	52
III.5.2.	Filtros digitales IIR y FIR	53
III.5.3.	Deconvolución	54
III.5.3.1.	Modelo convolucional	55
III.5.3.2.	Modelo Convolucional en el dominio de las frecuencias	57
III.5.3.3.	Deconvolución predictiva	57
III.5.3.4.	Longitud del operador	61
III.5.3.5.	“Prediction Lag”	62
III.5.3.6.	Porcentaje de “preblanqueo”	63
III.5.4.	Migración	65
III.5.4.1.	Principios de la migración	67
III.5.4.2.	Migración de Kirchhoff	69

IV. Discusión y Resultados	74
V. Conclusiones	100
Bibliografía	103

Detección de estructuras civiles subterráneas por medio de Radar de Penetración Terrestre en las inmediaciones de la Av. Carlos Hank González y el Río de Los Remedios, Estado de México.

Resumen

El presente trabajo tiene como principal objetivo la detección de estructuras civiles y/o geológicas subterráneas, que puedan afectar la estructura del andén y vías en la estación “Río de los Remedios” del Sistema de Transporte Colectivo Metro. Para esto se realizó una investigación general de la geología del lugar y se levantaron una serie de secciones de Radar de Penetración Terrestre (GPR). Se llevaron a cabo 7 secciones con una antena de 200 MHz, 11 con una antena de 70 MHz y dos secciones más con una antena de 40 MHz. Se hizo el procesamiento de estas secciones y su respectiva interpretación, para ubicar la posición de las anomalías detectadas y se vació la información en un mapa de localización de anomalías. Las excavaciones exploratorias localizadas sobre las estructuras anómalas detectadas y que se aprecia en varias de las secciones GPR mostraron que la causa de las difracciones presentadas en las secciones es un antiguo canal o conducto de concreto, un poco fracturado, el cual se presenta, parcialmente relleno de bloques de asfalto y de concreto y que debió ser construido previo al proyecto de la estación del metro.

I

Introducción

Las grandes urbes, como la Ciudad de México, tienen una serie de problemas que resolver para mantener un funcionamiento adecuado. Uno de estos es la estabilidad estructural en las obras de infraestructura urbana y de servicios, donde la aplicación de las Ciencias de la Tierra tiene gran relevancia. La geofísica utilizada en este tipo de situaciones proporciona buenos resultados para poder evaluar problemas de estabilidad estructural y análisis del subsuelo.

El sistema de transporte colectivo Metro, es considerado como indispensable para el buen funcionamiento de la capital de México, se ha observado que la suspensión temporal de este servicio causa un verdadero caos; por este motivo el mantenerlo en óptimas condiciones es verdaderamente importante.

Un aspecto que debe ser controlado constantemente es el estado estructural de cada una de las estaciones que conforman el Metro. Una de las principales razones de que las estaciones sufran un daño en su estructura es debido al hundimiento del subsuelo que se presenta en la zona oriente de la zona metropolitana y en especial donde el ritmo de hundimiento no es horizontalmente uniforme (Cabral-Cano, et. al., 2007). Esto ocasiona que las estructuras civiles sean sometidas a esfuerzos para los que no fueron diseñadas. Un caso particular, que ocupa el presente trabajo, es el de la estación del Metro Río de los Remedios, la cuál presenta hundimientos diferenciales en la zona del andén.

El principal objetivo que persigo en este trabajo es el de analizar mediante métodos de GPR la zona de la intersección de la Avenida Carlos Hank Gonzáles y el Río

de los Remedios, para detectar posibles estructuras geológicas o civiles que tengan el potencial de afectar la estación Río de los Remedios.

La mejor forma de atacar el problema es contando con la mejor información posible, así que conocer el área en la que se encuentra la zona de estudio, es de una gran ayuda. La geología local y superficial de este sitio es dominada por la presencia de limos y arcillas con contenidos menores de arenas.

La elección del método geofísico adecuado, es una parte esencial para llegar a los resultados deseados, y esta decisión se toma con base en los objetivos. El Radar de Penetración Terrestre (GPR) es utilizado para obtener información del subsuelo en su parte más somera, generalmente a una profundidad menor a los 8 m, dependiendo del tipo de materiales que constituyen el subsuelo. Esto aunado a que las condiciones de aplicación requieren que la herramienta de estudio sea no destructiva, el GPR es el método elegido.

Las tres partes principales de todo método geofísico: adquisición, procesamiento e interpretación deben ser realizadas de la mejor manera ya que los posibles errores en alguna de estas etapas se verán reflejados en los resultados de esta herramienta. Para el caso particular del GPR aplicado al objetivo principal, el diseño de adquisición presenta algunos problemas debido a que las zonas donde se adquieren las secciones, son muy transitadas y el acceso a ellas es riesgoso. El trabajo de gabinete, donde se procesa, interpreta e integra la información, nos proporciona buenos resultados, con base en los cuales se podrán proporcionar algunas recomendaciones.

II

II. Antecedentes

II.1 Cuenca de México

El Valle de México es parte de la Cuenca de México, que se localiza en el centro de la Faja Volcánica Mexicana (FVM).

Esta cuenca esta constituida por productos volcánicos que formaron las sierras que la delimitan y que son la fuente de los materiales que rellenan los lagos.

La distribución de estos materiales de relleno, se debe a varios procesos de índole sedimentario. De esta manera los materiales gruesos, provenientes de la erosión de rocas, se depositaron cerca de su lugar de origen, así como los materiales más finos se depositaron hacia el centro de la cuenca (Mooser, 1961).

II.1.1 Marco geográfico

La Cuenca del Valle de México ocupa la porción central en la FVM y se localiza entre los meridianos 98° 15' y 99°30' y los paralelos 19° 00' y 20° 15'. Presenta una forma irregular, es alargada de norte a sur, con una extensión amplia hacia el noroeste. Cubre un área aproximada de 9600 km². Se encuentra rodeada de montañas, siendo las del sur las más importantes. Es una cuenca cerrada o endorreica y su forma puede semejar a una elipse, cuyo eje mayor, de NE a SE, mide aproximadamente 110km y el menor, de E a W, 80km.

Debe su formación a procesos de tipo volcánico y tectónico que se han desarrollado a partir del Eoceno Superior (últimos 50 millones de años). Previo al Eoceno, el espacio en el cual se sitúa la cuenca, estaba inundado por mares someros. A Principios del Terciario, estos se retiraron al plegarse los sedimentos calizos deformándose paulatinamente el continente. Evidenciado por los depósitos marinos (Calizas Morelos).

II. Antecedentes

Las erupciones ocurridas en distintas fases, han originado acumulaciones de lavas, tobas y brechas, de composición básica hasta ácida. Estas acumulaciones han tomado diferentes formas, dependiendo de su edad, composición y grado de conservación, ya que algunas han estado sujetas más fuertemente a la erosión, adquiriendo así expresiones morfológicas complejas. Un tanto más afectadas por la erosión ocurrida durante millones de años están las sierras que delimitan la cuenca: al poniente, la Sierra de las Cruces y al oriente la Sierra de Río Frío y la Sierra Nevada, así como también las Sierras de Guadalupe, la de Tepozotlán y la Sierra Chichinautzín, éstas dos últimas al norte y sur respectivamente, en las cuales se reconocen sus rasgos volcánicos originales (CONiSA).

II.1.2 Geología

La Cuenca de México tiene formaciones volcánicas aluviales y lacustres pertenecientes al Terciario Medio, al Terciario Superior y Cuaternario.

La primera formación que corresponde al Terciario Medio es la más antigua; comprende los productos volcánicos emitidos entre el Oligoceno Superior y el Mioceno. El Terciario Superior tiene distintas formaciones unas volcánicas y otras aluviales; los pies de estas formaciones quedan al descubierto en el Plioceno Superior, formándose abanicos aluviales, testigos de una época de relativa aridez y falta de vegetación.

El final del Terciario y comienzo del Cuaternario se caracterizan por nuevos impulsos tectónicos y por un cambio climático de seco a húmedo; las aguas socavan arroyos y cañones en los complejos volcánicos del Terciario y en los abanicos aluviales; nace una prodigiosa cantidad de volcanes que obstruyen las salidas de los valles hacia el sur (Sierra Chichinautzin); represan los productos de erosión: conglomerados, gravas y arenas, interstratificándose con lavas y cenizas de los volcanes en erupción (Mooser, 1961).

II.1.3 Geología histórica

La Cuenca de México es el resultado de varios ciclos de volcanismo, en diferentes épocas, claramente separables uno de la otro por periodos de erosión.

Los limites Oriente y Poniente de la Cuenca consisten en una enorme aglomeración de cumulovolcanes y de estratovolcanes andesíticos con sus lavas correspondientes, que ofrecen un aspecto de erosión avanzada y profunda.

La Sierra del Ajusco, que surge al Sur, forma una conexión elevada entre la base del Ajusco y la del Popocatepetl, consiste en gran masa de volcanes basálticos, cargados de conos cineríticos. Al igual que los flancos de la Cuenca, la gran planicie lacustre, presenta numerosos centros eruptivos como son: la Sierra de Xochitepec, Cerro de Zacatepec, Peñón de los Baños, Cerro de Chapultepec, Sierra de Guadalupe, Cerro de Tlapacoya.

En el Plioceno se formaron los volcanes de la Sierra Nevada (Tlaloc, Telapón, Papayo, Iztaccihuatl). De una manera similar a lo ocurrido en el Oriente, en el Poniente, al sur de la Sierra de las cruces surge el volcán del Ajusco, que se estableció sobre complejos volcánicos más antiguos y previamente erosionados. A este ciclo de vulcanismo se debe la formación de la cuenca primitiva.

La destrucción, por erosión, de estos volcanes, en el Plioceno Superior, creó los conos aluviales que forman hoy día con sus imponentes series conglomeráticas los flancos orientales y occidentales de la Cuenca y que constituyen la formación Tarango.

Bajo estas condiciones se inició el último ciclo de volcanismo esencialmente basáltico, que aún hoy perdura. Al mismo tiempo comenzaron su erupción los volcanes basálticos, tanto en la planicie del valle como en las partes elevadas.

La multitud de estos volcanes logró formar, al fin, una barrera entre la cuenca de México y la Cuenca del Balsas. Los arroyos, al encontrar su salida obstruida, comenzaron a formar lagos en las partes bajas, donde se depositaron grandes cantidades de arenas y cenizas producidas por los nuevos volcanes basálticos. De esta manera, los volcanes del último ciclo transformaron el Valle de México en una cuenca cerrada (Mooser, 1996).

II. Antecedentes

II.1.4 Estratigrafía

Para describir la secuencia estratigráfica tipo de la Cuenca de México, se utilizó como referencia principal el Mapa Geológico de Mooser (1996).

Los depósitos geológicos descritos abarcan desde el Cretácico Inferior hasta el Reciente. A continuación se describe en forma resumida la estratigrafía (Mooser, 1996).

Formaciones Marinas del Cretácico Inferior: Ki

La litología en ese tiempo es variada debido a los cambios paleotopográficos de ambientes de depósito, los hay desde lagunares y marinos de aguas someras, semiprofundas y a veces hasta batiales en las zonas de los Estados de Morelos, México, Querétaro, Puebla e Hidalgo. Se depositaron calizas que se diferencian según la localidad en las formaciones Xochicalco, Orizaba, El Doctor y Morelos. Todas son fosilíferas y correlacionables hasta cierto grado de edad.

La Formación Xochicalco (Kix) se compone de calizas de estratos delgados con bandas de pedernal secundario; contienen microfósiles de alta mar; corresponden a depósitos de turbiditas de aguas algo profundas.

La Formación Morelos (Kim) que en sus bases contiene yesos y dolomías, comprende calizas de estratos gruesos y macizos; corresponden a ambientes lagunares y marinos de plataforma somera, localmente con arrecifes de rudistas, bancos de caracol y de almejas.

La Formación Orizaba (Ki), también compuesta de gruesos de calizas, corresponden igualmente a ambientes de plataforma somera.

Forman los sedimentos marinos del Cretácico Inferior paquetes con espesores de 1000 a 1500 metros. Sufrieron plegamientos y además cabalgaduras durante la Orogenia Laramídica del Eoceno Inferior.

II. Antecedentes

Formaciones Marinas del Cretácico Superior: Ksm

Los sedimentos del Cretácico Superior se agrupan en una sola unidad. Comprenden a las Formaciones Soyatal, Méndez, San Felipe y Agua Nueva (Ks) en el norte del área estudiada y a la formación Mezcala (Ksm) el sur, dentro de los Estados de Morelos y Puebla.

Las citadas unidades se componen de margas, areniscas y lutitas, así como también de calizas delgadas a medianas intercaladas con lutitas en partes bentónicas, como en el caso de las formaciones Agua Nueva, San Felipe y Soyatal. Tales sedimentos corresponden a ambientes de aguas medianas a profundas de mares en regresión, por lo que es posible definirlos como una secuencia de Flysch alpino formada poco antes y durante la Orogénia Laramídica.

Estas formaciones acusan en conjunto espesores de más de 2000 metros, pudiendo haber sido erosionadas parcialmente en la mayor parte del Altiplano Mexicano.

Formación Balsas: Teob

Se trata principalmente de areniscas, conglomerados y lodositas arenosas continentales. Aparecen en forma de rellenos de bolsones y de abanicos aluviales; sus depósitos están a menudo dislocados por fallas normales.

Vulcanitas del Oligoceno: Tov

Subsecuentemente aparecen las vulcanitas, esencialmente oligocénicas formando espesores máximos de 1000 a 1500 metros. Por su volumen y diversidad constituyen un grupo. Durante la emisión de vulcanitas se formaron pilares y fosas, llenándose las últimas con sus propios productos efusivos. La fosa de Mixhuca constituye un ejemplo importante en la Cuenca de México.

Se trata en la gran mayoría de vulcanitas de composición intermedia, aunque inciden efusivos básicos y ácidos. Su periodo de emisiones se prolonga hasta el Mioceno Superior.

II. Antecedentes

Hay que señalar que del espesor importante del grupo de las vulcanitas oligocénicas (1500 a 2000 metros), solamente afloran los elementos más elevados; el gran resto queda sepultado bajo la multitud de vulcanitas más jóvenes.

Vulcanitas del Mioceno: Tmv

Se trata de vulcanitas ácidas e intermedias en su gran mayoría. Por su relativa juventud en comparación a las vulcanitas oligocénicas, sus formas menos erosionadas y menos afectadas por el tectonismo, se presentan mejor a ser diferenciadas en sus cuerpos originales de domos, conos o calderas.

Las vulcanitas del Mioceno acusan espesores máximos de 1000 metros en la Cuenca de México, sobre todo en el norte por Pachuca.

Vulcanitas del Plioceno: Tpv

Una multitud de productos volcánicos del Plioceno domina la superficie. Así, las ignimbritas riolíticas Zumate (TpZ), que rellenan una fosa en las cumbres de la sierra de Pachuca, se asignan como unidad al Plioceno Inferior como también lo hizo Segerstrom (1962).

La mayor parte de las vulcanitas Ixcalco, definidas como unidad por Malde en 1968 y situadas en el Plioceno Medio a Superior, se asignan al Mioceno Superior por el control estructural W – E que las rige. Se trata de andesitas de olivino.

En el Plioceno Medio se desarrollaron numerosas cuencas endorreicas someras, las cuales dieron lugar a la formación de potentes depósitos lacustres (TpL). Destacan en el norte los depósitos lacustres de Tlaxcala, Tula y San Juan del Río, con espesores máximos de 200 metros. Pero también afloran idénticos depósitos en el sur, debajo del Tepozteco, en Morelos, y en igual posición en Chalma, Estado de México.

En las líneas sísmicas de reflexión (Mooser et al. 1991) los depósitos lacustres se detectan debajo de la Ciudad de México. Acusan espesores máximos de 300 metros y contienen lavas basálticas intercaladas.

II. Antecedentes

Probablemente están ínterdigitados en la formación de depósitos lacustres los cuerpos volcánicos definidos como TpiA y TpiV. Los primeros constituyen lavas andesíticas oscuras en ambos lados de la fosa de Acambay; los segundos representan masas de basaltos de olivino situados en los núcleos de las Sierras de Tepozotlan y de Guadalupe, las últimas forman la caldera de Cuauhtepic, cortada por la falla de la Cañada dirigida al W-NW que cae al N. Al pie septentrional de la Sierra Nevada aparecen otros elementos volcánicos que se asignan igualmente a esta unidad.

Sobrepuesto a los depósitos lacustres (TpL) y a las vulcanitas, se desarrolló un gran número de pequeños a medianos volcanes estratificados, andesíticos y dacíticos, y en ocasiones presentándose domos de composición ácida; constituyen lo que nombramos las Sierras Menores (Tpv). Entre ellas destacan, en la Cuenca de México, las Sierras de Tepozotlan (TpT), Guadalupe (TpG), Patlachique (TpP), Pitayas (Tpv) y Xochitepec (TpM2, TpM3); los elementos dómicos de esta última – Cerros Mirador, Xicalco y Tlalpuente – están en gran parte sepultados por las lavas cuaternarias del Chichinautzin.

Terminan las unidades volcánicas del Plioceno con la emisión de poderosas secuencias de flujos piroclásticos: Tepozteco (TpTz).

Por fin en el símbolo Tpig se marcan las ignimbritas que surgieron de la Caldera de Amealco (Sánchez, 1992) al noroeste de Acambay.

Vulcanitas del Cuaternario: Qiv, Qig, Qv; QZ, Qc, Qn, QM.

a. Panorama General y Máximas Expresiones.

El límite entre el Plioceno y Pleistoceno se fija geocronológicamente en 1.6 millones de años antes del Presente.

Fue en el Pleistoceno que las Sierras Mayores, esas cadenas de grandes volcanes, que separan las cuencas de Toluca, Puebla y México – la Sierra de las Cruces (Qc) y la Sierra Nevada (Qn) – alcanzaron su máximo desarrollo. Sin embargo, sus principios arrancan del Plioceno Superior.

Los elementos más antiguos de las Sierras Mayores descansan primero sobre la Formación Tepozteco (TpTz) y en seguida sobre los depósitos lacustres pliocénicos

II. Antecedentes

(TpL). Importantes elementos de las Sierras Mayores descansan sobre conos de las Sierras Menores (Tpv). Así, las primeras erupciones plinianas de la Sierra de las Cruces cubren los flancos bajo la Sierra de Guadalupe; también las erupciones más antiguas de flujos piroclásticos, que descendieron de la Sierra de las Cruces a Ciudad Satélite, se observan en la porción sur poniente de la Sierra de Guadalupe.

Lo que es válido para la Sierra de las Cruces también lo es para la Sierra Nevada. Sus flujos piroclásticos que descienden al N y NE se sobreponen claramente a la Formación de Depósitos Lacustres del Plioceno en Tlaxcala; así esta Sierra Mayor, situada entre las Cuencas de Puebla y México, parte en sus principios del extremo Plioceno Superior, para alcanzar su máximo desarrollo en el Cuaternario; sigue hoy en pleno apogeo con el Popocatepetl, estratovolcán activo desde el Pleistoceno Superior.

En algunos sitios se diferencian flujos piroclásticos ignimbríticos (Qig).

b. Vulcanitas del Cuaternario Inferior: (Qiv)

A la unidad Qiv se asignan aquellos aparatos volcánicos que acusan rasgos morfológicos relativamente jóvenes y que se diferencian por ello de los aparatos con morfología francamente juvenil. El Cerro de la Estrella, así como el Peñon de los Baños, por dar un ejemplo, se incluyen en el Cuaternario Inferior, aunque bien podrían pertenecer al extremo Plioceno Superior. Sin embargo, puede asegurarse, con base en el análisis de las líneas sísmicas de reflexión, que ambas unidades descansan sobre la Formación Tepozteco (TpTz).

Con el símbolo general de Qv se definen unidades volcánicas de fenobasaltos y andesitas, pero también lavas más ácidas, que se asignan al Cuaternario Inferior, Medio y Superior en todos los casos.

c. Vulcanitas del Cuaternario Superior Qv

El símbolo Qv cubre todas las vulcanitas que por su morfología se asignan al Cuaternario en general, pero también al Cuaternario Superior en especial y que no pertenecen al Grupo de las Sierras Mayores. En su mayoría se componen de elementos y unidades fenobasálticas y andesíticas y a veces más ácidas. Ejemplos de lo último son los domos dacíticos y riolíticos del Cerro de Chapultepec, del Cerro Zacaltepetl, cerca de CU y los domos de La Noria, entre Tlalpan y Xochimilco. También las vulcanitas Chignahuapan, en su mayoría riolíticas, se asignan al Cuaternario Superior y se simbolizan con Qv.

Depósitos Aluviales y Lacustres del Cuaternario: Qal, Ql. Qial, Qc

La Sierra de Chichinautzin (Qv), formada en el cuaternario Superior (últimos 600,000 años), represó en la Cuenca de México extensos rellenos aluviales (Qal), con espesores de 300 metros, y lacustres (Ql), con espesores máximos de 70 a 200 metros.

Se diferencian, hasta donde es posible, depósitos aluviales antiguos (Qial). Este símbolo establece únicamente que se trata de depósitos anteriores a los modernos.

Con el símbolo Qc marcamos los depósitos aluviales del Alto Amacuzac, que define Fries, 1960, como Formación Cuernavaca. Sin embargo, separamos los abanicos volcánicos que descienden de los volcanes de Zempoala (QcZ) de esta formación, interpretándolos como flujos piroclásticos del tipo Tarango (T).

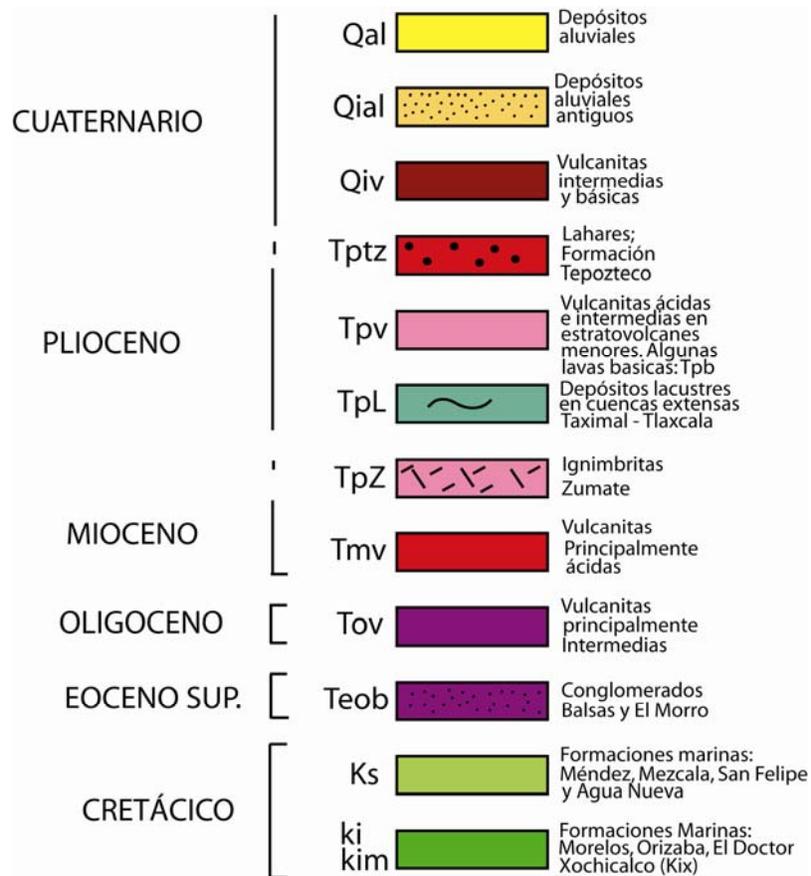


Figura 2.1. Columna estratigráfica compuesta tipo de la Cuenca de México (Modificada de Mooser, 1996).

II. Antecedentes

II.2 Área de estudio: Av. Carlos Hank González y Río de Los Remedios,

II.2.1 Localización

El lugar de estudio, está situado en los límites del Distrito Federal y la zona conurbana del Estado de México, justo en la intersección del Río de los Remedios y la Av. Carlos Hank González, como una referencia precisa, el área en cuestión está localizada en los alrededores de la estación Río de los Remedios, del Sistema de Transporte Colectivo Metro.

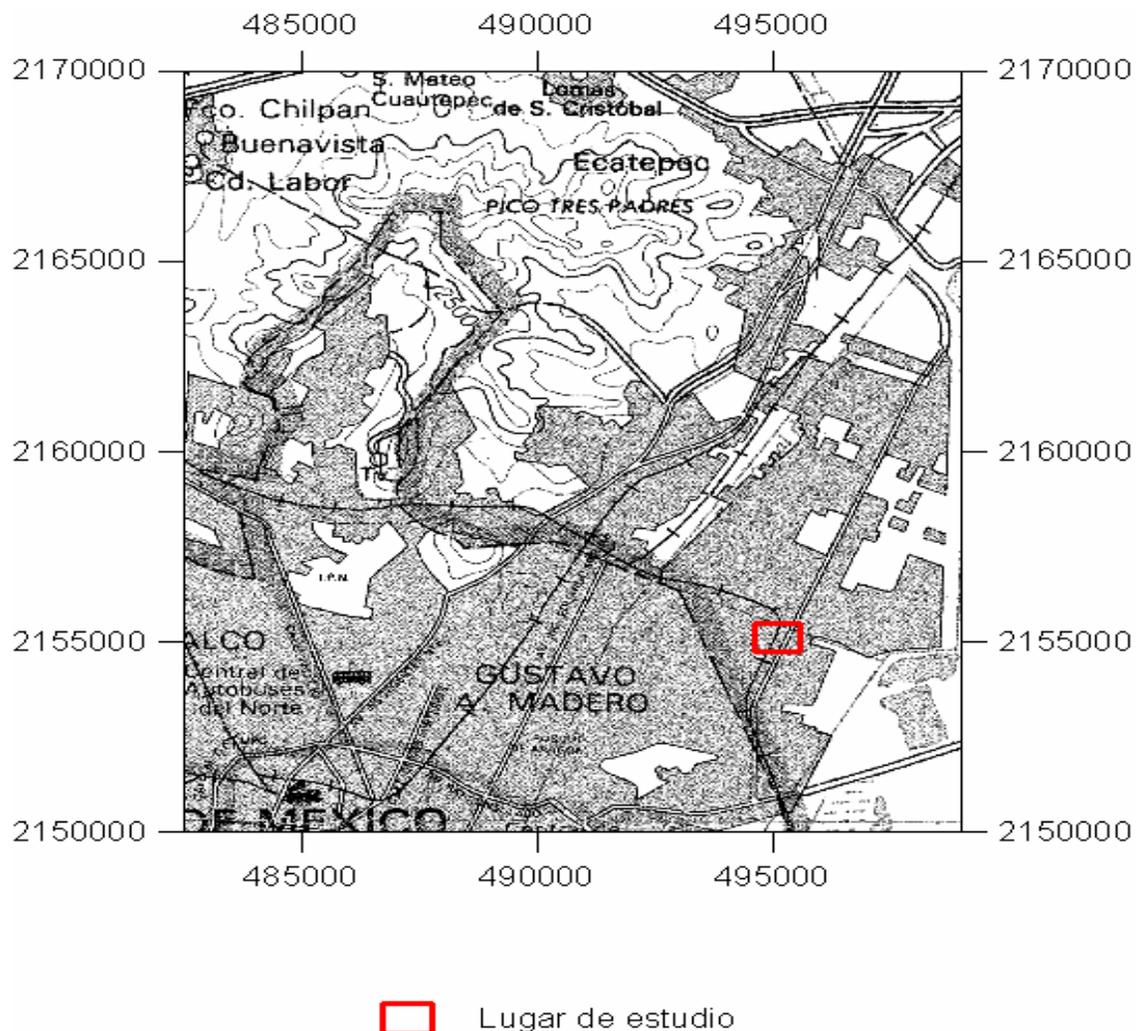


Figura 2.2 Mapa de localización del área de estudio (Modificado de Sistemas de Información Geográfica, 1983).

II. Antecedentes

II.2.2 Geología del lugar de estudio

El área de estudio se localiza en la parte norte de la ciudad de México en las faldas de la sierra de Guadalupe. Fisiográficamente se presentan varios cerros de poca a mediana elevación como son el C. Zacatecano, C. Gordo, C. Tenayo, C. Tlayacampa, C. los Gachupines y el C. Tepeyac, entre los cuales corre el Río de los Remedios. De tal manera que el Río actual debe pasar por una serie de depósitos de talud y lacustres, ya que se encuentra en una zona de transición entre el antiguo Lago del Valle de México y la Sierra de Guadalupe. Al secarse el lago del valle, se formó una costra de arcillas y limos endurecidos por el proceso de contracción capilar, que subyace a estratos de depósitos aluviales, eólicos y rellenos artificiales.

En el área de estudio superficialmente se reconocieron las siguientes unidades, ordenadas por antigüedad:

Ígneo extrusivo ácido (Ígnea).- Dacitas de color rosado a gris oscuro, constituídas principalmente por plagioclasas, cuarzo, piroxenos y ferromagnesianos (micas). Estas rocas se hallan formando el núcleo de la Sierra de Guadalupe en su parte más alta, siendo de estructura masiva y de alta resistencia.

Andesita (Tma).- Rocas volcánicas, de color gris claro a oscuro, estas rocas se localizan principalmente en las faldas de los cerros y son producto de erupciones volcánicas que en su mayor parte originaron lavas y brechas de carácter intermedio.

Tobas piroclásticas y tobas pumíticas (Tpel).- Tobas de color café claro a amarillento, son masivas, poco resistentes y se encuentran poco caolinizadas a alteradas originando algunos suelos de la zona.

Depósitos lacustres (Ql).- Están constituidos predominantemente por arenas, limos y arcillas producto del depósito de sedimentos de origen lacustre, los cuales se observan en las zonas planas y más bajas que corresponden a la zona donde en épocas

II. Antecedentes

pasadas existía el Lago del Valle de México. La parte más superficial de estos depósitos ha sufrido un endurecimiento por secado.

Del estudio de la topografía del sitio, se deduce que probablemente el tramo del Río de los Remedios paralelo al cerro de Zacatenco constituye un cauce natural, lo que se confirma con la forma del cauce. Sin embargo, los demás arroyos drenaban hacia el antiguo lago (CONiISA).

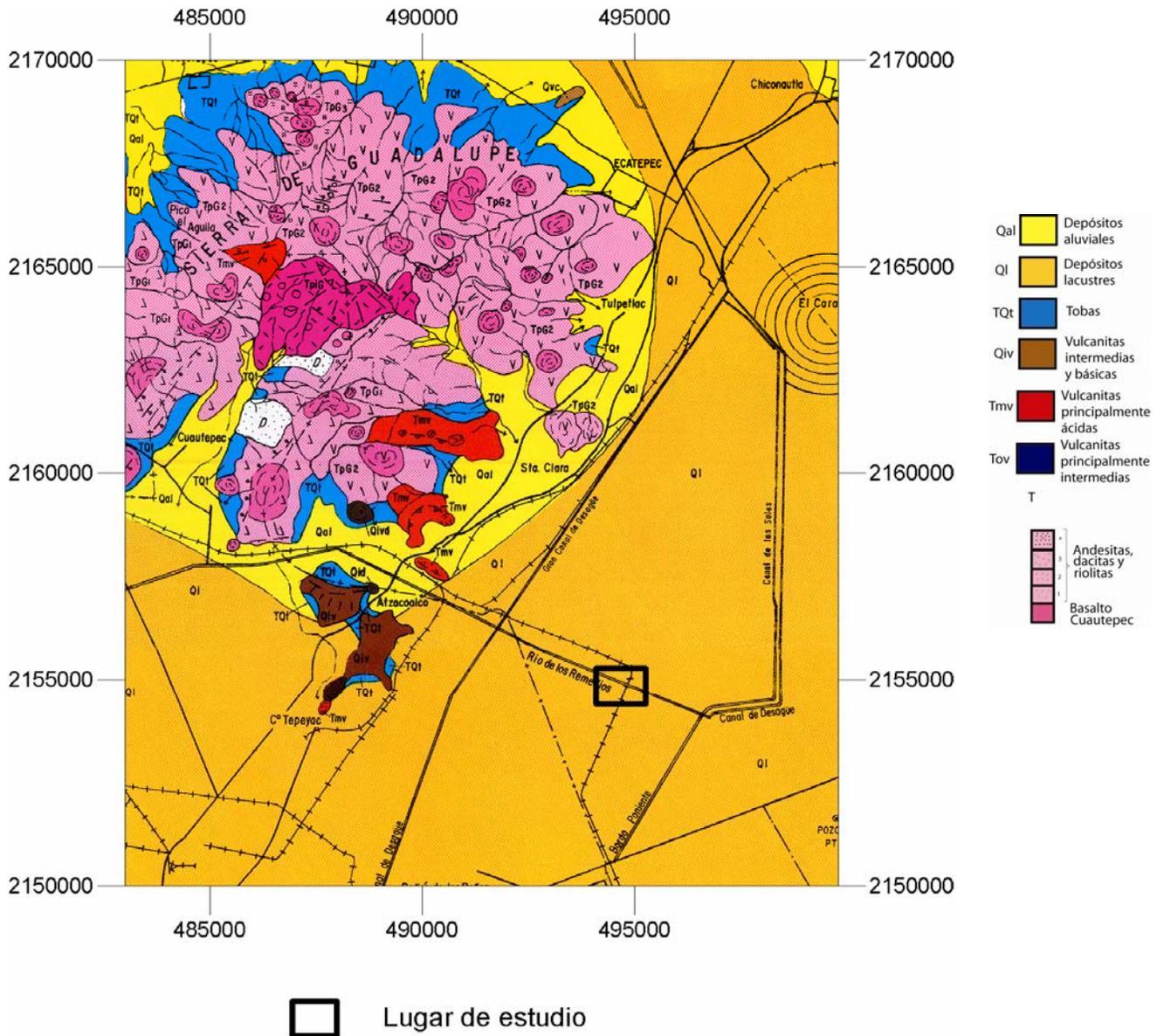


Figura 2.3. Geología del área de estudio (Modificada de Mooser, 1996).

II. Antecedentes

II.2.3 Estratigrafía local

Con información tomada de los estudios de mecánica de suelos, realizados por la empresa Colinas de Buen S.A. de C.V., en la estación Río de los Remedios del Sistema de Transporte Colectivo Metro, se presenta la siguiente columna estratigráfica:

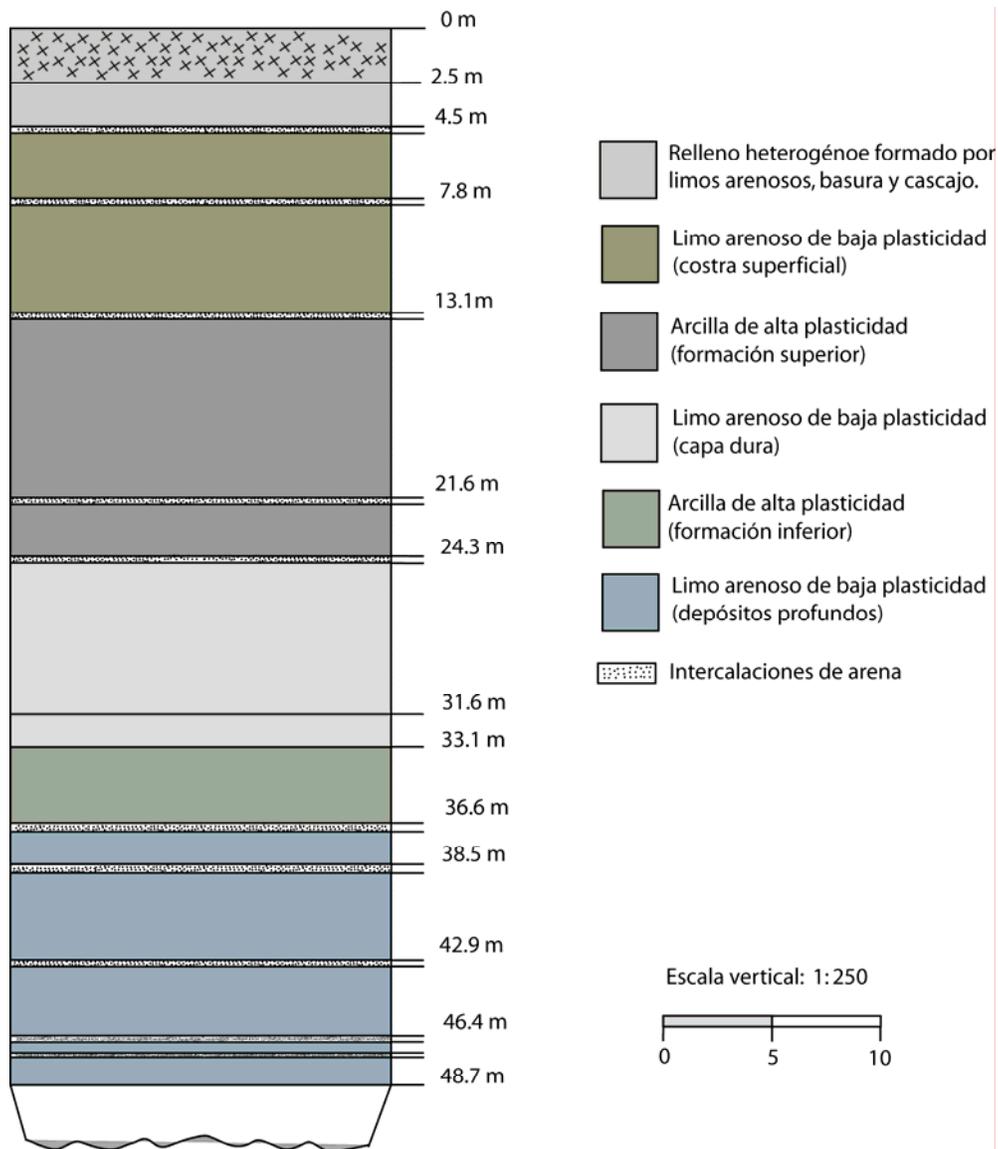


Figura 2.4. Columna estratigráfica local (Modificado de Colinas del Buen S.A. de C.V., 1994).

Capítulo III

Método de estudio: Radar de Penetración Terrestre (GPR).

III.1 Fundamentos teóricos del método.

III.1.1 Introducción

La idea de utilizar la propagación de ondas electromagnéticas de alta frecuencia en superficies de investigación, puede ser atribuida a dos patentes alemanas, concedidas a Chr. Hülsmeier en 1904. Ninguna de estas u otras patentes similares parecieron tener un sistema sustentable para investigación en la tierra con ondas de alta frecuencia hasta la invención del radar.

El Radar es un sistema que utiliza pulsos electromagnéticos de corta duración y empezó a ser utilizado en Gran Bretaña para la defensa contra aviones enemigos durante la Segunda Guerra Mundial, aunque varios de estos sistemas existían en Inglaterra, Francia, Alemania y EUA antes de la guerra. Junto a otras innumerables aplicaciones militares, el radar es ahora una herramienta muy importante en investigaciones del subsuelo.

Diferentes tipos de instrumentos de pulsos de radar están disponibles para investigaciones del subsuelo y es usual agruparlos bajo el nombre de Radar de Penetración Terrestre (GPR). El desarrollo de éste inició alrededor del año 1956 y se aceleró considerablemente después de 1970 como resultado del tremendo progreso que tuvo la tecnología en la electrónica y las computadoras, después de 1960. Algunos de estos progresos, en el desarrollo del GPR han sido recopilados recientemente por Cook (1995).

El GPR ha sido usado para una gran variedad de aplicaciones como son: determinar el espesor de horizontes de suelo y roca, detección de cavidades en el subsuelo, túneles, así como para detectar plumas de contaminación, estructuras civiles, detección de objetos enterrados en estudios arqueológicos, para encontrar el espesor de hielo o permafrost y estudios del grosor de la capa de asfalto en carreteras, etc. (Parasnis, 1996).

Predecir la respuesta del Radar de Penetración Terrestre (GPR) es un factor importante en la decisión de qué adquisición de GPR puede funcionar mejor para aplicaciones particulares. El mejor método para evaluar el GPR es aplicándolo en el ambiente del objetivo. Lo segundo es tratar de emular la respuesta, si es que se cuenta con suficiente información básica (Annan, 1992).

En la mayoría de los casos, el GPR es usado para cartografiar características superficiales, que reflejan o dispersan la energía a los sistemas de medición (Davis y Annan, 1989).

El Radar de Penetración Terrestre tiene sus fundamentos en la teoría electromagnética, en las ecuaciones de Maxwell.

James Clerk Maxwell (1831 – 1879), un físico escocés, basó su trabajo en los escritos y experimentos de Ampere, Gauss y Faraday, y con esto elaboró sus teorías. Su máxima contribución es la unificación, en cuatro ecuaciones, de los estudios de sus predecesores.

Él introdujo la idea de “corrientes de desplazamiento”, con lo que generalizó la ley de Ampere y la hizo válida en todas las situaciones. La introducción de estas corrientes de desplazamiento le permitió prever el fenómeno físico de la propagación de

las ondas electromagnéticas. Nueve años después de la muerte de Maxwell, Heinrich Hertz descubrió las ondas electromagnéticas de manera experimental, probando de esta manera la teoría de Maxwell.

Se distinguen dos dominios en el electromagnetismo, aunque ambos son incluidos en las ecuaciones de Maxwell:

El dominio de alta frecuencia, el cual incluye el estudio de ondas electromagnéticas y la propagación de la energía a través de la materia. Este dominio es difícil definirlo, normalmente vemos cualquier aspecto de los campos electromagnéticos en los cuales las corrientes de desplazamiento no pueden ser descuidadas perteneciendo al dominio de altas frecuencias.

El dominio de bajas frecuencias, incluye la mayor parte de los aparatos electromagnéticos como motores, radios y transformadores. Estas son todas las aplicaciones de las frecuencias de poder (frecuencias sobre unas pocas decenas de kHz).

Estrictamente hablando, cualquier aplicación, en la cual las corrientes de desplazamiento pueden ser omitidas, es una aplicación de baja frecuencia (Parasnis, 1996).

III.1.2 Principios físicos fundamentales del campo electromagnético.

Las ecuaciones de Maxwell son un grupo de ecuaciones diferenciales parciales, lineales en espacio y tiempo, aplicadas a cantidades electromagnéticas. Cuando los campos electromagnéticos interactúan con materiales, las ecuaciones pueden asumir formas no lineales. Para las ecuaciones de Maxwell atribuimos “propiedades”, “principios” o “postulados”.

Las variables electromagnéticas involucradas en las ecuaciones de Maxwell son:

- La intensidad de campo eléctrico \mathbf{E} (V/m)
- La densidad de flujo eléctrico o inducción eléctrica \mathbf{D} (C/m²)
- La intensidad de campo magnético \mathbf{H} (A/m)
- La densidad de flujo magnético o inducción magnética \mathbf{B} (T = Wb/m²)
- La densidad de corriente(superficie) \mathbf{J} (A/m²)
- La densidad de carga (volumen) ρ (C/m³)

Además de estas cantidades se define también:

- La permeabilidad magnética μ (H/m)
- La permitividad eléctrica ϵ (F/m)
- La conductividad eléctrica σ (S/m)

III.1.2.1 Intensidad de campo eléctrico \mathbf{E}

Una carga eléctrica o un ensamble de cargas Q , estacionarias en el espacio, tienen la propiedad de crear una cantidad eléctrica en el espacio, llamada intensidad de campo eléctrico.

La intensidad de campo eléctrico es una cantidad vectorial y obedece las reglas de los campos vectoriales.

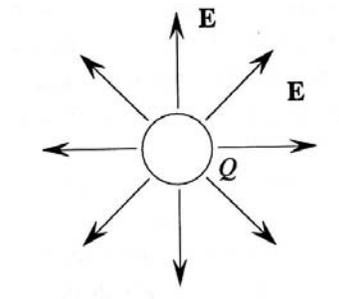


Fig. 3.1. Campo eléctrico debido a una carga Q (Modificado de Ida, 1992).

III.1.2.2 Intensidad de campo magnético \mathbf{H}

Supongamos que la carga eléctrica o un ensamble de cargas Q , no están estáticas en el espacio, es decir, se mueven a una velocidad dada. En este caso, la intensidad de campo magnético \mathbf{H} se genera.

Una carga o cargas en movimientos, construyen una corriente eléctrica. Este es el último resultado del vector campo \mathbf{H} . Si el movimiento de cargas ocurre en un alambre conductor (como en la mayoría de los casos), la intensidad de campo eléctrico es prácticamente inexistente debido a que los electrones se mueven entre posiciones

vacantes en los átomos del material conductor y la red sumada de las cargas es esencialmente cero.

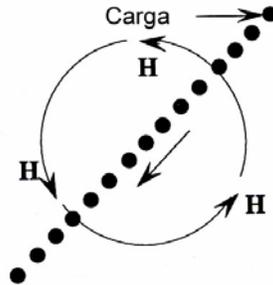


Fig.3.2. Movimiento de cargas y el campo magnético generado por este movimiento
(Modificado de Ida, 1992).

III.1.2.3 Densidad de flujo magnético \mathbf{B} y permeabilidad magnética μ

Si \mathbf{B} es un vector, entonces podemos definir un flujo Φ a través de una superficie como:

$$\Phi = \int_s \mathbf{B} \cdot d\mathbf{s} \quad (3.1)$$

III.1.2.4 Flujo Φ es llamado flujo magnético.

La permeabilidad μ de un material expresa una capacidad intrínseca del material e indica que tanto es susceptible al paso de un flujo magnético. Para mostrar el significado de μ de una manera simple, tenemos la siguiente relación:

$$\mathbf{B} = \mu\mathbf{H} \quad (3.2)$$

Consideremos dos medios con idénticas geometrías pero con diferentes permeabilidades μ_1 y μ_2 además de que $\mu_1 > \mu_2$. Supongamos que, para medios externos, creamos una intensidad de campo magnético \mathbf{H} en ambos materiales y además \mathbf{H} es constante a través de la sección \mathbf{S} . Entonces,

$$\mathbf{B}_1 = \mu_1 \mathbf{H} \quad \text{y} \quad \mathbf{B}_2 = \mu_2 \mathbf{H}$$

Los flujos Φ_1 y Φ_2 son

$$\Phi_1 = \mathbf{B}_1 \mathbf{S} = \mu_1 \mathbf{H} \mathbf{S} \quad \text{y} \quad \Phi_2 = \mathbf{B}_2 \mathbf{S} = \mu_2 \mathbf{H} \mathbf{S}$$

De donde obtenemos

$$\frac{\Phi_1}{\Phi_2} = \frac{B_1}{B_2} = \frac{\mu_1}{\mu_2} \tag{3.3}$$

Nótese que mientras más grande sea la permeabilidad de un medio, más grande es la densidad de flujo magnético y más grande es el flujo que puede pasar a través de la sección \mathbf{S} . En otras palabras, \mathbf{B} es llamado “densidad de flujo magnético” o “inducción” si esta cantidad expresa la capacidad de introducir flujo dentro de un medio, o la densidad de flujo en un medio. Una densidad alta de flujo es asociada con una alta permeabilidad μ . Utilizando el significado literal de los términos “inducción” y “permeabilidad”,

podemos decir que un gran flujo es “inducido” en un medio y que el medio es “permeable” al flujo.

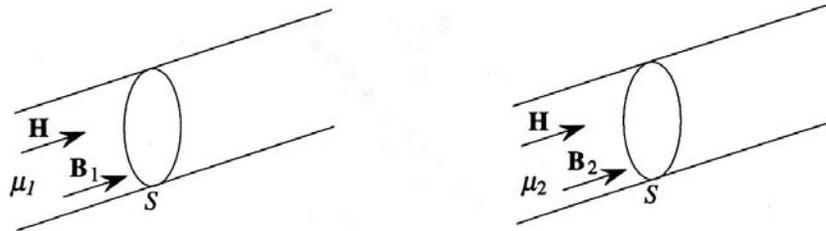


Fig. 3.3. Medios con geometrías idénticas pero diferentes permeabilidades (Modificado Ida, 1992).

Dos materiales de diferentes permeabilidades mantienen diferente intensidad de flujo magnético para la misma intensidad de campo. Para cuestiones prácticas comúnmente se define, a la permeabilidad magnética como:

$$\mu = \mu_0 \mu_r$$

donde μ_r es la permeabilidad relativa y la permeabilidad del aire es $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ Henry/metro.

III.1.2.5 Densidad de flujo eléctrico \mathbf{D} y permitividad eléctrica ϵ

Los conceptos de \mathbf{D} y ϵ son muy parecidos a los que definimos previamente \mathbf{B} y μ , aunque existen algunas pequeñas diferencias. La primera es el hecho de que ϵ varía poco entre los materiales, en contraste con la permeabilidad μ . En materiales dieléctricos ϵ varía en no más de un factor de 100, mientras que las variaciones en μ son del orden de 10^4 o mayores. Una segunda observación es que, en general, cuando resolvemos

problemas con campos eléctricos y densidades de flujo eléctrico, estamos especialmente interesados en la intensidad del campo eléctrico, mientras que en magnetismo la densidad de flujo magnético asume un papel predominante en el análisis del fenómeno. La permitividad del aire es $\epsilon_0 = 8.854 \times 10^{-12}$ Farad/metro. Una relación usual de la permitividad es la siguiente:

$$\epsilon = \epsilon_0 \epsilon_r$$

donde ϵ_r es la permitividad relativa.

III.1.2.6 Densidad de corriente superficial \mathbf{J}

Consideremos un conductor recto con una sección transversal uniforme de área \mathbf{S} y una corriente \mathbf{I} atravesando la sección en la dirección indicada (fig. 3.4a)

Definimos un vector unitario $\hat{\mathbf{u}}$ perpendicular a la superficie \mathbf{S} . La densidad de corriente promedio en la superficie, que cruza el área \mathbf{S} esta dada por:

$$\mathbf{J} = \frac{\mathbf{I}}{\mathbf{S}} \quad (3.4)$$

Si asumimos que la superficie \mathbf{S} es pequeña, la densidad de corriente \mathbf{J} puede ser considerada constante en la superficie y podemos definir un vector con una magnitud igual a \mathbf{J} y con una dirección dada por $\hat{\mathbf{u}}$

$$\mathbf{J} = \hat{\mathbf{u}} J \quad (3.5)$$

El cálculo del flujo de \mathbf{J} a través de la superficie \mathbf{S} define a la corriente como:

$$\mathbf{I} = \int_s \mathbf{J} \times d\mathbf{s} \quad (3.6)$$

Donde $d\mathbf{s}$ es el diferencial de área. En general, \mathbf{J} varía hacia fuera de la sección.

III.1.2.7 Densidad de carga volumétrica ρ

Asumiendo que un número de cargas Q ocupa un volumen Vol , una densidad de carga volumétrica uniforme esta definida como:

$$\rho = \frac{Q}{Vol} \quad (3.7)$$

Las distribuciones de carga no uniformes pueden ser también tomadas en cuenta observando que

$$Q = \int_v \rho dv \quad (3.8)$$

donde dv es el diferencial de volumen.

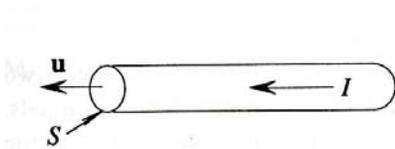


Fig. 3.4. (a)

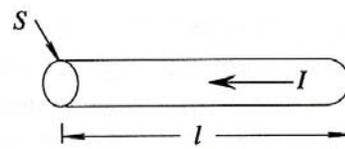


Fig.3. 4. (b)

III.1.2.8 Conductividad eléctrica σ

En general, cuando analizamos problemas de campo eléctrico, se distingue entre dos tipos de materiales: dieléctricos o conductores. Los dieléctricos son caracterizados por su permitividad ϵ y por su “fuerza” dieléctrica. Los materiales conductores se caracterizan por su conductividad σ . Definimos la relación:

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E} \quad (3.9)$$

Esta expresión se conoce como la ley de Ohm. En el caso de un conductor lineal de longitud l y un área de sección transversal S (como en la figura 3.4b), esta ley adopta la forma:

Sabemos que

$$\mathbf{J} = \frac{\mathbf{I}}{S} \quad (3.10)$$

Y estamos en el caso de campo eléctrico entonces

$$\mathbf{E} = \frac{V}{l} \quad (3.11)$$

donde V es la diferencia del potencial eléctrico en la sección del conductor.

Sustituyendo estas relaciones en la ecuación $\mathbf{J} = \sigma\mathbf{E}$, tenemos

$$\frac{\mathbf{I}}{\mathbf{S}} = \sigma \frac{\mathbf{V}}{\mathbf{l}} \quad (3.12)$$

ó

$$\mathbf{V} = \frac{\mathbf{l}}{\sigma\mathbf{S}} \mathbf{I} \quad (3.13)$$

Donde $\mathbf{l}/\sigma\mathbf{S}$ es la resistencia \mathbf{R} del conductor. Entonces obtenemos $\mathbf{V} = \mathbf{RI}$ que es la forma más conocida de esta ley. La diferencia entre estas dos formas de expresar la ley de Ohm, es que la primera $\mathbf{J} = \sigma\mathbf{E}$, es una “forma puntal”. Define una cantidad en cualquier punto del espacio. Por el otro lado, en la forma $\mathbf{V} = \mathbf{RI}$, es necesario introducir las dimensiones del conductor (\mathbf{S} y \mathbf{l}) haciendo con esto la forma integral de la ley de Ohm.

Las relaciones, $\mathbf{J} = \sigma\mathbf{E}$, así como $\mathbf{B} = \mu\mathbf{H}$ y $\mathbf{D} = \epsilon\mathbf{E}$ son llamadas ecuaciones constitutivas o relaciones constitutivas y son utilizadas en combinación de las ecuaciones de Maxwell. Ellas describen las relaciones entre las cantidades de campo basadas en las propiedades eléctricas y magnéticas de los materiales (ϵ , μ y σ).

III.1.2.9 Ecuaciones de Maxwell.

Las cuatro ecuaciones de Maxwell son las siguientes:

$$\nabla \times H = J + \frac{\partial D}{\partial t} \quad (3.14)$$

$$\nabla \cdot B = 0 \quad (3.15)$$

$$\nabla \times E = -\frac{\partial B}{\partial t} \quad (3.16)$$

$$\nabla \cdot D = \rho \quad (3.17)$$

Además de estas ecuaciones, podemos definir una quinta relación. Aplicando divergencia en ambos lados de la ecuación (3.14) tenemos

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

Luego sabemos que $\nabla \cdot (\nabla \times H) = 0$, entonces tenemos

$$0 = \nabla \cdot J + \frac{\partial}{\partial t} (\nabla \cdot D)$$

Utilizando la ecuación (3.17) tenemos

$$\nabla \cdot J = -\frac{\partial \rho}{\partial t} \quad (3.18)$$

Esta ecuación es llamada ecuación de continuidad eléctrica. Observamos que en general, $\delta\rho/\delta t$ es cero y por tanto, normalmente obtenemos $\nabla \cdot J = 0$. Esto significa que la corriente de conducción es conservativa. En otras palabras, la corriente entrante a un volumen dado es igual a la corriente dejando el volumen. De hecho, en prácticamente todos los dispositivos electromagnéticos, la corriente inyectada dentro del dispositivo es igual a la corriente saliente. Cuando esto no sucede, hay una acumulación de cargas en el artefacto, o una cierta cantidad de cargas es extraída del dispositivo.

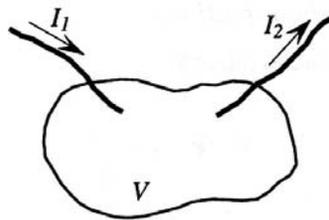


Fig.3.5. Acumulación de cargas en un volumen debido a la divergencia de una densidad de corriente no nula (Modificado de Ida, 1992).

Ecuación (3.14)

La ecuación

$$\nabla \times H = J + \frac{\partial D}{\partial t}$$

Expresa la manera en la cual el campo magnético puede crear una hendidura dentro de la corriente de conducción (asociada con J) y un tiempo de variación de la densidad de flujo eléctrico (asociado con dD/dt). Asumiendo primero la situación en la figura 3.6, donde no hay flujo de corriente eléctrica, o, alternativamente, la densidad de flujo eléctrico es constante en el tiempo.

Vayamos ahora con la ecuación $\nabla \times H = J$. Sabemos que H y J están relacionadas por una rotación o tienen una relación rotacional. La relación geométrica entre estas cantidades se demuestra en la figura 3.6. El flujo del vector J es la corriente de conducción. Este es, en general, el término dominante en la relación mientras que el término dD/dt es pequeño.

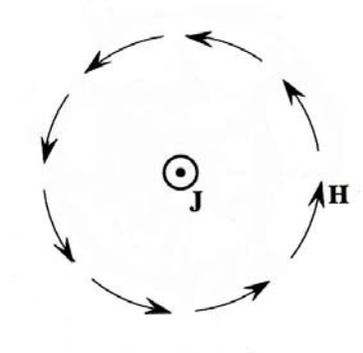


Fig. 3.6. Relación entre densidad de corriente de conducción e intensidad de campo magnético (Modificado de Ida, 1992).

Ecuación (3.15)

La ecuación

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0$$

Significa que no existe cargas magnéticas. Esta relación corresponde a la condición que permite comprender el comportamiento del campo que sirve, en varios casos, como un medio para determinar la intensidad de campo magnético. Sin embargo, la ecuación (3.14) también establece una relación entre la intensidad de campo magnético \mathbf{H} y \mathbf{J} , y esta misma relación permite la determinación de \mathbf{H} en función de \mathbf{J} en un gran número de casos prácticos.

Ecuación (3.16)

La ecuación

$$\nabla \times E = -\frac{\partial B}{\partial t}$$

Es análoga a la ecuación (3.14), mostrando que el tiempo derivado de la densidad de flujo magnético H es capaz de generar una intensidad de campo eléctrico E .

La situación geométrica que relaciona estas cantidades se muestra en la figura 3.7. Asumiendo que B incrementa conforme sale del plano de la figura 3.7, la intensidad de campo eléctrico E está en la dirección mostrada en la figura 3.7.

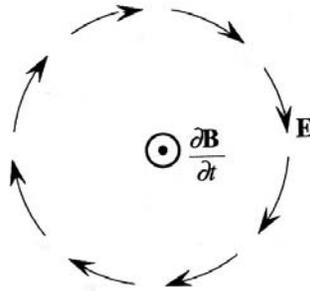


Fig. 3.7. Relación entre el tiempo derivado de una densidad de flujo magnético la intensidad de campo eléctrico (Modificado de Ida, 1992).

Ecuación (3.17)

La observación de que la divergencia de D

$$\nabla \cdot D = \rho$$

No es igual a cero, demuestra que el flujo del vector D no es conservativo. Podemos fácilmente imaginar un volumen en el cual hay una diferencia entre los flujos eléctricos entrantes y los flujos salientes de volumen. Esta situación se muestra en la figura 3.8 donde una carga eléctrica está localizada en el centro de una esfera. El flujo atravesando el volumen está orientado hacia fuera, D y ρ están relacionados a través de la divergencia. La relación geométrica entre las dos cantidades se muestra en la figura 3.8. El flujo del vector D atravesando la superficie que encierra el volumen V de la esfera no es cero (Ida Nathan, 1992).

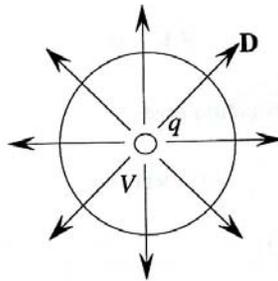


Fig. 3.8. La naturaleza no conservativa de un flujo eléctrico (Modificado de Ida, 1992).

Si utilizamos las relaciones constitutivas, las ecuaciones de Maxwell pueden reducirse en términos de E y H. Si asumimos que E y H tienen una dependencia temporal de la forma $E(t) = E_0 e^{i\omega t}$, donde $\omega (= 2\pi f)$ es la frecuencia angular del campo, las ecuaciones de Maxwell toman la siguiente forma:

$$\nabla^2 E = i\omega\mu\sigma E - \epsilon\mu\omega^2 E$$

$$\nabla^2 H = i\omega\mu\sigma H - \epsilon\mu\omega^2 H$$

Estas son las ecuaciones básicas para la propagación de campos eléctricos y magnéticos en un medio homogéneo e isotrópico con propiedades físicas ϵ , μ y σ . En las ecuaciones anteriores los términos $i\omega\mu\sigma$ se relacionan con las corrientes de conducción, mientras que los términos $\epsilon\mu\omega^2$ se relacionan con las corrientes de desplazamiento.

III.2 Conceptos fundamentales de GPR

III.2.1 Propagación de ondas electromagnéticas en materiales dieléctricos disipativos.

La tangente de pérdida representa la razón entre las corrientes de conducción y de desplazamiento y se define como:

$$\text{Tan}\alpha = \frac{\sigma E}{\omega \epsilon E} = \frac{\sigma}{\omega \epsilon} \quad (3.19)$$

este parámetro es usado para determinar que tipo de corrientes predominan en un medio.

Un material dieléctrico disipativo se considera como tal, cuando la tangente de pérdida es menor a 1 ($\text{Tan } \alpha \ll 1$). Entonces las corrientes de desplazamiento son mayores que las corrientes de conducción, pero estas no pueden despreciarse. Teniendo en cuenta lo anterior, la constante de propagación puede escribirse como:

$$\gamma = \omega \sqrt{\mu \epsilon} \sqrt{1 + \frac{i\sigma}{\omega \epsilon}} \quad (3.20)$$

Utilizando el teorema del binomio de Newton, podemos obtener cada una de las constantes de atenuación.

$$(1+x)^n = 1 + nx + \frac{n(n-1)}{2!}x^2 + \frac{n(n-1)(n-2)}{3!}x^3 + \dots \quad (3.21)$$

donde $|x| \ll 1$ y $x = i\left(\frac{\sigma}{\omega\varepsilon}\right)$ y $n = \frac{1}{2}$

$$\gamma = \omega\sqrt{\mu\varepsilon}\left[1 + i\frac{\sigma}{2\omega\varepsilon} + \frac{1}{8}\left(\frac{\sigma}{\omega\varepsilon}\right)^2 + \dots\right] \quad (3.22)$$

Tomando hasta el segundo término, podemos obtener una aproximación de la constante de propagación:

$$\gamma = \omega\sqrt{\mu\varepsilon}\left[1 + i\frac{\sigma}{2\omega\varepsilon}\right] \cong \omega\sqrt{\mu\varepsilon} + i\frac{\sigma}{2}\sqrt{\frac{\mu}{\varepsilon}} \quad (3.23)$$

de donde es evidente observar que las constantes de atenuación y de fase son:

$$a \cong \omega\sqrt{\mu\varepsilon} \quad (3.24)$$

$$b \cong \frac{\sigma}{2}\sqrt{\frac{\mu}{\varepsilon}} \quad (3.25)$$

De estas ecuaciones obtenemos la velocidad,

$$v = \frac{\omega}{a} \cong \frac{1}{\sqrt{\mu\varepsilon}} \quad (3.26)$$

Utilizando la permeabilidad y permitividad relativa se tiene

$$v = \frac{1}{\sqrt{\mu_0 \epsilon_0 \epsilon_r}} \quad (3.27)$$

Las permeabilidades de las rocas son aproximadamente igual a la del vacío se tiene:

$$v = \frac{1}{\sqrt{\mu_0 \epsilon_0 \epsilon_r}} \quad (3.28)$$

y

$$v = \frac{1}{\sqrt{\mu_0 \epsilon_0}} \frac{1}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad (3.29)$$

La velocidad de la onda electromagnética es siempre más lenta que en el vacío. En materiales no magnéticos la velocidad de propagación en el material es igual a la velocidad de la luz en el vacío, c , dividida por la raíz cuadrada de la permitividad eléctrica relativa (Annan, 1992).

$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad (3.30)$$

Haciendo un procedimiento similar, podemos calcular la longitud de onda,

$$\lambda = \frac{2\pi}{a} \cong \frac{2\pi}{\omega \sqrt{\mu \epsilon}} \quad (3.31)$$

Luego la longitud de onda en la vacío esta dada por:

$$\lambda_0 = \frac{1}{f\sqrt{\mu_0\epsilon_0}} = \frac{c}{f} \quad (3.32)$$

La ec. (3.32) puede ser, utilizando la permitividad y la permeabilidad relativas, escrita como:

$$\lambda = \frac{1}{f\sqrt{\mu_0\epsilon_r\epsilon_0}} = \frac{c}{f\sqrt{\epsilon_r}} = \frac{\lambda_0}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad (3.33)$$

Para obtener la profundidad de penetración, sustituimos la constante de atenuación que obtuvimos y tenemos:

$$\delta = \frac{1}{b} \cong \frac{1}{\frac{\sigma}{2}\sqrt{\frac{\mu}{\epsilon}}} \cong \frac{2}{\sigma}\sqrt{\frac{\epsilon}{\mu}} \quad (3.34)$$

Escribiendo la profundidad de penetración en función de la permitividad y permeabilidad relativas obtenemos:

$$\delta = \frac{2}{\sigma}\sqrt{\frac{\epsilon_0\epsilon_r}{\mu_0\mu_r}} \cong \frac{2}{\sigma}\sqrt{\frac{\epsilon_0\epsilon_r}{\mu_0}} \quad (3.35)$$

<i>Material</i>	<i>Atenuación dB m⁻¹</i>	<i>Rango de permitividad relativa</i>
Aire	0	1
Asfalto seco	2 – 15	2 – 4
Asfalto húmedo	2 – 20	6 – 12
Arcilla seca	10 – 50	2 – 6
Arcilla húmeda	20 – 100	5 – 40
Carbón seco	1 – 10	3.5
Carbón húmedo	2 – 20	8
Concreto seco	2 – 12	4 – 10
Concreto húmedo	10 – 25	10 – 20
Agua	0.01	81
Hielo	0.1 – 2	4
Granito seco	0.5 – 3	5
Granito húmedo	2 – 5	7
Caliza seca	0.5 – 10	7
Caliza húmeda	1 – 20	8
Permafrost	0.1 – 5	4 – 8
Sal de roca seca	0.01 – 1	4 – 7
Arena seca	0.01 – 1	2 – 6
Arena húmeda	0.5 – 5	10 – 30
Arenisca seca	2 – 10	2 – 5
Arenisca húmeda	4 – 20	5 – 10
Agua salada	100	81
Hielo de agua salada	1 – 30	4 – 8
Esquisto seco	1 – 10	4 – 9
Esquisto saturado	5 – 30	9 – 16
Nieve firme	0.1 – 2	6 – 12
Suelo arcilloso seca	0.3 – 3	4 – 10
Suelo arcilloso húmedo	5 – 50	10 – 30
Suelo arenoso seco	0.1 – 2	4 – 10
Suelo arenoso húmedo	1 – 5	10 – 30

Tabla 3.1. Atenuación y constante dieléctrica relativa de varios materiales medidas a 100 MHz (Modificado de Daniels, 2004).

III.2.2 Antenas

La mayoría de los equipos de GPR utilizan antenas bipolares para transmisión y recepción. En una de sus formas una antena de dipolo eléctrico consiste en un tubo de metal, usualmente de aluminio plateado con níquel. La longitud de la antena depende del carácter de la transmisión del pulso, sobre todo su duración, que se conoce como longitud del pulso. Entre más amplio sea el pulso se requiere una antena más grande (Parasnis, 1996).

Los requerimientos de portabilidad para el operador hacen que en el método de GPR se utilicen antenas eléctricas pequeñas, con resultados pobres en ganancia y con patrones asociados al ancho de la radiación polar. Las clases de antenas que pueden ser usadas, deben tomar en cuenta los siguientes factores: el tamaño del ancho de banda, niveles bajos de acoplamiento para arreglos de dos antenas (Daniels, 2004).

III.2.3 Ancho del pulso y frecuencia central

En la práctica, una antena de GPR no emite un solo pulso sino una sucesión de pulsos, cada uno de la misma forma y duración, a un intervalo definido. El inverso de este intervalo entre dos pulsos sucesivos es la frecuencia de repetición f_r . Esta frecuencia está en un rango de 20 a 5000 kHz. La duración de un pulso simple está usualmente, entre 1 y 100 ns.

La figura 3.9 (a) muestra una forma, muy comúnmente usada, de un pulso de GPR, el ancho del pulso es de 5ns. Un pulso puede ser mostrado como una construcción

de ondas senoidales y cosenoidales de diferentes frecuencias, amplitudes y fases. El cuadrado de la amplitud a cualquier frecuencia es proporcional a la potencia emitida a esa frecuencia. La frecuencia, alrededor de la cual la mayor parte de la energía del pulso es concentrada, se llama *frecuencia central*. El pulso en la figura 3.9 (a) es difícil para analizar algebraicamente, entonces es posible tomar su forma idealizada mostrada en la figura 3.9 (b) en la cual el campo se incrementa agudamente desde cero hasta un valor unitario en una dirección, en la cual permanece durante 2.5 ns, después toma rápidamente el mismo valor unitario, en dirección opuesta por 2.5 ns y después decae rápidamente a cero.

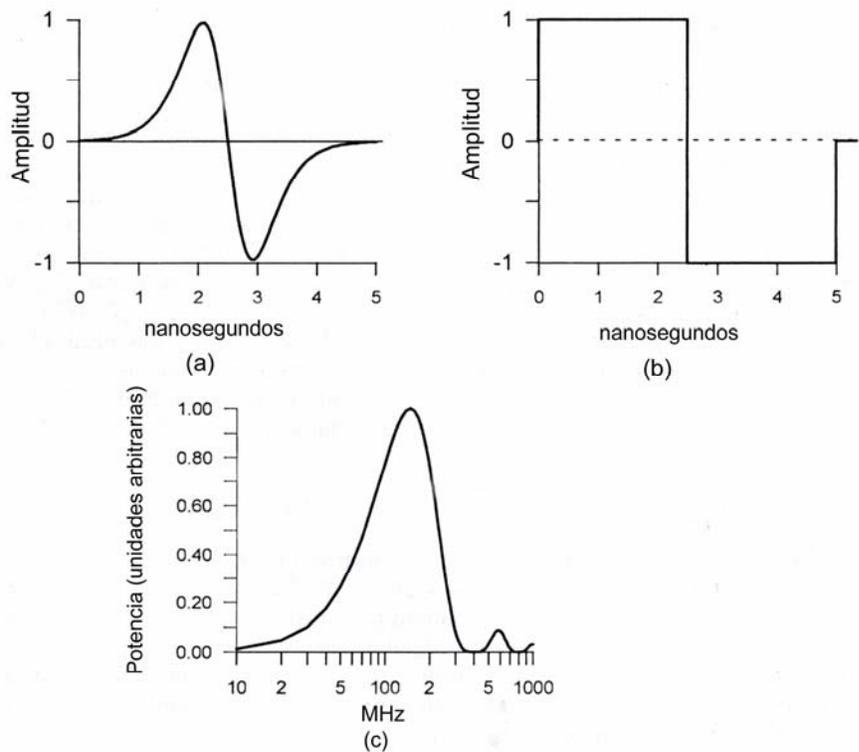


Fig. 3.9.(a) Pulso de GPR, (b) Pulso cuadrado de GPR idealizado antisimétricamente.
(c) espectro de potencia del pulso en (b) (Modificado de Parasnis, 1996).

La función $F(v)$ nos muestra la amplitud a cada frecuencia presente en el pulso, o sea el espectro de amplitud del pulso. La potencia de cada frecuencia es definida por

$$|F(v)|^2 = \frac{[1 - \cos(\pi v \tau)]^2}{2\pi^2 v^2} \quad (3.36)$$

donde τ es la duración del pulso. La potencia es representada gráficamente (para $\tau = 5\text{ns}$) como una función de la frecuencia en la figura 3.9 (c) en donde podemos ver que tiene un máximo a una frecuencia de 150 MHz. Ésta es la frecuencia central del pulso de radar como en la figura 3.9 (a) puede ser tomada aproximadamente como el recíproco del ancho del pulso. También es posible formar un pulso en el cual la relación es más o menos exacta.

III.2.4 Ventana de tiempo y muestreo

En el intervalo entre dos pulsos sucesivos, la antena receptora mide el campo eléctrico en los pulsos reflejados como una señal análoga. Ésta es amplificada y convertida en una señal digital para poder almacenarla en una computadora para procesarla. La longitud de tiempo para la cual las reflexiones son grabadas entre dos pulsos transmisores se llama *ventana de tiempo*. Esta ventana es, por lo general, manipulable en todos los equipos de GPR. Si recordamos que el tiempo de viaje de una reflexión es el tiempo que tarda el pulso en viajar al reflector y regresar, entonces una ventana de tiempo τ_w es equivalente a

la máxima profundidad de sondeo de $(v\tau_w)/2$, si v es la velocidad promedio del pulso en su recorrido.

El intervalo al cual la señal entrante es leída (muestreada) es el intervalo de muestreo. Esto es usualmente definido en las especificaciones del equipo por su inverso, la frecuencia de muestreo. Cada reflexión manda un pulso, el cual, bajo condiciones ideales, tiene la misma forma y duración que el pulso transmitido pero diferente amplitud y, por esto, contiene un número de diferentes frecuencias. Si el pulso ha sido fielmente representado por las muestras, el criterio para un adecuado intervalo de muestreo τ_s es que debe ser menor que $1/(2f_{\max})$ si f_{\max} es la frecuencia máxima de la señal. Esto significa que la frecuencia de muestreo $f_s = 1 / \tau_s$ debe ser mayor que $2f_{\max}$. Si t es la longitud del pulso entonces, como hemos visto, la frecuencia máxima en el pulso es alrededor de $1/\tau$ el cual es también aproximadamente la frecuencia central del GPR, entonces, la frecuencia de muestreo debe ser mayor que dos veces la frecuencia central del GPR, según el teorema de Nyquist, pero para asegurar una buena reconstrucción de la señal se recomienda un mínimo de 6 veces la frecuencia central.

III.2.5 Display

Los datos de radar pueden ser representados en tres diferentes formas: *Linescan*, *Wiggle* y *O – Scope*. En el modo de *Linescan* los datos se muestran en forma de una tabla de colores con una relación de amplitud – color donde un color se asigna para un valor específico positivo o negativo de la señal grabada. Este modo de mostrar los datos puede ser útil para mapear objetos como: cisternas, tuberías y bloques de concreto, entre otros.

En la forma *Wiggle*, consiste en que múltiples scans de radar son mostrados como formas de onda o “trazas *Wiggle*”. Esta forma de mostrar los datos es muy buena para identificar estructuras geológicas, como fracturas, fallas, etc. En los dos formatos anteriores, todos los datos de radar son mostrados, con tiempo cero (empezando en cada scan) en la parte de arriba y tiempo (o profundidad) incrementando hacia abajo. En la forma *O – Scope*, se pueden ver los datos de la siguiente manera: un scan a un tiempo y como una forma de onda individual o “traza *Wiggle*”. En esta forma, el tiempo cero esta a la izquierda, con el tiempo o la profundidad incrementando a la derecha (GSSI Inc.).

III.2.6 Arreglos monoestáticos y biestáticos.

Un sistema de GPR tiene cuatro componentes básicos: unidades de transmisión y recepción, unidad de control y exhibición. La unidad de control genera el pulso que es enviado a la antena transmisora y también procesa la señal entrante para almacenarla en disco. Aunque el transmisor y el receptor son entidades separadas, las dos antenas no necesitan serlo físicamente. Una antena puede ser usada para transmitir y recibir, este arreglo se llama monoestático, en contraste un arreglo biestático es en el cual hay una pequeña separación entre las dos antenas. En superficie, las antenas son nominalmente horizontales, lo cual en la práctica significa que son paralelas a la superficie de la tierra.

La configuración biestática puede ser “cross-line” en la cual las dos antenas bipolares son paralelas y la línea que une sus centros es perpendicular a las antenas (fig. 3.10 (a)) o puede ser “in-line” como en la figura 3.10 (b). En los dos casos la dirección del perfil es a lo largo de la línea que une a los centros de las antenas. En arreglos

biestáticos de baja frecuencia las antenas son generalmente colocadas en unidades separadas, cerca de 1 m, las cuales son ajustadas con ruedas y soportes de manera que puedan ser desplazadas por la línea de exploración. En arreglos biestáticos de alta frecuencia las antenas son usualmente colocadas con una separación de 0.30 m en la misma unidad. En otros casos el transmisor puede ser estacionario y el receptor móvil, o pueden moverse las dos antenas en sentidos contrarios de manera simétrica que es lo que correspondería con el método de punto medio común en sismica y que se utilizó principalmente para grandes profundidades.

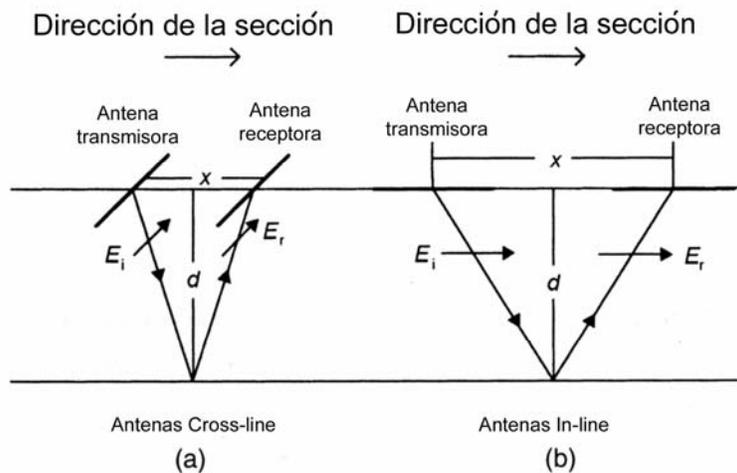


Fig. 3.10. Configuraciones biestáticas de GPR “cross –line” e “in line” (Modificado de Parasnis, 1996).

III.2.7 Secciones y apilamiento

La mayoría de las investigaciones de GPR son hechas como secciones continuas o como una colección de puntos estacionaria. En secciones continuas, las antenas son jaladas a lo largo del perfil, pero a veces, es necesario que sean jaladas por vehículos rápidos. Si u es la velocidad de la antena, el espacio entre muestras será:

$$s = uv_s \tau_w / v_r \quad (3.37)$$

Si la velocidad de desplazamiento de la antena es de 1m/s, se obtendrá una muestra cada 6mm. Sin embargo, en la práctica, un número de muestras son apiladas para resaltar las reflexiones y la separación lateral de las trazas de salida depende de la tasa de muestreo y del número de muestras que dependen de la velocidad de desplazamiento de la antena. Para una tasa de 128 muestras por segundo, y un apilamiento de 32 muestras tomará 250 ms. Durante este tiempo el instrumento se moverá 0.25 m que será la separación de las trazas de salida.

III.2.8 Reflexiones y difracciones

Las reflexiones principales son más o menos fáciles de identificar en una sección de GPR. Además de las reflexiones, las ondas de radar reciben difracciones de pequeñas heterogeneidades y objetos comparables, o más pequeñas que el dominio de la longitud de onda del pulso de radar así como de bordes afilados. Los patrones de las difracciones en aplicaciones de GPR se presentan, en principio, en la misma forma que las ondas sísmicas. Es suficiente decir que en una sección de GPR, las difracciones son identificables como hipérbolas.

III.2.9 Determinación de la distancia de un reflector al trasmisor.

En los arreglos monoestáticos la distancia al reflector es obtenida simplemente como $vt/2$ donde v es la velocidad de la onda electromagnética en el medio y t es dos veces el tiempo de viaje de un pulso que va al reflector y regresa al receptor. En un arreglo

biestático con un “offset” x entre el receptor y el trasmisor, dos veces el tiempo de viaje es:

$$t = \frac{2}{v} \sqrt{h^2 + \left(\frac{x}{2}\right)^2} \quad (3.38a)$$

De donde

$$h = \frac{(v^2 t^2 - x^2)^{1/2}}{2} \quad (3.38b)$$

La velocidad de una onda electromagnética en un medio no conductor y no magnético es $c / \sqrt{\epsilon_r}$ donde c es la velocidad de la luz en el vacío, 3×10^8 m/s. Se puede aproximar la profundidad de los reflectores si se conoce la profundidad de algún objeto que aparezca en las secciones, como un tubo.

III.2.10 Resolución vertical

La resolución vertical de una estructura cartografiada con GPR se refiere a la separación mínima detectable en profundidad entre dos interfaces reflectoras, en contraste con la resolución lateral que tiene que ver con la extensión lateral de un reflector. La resolución vertical depende en primer lugar del ancho del pulso que puede ser estimado como sigue.

Si d es el grosor de un estrato en el subsuelo, las reflexiones del techo y del piso de la capa estarán claramente separadas en el receptor si el borde principal del pulso reflejado está no antes que el borde secundario de la reflexión desde el techo, asumiendo que el pulso no cambió de forma en una extensión significativa entre la transmisión y la recepción. El intervalo entre el primer borde y el segundo del pulso, es el ancho del pulso

τ . En otras palabras, si d es tal que, dos veces el tiempo de viaje en la capa, llamado $2d/v$, es menor que τ la capa no será bien representada por el sistema GPR. Esto significa que las capas más delgadas detectables son del orden de $v\tau/v = v/2f$, si f es la frecuencia central. Teóricamente, la resolución vertical puede ser cerca de la mitad de este valor pero si adoptamos la alternativa más conservadora que considera un posible cambio en la forma de la ondícula.

III.2.11 Resolución lateral

La energía reflejada que detecta la antena receptora, no proviene de un mismo punto, sino de un área finita de un reflector. Si t es dos veces el tiempo de viaje de una reflexión, f la frecuencia de una onda de radar y v la velocidad, la energía llega de un área circular de radio a alrededor del punto de incidencia dado por:

$$a = \frac{v}{2} \sqrt{\frac{t}{f}} \quad (3.39)$$

Si el reflector es más grande que el valor de a , su forma puede ser cartografiada adecuadamente en una sección en tiempo. Si la extensión es menor, la forma del reflector es difícil de definir. Si tomamos un ejemplo numérico, donde la frecuencia del radar es 25 Mhz y la velocidad es de 0.120 m/ns, un reflector a 12 metros de profundidad (dos – tiempos de viaje = 200 ns) debe ser mayor que 5.4 m en extensión lateral para que su forma pueda ser bien mapeada (Parasnis, 1996).

III.3 Adquisición de las secciones

Las secciones de GPR se adquirieron en dos etapas, el equipo utilizado para la primera campaña fue un sistema monoestático SIR 2 de Geophysical Survey System Inc. y una antena con una frecuencia central de 200 MHz, modelo 5106.

La forma en que el radar opera es la siguiente: la consola y el cable se colocan en un carrito mientras la antena se desliza a lo largo de la línea de estudio, la velocidad a la cual se arrastra la antena debe de ser lo uniforme posible, esto con el objetivo de poder obtener un número uniforme de escaneo. Antes de realizar los perfiles se colocan marcas a una distancia determinada, para que después se pueda tener una escala horizontal.

En esta primera etapa se adquirieron 7 perfiles: R01, R04, R08, R11, R14, R22 y R23 (fig. 3.11).

Para la segunda etapa de adquisición se utilizó un equipo SIR 3000 de Geophysical Survey System Inc. y se usaron dos antenas, una de 40 MHz y otra de 70 MHz.

En esta etapa se realizaron 13 perfiles, 11 con la antena de 70 MHz: R24a, R25, R26, R27, R28, R29, R30b, R31, R32, R33 y R34, y 2 con la de 40 MHz: R24b y R30a (fig. 3.11). Para este equipo no fue necesario colocar marcas de referencia para la escala horizontal ya que cuenta con un odómetro integrado al equipo. Sin embargo, en 4 perfiles sí fue necesario utilizar las marcas debido a que las condiciones de acceso no permitieron el uso del odómetro.

III.5 Localizaciones de las secciones

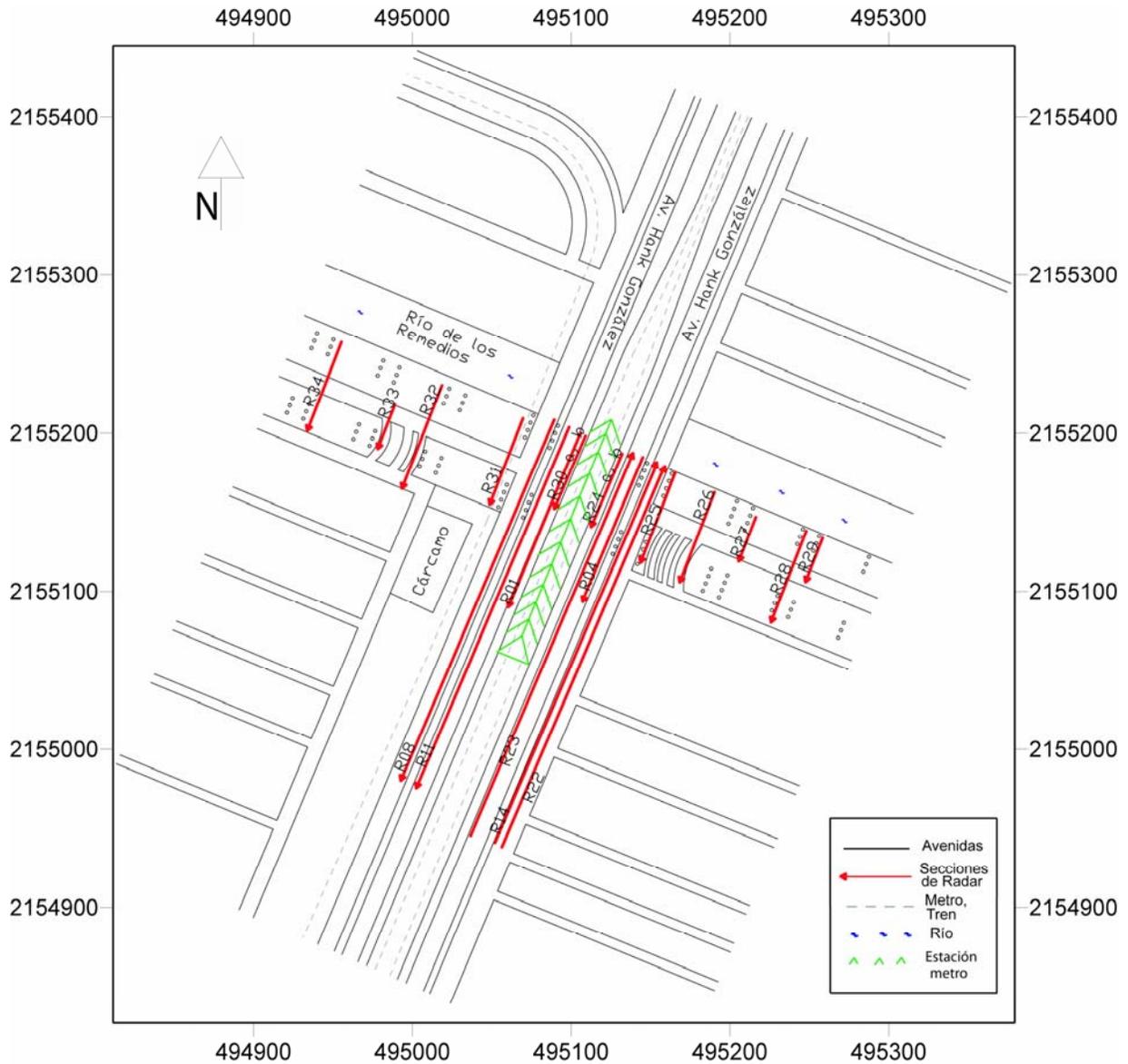


Fig. 3.11. Croquis de localización de las secciones de GPR en las inmediaciones de la estación del metro Río de los Remedios, en la Cd. de México. Las puntas de las flechas indican la dirección de adquisición de las secciones.

III.5 Procesamiento de datos

El objetivo principal del procesamiento de los datos de GPR es el de remover la mayor cantidad de ruido que sea posible.

La secuencia de procesamiento aplicada fue la siguiente:

III.5.1 Edición

El primer paso, antes de comenzar el proceso de la información de GPR, es, para los datos que no tienen escala horizontal, editar las marcas. El siguiente paso es normalizar la distancia a una escala adecuada, estos parámetros están en función del criterio de la persona que procesa.

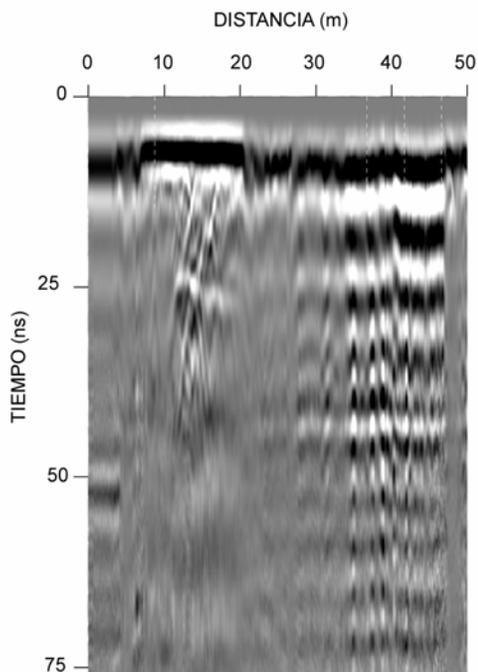


Fig. 3.12 (a). Perfil sin editar

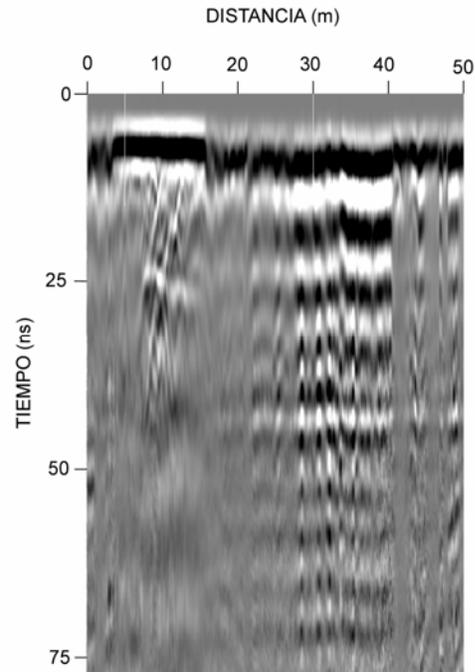


Fig. 3.12 (b). Perfil editado

III.5.2 Filtros digitales IIR y FIR

Los filtros FIR y IIR tienen características diferentes. El filtro FIR tiene una función de transferencia que es un polinomio en z^{-1} y es un filtro “all-zero” en el sentido de que los ceros en el plano z determinan la magnitud de la respuesta de la frecuencia. Aunque a un tamaño N el filtro FIR tiene un polo de $N - 1$ en el origen del plano z , un polo en el origen no afecta la magnitud de la respuesta en frecuencia del filtro. Un filtro FIR puede tener una respuesta al impulso unitario que es simétrica alrededor del punto $(N - 1)/2$ y tiene una fase lineal exacta.

Generalmente, un filtro IIR puede dar un mejor límite que un filtro FIR del mismo orden debido a los polos y ceros que están presentes. Sin embargo, un filtro IIR causal no puede exactamente tener una fase lineal como el FIR.

Estos filtros se aplican de forma vertical y horizontal a los datos para eliminar ruido, dejando una sección más limpia y aumentando la relación señal / ruido. La manera en la que se seleccionan los límites de los filtros verticales es analizando el espectro de frecuencias y observando en que intervalo es donde existe la mayor cantidad de información y tomando en cuenta el tipo de antena utilizada para el perfil. Para elegir los límites de los filtros horizontales, se observa los posibles reflectores horizontales y se toman dos como referencia, el más pequeño será el límite inferior y el más grande el superior.

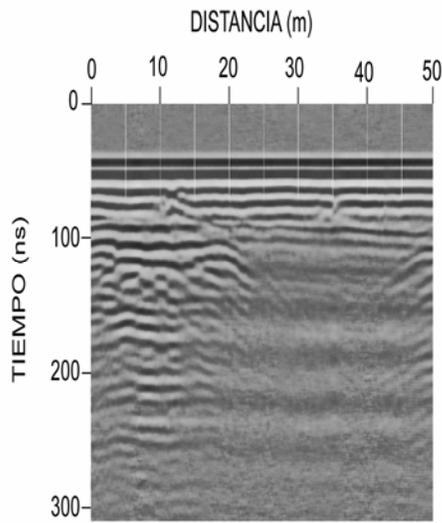


Fig. 3.13 (a). Sección sin filtrar

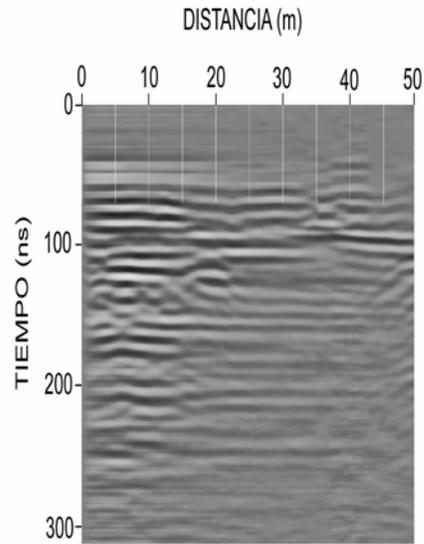


Fig. 3.13 (b). Sección filtrada

III.5.3 Deconvolución.

Es un proceso que mejora la resolución temporal de los datos, por la compresión de la onda electromagnética. La deconvolución nos da una sección con una alta resolución temporal. Este proceso es aplicado comúnmente antes de apilar los datos, pero en ocasiones se aplica a datos que ya fueron apilados.

La deconvolución sirve también para remover la energía múltiple de una sección. Para poder entender este proceso, se necesita saber como se construyen las secciones de GPR. La Tierra esta compuesta de capas de rocas de diferentes litologías y propiedades físicas. Desde un punto de vista electromagnético, las capas de rocas y suelo están definidas por sus propiedades electromagnéticas así como por la velocidad de la onda electromagnética al atravesarlas. La impedancia electromagnética contrastante entre los

medios provoca las reflexiones que serán grabadas en superficie, a lo largo la sección. De esta manera, el radagrama obtenido puede ser modelado como una convolución de la respuesta al impulso de la tierra con la onda electromagnética. Idealmente, el trabajo de la deconvolución es el de comprimir la onda eliminando múltiples y dejando solamente la reflectividad de la tierra en la sección de radar.

III.5.3.1 Modelo convolucional

Supongamos una onda propagándose hacia abajo, viajando en profundidad y encontrando una frontera de una capa. Como resultado de la reflexión, la onda electromagnética se duplica a si misma tanto como sea escalada por el coeficiente de reflexión. Si tenemos un número de fronteras representada por picos individuales, entonces la onda se duplicará a si misma en esas fronteras de la misma manera. Si el coeficiente de reflexión es negativo, entonces las ondas duplicadas tendrán polaridad inversa. El modelo convolucional esta descrito por la siguiente ecuación:

$$\mathbf{x(t)} = \mathbf{w(t)*e(t)+n(t)} \quad (3.40)$$

donde

$x(t)$ = Radagrama

$w(t)$ = Onda electromagnética

$e(t)$ = Respuesta al impulso de la Tierra

$n(t)$ = Ruido

* = Denota convolución

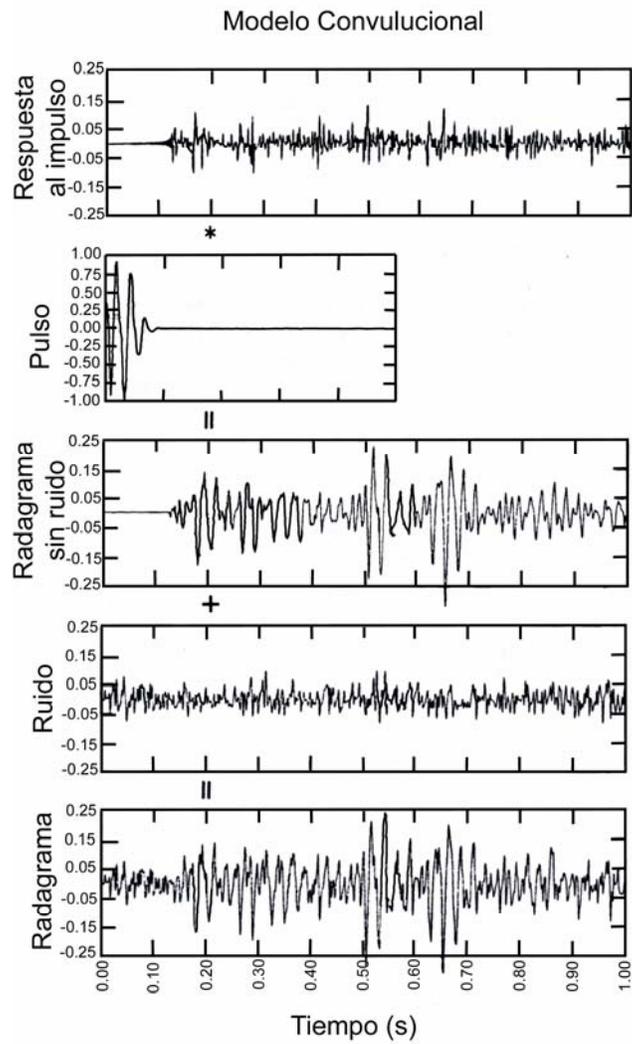


Fig. 3.14. Forma gráfica de la ecuación (3.40) (Modificado de Yilmaz, 1987).

III.5.3.2 Modelo Convolutacional en el dominio de las frecuencias.

El modelo convolutacional para un radagrama libre de ruido esta representado por la ecuación:

$$\mathbf{x}(t) = \mathbf{w}(t) * \mathbf{e}(t) \quad (3.41)$$

La convolución en el dominio del tiempo es equivalente a multiplicar en el dominio de la frecuencia. En especial, el espectro de amplitud de un radagrama es igual al producto del espectro de amplitud de la onda y la respuesta al impulso de la Tierra.

Existen dos tipos de deconvolución: la deconvolución impulsiva y la predictiva.

La deconvolución impulsiva es un proceso mediante el cual el pulso electromagnético es comprimido en un “spike” de retraso cero. Su efectividad depende no solo de la longitud del filtro sino también de que el pulso sea de fase mínima, el operador de la deconvolución impulsiva es estrictamente el inverso del pulso.

III.5.3.3 Deconvolución predictiva

Elegir una forma avanzada en el tiempo de una serie de entradas, sugiere un proceso de predicción. Dada una entrada $x(t)$, podemos predecir su valor a un tiempo futuro $(t + \alpha)$, donde α es el lapso predicho. Wiener muestra que el filtro usado para estimar $x(t + \alpha)$ puede ser estimado en una forma especial de la ecuación matricial (Robinson y Treitel, 1980):

$$\begin{pmatrix} r_0 & r_1 & r_2 & \cdots & r_{n-1} \\ r_1 & r_0 & r_1 & \cdots & r_{n-2} \\ r_2 & r_1 & r_0 & \cdots & r_{n-3} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdots & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdots & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdots & \cdot \\ r_{n-1} & r_{n-2} & r_{n-3} & \cdots & r_0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} a_0 \\ a_1 \\ a_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ a_{n-1} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} g_0 \\ g_1 \\ g_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ g_{n-1} \end{pmatrix} \quad (3.42)$$

Si la salida deseada $x(t + \alpha)$ es la versión en el tiempo futuro de $x(t)$, entonces debemos enfocarnos a la parte derecha de la ecuación.

Considerando como entrada una serie en tiempo de cinco puntos x_i , donde $i = 0, 1, 2, 3, 4, 5$ y $\alpha = 2$. La autocorrelación de x_i es la siguiente:

$$\begin{aligned} r_0 &= x_0^2 + x_1^2 + x_2^2 + x_3^2 + x_4^2 \\ r_1 &= x_0x_1 + x_1x_2 + x_2x_3 + x_3x_4 \\ r_2 &= x_0x_2 + x_1x_3 + x_2x_4 \\ r_3 &= x_0x_3 + x_1x_4 \\ r_4 &= x_0x_4 \\ r_5 &= 0 \\ r_6 &= 0 \end{aligned}$$

Tabla 2.2

La crosscorrelación entre la salida deseada $x(t+2)$ y la entrada $x(t)$ es la siguiente:

$$\begin{aligned} g_0 &= x_0x_2 + x_1x_3 + x_2x_4 \\ g_1 &= x_0x_3 + x_1x_4 \\ g_2 &= x_0x_4 \\ g_3 &= 0 \\ g_4 &= 0 \end{aligned}$$

Tabla 2.3

Comparando la autocorrelación y la crosscorrelación, notamos que $g_i = r_{i+\alpha}$, $\alpha=2$, y $i = 0, 1, 2, 3, 4$. Entonces la ecuación 3.42 se puede escribir de la siguiente manera:

$$\begin{pmatrix} r_0 & r_1 & r_2 & r_3 & r_4 \\ r_1 & r_0 & r_1 & r_2 & r_3 \\ r_2 & r_1 & r_0 & r_1 & r_2 \\ r_3 & r_2 & r_1 & r_0 & r_1 \\ r_4 & r_3 & r_2 & r_1 & r_0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} a_0 \\ a_1 \\ a_2 \\ a_3 \\ a_4 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} r_2 \\ r_1 \\ r_2 \\ r_3 \\ r_4 \end{pmatrix} \quad (3.43)$$

Los coeficientes del filtro predictivo a_i , donde $i = 0, 1, 2, 3, 4$. Pueden ser obtenidos con la ecuación 3.43. La convolución del filtro predictivo $a(t)$ con la serie de entradas, nos da la salida $y(t)$.

$$y_0 = a_0 x_0$$

$$y_1 = a_1 x_0 + a_0 x_1$$

$$y_2 = a_2 x_0 + a_1 x_1 + a_0 x_2$$

$$y_3 = a_3 x_0 + a_2 x_1 + a_1 x_2 + a_0 x_3$$

$$y_4 = a_4 x_0 + a_3 x_1 + a_2 x_2 + a_1 x_3 + a_0 x_4$$

Tabla 2.4

Desde que tratamos de predecir la forma en un tiempo futuro de la entrada, la salida actual es un estimado de las series x_{i+a} , donde $a = 2$. El error en las series de predicción esta dado por: $e_{i+2} = x_{i+2} - y_i$

$$e_2 = x_2 - a_0 x_0$$

$$e_3 = x_3 - a_1 x_0 + a_0 x_1$$

$$e_4 = x_4 - a_2 x_0 + a_1 x_1 + a_0 x_2$$

$$e_5 = 0 - a_3 x_0 + a_2 x_1 + a_1 x_2 + a_0 x_3$$

$$e_6 = 0 - a_4 x_0 + a_3 x_1 + a_2 x_2 + a_1 x_3 + a_0 x_4$$

Tabla 2.5

Si realizamos la convolución de los coeficientes del filtro $(1, 0, -a_i)$, $i = 0, 1, 2, 3, 4$.

$$e_0 = x_0$$

$$e_1 = x_1$$

$$e_2 = x_2 - a_0 x_0$$

$$e_3 = x_3 - a_1 x_0 + a_0 x_1$$

$$e_4 = x_4 - a_2 x_0 + a_1 x_1 + a_0 x_2$$

$$e_5 = 0 - a_3 x_0 + a_2 x_1 + a_1 x_2 + a_0 x_3$$

$$e_6 = 0 - a_4 x_0 + a_3 x_1 + a_2 x_2 + a_1 x_3 + a_0 x_4$$

Tabla 2.6

Si comparamos la tabla 2.4 y la tabla 2.5, los errores $e_2, e_3, e_4, e_5,$ y e_6 son idénticos. Si las series (a_0, a_1, a_3, a_4) son llamadas filtro predictivo, entonces es natural que la series $(1, 0, -a_0, -a_1, -a_2, -a_3, -a_4)$ se le nombre como error del filtro predictivo. Cuando aplicamos una serie de entradas, el filtro nos proporciona los errores en las series en el proceso de predicción. Considerando el proceso de predicción con su relación a una traza. Un serie de tiempo tiene que ser predicha a un tiempo futuro $t + \alpha$, donde α es la distancia de predicción. Una traza de un radagrama tiene en muchas ocasiones componentes con una tasa periódica de ocurrencia (múltiples). Mientras el filtro predictivo nos da una componente predicha (múltiples) de una traza, la parte impredecible restante, el error de la serie, es esencialmente la serie de reflexión. La ecuación 3.43 puede ser generalizada para el caso de un filtro predictivo de tamaño n y para un “lag” predictivo n .

$$\begin{pmatrix} r_0 & r_1 & r_2 & \cdots & r_{n-1} \\ r_1 & r_0 & r_1 & \cdots & r_{n-2} \\ r_2 & r_1 & r_0 & \cdots & r_{n-3} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdots & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdots & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdots & \cdot \\ r_{n-1} & r_{n-2} & r_{n-3} & \cdots & r_0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} a_0 \\ a_1 \\ a_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ a_{n-1} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} r_\alpha \\ r_{\alpha+1} \\ r_{\alpha+2} \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ r_{\alpha+n-1} \end{pmatrix} \quad (3.44)$$

Nótese que el diseño de los filtros predictivos requiere solamente de la autocorrelación de las series de entrada. Existen dos aproximaciones para la convolución predictiva. El filtro predictivo puede ser designado usando la ecuación 3.44 y aplicándoles las series de entrada.

III.5.3.4 Longitud del operador.

Considerando una situación real donde la forma del impulso es desconocida, la autocorrelación del radagrama de entrada, es utilizada para diseñar el operador de deconvolución. La deconvolución recupera los aspectos crudos de las series de picos; sin embargo, es importante notar que las trazas deconvolucionadas tienen picos de pequeñas amplitudes falsos que son arrastrados con cada pico verdadero. Podemos ver que al incrementar el tamaño del operador no mejoran indefinidamente los resultados. Para seleccionar la longitud del operador, idealmente quisiéramos usar la autocorrelación de un impulso desconocido. Afortunadamente la autocorrelación de un radagrama de entrada tiene las características del pulso correlacionado. Entonces, parece apropiado que usemos la parte de la autocorrelación obtenida del radagrama de entrada que más se asemeje a la

autocorrelación del pulso desconocido. Esa parte es la primera zona de transición en la autocorrelación.

III.5.3.5 “Prediction Lag”

La deconvolución predictiva tiene dos usos: (a) Deconvolución impulsiva, cuando el *prediction lag* es uno y (b) predice el radagrama entrante a un tiempo futuro definido por el *prediction lag*. Este caso es utilizado para predecir y suprimir múltiples. Cuando el *prediction lag* es igual a la tasa de muestreo, entonces el resultado es equivalente a la deconvolución impulsiva. Si la deconvolución predictiva usa un *prediction lag* mayor a la unidad nos da un pulso de duración finita en lugar de un impulso. Dado un impulso de entrada de $\alpha + n$ muestras, la deconvolución predictiva, usando un filtro predictivo con una longitud n y un *prediction lag* α , convierte este pulso en otro pulso que es α muestras más grande. Los primeros α de la autocorrelación son preservados mientras que los siguientes son convertidos en ceros. Adicionalmente, el espectro de amplitud de la salida incrementa de la misma forma que el impulso de entrada como el *prediction lag* han incrementado. A un *prediction lag* de 94 ms, la deconvolución predictiva no le hace nada al pulso de entrada porque casi todos los *lags* de su autocorrelación no han sido tocados. Este experimento tiene una implicación práctica: bajo condiciones ideales, libre de ruidos, la resolución en la salida de una deconvolución predictiva puede ser controlada ajustado el *prediction lag*. Un *prediction lag* unitario implica una alta resolución, y un gran *prediction lag* implica una menor resolución. Sin embargo, en realidad, estas implicaciones son dictadas por la relación señal – ruido. La salida deconvolucionada

usando una unidad de *prediction lag* contiene altas frecuencias: sin embargo, la resolución puede ser degradada si la energía de alta frecuencia es en su mayor parte ruido y no señal.

Si el *prediction lag* es aumentado, la salida de la deconvolución llega a ser menos puntiaguda. Este efecto es para nuestro beneficio, desde que esto permite que la banda de frecuencias de la salida deconvolucionada sea controlada ajustando el *prediction lag*. El efecto más importante del *prediction lag* es la supresión de altas frecuencias finales del espectro y la preservación de la forma espectral de los datos de entrada.

III.5.3.6 Porcentaje de “preblanqueo”

Sabemos que el espectro de amplitud del operador de la deconvolución impulsiva es, aproximadamente, el inverso del espectro de amplitud del pulso de entrada. La deconvolución de un pulso filtrado no produce un pico perfecto, más bien produce un pico acompañado por una amplia frecuencia. Este pobre resultado ocurre porque el operador de deconvolución trata de compensar la ausencia de frecuencias, como se ve en el espectro de amplitudes de la salida. Situaciones en las cuales el espectro de frecuencias de entrada tiene ceros es muy raro. Siempre hay ruido y este es aditivo en ambos dominios, frecuencias y tiempo. Sin embargo, para asegurar la estabilidad numérica, un nivel artificial de ruido blanco es introducido antes de la deconvolución. A esto se la llama “preblanqueo”. Este proceso se lleva a cabo agregando una constante al retraso cero de la función de autocorrelación. Si el porcentaje de “preblanqueo” está dado por un número, $0 \leq \epsilon < 1$, entonces las ecuaciones siguientes tienen que ser resueltas.

$$\begin{pmatrix}
(1+\varepsilon)r_0 & r_1 & r_2 & \cdots & r_{n-1} \\
r_1 & (1+\varepsilon)r_0 & r_1 & \cdots & r_{n-2} \\
r_2 & r_1 & (1+\varepsilon)r_0 & \cdots & r_{n-3} \\
\cdot & \cdot & \cdot & \cdots & \cdot \\
\cdot & \cdot & \cdot & \cdots & \cdot \\
\cdot & \cdot & \cdot & \cdots & \cdot \\
r_{n-1} & r_{n-2} & r_{n-3} & \cdots & (1+\varepsilon)r_0
\end{pmatrix}
\begin{pmatrix}
a_0 \\
a_1 \\
a_2 \\
\cdot \\
\cdot \\
\cdot \\
a_{n-1}
\end{pmatrix}
=
\begin{pmatrix}
1 \\
0 \\
0 \\
\cdot \\
\cdot \\
\cdot \\
0
\end{pmatrix}
\tag{3.45}$$

Agregando una constante εr_0 al “zero lag” de la función de la autocorrelación es lo mismo que agregar ruido blanco al espectro, con su energía total igual a una constante.

El efecto de variar el porcentaje del preblanqueo es similar a la variación del *prediction lag*, esto es, cuando el porcentaje del “preblanqueo” es incrementado, el espectro comienza cada vez más a perder ancho de banda. El “preblanqueo” reduce el espectro sin cambiar mucho los caracteres planos, mientras que el *prediction lag* reduce el espectro y altera su forma. El “preblanqueo” preserva los caracteres de punta de la salida, aunque agrega bajas amplitudes y colas de altas frecuencias. En conclusión, podemos decir que el “preblanqueo” nos da una salida con una banda limitada. Sin embargo, el efecto es menos controlable cuando lo comparamos para la variación del “*prediction lag*”. El “preblanqueo” es usado solamente para asegurar la estabilidad numérica en la solución de la matriz.

Los principales objetivos de la deconvolución son suprimir múltiples y aumentar la resolución. Para suprimir múltiples la elección del tamaño del operador se hace seleccionando el tamaño del evento múltiple que se desea eliminar y para aumentar la resolución se trata de obtener la magnitud del pulso que se utilizó. La elección del

porcentaje de preblanqueo y del “prediction lag” se realiza aplicando diversos valores y observando para cuales se obtienen los mejores resultados.

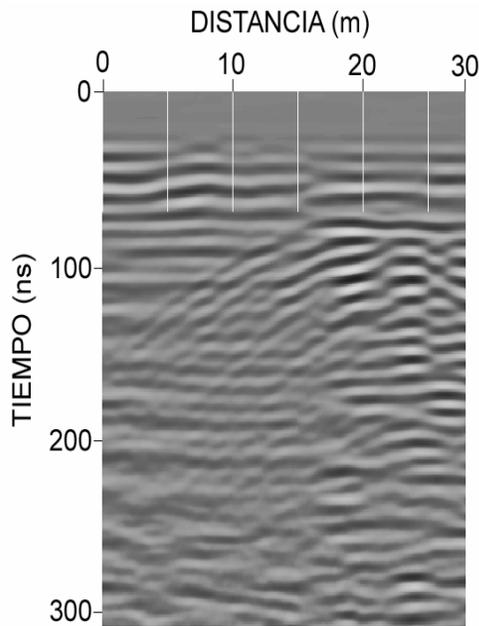


Fig. 3.15 (a). Sección sin deconvolución

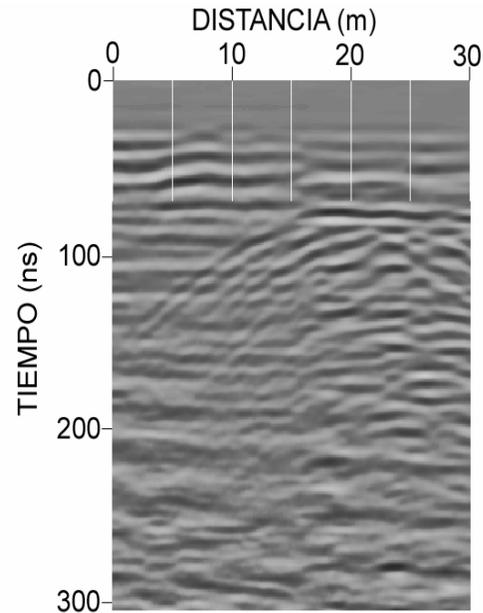


Fig. 3.15 (b). Sección deconvolucionada

III.5.4 Migración

La migración mueve los reflectores con echado a sus verdaderas posiciones en el subsuelo y colapsa difracciones, de este modo traza detalles de las características en el subsuelo como los planos de falla. La migración puede ser vista como una forma de deconvolución espacial que incrementa la resolución espacial. La claridad de una sección migrada es definitivamente mejor. Un intérprete puede encontrar más fácilmente la

posición de las fallas y de esta manera llegar a un mapa estructural real en una sección migrada.

La meta de la migración es hacer que una sección apilada sea lo similar a una sección geológica a lo largo de la línea del perfil. Idealmente, lo que se desea es llegar a una sección en profundidad; sin embargo, la sección migrada comúnmente se presenta en tiempo, una razón de esto es que la estimación de las velocidades a partir de los mismos datos no tiene la exactitud adecuada. Por tanto la sección en profundidad no tiene la suficiente exactitud. Otra razón es que los intérpretes prefieren evaluar la validez de una sección migrada comparándola con la no migrada, entonces es preferible que ambas secciones estén en tiempo. La migración en tiempo es apropiada tanto como las variaciones de velocidad lateral sean moderadas. Cuando los gradientes laterales de velocidad son significativos, la migración en tiempo no produce una verdadera imagen del subsuelo (Yilmaz, 1987).

Si los echados de las capas horizontales son pequeños, las estructuras geológicas pueden ser fácilmente reconstruidas, pero si los echados son pronunciados la apariencia de una sección de incidencia normal, será diferente a la estructura geológica. El objeto de la migración es remediar esta situación y mover todos los reflectores aparentes y eventos difractares a sus posiciones correctas a lo largo del perfil, usualmente dejando el eje vertical en tiempo (Parasnis, 1996).

La migración es un proceso que compensa la distorsión introducida por la propagación de la onda y la geometría de adquisición.

III.5.4.1 Principios de la migración

Considera un reflector con echado CD en una sección geológica (en profundidad) en la figura 3.16 (a). Deseamos obtener una sección de offset cero a lo largo del perfil Ox . Como movemos el arreglo fuente – receptor (s, g) a lo largo de Ox ., el primer arribo de incidencia normal del reflector inclinado es grabado en A . Asumiendo una velocidad constante en el medio $v = 1$. Entonces los coordenados tiempo y profundidad son intercambiables. El arribo de la reflexión en A es indicado por el punto C' en la sección en tiempo de offset cero en la figura 3.16 (b). Cuando nos movemos de A hacia la derecha, los arribos de incidencia normal son grabados en B , que esta indicado por D' . Comparando la sección geológica, que está en profundidad, con la sección de offset cero, que está en tiempo, la verdadera posición en el subsuelo del reflector CD es superimpuesto dentro de la sección en tiempo por comparación. Claramente la verdadera posición geológica del reflector CD no es la misma que el evento reflejado en la posición $C'D'$.

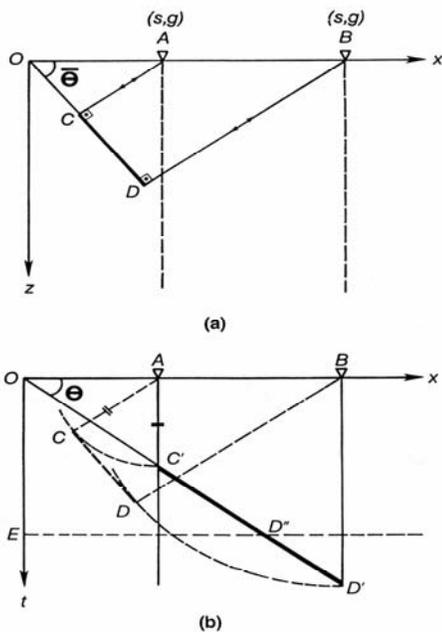


Fig. 3.16. Principio de migración: El segmento de reflexión $C'D'$ en la sección en tiempo (b), cuando se migra, es movido hacia arriba, acortado y llevado a su verdadera posición en el subsuelo CD (Modificado Yilmaz, 1987).

Los desplazamientos horizontal y vertical que toman lugar en la migración del reflector inclinado C'D' a su verdadera posición en el subsuelo CD pueden ser cuantificados. De la figura 2.17, consideramos un segmento reflector AB. Asumimos que AB migra a A'B' y que C dentro de AB, migra a C' dentro de A'B'. Los desplazamientos horizontales y verticales d_x y d_t y el ángulo de inclinación después de la migración $\bar{\theta}_t$ (todos medidos en la sección migrada) pueden ser expresados en términos de la velocidad del medio v , el tiempo de viaje t , y la inclinación aparente del reflector como se ve en la sección no migrada θ_t . Chun y Jacewitz (1981) derivaron las siguientes formulas:

$$d_x = (v^2 t \tan \theta_t) / 4 \quad (3.46)$$

$$d_t = t \left\{ 1 - \left[1 - (v^2 \tan^2 \theta_t) / 4 \right]^{1/2} \right\} \quad (3.47)$$

$$\tan \bar{\theta}_t = \tan \theta_t / \left[1 - (v^2 \tan^2 \theta_t) / 4 \right]^{1/2} \quad (3.48)$$

Donde $\theta_t = \Delta t / \Delta x$, son medidas en la sección sin migrar en tiempo.

III.5.4.2 Migración de Kirchhoff

La migración basada en la suma de difracciones consiste en la búsqueda de datos de entrada en el espacio (x, t) para energía que podría resultar si la fuente de difracción fuera localizada en un punto en particular en el espacio de salida (x, z) . Esta búsqueda es hecha

sumando las amplitudes en el espacio (x, z) a lo largo de la curva de difracción que corresponde a la fuente secundaria de Huygens a cada punto en el espacio (x, z). La suma de difracciones es una suma sencilla de amplitudes a lo largo de la trayectoria hiperbólica, su curvatura esta gobernada por la función de velocidad. La ecuación para esta trayectoria puede derivarse de la figura 3.17. Asumiendo un modelo de velocidades para capas horizontales, la función de velocidad usada para calcular la trayectoria del tiempo de viaje es la velocidad rms en el ápice de la hipérbola al tiempo $t(0)$. Del triángulo COA en la fig. 3.18.,

$$t^2(x) = t^2(0) + 4x^2 / v_{rms}^2 \quad (2.49)$$

Habiendo estimado el tiempo de entrada $t(x)$, la amplitud en la entrada en B es colocada en la sección de salida en A, correspondiendo al tiempo de salida $\tau = t(0)$ en el ápice de la hipérbola.

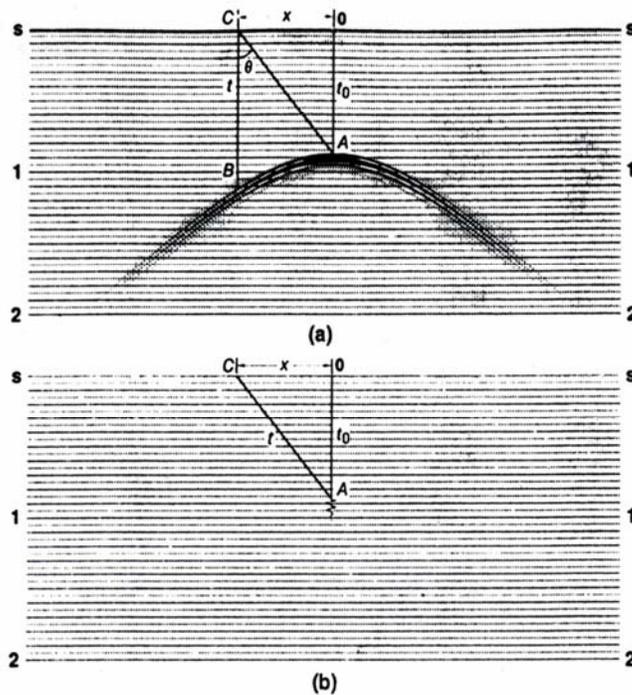


Fig. 3.18. Principio de migración basado en la suma de difracciones. (a) Sección de offset cero (intervalo entre traza, 25 m; velocidad constante, 2500 m/s), (b) migración. La amplitud en B a lo largo del flanco es mapeada en el ápice A por la ecuación hiperbólica de tiempo de viaje (Modificado Yilmaz, 1987).

Se deben considerar varios factores con el comportamiento de la amplitud y la fase del pulso a lo largo de la hipérbola de difracción. Los factores a considerar más importantes son los siguientes:

1. El factor de oblicuidad o el factor de directividad, el cual describe el ángulo dependiente de la amplitud y está dado por el coseno del ángulo entre la dirección de propagación y el eje vertical z .
2. El factor de apertura esférica, el cual es proporcional a $(1/vt)^{1/2}$ para ondas en 2-D.
3. El factor de forma del pulso, el cual es diseñado con un espectro constante de fase a 45 grados y un espectro de amplitud proporcional a la raíz cuadrada de la frecuencia para migración en 2-D.

El método de migración basado en la suma de difracciones y que además incorpora estos tres factores se conoce como migración de Kirchhoff. Este método, multiplica los datos de entrada por el factor de oblicuidad y de apertura esférica, después se aplica el filtro con las especificaciones adecuadas y se suma a lo largo del camino hiperbólico que es definido por la ecuación 3.49. Se colocan los resultados en la sección migrada al tiempo $\tau = t(0)$ correspondiendo al ápice de la hipérbola. En la práctica, el orden de la aplicación del filtro y la suma pueden ser intercambiados sin sacrificar exactitud debido a que la suma es un proceso lineal y a que el filtro es independiente del tiempo y del espacio (Yilmaz, 1987).

La obtención de una velocidad adecuada para migrar es fundamental para poder obtener una sección lo más cercana a la realidad; sin embargo, lograr esto resulta complicado si no se cuenta con la información suficiente, para este estudio los datos con los que se contaba no permitieron estimar una velocidad con una exactitud alta. El otro parámetro a considerar en este proceso es el ancho de la hipérbola. El ancho de la hipérbola (en número de scans) es usado para sumar a través del archivo de datos. El valor elegido debe ser cercano al mismo número de scans de las hipérbolas de difracción de los datos. Valores grandes tienden a proporcionar resultados más exactos, pero si el valor es muy grande, puede ocurrir una alteración (GSSI).

Para determinar las velocidades, a partir de las características geológicas del lugar de estudios, se consulto en tablas, los posibles valores de permitividad para los materiales ahí presentes (tabla 3.1), y a partir de estos valores se calcularon las velocidades.

Como el rango de valores de permitividad es muy amplio, se realizó un test de migración, que consiste básicamente en migrar una sección con distintas velocidades, se observa que velocidad de migración proporciona los mejores resultados, tomando en cuenta que la migración debe llevar a los reflectores en la sección en tiempo, a su posición real en la sección en profundidad, en otras palabras, debe colapsar a las hipérbolas presentes.

Es importante destacar que en este proceso se debe tener mucho cuidado de que la sección no se sobremigre, porque entonces los reflectores no estarían en su posición real en el subsuelo.

Una vez que la velocidad fue elegida cuidadosamente, se procedió a aplicar la migración a las demás secciones para de esta manera poder proporcionar una sección en profundidad, que debido a las limitantes, en cuanto a información, que se presentaron para este caso en particular, la exactitud de esta, no es tan alta como se hubiera deseado. Sin embargo, es importante aclarar que el método funciona si es aplicado correctamente, tomando en cuenta las propiedades electromagnéticas del medio en el que se realizará el estudio y que para este trabajo, la falta de información para tener una exactitud mejor, fue un factor determinante.

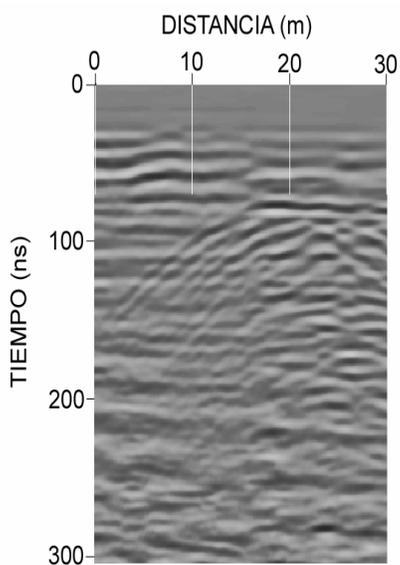


Fig. 3.19 (a). Sección sin migrar

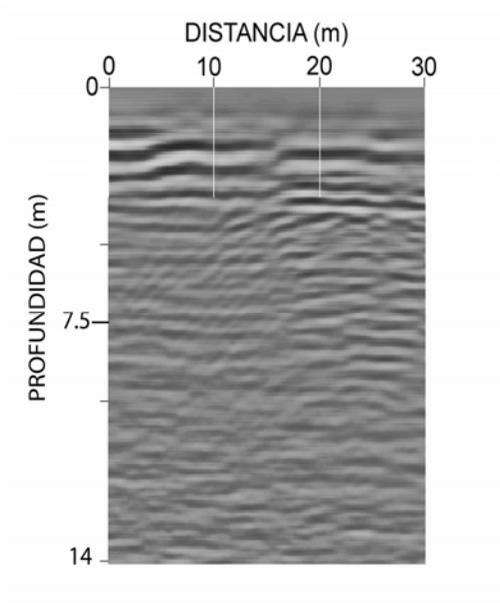


Fig. 3.19 (b). Sección migrada

IV

Discusión y Resultados.

Descripción de las secciones de GPR

El orden de la descripción de las secciones de GPR se hizo con base en la distribución que ellas tienen en campo y tomando en cuenta la importancia que representan los resultados para la estructura de la estación del Metro Río de los Remedios. De esta forma se describen, primero, la parte central, secciones R8, R11, R1, R30a, R30b, R24a, R24b, R23, R14, R22; posteriormente las secciones en el lado Oeste de la estación: R31, R32, R33, R34; y se finaliza con las secciones ubicadas en el lado Este: R25, R26, R27, R28, R29 (fig. 3.11).

Las principales características, que se toman en cuenta para describir las anomalías en las secciones, son en donde se observan difracciones. Dentro de las figuras, de su interpretación se resaltan las zonas que generan hipérbolas. Otro aspecto de importancia son los horizontes deformados, que pueden interpretarse como el resultado de la deformación plástica del suelo como la respuesta al proceso de hundimiento regional que se presenta en la zona de estudio.

Este proceso de hundimiento regional (Cabral-Cano et. al., 2007) se muestra claramente en la fig. 4.21 donde la componente vertical registrada en el receptor GPS permanente que se ubica en la cabecera NE de la estación Río de Los Remedios nos permite observar la manera lineal y constante en la que se comporta el hundimiento regional.

El último recurso que se emplea para integrar un producto cartográfico que sintetice los resultados de este trabajo es el de agrupar las anomalías en un mapa, para de esta forma poder asociarlas espacialmente y correlacionarlas.

Para la interpretación se utilizaron las secciones sin proceso y con procesamiento, esto con el objetivo obtener resultados más cercanos a la realidad, evitando de esta manera las alteraciones provocadas por ruido que se pudo generar durante el procesamiento y que en realidad no corresponden a una difracción.

Sección R08

Se ubica en el lado Oeste de la estación del Metro, en los carriles laterales de la Av. Hank González; tiene una longitud de 250 m (fig. 3.11). En esta sección se observa una anomalía (A) que comienza a una distancia horizontal de 10 m y termina a los 30 m, su parte más somera corresponde a una profundidad de 2.5 m y en su parte más profunda se presenta a las 4 m. Una segunda anomalía (B), con una longitud de 30 m, se presenta su inicio a los 50 m de distancia horizontal, su parte más somera está a los 3m y la más profunda se presenta en los 4m. Por encima de estas dos anomalías, se presentan algunos horizontes deformados, el primer grupo de ellos empieza en una longitud de 5 m y termina hasta los 30 m, el segundo grupo de horizontes deformados empieza en una longitud horizontal de 55 m y va hasta los 80 m, y una última serie de horizontes deformados se presenta de los 100 m a los 220 m, la profundidad de estos horizontes oscila entre los .5 m y hasta los 1.5 m (fig. 4.3).

Sección R11

Se encuentra en el lado Oeste de la estación, sobre los carriles de alta velocidad de la Av. Hank González; tiene una longitud de 250 m (fig. 3.11). Esta sección presenta rasgos similares a la sección R08. Una primera anomalía (A) se presenta a una longitud horizontal de 10 m y hasta los 25 m, su parte más somera esta en los 3 m y alcanza su mayor profundidad a los 4.5 m. Otra serie de difracciones (B) se encuentran en una longitud de 60 m a 80 m, con una profundidad que va de los 3 a los 4.5 m. Encontramos horizontes deformados en casi toda la sección, con profundidades que oscilan entre los 0.5 m hasta los 1.5 m (fig. 4.4).

Sección R01

Se ubica en el lado Oeste de la estación del Metro Río de los Remedios, sobre el camellón central y tiene una longitud horizontal de 100 m (Fig. 3.11). Presenta una serie

de difracciones (A) a una distancia horizontal de 30 m a 50 m, con una profundidad de 3 m a 4 m. Por encima de esta anomalía se observan horizontes deformados que empiezan a ser evidentes desde los 15 m de longitud y tiene una profundidad que va desde los 0.5 m hasta 1.5 m (Fig. 4.1).

Sección R30a

Se encuentra en el camellón Oeste de la estación del Metro Río de los Remedios, tiene una longitud de 50 m (fig. 3.11). Presenta una anomalía (A) que comienza en una longitud horizontal de 1 m y hasta 21 m, su parte somera se encuentra en los 5 m y la más profunda en los 8 m. Una segunda anomalía (B) se observa en una longitud horizontal de 42 m y hasta el final del perfil, su profundidad va de los 3.5 m a los 6 m. Por encima de la anomalía (A) se presentan algunos horizontes con deformación que van de 1 m a 29 m dentro de la sección, su profundidad oscila entre los 3 m y 4 m (fig.4.15).

Sección R30b

Presenta la misma ubicación y longitud que la sección R30a (fig. 3.11). Esta sección muestra una serie de horizontes (A) que comienzan en una longitud horizontal de 4 m y van hasta los 24 m, su parte más somera se observa a los 3.5 m y alcanza una profundidad de 6.5 m (fig. 4.16).

Sección R24a

Se ubica sobre el camellón Este de la estación del Metro Río de los Remedios, tiene una longitud de 50 m (fig. 3.11). Se observan una serie de horizontes semi – continuos que se agrupan en (A), empiezan en una longitud horizontal de 2 m y van hasta 26 m, su parte más somera esta en los 2 m y alcanza una profundidad de 5 m. Es evidente también la presencia de algunos horizontes deformados, que van de una longitud de 30 m hasta el final de perfil, con una profundidad que va de los 3 m hasta los 4 m (fig. 4.8).

Sección R24b

Tiene la misma localización y longitud que la sección R24a (fig. 3.11). Se observan una serie de difracciones (A) que están a una longitud horizontal de 5 m y hasta los 20 m, su parte más somera se presenta a los 3.5 m y alcanza una profundidad de 9 m. En la parte final del perfil, a una profundidad de entre 4 m a 6 m, se ubica otra anomalía (B), que sugiere la presencia de parte de otra estructura civil (fig. 4.9).

Sección R23

Se ubica en el lado Este de la estación del Metro Río de los Remedios, en los carriles de centrales de la Av. Hank González; tiene una longitud de 270 m (fig. 3.11). Presenta, desde 0 hasta los 100 m de longitud horizontal, ruido producido durante el procesamiento. Se observa una serie de difracciones (A) que empiezan a una longitud horizontal de 202 m a 218 m, su parte más somera esta en los 2.5 m y alcanza los 4 m de profundidad. Una segunda serie de difracciones (B) se ubica en los 250 m de longitud y hasta el final de la sección, su profundidad va de los 2.7 m hasta los 4.2 m aproximadamente. En la mayor parte de la sección se observan horizontes deformados, presentándose los de mayor relevancia justo por encima de las anomalías, las profundidades de estos horizontes varían entre los 0.5 m hasta los 1.5 m (fig. 4.7).

Sección R04

Se localiza en el lado Este de la estación del Metro Río de los Remedios, sobre los carriles centrales de la Av. Hank González; tiene una longitud de 100 m (fig. 3.11). Presenta dos anomalías importantes, la primera de ellas (A) se ubica a una distancia horizontal de 1 m y hasta 20 m, con una profundidad que va desde los 2.5 m hasta los 4.5 m. La segunda anomalía (B) se presenta a partir de los 50 m y hasta los 70 m de longitud horizontal. Sobre estas anomalías se observan horizontes deformados, en casi toda la sección, con una profundidad que oscila entre los 0.5 m y 1.5 m (fig. 4.2).

Sección R14

Se localiza en el lado Este de la estación del Metro, sobre carriles laterales de la Av. Hank González; tiene una longitud horizontal de 270 m (fig. 3.11). Presenta una serie de difracciones (A) a una longitud de 195 m, que se extienden hasta los 210 m. la profundidad de este grupo va de los 3 m a los 5 m. Un segundo grupo de difracciones (B) se observa para una longitud inicial de 240 m y terminan en 265 m, su parte más somera se localiza en los 3 m y alcanza su mayor profundidad en los 5 m. Por encima de estas dos anomalías encontramos horizontes deformados, a una profundidad de entre 0.4 m y 1.2 m. Para una longitud horizontal de 15m y hasta 60 m; y para una longitud de 108 m y hasta 172 m, también se presentan horizontes deformados con una profundidad similar a los anteriores (fig. 4.5).

Sección R22

Se ubica en el lado Este de la estación del Metro Río de los Remedios, sobre los carriles laterales de la Av. Hank González; tiene una longitud de 270 m (fig. 3.11). Presenta una serie de difracciones (A) que empiezan a una longitud horizontal de 200 m y terminan en los 212 m. Su parte más somera esta en los 3 m y alcanza su mayor profundidad a los 4.5 m. Una segunda serie de difracciones (B) se observan a una longitud de 252 m y terminan en los 268 m, su profundidad va de los 3 m hasta los 4 m. Por encima de estas dos anomalías se presentan una serie de horizontes deformados de una longitud igual a la de las anomalías. Se observan otros horizontes deformados a una longitud de 0 hasta 60 m, otro horizonte deformado más se presenta a los 158 m y va hasta los 190 m. La profundidad de todos los horizontes deformados oscila entre los 0.3 m hasta 1 m (fig. 4.6).

Sección R25

Esta sección se ubica en el lado Este de la estación, tiene una longitud de 70 m (fig. 3.11). Se observa una serie de difracciones (A) que inician en una longitud de 4 m y van hasta los 39 m, su parte más somera esta ubicada en los 3.5 m y llega hasta una profundidad de 5.5 m. Al final de la sección, a una profundidad de 5 m, se observa otra difracción. Para una longitud de 50 m y hasta 62 m, se ubican algunos horizontes deformados, con una profundidad que oscila entre los 2 m y 4 m (fig. 4.10).

Sección R26

Se ubica en el lado Este de la estación del Metro, junto a las columnas que sostienen el puente del Periférico; tiene una longitud de 60 m (fig. 3.11). Se observa una serie de difracciones (A) a una longitud de 4 m y se extiende hasta 20 m, su profundidad va de los 3.2 m y hasta los 8 m. Un grupo más de difracciones (B) se presenta para una longitud de 40 m y hasta el final de la sección, su profundidad va de los 3.5 m y hasta los 5.5 m. Entre los 24 m y los 40 m de longitud se encuentran horizontes deformados, en una profundidad de entre 2.2 m y 3 m (fig. 4.11).

Sección R27

Esta sección se encuentra en el lado Este de la estación del Metro Río de los Remedios, tiene una longitud de 30 m (fig. 3.11). Se observan una serie de difracciones (A) a una longitud de 5 m y hasta los 15 m. su parte más somera se encuentra en los 3 m y alcanza su mayor profundidad en los 7.5 m. Presenta también algunos horizontes deformados para una longitud de 16 m y hasta 28 m, su profundidad oscila entre los 3.5 m y 5 m (fig. 4.12).

Sección R28

Esta sección está ubicada en el lado Este de la estación del Metro Río de los Remedios, tiene una longitud de 60 m (fig. 3.11). Presenta una serie de difracciones (A) para una longitud horizontal de 4 m y hasta los 21 m, su profundidad va de los 2.5 m hasta los 5.8 m. Un segundo conjunto de difracciones (B) se presentan entre los 50 y 60 m. La profundidad de este conjunto va de los 3.2 m hasta los 4.5 m. Para una profundidad de entre 6 m y 7 m se observan otro par de difracciones, en una longitud de 58 m. En una longitud que va de los 31 m hasta los 52 m, se presentan horizontes deformados a una profundidad que oscila entre los 2.3 m y 3.8 m (fig. 4.13).

Sección R29

Se encuentra en el lado Este de la estación del Metro Río de los Remedios, tiene una longitud de 30 m (fig. 3.11). Presenta algunas difracciones (A) en una longitud de 2 m y hasta 6 m, su parte más somera está en los 5 m y hasta los 6 m. Al final de la sección, a una profundidad de 5 metros, se observa otra difracción. Por encima de (A) se presentan algunos horizontes deformados (fig. 4.14).

Sección R31

Se ubica del lado Oeste de la estación del Metro Río de los Remedios, tiene una longitud de 60 m (fig. 3.11). De los 4 m – 16 m, se observa un grupo de difracciones (A), su parte más somera se encuentra en los 4.8 m y alcanza su mayor profundidad en los 6 m. En una longitud de 54 m y hasta el final de la sección, se encuentran dos difracciones (B), su profundidad va de los 4.3 m y hasta los 5 m. En una profundidad de entre 1.8 m y 3.2 m, se observan algunos horizontes deformados (fig. 4.17).

Sección 32

Se ubica del lado Oeste de la estación del Metro Río de los Remedios, tiene una longitud de 70 m (fig. 3.11). Esta sección presenta dos grupos de difracciones, el primero de ellos (A) se presenta para una longitud de entre 2 m y 20 m, con una profundidad que va desde los 3.5 m hasta los 5.1 m y el segundo grupo (B) aparece a una longitud de 48 m y va hasta los 66 m, con una profundidad que oscila entre los 3.5 m y los 5.1 m. Para una longitud de entre 21 m y hasta 48 m, en la sección, se observan algunos estratos deformados (fig. 4.18).

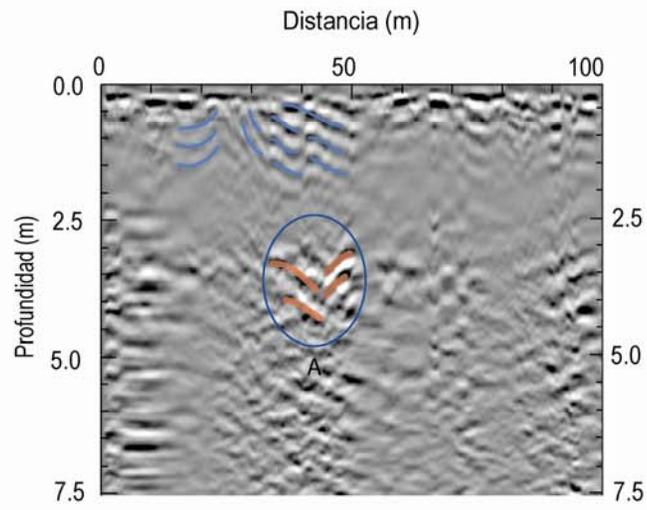
Sección 33

Esta sección se ubica en el lado Oeste de la estación del metro Río de los Remdios, tiene una longitud de 30 m (fig. 3.11). Este sección presenta mucho ruido causado por el filtro horizontal, pero se observan algunas difracciones verdaderas (A) en una longitud de 23 m y hasta el final de la sección, la profundidad de esta anomalía esta en los 4 m y va hasta los 4.5 m. En una longitud de 7 m a 20 m y a una profundidad de entre 2 m y 3 m, se presentan algunos horizontes deformados (fig. 4.19).

Sección 34

Se localiza en el lado Oeste de la estación del Metro, tiene una longitud de 60 m (fig. 3.11). Un grupo de difracciones (A) se observan a una longitud de 2 m y van hasta los 20 m, su profundidad oscila entre los 2.5 m y los 5.5 m. Una segunda serie (B) de difracciones se ubican a una profundidad igual, pero para una longitud que va de los 46 m y va hasta el final de la sección. Para una longitud de 28 m y hasta los 40 m y para una profundidad de 2.8 m y hasta los 5.5 m, se observan algunos horizontes deformados (fig. 4.20).

Sección R01



Croquis de localización

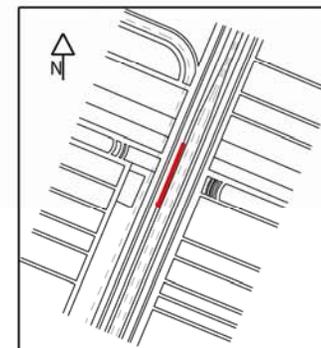


Fig. 4.1 Sección R01 procesada e interpretada.
(antena de 200 MHz)

Sección R04

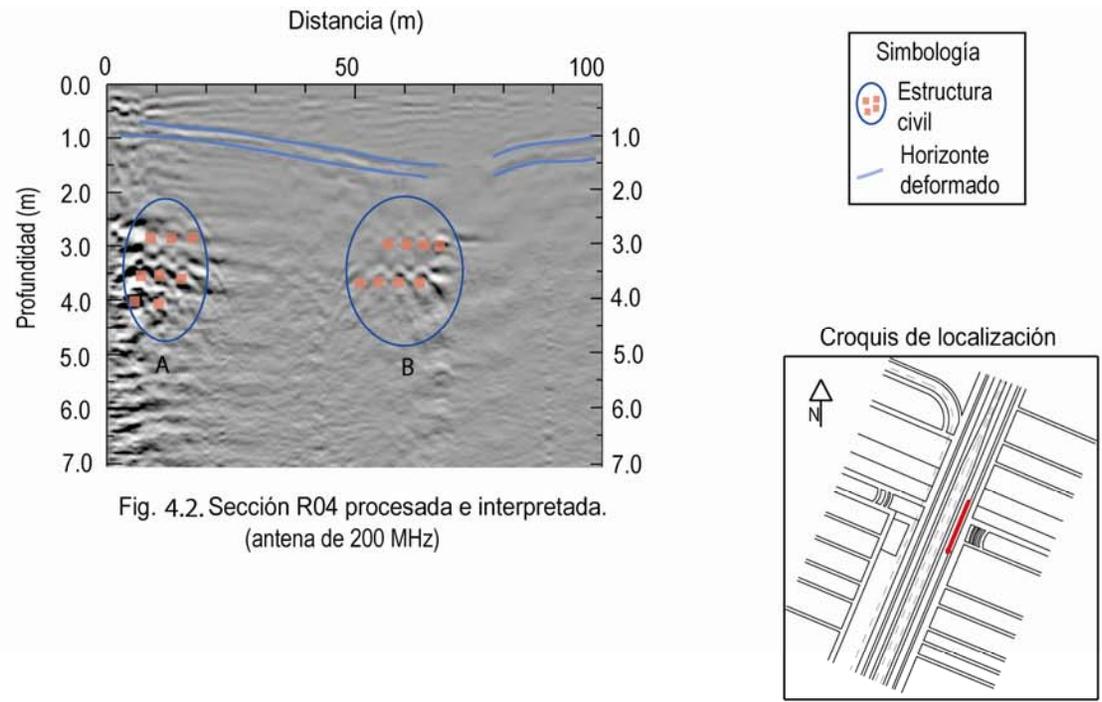


Fig. 4.2. Sección R04 procesada e interpretada. (antena de 200 MHz)

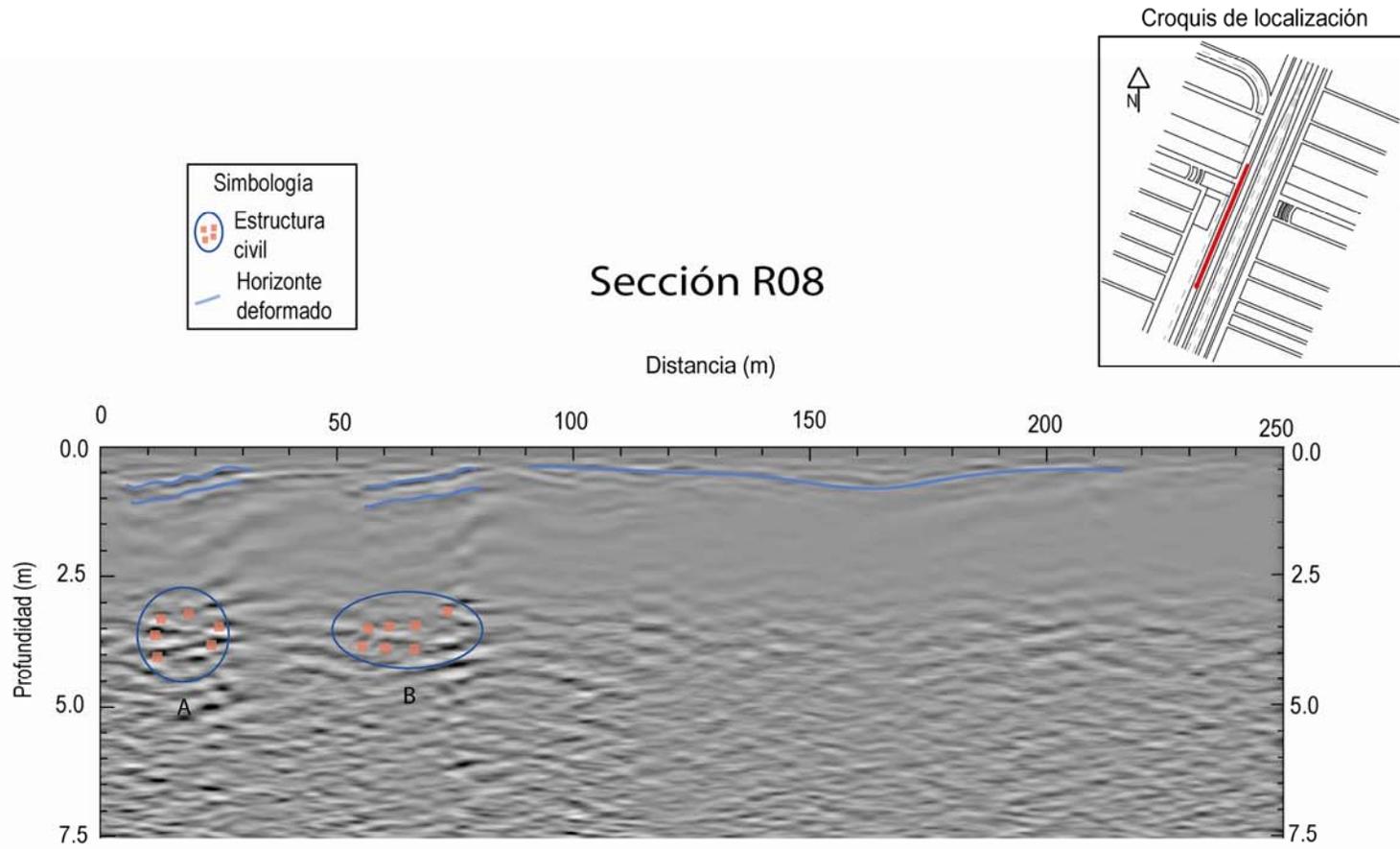


Fig. 4.3. Sección R08 procesada e interpretada. (antena de 200 MHz)

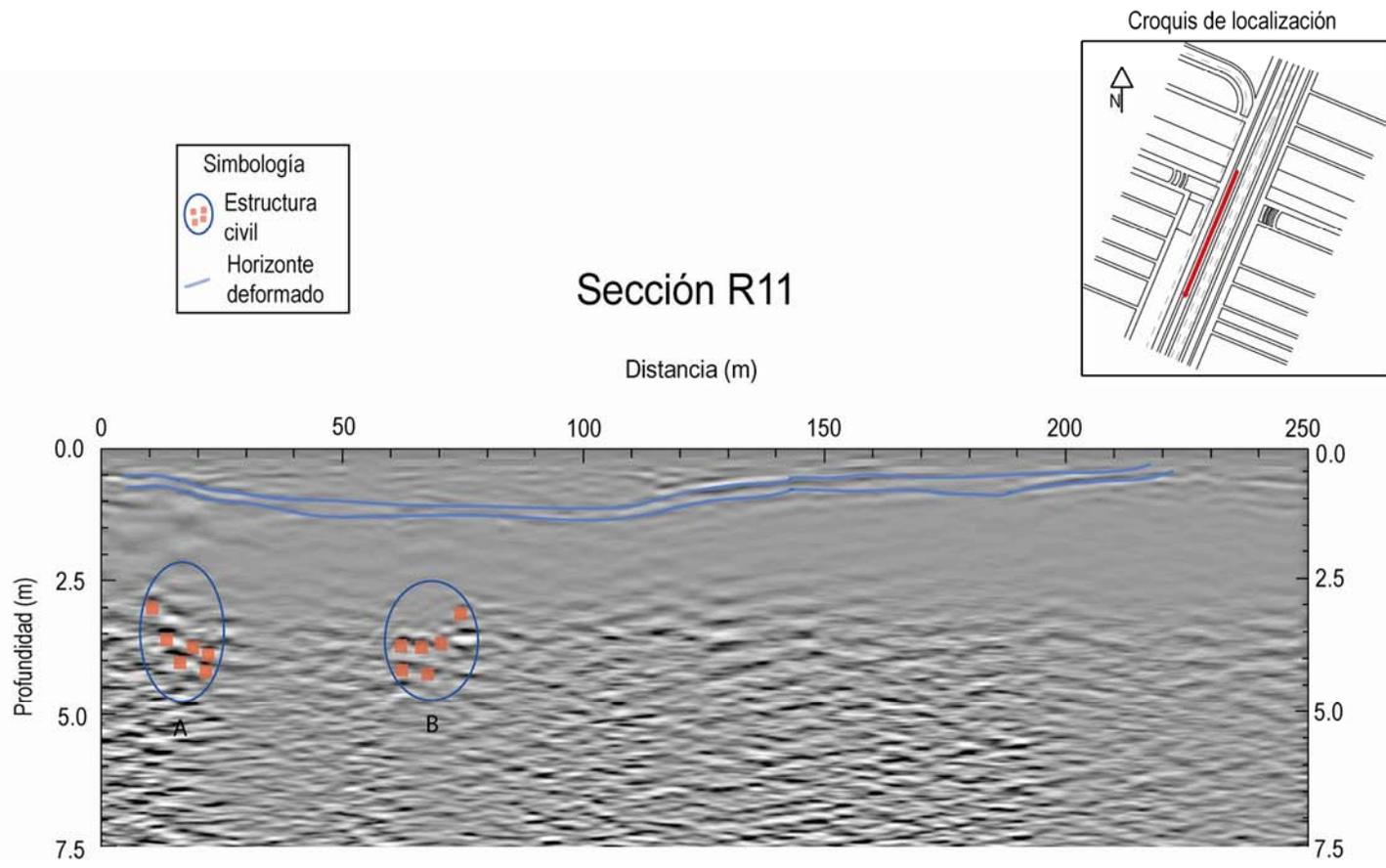


Fig. 4.4. Sección R11 procesada e interpretada. (antena de 200 MHz)

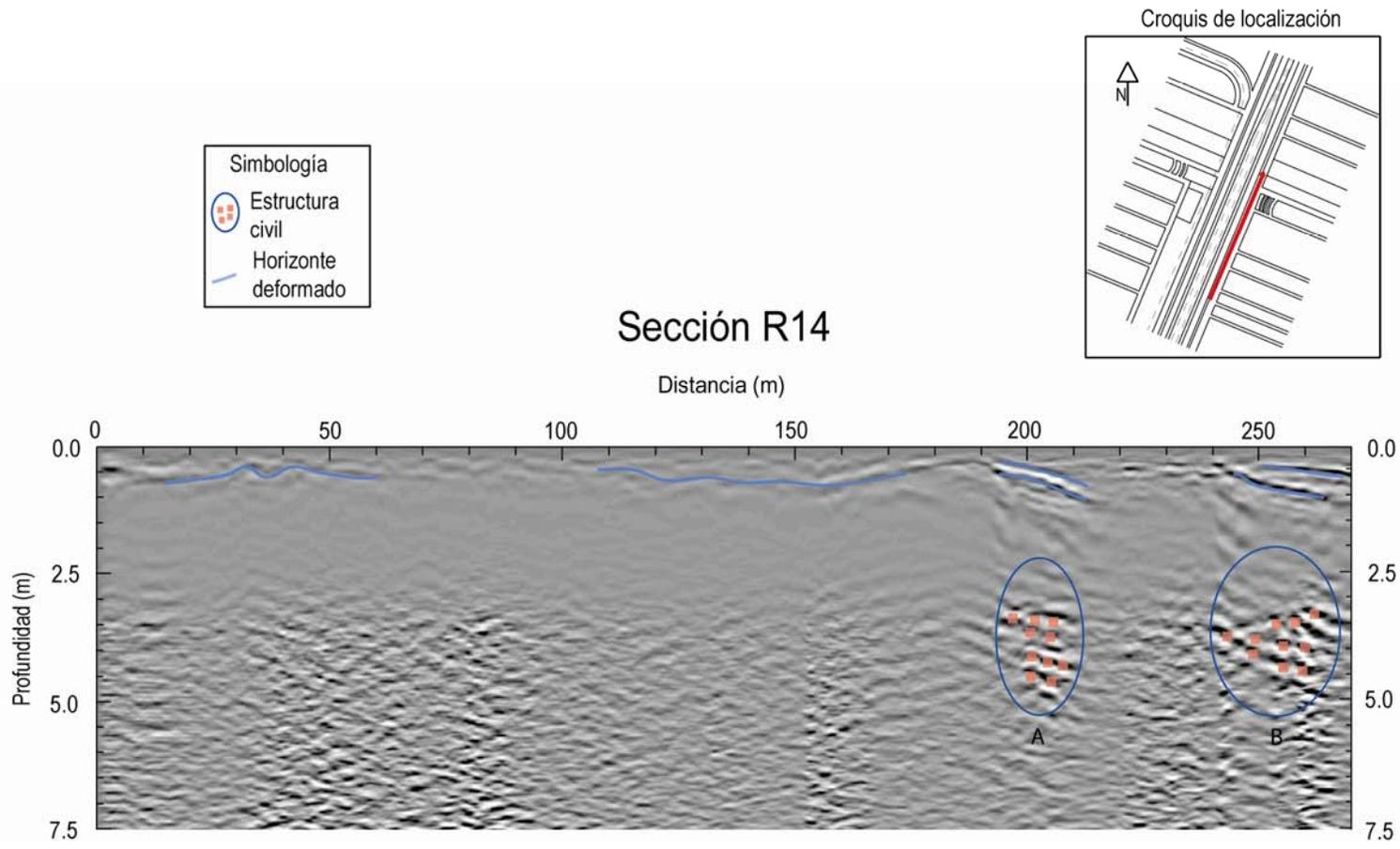


Fig. 4.5. Sección R14 procesada e interpretada. (antena de 200 MHz)

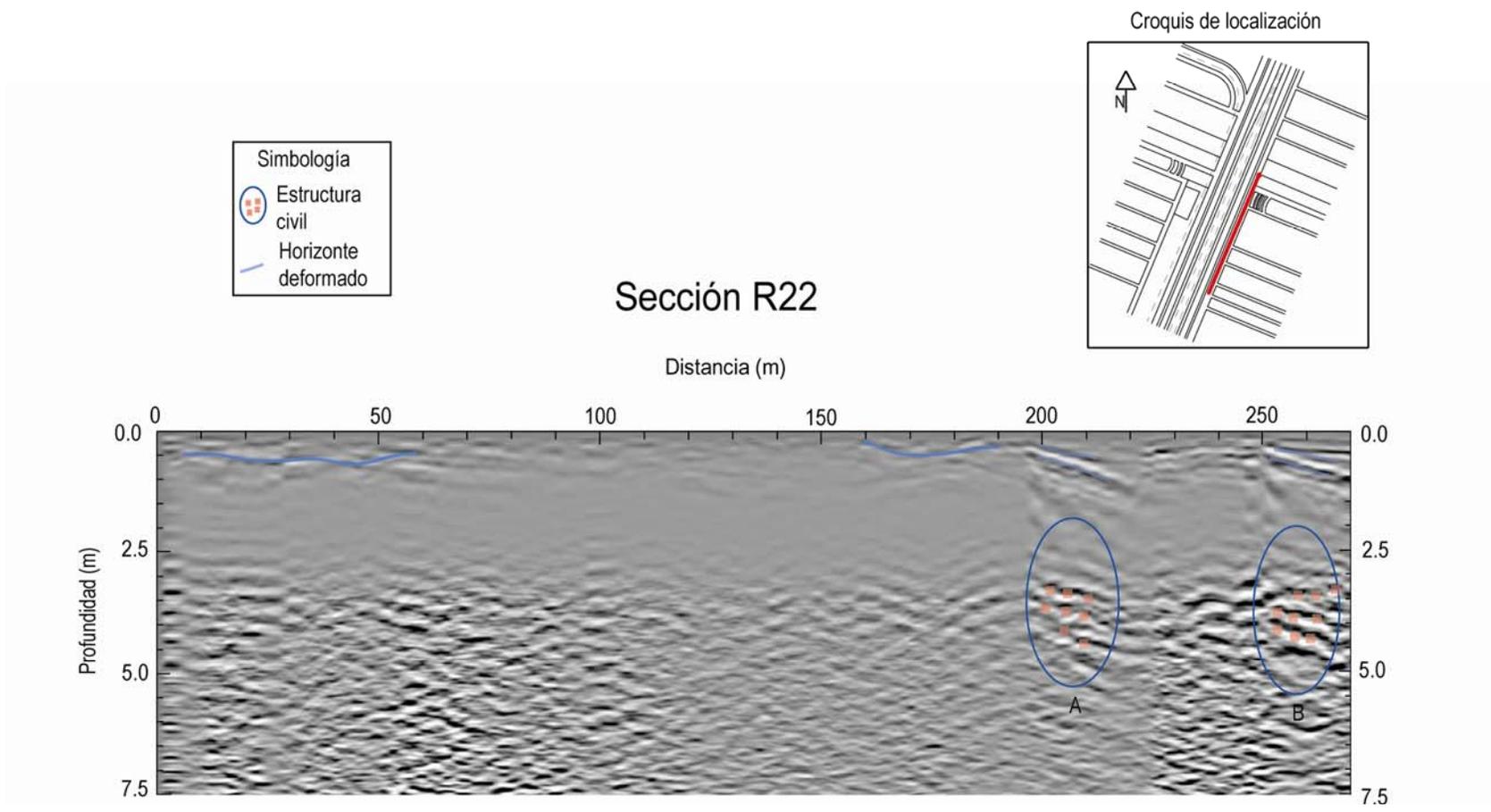


Fig. 4.6. Sección R22 procesada e interpretada (antena de 200 MHz)

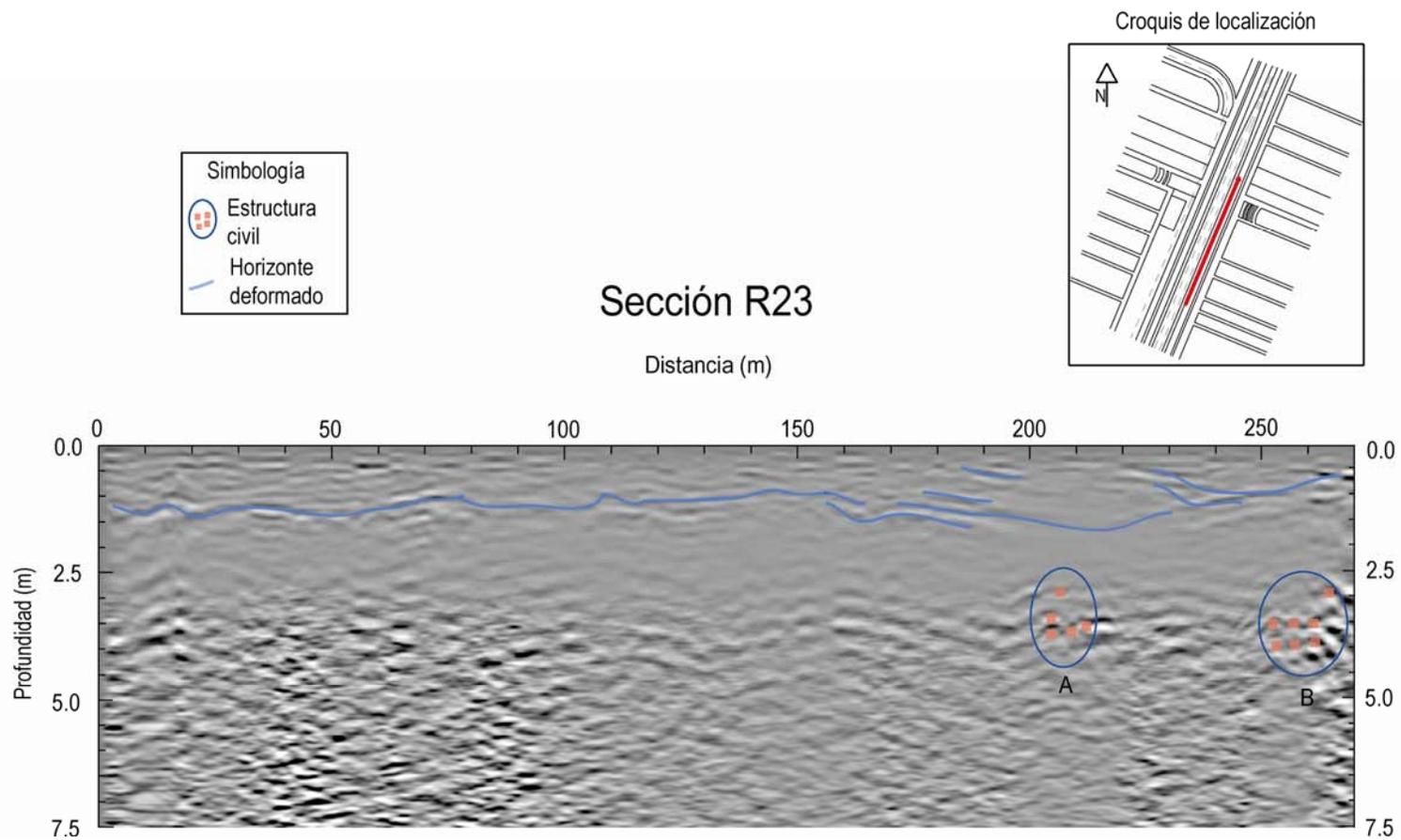


Fig. 4.7. Sección R23 procesada e interpretada. (antena de 200 MHz)

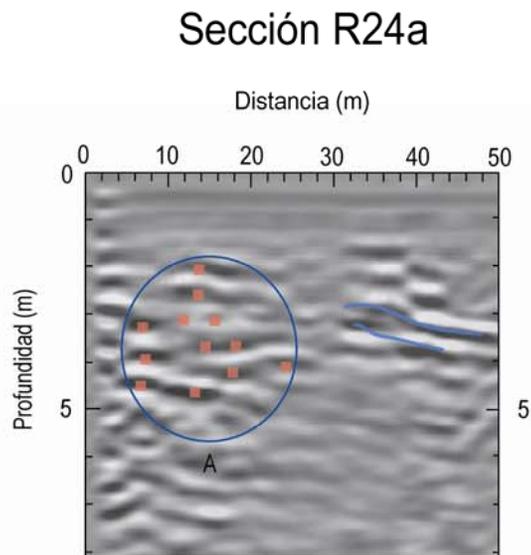


Fig. 4.8. Sección R24a procesada e interpretada. (antena de 70 MHz)

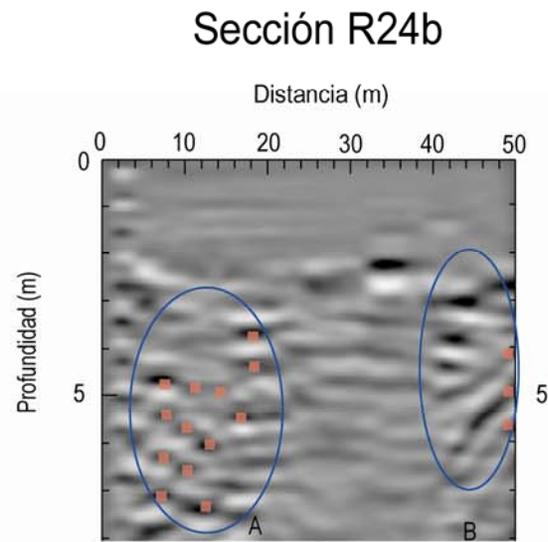
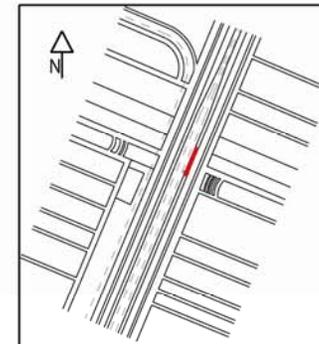


Fig. 4.9. Sección R24a procesada e interpretada. (antena de 40 MHz)



Croquis de localización



Sección R25

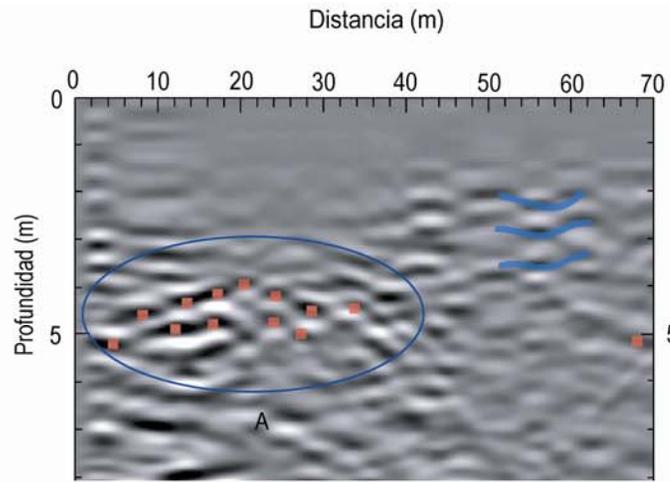


Fig. 4.10. Sección R25 procesada e interpretada (antena de 70MHz)

Sección R26

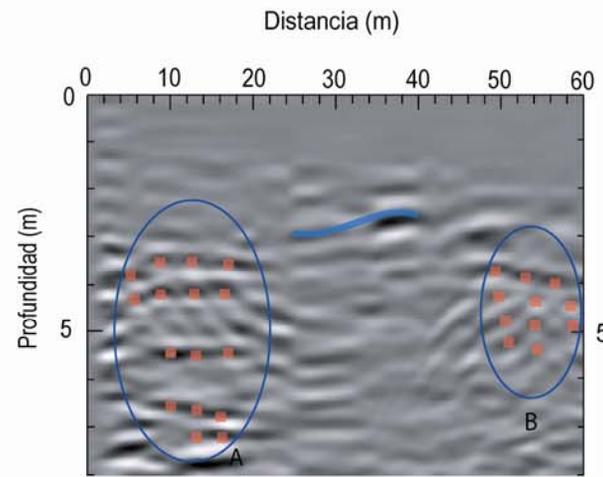
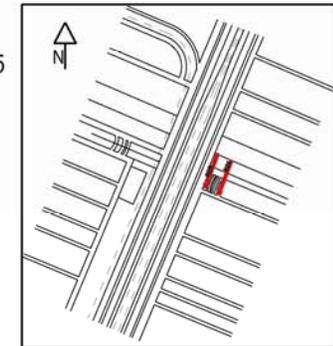


Fig. 4.11. Sección R26 procesada e interpretada (antena de 70 MHz)



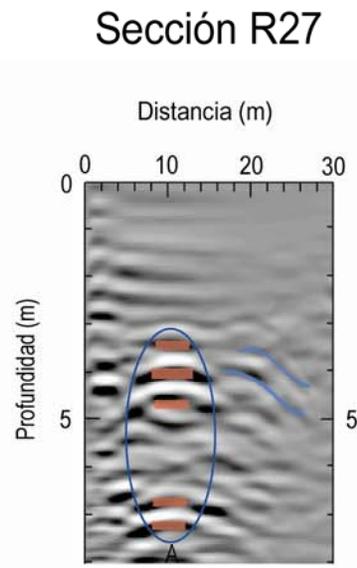


Fig.4.12. Sección R27 procesada e interpretada (antena de 70 MHz).

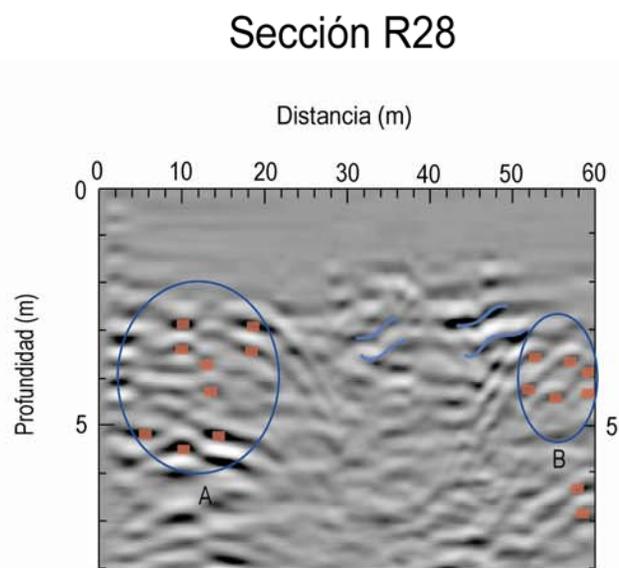
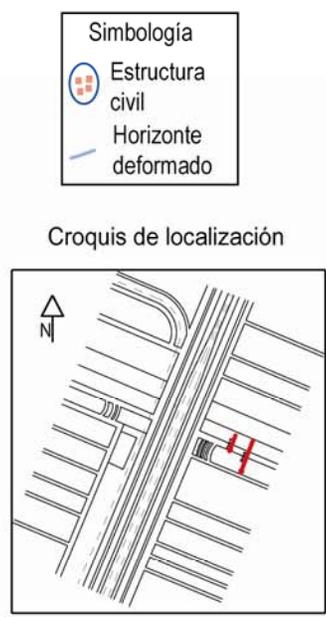


Fig.4.13. Sección R28 procesada e interpretada (antena de 70 MHz).



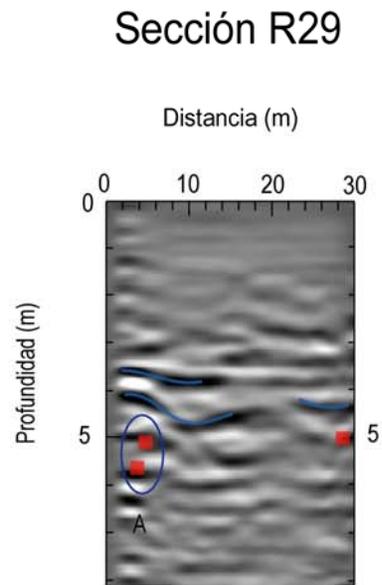


Fig. 4.14. Sección R29 procesada e interpretada (antena de 70 MHz).

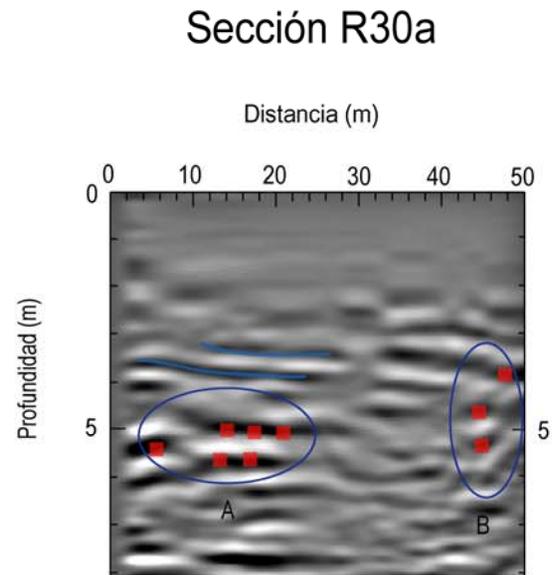
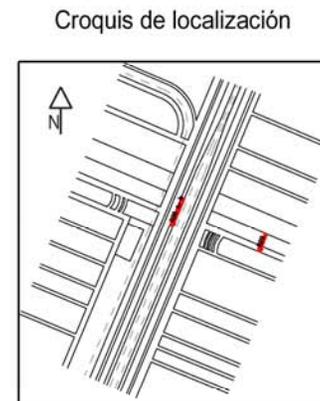


Fig. 4.15. Sección R30a procesada e interpretada (antena de 40 MHz).



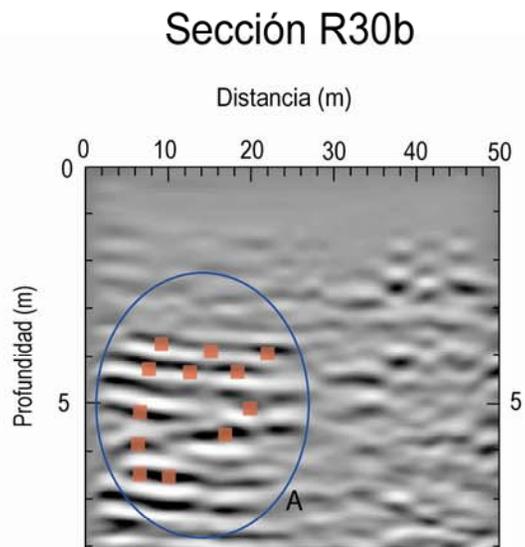


Fig. 4.16. Sección R30b procesada e interpretada (antena de 70 MHz).

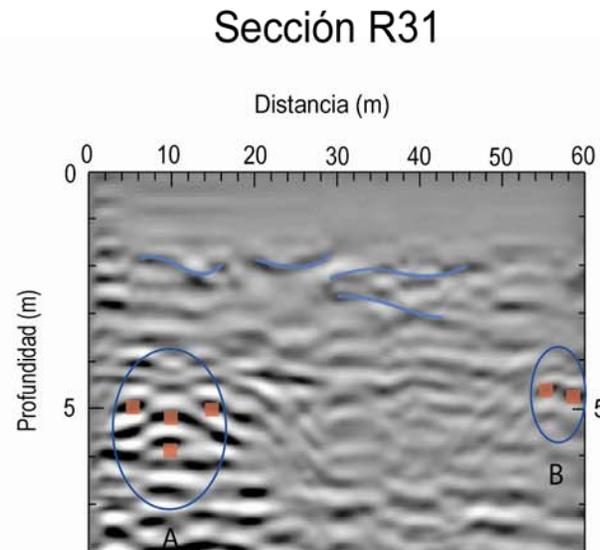
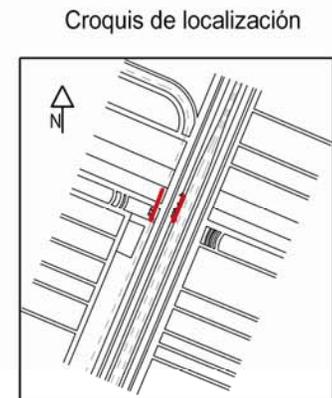


Fig. 4.17. Sección R31 procesada e interpretada (antena de 70 MHz).



Sección R32

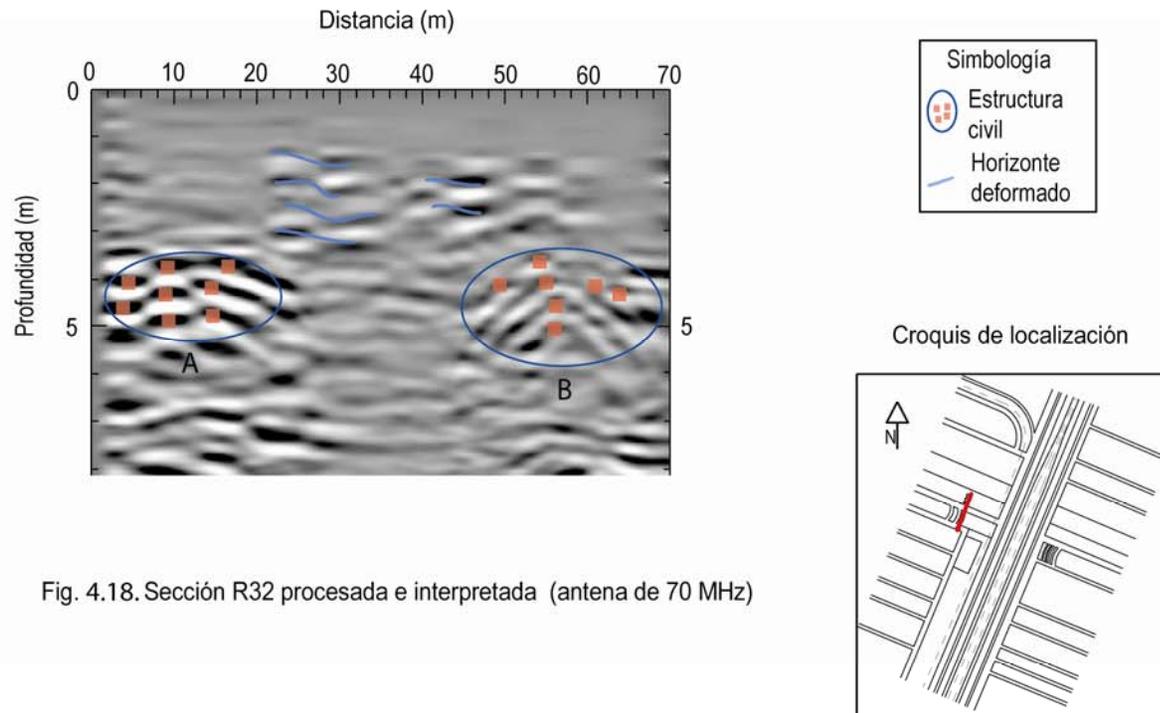


Fig. 4.18. Sección R32 procesada e interpretada (antena de 70 MHz)

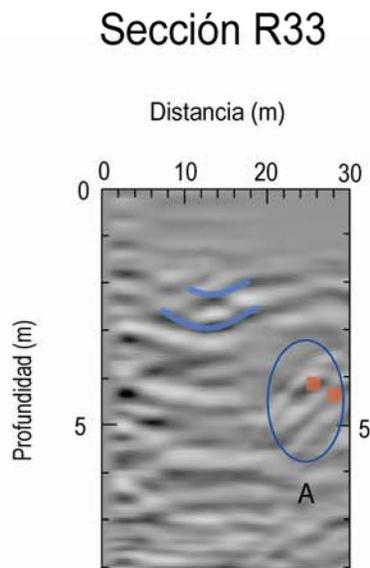


Fig. 4.19. Sección R33 procesada e interpretada (antena de 70 MHz).

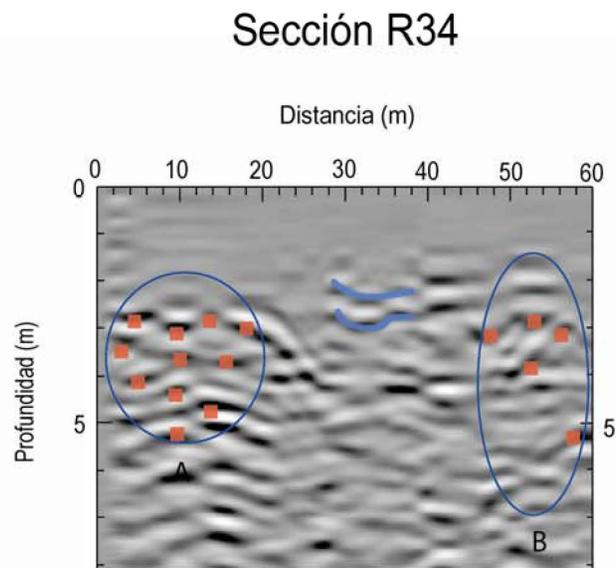
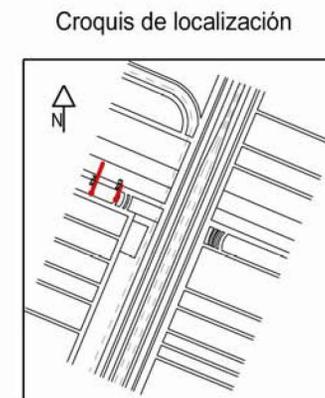


Fig. 4.20. Sección R34 procesada e interpretada (antena de 70 MHz).



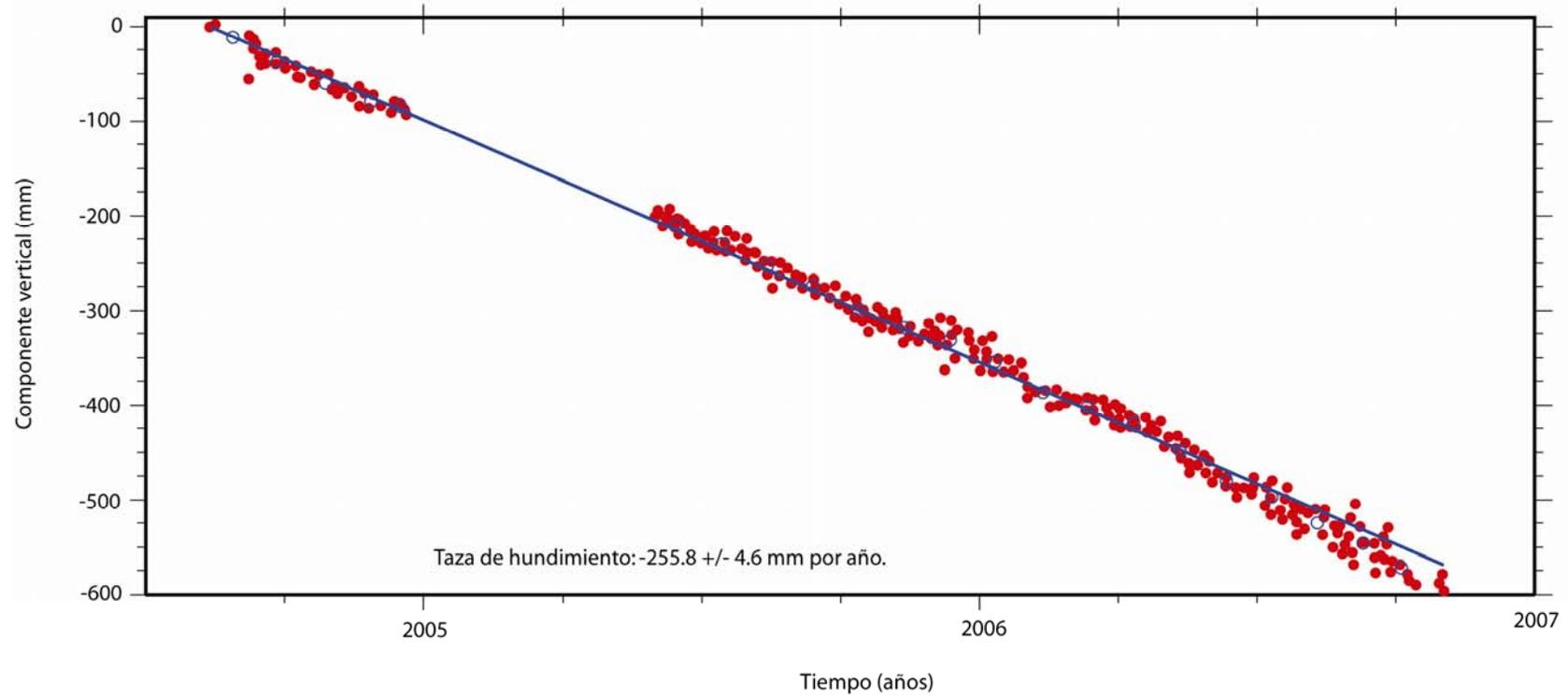


Figura 4.21. Componente vertical registrada en la estación GPS permanente que se ubica en la cabecera NE de la estación Río de Los Remedios.

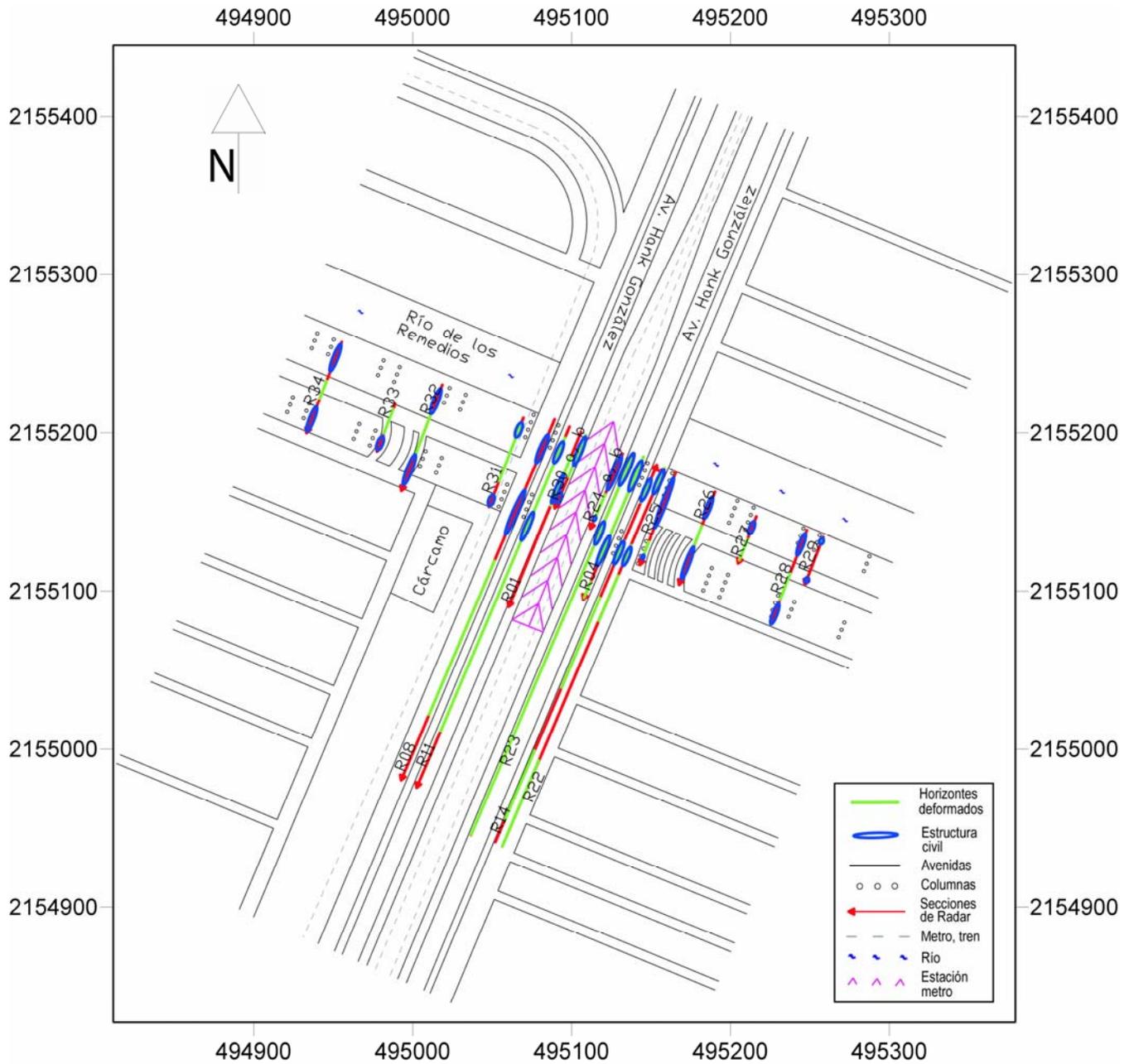


Fig. 4.22. Ubicación en planta de las principales anomalías interpretadas en las secciones de GPR.

Analizando el mapa de la fig. 4.22 que sintetiza los resultados del trabajo, es posible observar que existe una posible correlación entre las anomalías mostradas en las distintas secciones (fig. 4.23). La longitud de Este a Oeste de esta estructura, es de aproximadamente 341 m, pero es posible que su extensión sea mayor.

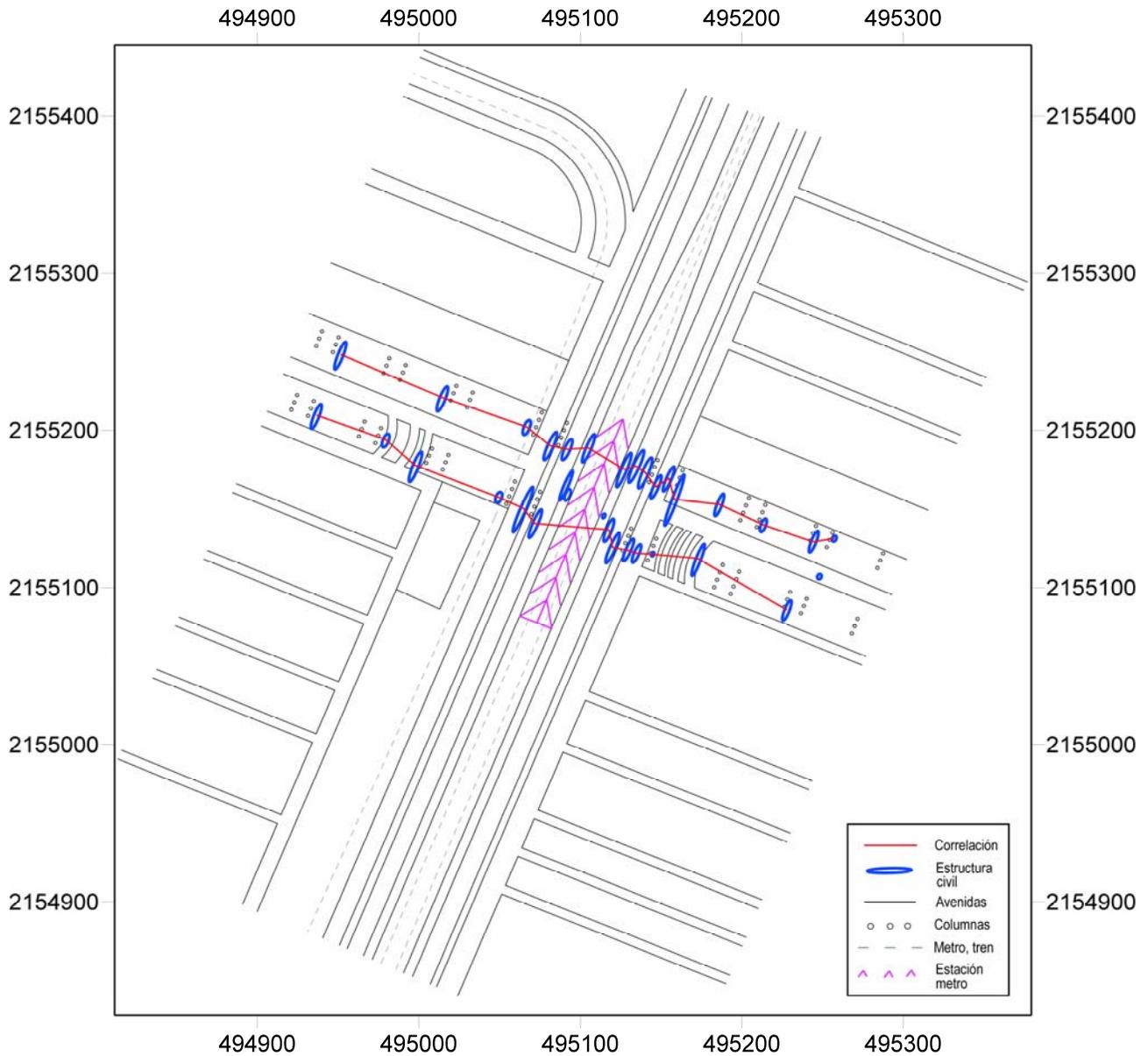


Fig. 4.23. Croquis de correlación.

Como parte de los trabajos para la determinación de la causa del hundimiento no uniforme de la estación del Metro Río de los Remedios y a manera de corroboración de los datos proporcionados por el GPR, se realizaron excavaciones sobre algunas líneas de adquisición (R01, R30a, R30b) las cuales mostraron que la causa de las difracciones presentadas en las secciones es una antigua canaleta o conducto de concreto el cual se presenta en ocasiones parcialmente relleno de bloques de asfalto y concreto, pertenecientes a alguna obra civil previa a la estación del metro (fig. 4.24).



Fig. 4.24. Fotografía de la excavación sobre las líneas de adquisición R01, R30a y R30b que muestra una canaleta que origina las anomalías en las secciones de GPR

V

Conclusiones

La utilidad del GPR, para este caso en particular, fue buena; sin embargo, presentó algunas complicaciones. En la parte de adquisición el problema más importante que este método vislumbró fue la accesibilidad al lugar. Algunas de las secciones se realizaron sobre carriles de alta velocidad en la Av. Carlos Hank González y levantar estas secciones fue complicado por el alto tránsito de vehículos en esta avenida. Por esta razón es necesario el trabajo en equipo además de una buena planeación del mismo. Por otra parte esta situación se presenta para cualquier otra técnica geofísica, por lo que en realidad esta no es una limitación del GPR en particular. En la parte de procesamiento, el filtro horizontal introdujo un poco de ruido al inicio de las secciones y el encontrar la velocidad adecuada para migrar fue también un tanto complejo ya que la información geológica con la que se contaba no fue tan detallada y esto influyó de manera directa en el error que se tuvo en la profundidad de las anomalías. En la etapa de interpretación de resultados, el método muestra que es necesario tener experiencia para poder determinar de manera correcta las anomalías.

Es importante mencionar que durante todo el desarrollo de este trabajo, se trató de minimizar los errores, pero estos existen como parte inevitable de cualquier método geofísico. El rango de velocidades para los materiales que se encuentran en el sitio de estudio es muy grande, por este motivo, el error que se puede tener en cuanto a la posición real de las estructuras debe ser tomado en cuenta si la precisión que se requiere es muy alta, para este caso el error más importante fue en la profundidad, ya que aunque se realizaron varias pruebas para determinar la velocidad más adecuada para migrar, la heterogeneidad de los materiales presentes en esta zona provocan una incertidumbre en los valores de la profundidad.

Durante la interpretación, la utilización de las secciones sin proceso y procesadas, fue de una gran ayuda ya que haciendo este ejercicio fue posible, de manera más clara, identificar las anomalías reales, permitiendo de esta manera minimizar el error en la interpretación de estas.

El daño estructural que puede sufrir una construcción civil, cuando el hundimiento del terreno no es uniforme es considerable. Es posible identificar en las secciones interpretadas, dos tipos distintos de anomalías, las que se encuentran a una profundidad mayor y que durante la interpretación se marcaron dentro de un círculo, y las que se presentan como horizontes deformados, que también son evidentes en las secciones, pueden estar relacionados con el hundimiento regional (fig. 4.21).

La interpretación consiste en identificar posibles estructuras geológicas y/o civiles, buscar su relación geométrica - espacial a partir de los radagramas y con base a estas características poder hacer alguna inferencia sobre su naturaleza. En el caso de este trabajo de investigación las anomalías observadas en las secciones parecen indicar que se deben a la presencia de una tubería o canaleta. Es necesario hacer notar que bajo la estación del Metro Río de los Remedios, se encuentran los vestigios de lo que fue un cárcamo de bombeo de aguas negras. Posteriormente, y por razones exploratorias, a raíz de estos estudios geofísicos, autoridades del Metro decidieron hacer la excavación en las ubicaciones que con base en la información del GPR se determinaron (secciones: R01, R30a, R30b) Fig. 4.24. Lo que se encontró fue un canal de concreto parcialmente relleno con fragmentos de carpeta asfáltica. Se puede decir entonces que las localizaciones proporcionadas por el levantamiento de GPR fueron correctas. Las anomalías detectadas y que se infieren como estructuras civiles están presentes en la mayoría de las secciones lo que permiten asociarlas, y ya en su conjunto tratar de correlacionarlas, para determinar una relación espacial entre ellas (fig. 4.23). Con esto se pueden integrar todas las secciones en un esquema conceptual y caracterizar el subsuelo de una forma rápida y con un grado aceptable de incertidumbre.

En cuanto a la correlación en planta, a excepción de algunas anomalías en la parte central izquierda (secciones R01, R24 y R30, en su porción sur), que están un poco fuera de la linealidad que el resto de ellas guarda, las anomalías detectadas guardan un arreglo lineal que sugiere fuertemente que se trata de una estructura civil que se encuentra paralela al Río de los Remedios (fig. 4.23). Esta podría ser una obra para la conducción de tuberías relacionada con el cárcamo de bombeo de aguas negras que se ubicaba, bajo el actual andén de la estación del Metro, y que durante la construcción de este, fue reubicada a un costado de la Av. Central. Es posible que durante este periodo se haya rellenado parcialmente con escombros y bloques de carpeta asfáltica (fig.4.24).

Este estudio geofísico muestra que no se presenta ninguna estructura geológica mayor que pudiese explicar el hundimiento diferencial que se presenta en el andén de la estación del Metro Río de los Remedios. Un estudio posterior del hundimiento diferencial del andén de la estación del Metro debería contemplar otras posibles causas, como podrían ser la posibilidad de una deficiencia en la compensación de la cimentación del andén, pues la canaleta detectada es de dimensiones reducidas para causar el basculamiento del andén de la estación del Metro.

La confianza que puede otorgársele a los datos obtenidos con el GPR es buena, ya que, gracias a las excavaciones que realizó personal del Metro, se corroboró de manera directa que la presencia de un canal o tubería se localiza en la posición proporcionada por el estudio de GPR.

Bibliografía

Annan, A. P. 1992, Ground Penetrating Radar, Workshop Notes, Sensor and software. Ontario, Canada.

Cabral-Cano, T. H. Dixon, F. Miralles-Wilhelm, O. Sánchez-Zamora, O. Díaz-Molina, R. E. Carande. 2007. Space Geodetic Imaging of Rapid Ground Subsidence in México City. Bulletin Geological Society of America. En prensa.

Colinas del Buen S.A. de C.V., 1994, Estudio de mecánica de suelos en las inmediaciones de la estación del Metro Río de los Remedios.

Daniels, D., 2004. Ground Penetrating Radar, 2nd edition. IEE, London

Davis, J. L., and Annan, A. P., 1989, Ground – penetrating radar for high – resolution mapping of soil and rock stratigraphy: Geophys. Prosp., 37, 531 – 551.

Díaz O., 2000, Determinación de zonas de riesgo geológico – ambiental en la cuenca de México mediante sensores remotos y radar de penetración somera. Facultad de Ingeniería, UNAM, México.

GSSI. 1997. Radan for Windows. Geophysical Survey System. Inc.

Ida, N. and Bastos, J., 1992, Electromagnetics and calculation of fields: Springer, New York.

Informe geológico geotécnico para el proyecto del cajón de entubamiento del Río de los Remedios, Consultoría integral en ingeniería, S. A. de C. V. (CONiSA).

Mooser, F., Consideraciones geológicas acerca de la formación del lago de Texcoco.

Mooser, F. y Sainz, I. (1961), Informe sobre la geología del valle de México y zonas colindantes, Comisión Hidrológica de la Cuenca del Valle de México, México.

Mooser, F., A. Montiel y A. Zúñiga (1996), Nuevo mapa geológico de las cuencas de México, Toluca y Puebla: estratigrafía, tectónica regional y aspectos geotérmicos, Comisión Federal de Electricidad, México. ESC 1:100,000.

Parasnis, D. S. (1986) Principles of applied geophysics, Chapman and Hall, London.

Parks, T. W. and Burrus, C. S., 1987, Digital filter design, J. Wiley, New York

Robinson, E. A. and Treitel, S., 1980 Geophysical signal analysis: Prentice – Hall, Inc.

Vázquez – Sánchez, E. y R. Jaimes – Palomera, 1989. Geología de la Cuenca de México. Geofísica Internacional. V18, n 2, pp. 133 – 190.

Yilmaz, Ö. (1987) Seismic data Processing, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Ok.