



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA
División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra

ESTUDIO DEL FRACTURAMIENTO SOMERO DEL SUBSUELO
POR MÉTODOS GEOFÍSICOS EN LA NORIA, DELEGACIÓN
XOCHIMILCO, CIUDAD DE MÉXICO.

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

INGENIERO GEOFÍSICO

PRESENTA:

OMAR HERNÁNDEZ CERVANTES

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.

Dedicatorias

A mis padres, Martha por tener tanta paciencia, dedicación y siempre motivarme a obtener más y seguir adelante, te quiero y muchas gracias.

A mi hermana Martita por esos buenos consejos y maravillosos momentos que pasamos juntos, te quiero amada manita.

A mis Tíos Miguel y Aurora †, Miguel gracias por enseñarme muchas cosas que día con día he podido aplicar y sobretodo gracias por ayudarme a convertirme en una mejor persona.

A Cecilia, Claudia † y Judith mis hermanitas, gracias por todo su apoyo, las quiero mucho.

Agradecimientos

A la Facultad de Ingeniería mi alma mater.

Al Laboratorio de Cartografía Digital del Departamento de Geomagnetismo y Exploración del Instituto de Geofísica de la UNAM, por el apoyo otorgado para la realización de este trabajo.

Al Dr. Enrique Cabral Cano por los consejos, sugerencias y sobre todo por su tiempo brindado durante este proyecto.

Al M. en C. Oscar Díaz Molina "el jefe" por todos los momentos, experiencias, ayuda, consejos, sugerencias y sobre todo "correctivos" en la realización de esta tesis, muchas gracias jefe.

A mis sinodales: Ing. Jaime Ruiz Reyes, Ing. Edgar Ángeles Cordero y M. en C. Esteban Hernández Quintero, por todos sus comentarios y sugerencias.

A mis queridos compadres: Iván, PP y Cesar, por todos los momentos que hemos vivido juntos, por su apoyo incondicional y sobre todo seguir siendo tan buenos amigos.

A mis comadres: Raquel y Janet, a mi manito Gerza, al Mike y a los bros: Ches, Sergio. Quetza, Ismael, Cesar, Mou y los que falten, por hacer mas divertida la vida.

Contenido	Página
Índice	1
Resumen	4
Introducción	5
Capítulo II <i>Antecedentes</i>	7
II. 1 Antecedentes	7
II. 1. 1 Cuenca de México	7
II. 1. 2. Marco Geográfico	7
II. 1. 3. Marco Geológico	8
II. 1. 4. Geología Histórica	9
II. 1. 5. Estratigrafía	10
II. 1. 5. 1 Terciario Medio	11
II. 1. 5. 2 Terciario Superior	12
II. 1. 5. 3 Cuaternario	13
II. 2 Área de estudio	16
II. 2. 1 Zona de Estudio	16
II. 2. 2. Geología Local	17
II. 2. 3. Estratigrafía	19
II. 2. 3. 1 Unidades Litoestratigráficas	20
Capítulo III <i>Métodos de Estudio</i>	27
III.1 Gravimetría	27
III. 1 .1 Introducción	27
III.1. 2 Fundamentos del método	27
III. 1. 2. 1 Ley Universal de Gravitación de Newton	28
III. 1. 2. 2 Segunda Ley del Movimiento de Newton	28
III.1.3 La Forma Teórica y Geométrica de la Tierra	29
III. 1. 3.1 Geoide	29
III. 1. 3. 2 Elipsoide	30
III. 1. 3. 3 Elevaciones o alturas a partir de un punto sobre la Tierra	31

Contenido	Página
III. 1. 4 Gravedad normal g_0	32
III. 1. 5 Gravímetro	33
III. 1. 6 Levantamiento Gravimétrico	37
III. 1. 7 Secciones Gravimétricas	39
III. 1. 8 Correcciones Gravimétricas	40
III. 1. 8. 1 Corrección por Mareas	41
III. 1. 8. 2 Corrección por la Deriva del Gravímetro (Instrumento)	44
III. 1. 8. 3 Gravedad Absoluta	47
III. 1. 8. 4 Corrección por Aire Libre	49
III. 1. 8. 5 Corrección por Latitud	52
III. 1. 8. 6 Corrección de Bouguer	57
III. 1. 8. 7 Anomalía Simple de Bouguer	61
III. 1. 8. 8 Corrección topográfica	64
III. 1. 8. 9 Anomalía Completa de Bouguer	66
III. 1. 9 Modelación de datos Gravimétricos	67
III.2 Radar de Penetración Terrestre (GPR)	69
III. 2. 1 Introducción	69
III. 2. 2 Fundamentos del Método	71
III. 2. 3 Propagación de Ondas Electromagnéticas en Materiales Dieléctricos	74
III. 2. 4 Parámetro de propagación	77
III. 2. 5 Atenuación	78
III. 2. 6 Tangente de Perdida ($\tan \delta$)	79
III. 2. 7 Profundidad de Penetración (<i>Skin depth</i> δ)	80
III. 2. 8 Coeficientes de Reflexión y Transmisión	81
III. 2. 9 Equipo de GPR	82
III. 2. 9. 1 Antenas	82
III. 2. 9. 2 Resolución	83

Contenido	Página
III. 2. 10 Levantamiento de GPR	83
III. 2. 11 Procesamiento de secciones GPR	85
III. 2. 11.1 Editado	85
III. 2. 11.2 Filtros	85
III. 2. 11.2.1 Filtro de respuesta a un impulso infinito IIR	85
III. 2. 11.2.2 Filtro de respuesta a un impulso finito FIR	85
III. 2. 11. 3 Deconvolución	86
III. 2. 11. 4 Migración	86
III.3 Sistema de Posicionamiento Global (GPS)	88
III. 3. 1 Introducción	88
III. 3. 2 Segmentos del GPS	88
III. 3. 3 Funcionamiento del GPS	89
III. 3. 4 Estaciones de control GPS	90
Capitulo IV <i>Discusión y Resultados</i>	92
IV. 1 Descripción e Interpretación de Secciones de GPR	92
IV. 2 Descripción e Interpretación de Sección Gravimétrica	122
IV. 3 Descripción e Interpretación de las Observaciones GPS en la red La Noria	124
Capitulo V <i>Conclusiones</i> y Recomendaciones	134
Bibliografía	136

“Estudio del fracturamiento somero del subsuelo por métodos geofísicos en La Noria, Delegación Xochimilco, Ciudad de México”

El presente trabajo tiene como objetivo la caracterización del subsuelo, estructuras someras y su potencial de peligro geológicos a las obras de infraestructura urbana en las inmediaciones de la estación "La Noria" del Tren ligero en la delegación Xochimilco de la Ciudad de México. Los métodos geofísicos utilizados para el desarrollo de este proyecto fueron el gravimétrico y el Radar de Penetración Terrestre (GPR), los cuales fueron complementados con levantamientos de GPS multi-temporales. Estos métodos se seleccionaron por sus características, no invasivas ni destructivas, así como su relativa fácil implementación en un área urbana. Se levantaron un total de 33 estaciones gravimétricas, 6 secciones de GPR utilizando antenas de: 200, 75 y 40 MHz y se instalaron 8 estaciones de control de GPS para su ocupación periódica así como control de subsidencia local.

Con las secciones de radar se localizaron varias zonas de hundimiento y fracturas mediante la interpretación de secciones de GPR con diferentes profundidades de investigación y coincidentes con el modelo gravimétrico muestra los materiales localizados en la zona de estudio, además de posibles cavidades localizadas en las cercanías de la estación del tren ligero "La Noria". El modelado de la sección gravimétrica permitió determinar el espesor variable de los estratos superficiales y se aprecian claramente el engrosamiento de algunos horizontes. Se observa el basalto llegando a reducirse considerablemente al final de la sección, así como la toba de igual forma se reduce más no considerablemente como el basalto; sin embargo, los espesores de las arenas, arcillas lacustres y la mezcla de ambas van incrementando en dirección de la cuenca lacustre NW. Las observaciones de GPS ilustran durante un periodo de 15 meses la tendencia de hundimiento en por lo menos 5 puntos de la red observada. Esta misma tendencia se aprecia en las nivelaciones topográficas del andén de la estación "La Noria" de esta manera se confirma en proceso de hundimiento que afecta la zona de estudio.

Introducción

Desde épocas prehistóricas los problemas de la población del Valle de México han estado ligados a la evolución de los lagos. El fondo del Valle era el dren natural hacia donde concurrían las corrientes superficiales, que originaban inundaciones periódicas desde el periodo prehispánico; originando la construcción de obras de contención del agua como: el Dique de Netzahualcóyotl hasta el Tajo Nochistongo, los Túneles de Tequisquiac y el Gran Canal de Desagüe.

La ciudad de México a lo largo de su historia ha crecido desmesuradamente a un ritmo considerablemente rápido. La necesidad de vivienda ha llevado a la necesidad de invadir espacios no destinados para la misma; tal es el caso de algunas zonas de la delegación Xochimilco, donde tiempo atrás era un gran lago.

De esta manera los estudios geofísicos ayudan a encontrar y determinar zonas de riesgo para la población de las grandes urbes como es el caso de la ciudad de México, este tipo de estudios monitorean las condiciones del subsuelo y ofrecen ventajas que permiten estar bien informados y de esta manera prevenir daños a construcciones y avenidas.

La información geológica, estratigráfica, geología estructural y sobre todo el objetivo del estudio son de gran ayuda para poder tener una mejor decisión del método geofísico a utilizar; en este caso fue: el gravimétrico, el Radar de Penetración Terrestre (GPR) y Sistema de Posicionamiento Global (GPS).

El método gravimétrico se basa en mediciones relativas (mide variaciones laterales) de la atracción gravitatoria de una posición geográfica a otra. Con las correcciones apropiadas dan variaciones en la gravedad y se pueden definir estructuras siempre y cuando haya el suficiente contraste de densidades.

El método radar de penetración terrestre (GPR) es una técnica geofísica utilizada para la exploración, caracterización y monitoreo del subsuelo. Se utiliza extensamente en la localización de tuberías, evaluación geológica del sitio, investigación arqueológica y forense, en la localización

del agua subterránea, pavimento e infraestructura (edificios), en la explotación minera, en la caracterización de glaciares y en la detección de cuevas, cavernas y túneles. Este método presenta una alta resolución que es controlada por la longitud de la onda electromagnética al propagarse en el subsuelo. El aumento de la resolución se da con el aumento de la frecuencia, la profundidad de la investigación depende de ésta y varía según el objetivo (si aumenta la frecuencia disminuye la capacidad de penetración y viceversa).

La tecnología del Sistema de Posicionamiento Global (GPS) permite la obtención de la posición tridimensional del punto de observación con un alto nivel de precisión. Esto es, la posición horizontal (útil para localizarla en un mapa) y vertical (útil para hacer correcciones a los datos), de igual forma para hacer un monitoreo de la zona.

Capítulo II

II. 1 Antecedentes

II. 1. 1 Cuenca de México

El Valle de México dentro de la Cuenca del mismo nombre, queda comprendida en el centro de la zona volcánica llamada Faja Volcánica Mexicana. Son pocas las regiones en el mundo donde se exhibe una variedad tan prodigiosa de formas volcánicas que, dependiendo de su edad geológica, se hallan en distinto grado de conservación.

Se trata de una Cuenca originada por eventos netamente volcánicos; las sierras que la conforman son antiguos centros eruptivos cuyas sucesivas erupciones forman gran parte del origen del material de relleno de la zona ocupada por los que fueron los lagos: Zumpango, Xaltocan, San Cristóbal, Chalco, Xochimilco y Texcoco.

Diversos procesos sedimentarios influyeron en el acomodo y distribución de los materiales que constituyen estos depósitos, los cuales son típicos de cuencas sedimentarias. El aporte de material grueso, regularmente fragmentos del tamaño de gravas y arena, es producto de la erosión de rocas preexistentes en las partes altas y depositadas cerca del lugar de origen. Al contrario de estos materiales, los sedimentos finos se depositan más hacia el interior de la Cuenca (Mooser, 1961).

II. 1. 2. Marco Geográfico

La Cuenca de México se ubica en el borde sur de la Mesa Central, entre los meridianos 98°15' y 99°30' y los paralelos 19°00' y 20°15' (ver figura 2.1.1). Las erupciones ocurridas en distintos ciclos han formado acumulaciones de lavas, tobas y brechas, cabe notar que en la actualidad no aflora ningún elemento de las calizas marinas, que constituyen el basamento de la Cuenca de México. Ésta, de norte a sur, tiene un contorno irregular y alargado, con una amplia extensión hacia el noreste. En su eje mayor, desde las chinampas de Xochimilco, al suroeste, hasta las

regiones semiáridas de Pachuca en el norte, mide unos 110 km; en su eje menor, desde los bosques frondosos que coronan la sierra de las Cruces, al oeste, hasta las cimas nevadas del Iztaccíhuatl en el este, incluyendo la región de Apan, Tochac y Tecocomulco, situadas al pie norte de la Sierra de Calpulalpan, mide unos 80 km. La Cuenca de México cubre un área aproximada de unos 9600 km² (Mooser, 1961).

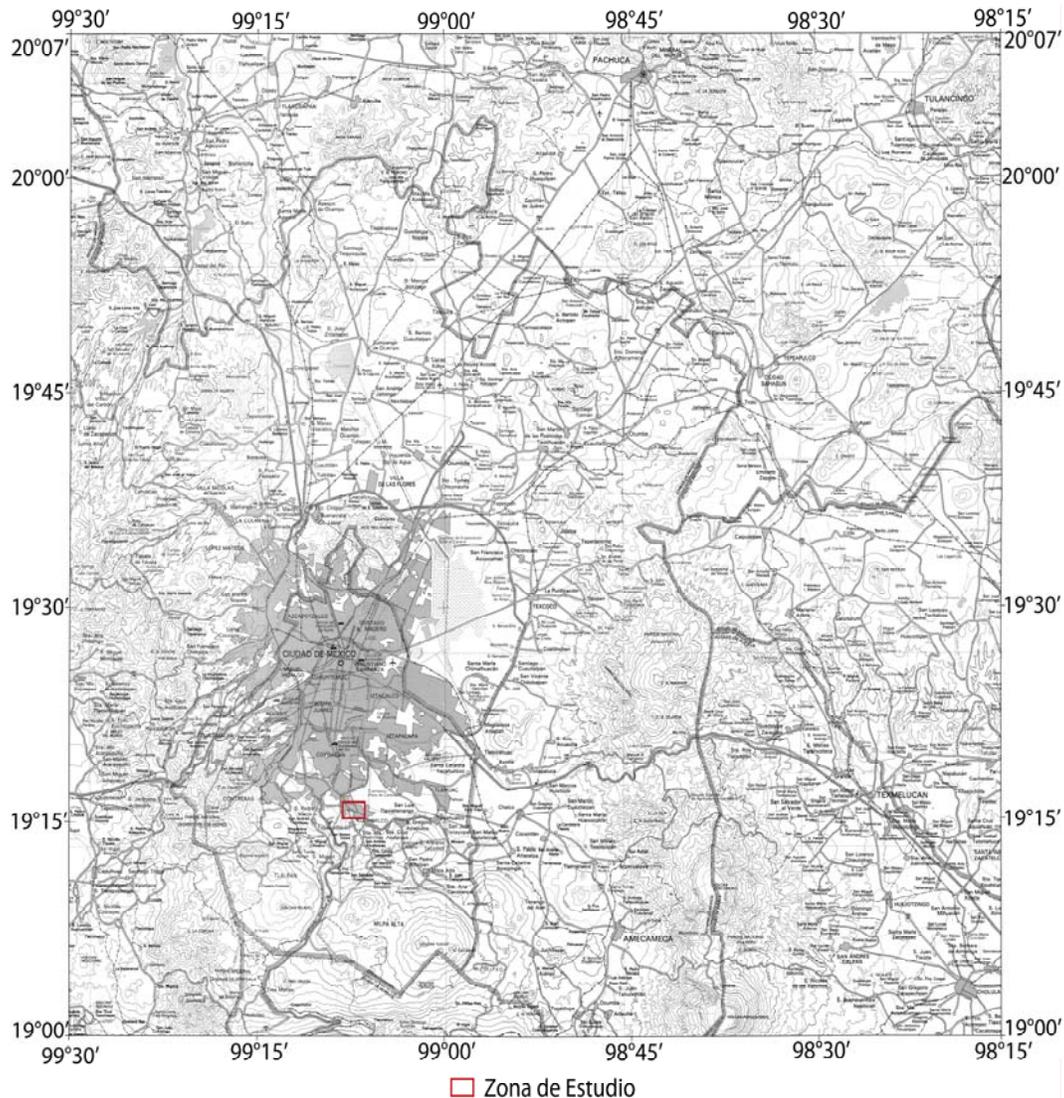


Figura 2.1.1. Cuenca de México. Modificado de Sistemas de Información Geográfica, 1983.

II. 1. 3. Marco Geológico

La Cuenca de México presenta una sedimentación rápida, irregular y caótica, compuesta de numerosos abanicos aluviales; sus depósitos continentales están interestratificados con capas de

cenizas volcánicas y lavas, y no se han hallado fósiles característicos dentro de este relleno. Sus formaciones volcánicas aluviales y lacustres pertenecen al Terciario Medio, Terciario Superior y Cuaternario; estas edades se basan en la escasa evidencia de fósiles y en la superposición relativa de las formaciones.

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 por abanicos aluviales.

Por último el periodo Cuaternario se caracteriza por nuevos impulsos tectónicos; 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 el drenaje del valle hacia el sur; represan los productos de erosión: conglomerados, gravas y arenas, interestratificándose con lavas y cenizas de los volcanes en erupción (Mooser, 1961).

II. 1. 4. Geología Histórica

La Cuenca de México, es resultado de varios ciclos de vulcanismo que en diferentes épocas claramente separables una de otra por periodos de erosión, produjeron erupciones.

Los límites oriente y poniente de la Cuenca consisten principalmente en una enorme aglomeración de varios volcanes y de estrato volcanes 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 una gran masa de volcanes basálticos y conos cineríticos. Al igual que los flancos de la Cuenca, la gran planicie lacustre también presenta aparatos volcánicos, a lo largo de varios cuerpos eruptivos; como son: la Sierra de Xochitepec, Cerro de Zacatepec, Peñón de los Baños, Cerro de Chapultepec, Sierra de Guadalupe, Cerro de Tlapacoya entre otros (Mooser *et al.*, 1996).

En el Plioceno se formaron distintas fallas y fracturas, así como varias series de erupciones, generando volcanes que dieron origen la Sierra Nevada: Tláloc, Telapon, Papayo, Iztaccíhuatl y Nexpayantla. Hoy en día erosionados.

Al igual que estos volcanes al oriente, en el sur surgió un enorme volcán; el Ajusco, que se expandió sobre complejos volcánicos más antiguos y previamente erosionados. A este ciclo de vulcanismo, desarrollado a lo largo de fracturas tensionales, da lugar a la formación del primitivo Valle de México que en el Plioceno vertió sus aguas al sur por arroyos que nacieron en la Sierra de las Cruces, la Sierra de Guadalupe y la Sierra Nevada. La destrucción en el Plioceno Superior de estas Sierras creó conos aluviales que actualmente forman series conglomeráticas que constituyen la *Formación Tarango* en los flancos orientales y occidentales en la Cuenca de México al pie de las sierras altas (Mooser et al, *op, cit*).

Este ciclo tectónico y volcánico llegó a su fin cuando se inició un último ciclo de vulcanismo esencialmente basáltico. Sus primeros rasgos se manifestaron por la erosión de varios cañones en los conos aluviales de la *Formación Tarango*; al mismo tiempo hicieron erupción los volcanes basálticos, tanto en la planicie del valle como en las partes elevadas (Mooser *et al, op, cit*).

La creación de estos volcanes formó una barrera entre el entonces Valle de México y la Cuenca del Balsas. Los arroyos, al encontrar su salida obstruida, comenzaron a formar lagos en las partes bajas, lagos en los que se depositaron arenas y cenizas producidas por los nuevos volcanes basálticos. Entonces los volcanes del último ciclo transformaron al Valle de México en una cuenca cerrada, dándole su forma actual (Mooser, 1956).

II. 1. 5. Estratigrafía

Dentro de la Cuenca de México se pueden distinguir tres épocas geológicas: *Terciario Medio*, *Terciario Superior* y *Cuaternario*; en ellas se produce la estratificación de la Cuenca.

II. 1. 5. 1 Terciario Medio

La razón para colocar en el Terciario Medio al grupo volcánico más antiguo que aflora en la Cuenca, se deriva del hecho de que sus elementos yacen en la cuenca del Río Amacuzac en forma discordante sobre el grupo Clástico Balsas, cuya edad queda indirectamente establecida como del Eoceno Superior y Oligoceno Inferior, gracias al hallazgo de vertebrados fósiles en depósitos idénticos de la región de Guanajuato (Fries, 1956).

Las plantas fósiles del Mio Plioceno encontradas dentro de las tobas riolíticas en los alrededores de Pachuca y Real del Monte, constituyen una evidencia que se asigna a los depósitos que cubren a las formaciones del Terciario Medio una edad correspondiente al Mioceno Superior y Plioceno Inferior. Dichas tobas descansan, con marcada discordancia angular y erosional, sobre los depósitos anteriores al Terciario Medio (Segerstrom, 1956).

Entre los depósitos de este periodo geológico se reconocen restos de enormes volcanes estratificados, corrientes de lavas, tobas, brechas y depósitos laháricos y está atravesado por chimeneas volcánicas y diques. Un rasgo característico de este grupo es el hecho de que no se haya conservado ninguna forma volcánica mayor; pues dado que todo fue destruido y arrasado. En resumen, se trata de una formación volcánica acumulativa en la que es difícil o imposible establecer diferencias estratigráficas, o reconocer discordancias marcadas, ya que no hay horizontes típicos que persistan más allá de unos cuantos cientos de metros.

El contenido petrográfico de la formación es muy variable, oscilando los tipos de roca entre basaltos, andesitas basálticas, andesitas francas con anfíboles y piroxenas, dacitas, latitas y riolitas (Segerstrom, *op, cit*).

II. 1. 5. 2 Terciario Superior

A este periodo se asigna un lapso de 9 millones de años tanto en la región de Pachuca como en la zona de la Sierra de Guadalupe localizada más al sur. Después de los periodos de inactividad volcánica, de erosión y peneplanización, este etapa inicia con un ciclo de vulcanismo y

callamiento: con la emisión de extensas masas de lavas ácidas, dacíticas y riolíticas se formaron las bases del grupo Pliocénico; sus gruesas capas de lavas, hoy en día situadas en las cimas de las sierras, protegen de la erosión a los complejos subyacentes del Terciario Medio. En la región de Pachuca a estas lavas se les denomina serie Zumate y en la Sierra de Guadalupe serie dacítica Chiquihuite; ambas forman cuerpos de lavas que descendieron de conos importantes y escurrieron por anchos valles (Segerstron, *op, cit*).

En la actualidad la topografía esta invertida, por lo que los remanentes de aquellos cuerpos lávicos quedan en las cumbres de las sierras. Las relaciones estratigráficas de estas series pueden estudiarse claramente al pie sur del Cerro del Chiquihuite, en Ticomán; o en el Cerro de Tenayuca, al igual que en las partes elevadas de la Sierra de Pachuca. Un rasgo característico de las series Pliocénicas es que las lavas rellenan la gran chimenea de la Sierra de Guadalupe, al norte de Cuauhtépec.

En la Sierra Nevada y en la Sierra de las Cruces aparece la serie andesítica Tláloc-Telopón, con grandes extensiones de lava que cubren la elevaciones al este y al oeste de la Cuenca de México. Los volcanes son todavía identificables aunque bastante erosionados; entre ellos figuran el Tláloc y el Telopón en la Sierra Nevada, el Cerro de San Miguel y el Nihangó en la Sierra de las Cruces.

Cubriendo las partes meridionales de la Sierra Nevada y la Sierra de las Cruces se encuentran las lavas antiguas del Iztaccíhuatl y del Ajusco. Estas estructuras así como los depósitos de avalanchas ardientes, que constituyen los cerros del Tepozteco al este de Cuernavaca, deben su origen a los primeros movimientos en la zona de fracturamiento Clarión.

Por otro lado la serie andesítica Santa Isabel-Peñón, denominada así por constituir los elevados cerros de la Sierra de Guadalupe y el Peñón de los Baños, se ven claramente restos de volcanes estratificados, compuestos de andesitas oscuras con piroxeno y olivino, a esta serie se les conoce como los complejos volcánicos erosionados del Cerro del Tigre, cerca de Atizapán de Zaragoza; las prominencias inmediatas a los Baños del Rey Netzahualcóyotl al noreste de Texcoco, que constituyen una gran caldera, así como los conos de la Sierra de Tepotzotlán, la

Sierra de los Pitos, situada al noreste de Tizayuca, y el Cerro del Sincoque, al oeste de Huehuetoca.

Se puede distinguir al pie de las lomas del oeste de la Ciudad de México la *Formación Tarango Inferior* que está constituida principalmente por avalanchas ardientes del tipo Sillar (no soldadas) superpuestas, y separadas por varios horizontes de pómez y andesita, las cuales presentan fragmentos angulares grandes y chicos así como ligeramente cementadas en una matriz de vidrio volcánico color rosa. También abundan las capas casi horizontales de espesor muy variable de suelo, producidos por la alteración de cenizas en la parte superior de cada cuerpo (Mooser, 1961).

II. 1. 5. 3 Cuaternario

En este periodo inicia cuando los últimos ciclos de vulcanismo así como los últimos acontecimientos que le dan forma en la actualidad a la Cuenca de México.

El dominio de frío, humedad y la formación de glaciares en los volcanes más altos (Popocatepetl e Iztaccíhuatl) causaron una intensa erosión; la lluvia y los deshielos formaron grandes arroyos que erosionaron el terreno y en algunas partes generaron profundas barrancas. En consecuencia, se constituyeron dos sistemas principales de valles hacia el sur, y sobre los costados oriental y occidental de la Sierra del Tepozteco.

El primero y mayor de estos sistemas, con cabeceras en Zumpango y Pachuca, cruzaba al pie oriental de la Sierra de Guadalupe, donde destruyó los abanicos aluviales; continuaba su curso hacia el sur por debajo del actual Xochimilco, hasta alcanzar la región de Cuernavaca por un cañón que hoy día está cubierto con lavas basálticas. Un valle profundo adventicio de este sistema tuvo seguramente su cabecera en la Sierra de Guadalupe, por la región de Cuauhtepac y continuaba rumbo al sur, hacia la región de Xochimilco, bajo el espacio ocupado hoy por la Ciudad de México. El otro sistema fluvial recorría el pie occidental de la Sierra Nevada, pasaba debajo de Chalco y Amecameca y desembocaba finalmente en la cuenca del Alto Amacuzac por la región de Cuautla (Fries, 1956).

Los sistemas fluviales del Pleistoceno Inferior manifestaron su gran fuerza erosiva en el extremo sur, al eliminar casi toda la *Formación Tarango Inferior*, formando el Cañón de Contreras en el suroeste, el Cañón de San Rafael en el sureste y los anchos valles que surcan las lomas al pie de las sierras. Asimismo se intensificaron las erupciones volcánicas que constituyen el último y más reciente ciclo de efusiones.

Al pie de las sierras, especialmente en el sureste de la Cuenca, aparecieron domos andesíticos de los que irrumpieron explosiones peleanas e imponentes volúmenes de avalanchas ardientes. Estos cuerpos incandescentes bajaron con velocidades extraordinarias por las barrancas, rellenándolas con su material arenoso y brechoide y cociendo los suelos debajo de ellos. La franja rosa, visible en la parte superior de las minas de arena de Santa Fe, representa la capa fumarolizada que se formó al liberarse los vapores del interior de la avalancha ardiente, ya frenada y consolidada (Bryan, 1948).

Al transcurrir el tiempo hubo más erupciones al norte de la Cuenca, formando volcanes basálticos como el Cerro Gordo al norte de Teotihuacan, los cerros de Chiconautla y de Tultepec; en el sur, los Cerros de Chimalhuacán y el de la Estrella, así como una parte del Iztaccíhuatl (cabeza y rodillas).

La obstrucción de salidas fluviales provocó una potente acumulación de depósitos clásticos fluviales en los profundos valles al pie norte de la Cuenca, alcanzando probablemente espesores de 800 m debajo de Xochimilco; a estos depósitos se les da el nombre de serie clástica fluvial y aluvial del Cuaternario. A los depósitos fluviales pleistocénicos se unieron las enormes cantidades de cenizas emitidas por los conos escoriáceos y las corrientes de lava de los distintos conos basálticos pleistocénicos (Mooser, 1957).

Se estima que gracias a dos factores importantes, el nuevo ciclo de vulcanismo con sus grandes volúmenes de material eruptivo y el clima glacial del Pleistoceno con sus lluvias y deshielos, la Cuenca se relleno rápidamente con estratos de cantos rodados, gravas, arenas, cenizas, arcillas lacustres y suelos, depósitos que hoy se mantienen saturados de agua debido a la impermeabilidad del basamento Terciario. Esto significó la transformación del paisaje de la

Cuenca (antigua y compleja red de hondas barrancas) en una extensa planicie en la que se formaron lagos someros sobre capas impermeables de arcillas sumamente plásticas. Baste mencionar que estas arcillas lacustres pueden consolidarse al soportar grandes cargas ejercidas por edificios, o por pérdidas de presión hidrostática en los acuíferos, generadas sobre todo por explotación, y con ello reducir su volumen considerablemente (Flores, 1947).

La edad pleistocénica del relleno de la Cuenca ha sido deducida indirectamente. La evidencia geológica de campo sugiere que su extraordinario espesor debe alcanzar debajo de la Ciudad de México y con mayor razón debajo de Xochimilco, varios cientos de metros. El relleno descansa, con marcada discordancia erosional y angular, sobre la *Formación Tarango* (Zeevaert, 1952). Los pozos Roma-1, Mixhuca-1 y Tulyehualco-1 han atravesado una secuencia lacustre constituida principalmente por arcillas intercaladas con tobas y por una capa de basalto, cenizas y limos. En el pozo Tulyehualco-1 llega a ser de 300 m, mientras que el de la capa de basalto varía de 4 a 16 m; el espesor total de la unidad litológica asociada con esta secuencia en los pozos Roma-1, Mixhuca-1 y Tulyehualco-1, fue de 65, 200 y 490 metros, respectivamente. En el pozo Copilco-1 esta unidad no está presente (Pérez-Cruz, 1988).

Las manifestaciones del último ciclo de vulcanismo continuaron sobre todo con erupciones en el sur de la Cuenca de México: un pequeño cono de escorias basálticas nació en el sur de la Sierra Nevada, probablemente en la última época glacial y llegó a formar el pecho del Iztaccíhuatl. Posteriormente al norte de la cabeza del Iztaccíhuatl surgieron las lavas del Táyotl; al sur del Río Frío el domo volcánico del Papayo; en la planicie lacustre, surgieron en rápida sucesión, los conos escoriáceos de la Sierra de Santa Catarina; en las inmediaciones del Ajusco, varios volcanes pequeños de corta vida, siendo el último el Xitle, cuyas lavas formaron el Pedregal de San Ángel, ya en presencia del hombre arcaico de México, hace 2200 años aproximadamente. Finalmente la última erupción del Popocatepetl a finales de los 20's y las fumarolas que emite el volcán comprueban que continúan en la actualidad su actividad volcánica (Mooser, 1961).

En el Cuaternario Superior se formó la serie basáltica Chichinautzin, barrera volcánica con un espesor aproximado de 3000 m de lavas basálticas; la Sierra del Chichinautzin interrumpió el drenaje hacia el sur, en el espacio situado entre las bases del Ajusco y la Sierra Nevada, creando

así una sola y enorme cuenca cerrada que reconocemos como la Cuenca de México (Mooser, *op. cit.*).

II. 2 Área de estudio

II. 2. 1 Zona de estudio

Se encuentra ubicada al sur de la Ciudad de México sobre la Av. 20 de Noviembre, abarca las estaciones La Noria y Huichiapan del tren ligero; esta limitada por la Av. Prolongación División del Norte, en la delegación Xochimilco. Figura 2.2.1.

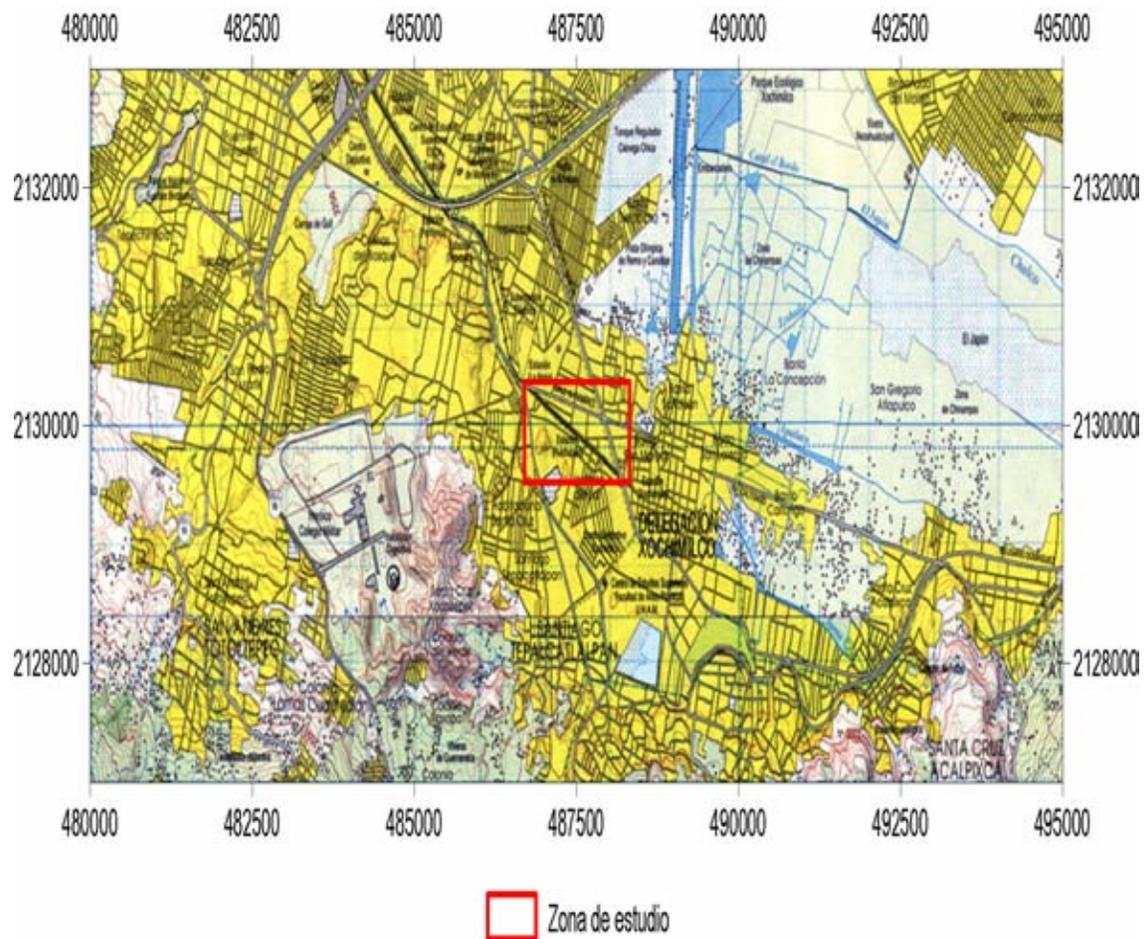


Figura 2.2.1. Ubicación del área de estudio. Modificado de INEGI, 1997.

II. 2. 2. Geología local

La Sierra de Xochitepec ubicada al oeste de Xochimilco y al pie del Ajusco, se compone totalmente de depósitos volcánicos del Oligoceno Superior y fines del Mioceno, en el sur de la Cuenca la denominada *serie volcánica Xochitepec* (Mooser, 1961). En la parte inferior de las sierras que limitan la Cuenca de México al Este, al Oeste y al Norte, así como también en la base de la Sierra de Guadalupe (cerro del Risco) y de Tepotzotlán, aparecen afloramientos de esta formación.

La *serie volcánica Xochitepec*, por ser muy antigua, aparece a menudo fracturada, alterada y parcialmente caolinizada, debido a la actividad hidrotermal desarrollada en la proximidad de las chimeneas volcánicas.

El espesor de la *serie volcánica Xochitepec* es muy variable; aunque sus bases no afloran en la Cuenca de México, se estima que mide localmente más de 1500 m de grosor; a los pies del Iztaccíhuatl y en el Ajusco, esta serie acusa unos 800 m ocultos en el subsuelo, pues las formaciones del Terciario Inferior afloran en el norte de la cuenca del Alto Amacuzac a elevaciones de 1500 m.

La actividad volcánica fue disminuyendo hacia fines del Mioceno y que un periodo de erosión posterior peneplanizó parcialmente el paisaje; solamente así puede explicarse la presencia de una superficie estructural tan uniforme para la *serie volcánica Xochitepec*, sobre la cual se desarrollaron los acontecimientos geológicos posteriores. Esta serie puede reconocerse en varios lugares, por ejemplo, en la Sierra de las Cruces y la Sierra Nevada, a una altitud de unos 3000 m (Mooser, 1961).

En la figura 2.2.2 se muestra la geología cercana a la zona de estudio, donde destacan los depósitos aluviales y lacustres así como lavas y tobas.

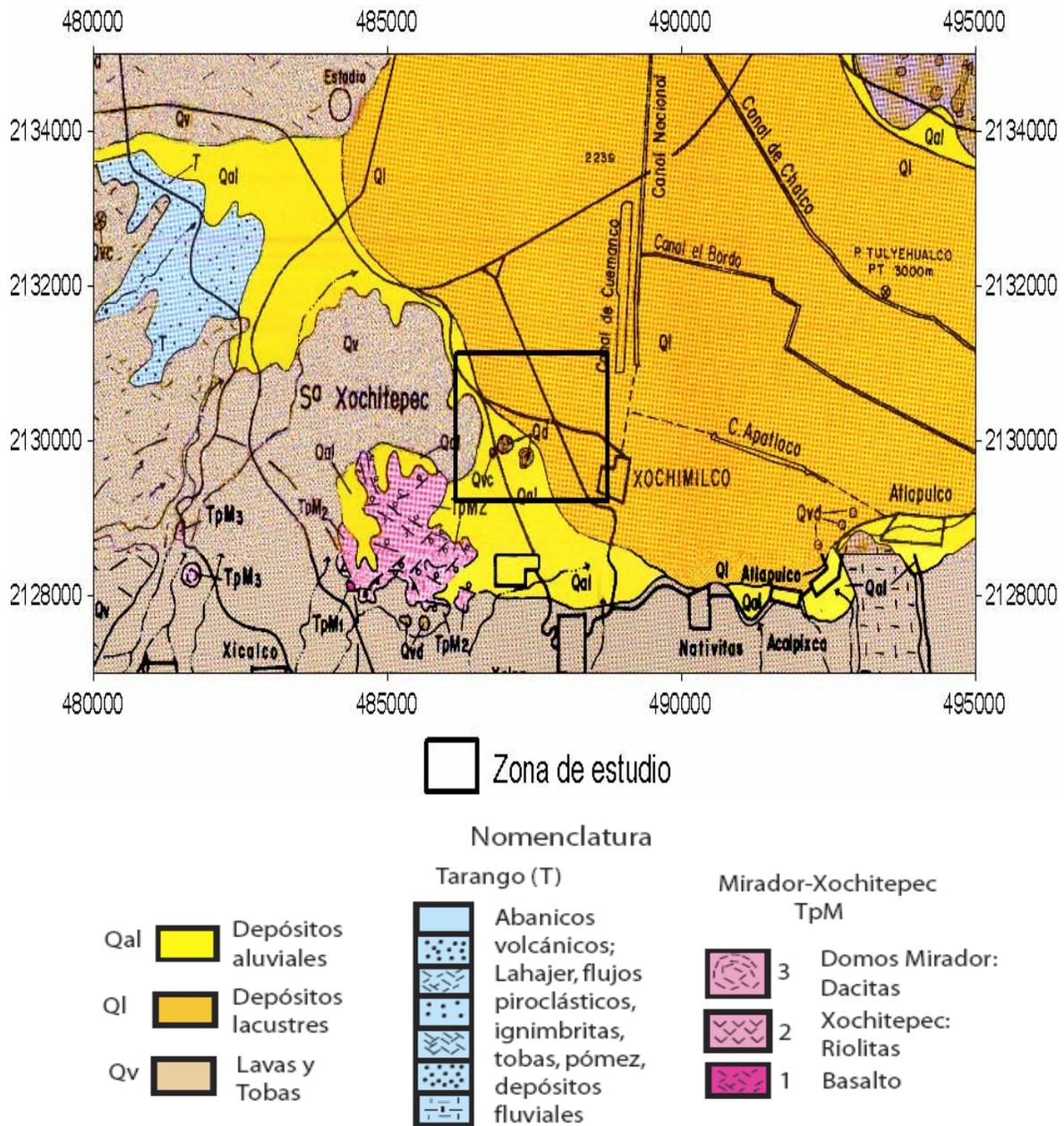


Figura 2.2.2. Geología de la zona de estudio. Modificado de Mooser, 1996.

Mooser (1996) expone las siguientes unidades litoestratigráficas para el mapa geológico de la Cuenca:

Qv

Distingue a todas las vulcanitas que por su morfología se asignan al Cuaternario en general; sin embargo 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 o andesíticas que en ocasiones son más ácidas. Ejemplo de esto último son los domos dacíticos y riolíticos del Cerro de Chapultepec, del Cerro Zacaltepetl, cerca de Ciudad Universitaria, y los domos de La Noria entre Tlalpan y Xochimilco. También las vulcanitas de Chignahuapan, en su mayoría riolíticas, se asignan al Cuaternario Superior y se simbolizan con *Qv*.

Igualmente se designan las vulcanitas del importante grupo Chichinautzin con sus conos (*Qvc*) y domos (*Qvd*); tiene extensiones al Oriente por Puebla y al Poniente por Toluca, se incluyen en este grupo las sierritas laterales, como la de Santa Catarina al sur de la Ciudad de México.

Qly Qal

Depósitos aluviales y lacustres del Cuaternario. Los extensos rellenos de estos, son característicos de zonas volcánicas.

TpM

Denomina la Sierra de Xochitepec por ser una de las Sierras Menores, estrato volcán andesítico y dacítico, de elementos dómicos sepultados por lavas del Chichinautzin (Mooser, 1996).

II. 2. 3. Estratigrafía

En el Plioceno Medio se desarrollaron numerosas cuencas endorreicas someras, las cuales dieron lugar a la formación de potentes depósitos lacustres; destacan en el norte los depósitos lacustres de Tlaxcala, Tula y San Juan del Río, con espesores máximos de 200 m. De igual forma afloran idénticos depósitos en el sur, debajo del Tepozteco, en Morelos, y en igual posición, en Chalma, Estado de México. Los depósitos lacustres del Plioceno constituyen por su importante extensión una formación.

Mooser (1991) determina espesores de más de 300 m para depósitos lacustres. En cambio, por debajo de la Ciudad de México, con lavas basálticas intercaladas. En Tula afloran estas lavas con tobas y horizontes de paleosuelos con capas de pómez.

Los depósitos lacustres están integrados por cuerpos volcánicos: hacia la fosa Acambay se presentan lavas andesíticas oscuras y en los núcleos de las Sierras de Tepotzotlán, Xochitepec y de Guadalupe masas de basaltos de olivino. Sobrepuestos a estos depósitos lacustres y a las vulcanitas se desarrollaron numerosos estrato volcanes pequeños a medianos, andesíticos y dacíticos, con domos ácidos; constituyen las Sierras Menores, destacando las Sierras de Tepotzotlán, Guadalupe, Patlachique, Pitayas y Xochitepec. Los elementos de esta última (cerros Mirador, Xicalco y Tlalpuente) están en gran parte sepultados por las lavas cuaternarias del Chichinautzin (Mooser *et al.*, 1996).

II. 2. 3. 1 Unidades Litoestratigráficas

Chavelas (2001) realizó un estudio para la Dirección General de Construcción y Operación Hidráulica (DGCOH) organismo encargado de operar y mantener el sistema hidráulico de la Ciudad de México, y re-interpretó varios pozos de agua; a continuación se muestran las principales unidades, los pozos y su ubicación de algunos pozos cercanos a la zona de estudio. El criterio utilizado para la re-interpretación de estos pozos depende de los factores y propiedades de la roca, como son: la dureza, la textura, la estructura y el tipo de fractura en las rocas. En las figuras 2.2.3.a, 2.2.3.b, 2.2.3.c y 2.2.3.d, ilustran las columnas estratigráficas de pozos cercanos a la zona de estudio, así como su ubicación en el área en la figura 2.2.4.

OI

Arcillas originadas en extensos lagos someros que coronan la secuencia estratigráfica, son plásticas e impermeables, localmente contienen importantes cantidades de arenas. Suelen estar interdigitadas con depósitos aluviales y/o con vulcanitas (lavas y tobas) de las sierras más jóvenes.

Qal

Arenas de grano fino a grueso (localmente mezcladas con porcentajes secundarios de arcillas) y gravas aluviales provenientes de la erosión de las sierras circundantes al Valle de México. Estos depósitos rellenaron la antigua superficie estructural del Tepozteco, así es que sus espesores son variables, pero se presentan como secuencias progradantes, por lo que su espesor es mayor en la porción sur de la cuenca. Se encuentran intercalados con depósitos lacustres y/o vulcanitas del Cuaternario Superior.

Qv

Materiales emitidos por las sierras volcánicas del Cuaternario (sierras de Santa Catarina, Chichinautzin y de las Cruces). La base de estas vulcanitas son lavas de la Sierra de las Cruces sobre las que se depositaron las vulcanitas del Chichinautzin y finalmente los conos cineríticos, domos y derrames lávicos de la Sierra de Santa Catarina.

Qc (vulcanitas de la Sierra de las Cruces)

Emisiones de lavas andesíticas provenientes principalmente del Cerro de San Miguel y de domos en sus flancos que en su conjunto forman una superficie sobre la que se depositaron potentes paquetes de tobas y flujos piroclásticos productos de erupciones explosivas. Los productos piroclásticos forman abanicos Vulcano-clásticos a los pies o flancos de la Sierra de las Cruces y han sido clasificados como *Formación Tarango (T)*. Debido a las múltiples erupciones a lo largo de la sierra, la formación Tarango puede encontrarse intercalada con derrames andesíticos y alcanzar espesores mayores a 300 m.

Tpv (vulcanitas del Plioceno Superior)

Vulcanitas emitidas por la Sierra Xochitepec a través de un pequeño estrato volcán de composición andesítica coronado por domos ácidos.

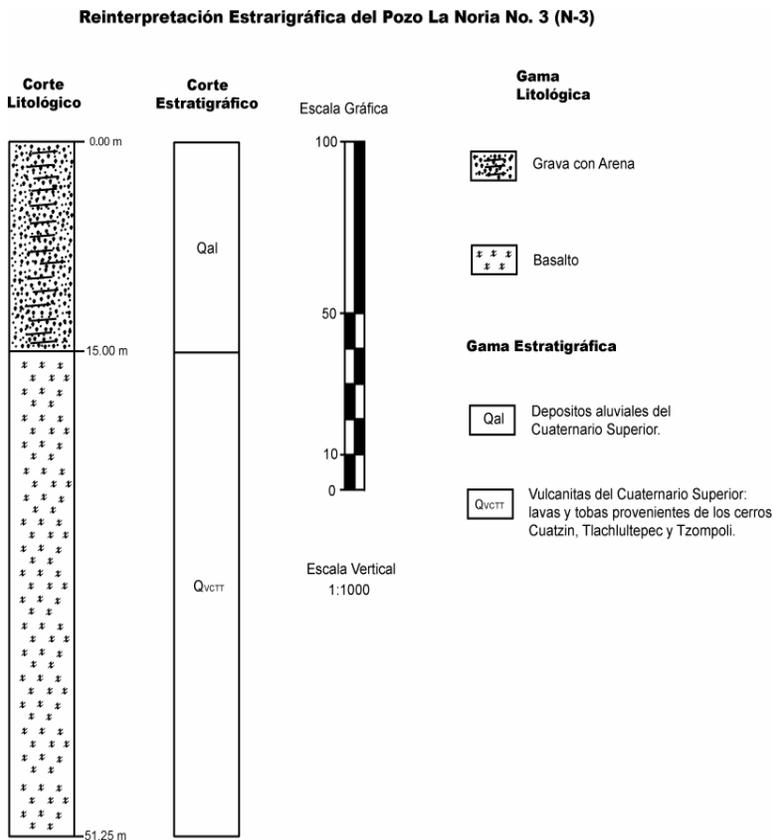
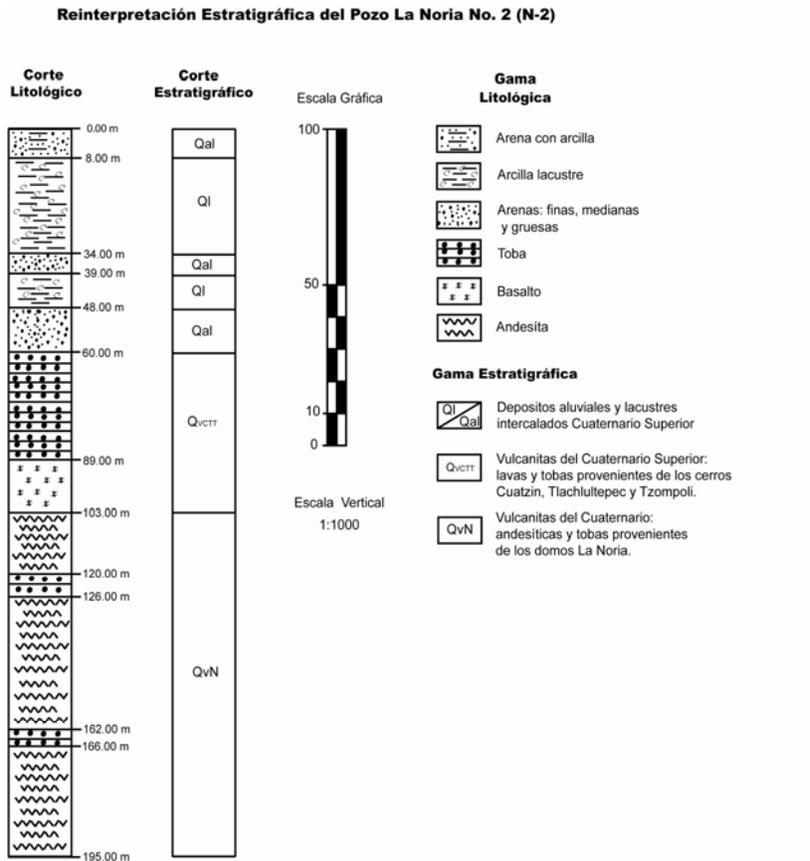


Figura 2.2.3.a. Estratigrafía de pozos cerca del área de estudio. Modificado de Chavelas, 2001.

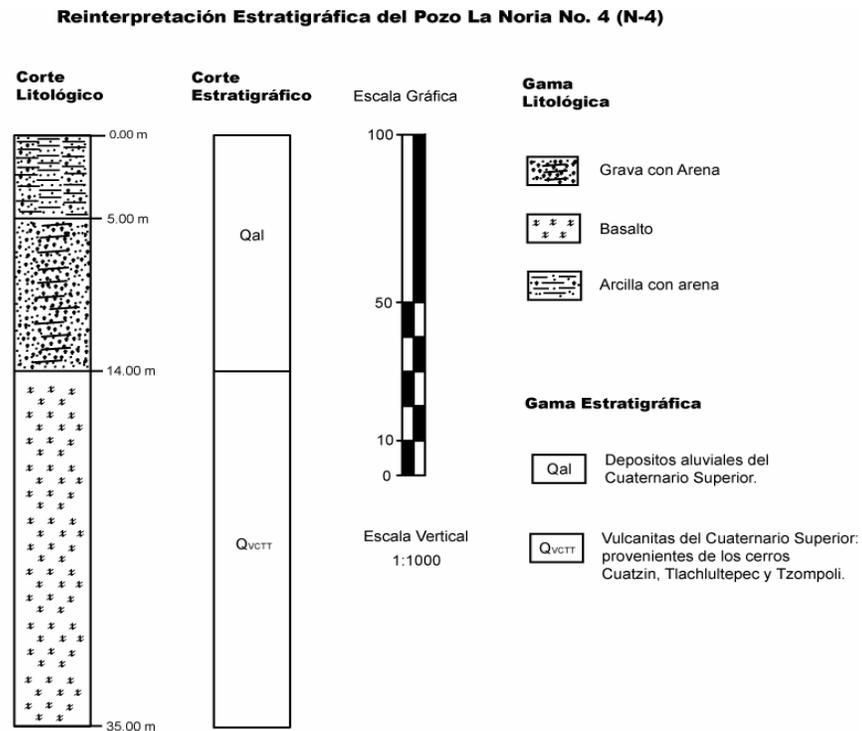
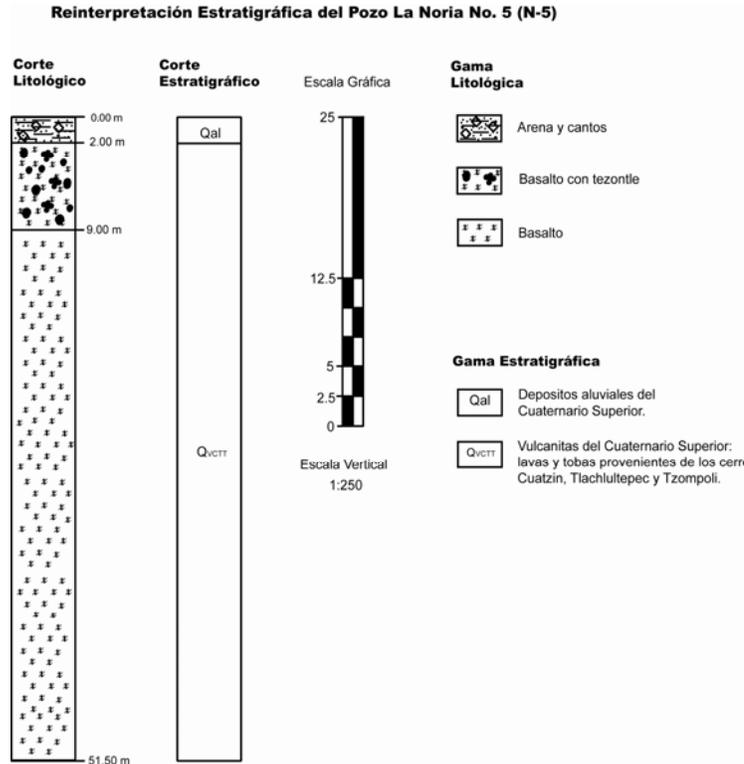
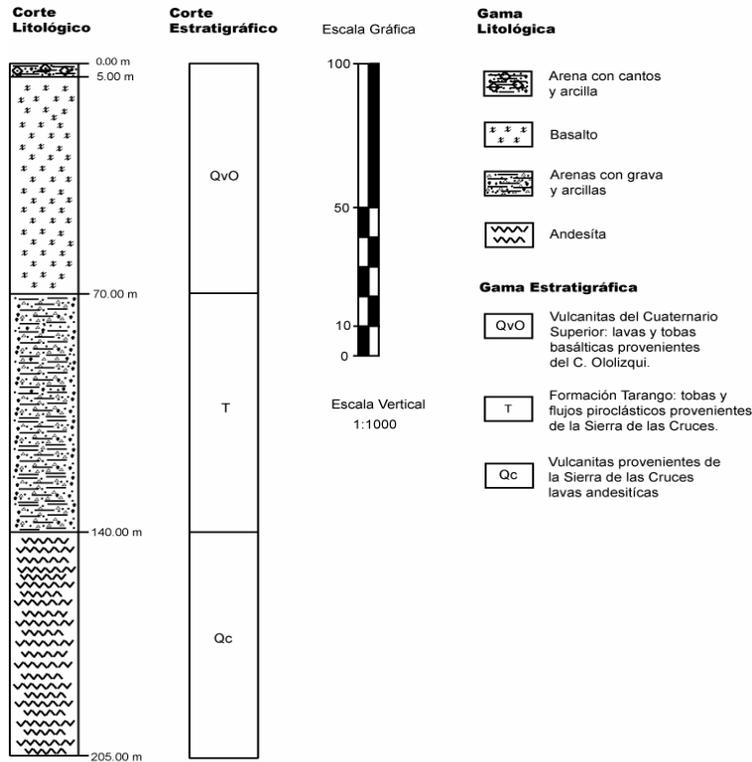


Figura 2.2.3. b. Estratigrafía de pozos cerca del área de estudio. Modificado de Chavelas, 2001.

Reinterpretación Estratigráfica del Pozo Tepepan No.1



Reinterpretación Estratigráfica del Pozo Xochitepec

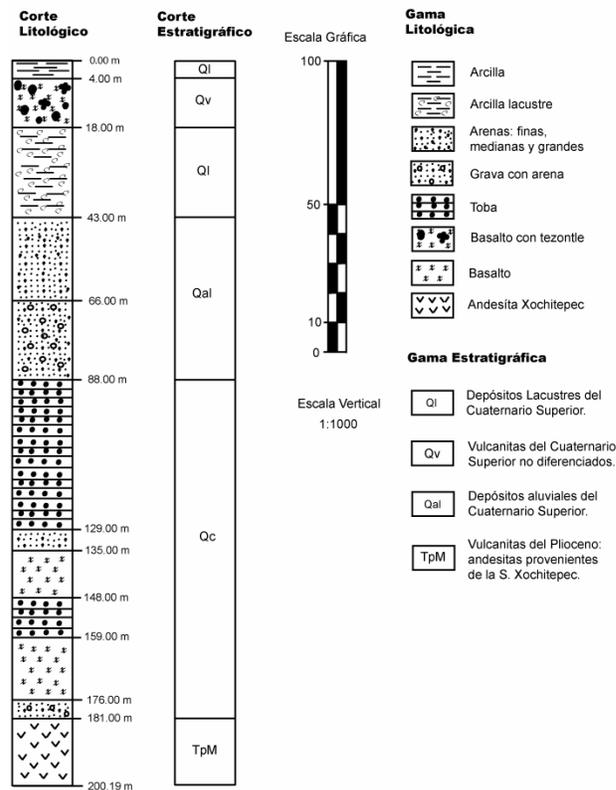


Figura 2.2.3.c. Estratigrafía de pozos cerca del área de estudio. Modificado de Chavelas, 2001.

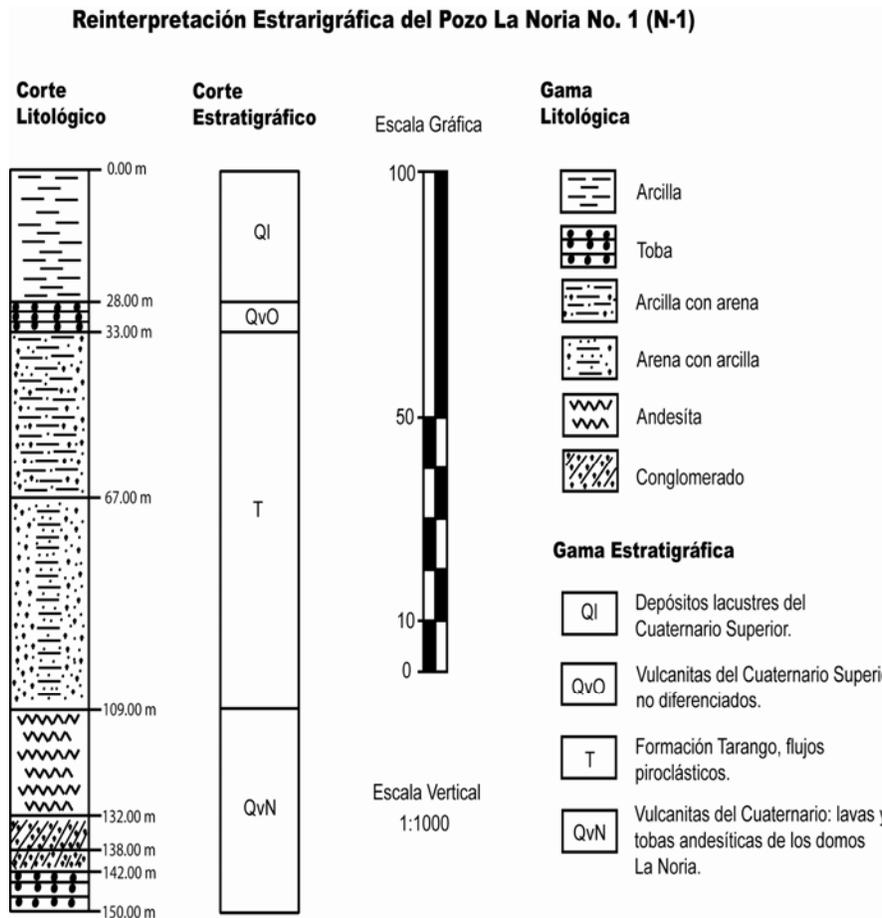


Figura 2.2.3.d. Estratigrafía de pozos cerca del área de estudio. Modificado de Chavelas, 2001.

Capítulo III

Métodos de Estudio

III.1 Gravimetría

III. 1 .1 Introducción

La Gravimetría es el método geofísico, que se basa en el estudio de las variaciones en el campo gravitacional ocasionado por los contrastes de densidad; hace uso de campos de potencial natural, de manera similar al método magnético y a algunos métodos eléctricos. El campo potencial natural, del cual hace uso el método, se compone de los contribuyentes de las formaciones geológicas, que construyen la corteza terrestre hasta la profundidad determinada por el alcance del método gravimétrico.

El modelo se basa comúnmente en mediciones relativas debido a que es más práctico medir variaciones laterales de la atracción gravitatoria de un lugar al otro. Estas mediciones relativas se pueden obtener más fácilmente con una precisión satisfactoria en comparación con las mediciones del campo gravitatorio absoluto. Los datos reducidos apropiadamente dan variaciones en la gravedad, que solo dependen de variaciones laterales y verticales de la masa de un cuerpo, ubicado en la estación de observación; se pueden definir estructuras siempre y cuando haya el suficiente contraste en este caso de densidades.

III.1. 2 Fundamentos del método

Las bases de las cuales el método gravimétrico depende se encuentra en dos leyes derivadas por Isaac Newton, descritas Principia Matemática (1687) – su llamada Ley Universal de Gravitación, y su segunda Ley de Movimiento. La primera de estas dos leyes establece que la fuerza de atracción entre dos cuerpos de masas conocidas es directamente proporcional al producto de las dos masas e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia entre sus centros de masa. Por consiguiente,

entre más grande es la distancia que separa los centros de masa, más pequeña es la fuerza de atracción entre estos.

III. 1. 2. 1 Ley Universal de Gravitación de Newton

$$F = \frac{GMm}{R^2} \dots\dots\dots (3.1.1)$$

Donde la constante gravitacional (G) = $6.67 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2\text{kg}^{-2}$ M – masa de un cuerpo; m – masa de otro cuerpo; R – la distancia entre ellos y F – la fuerza de atracción entre ellas.

III. 1. 2. 2 Segunda ley del movimiento de Newton

Esta ley establece que la fuerza es proporcional a la aceleración (g) que se aplica a una masa (m). La ley del movimiento de Newton establece que una fuerza (F) es igual a la (m) por la aceleración. Si la aceleración es en dirección vertical, es debido a la gravedad (g).

$$F = m \times g \dots\dots\dots (3.1.2)$$

Combinando las ecuaciones (3.1.1) y (3.1.2) obtenemos otra relación simple:

$$F = \frac{GMm}{R^2} = mg ; \text{Entonces } g = \frac{GM}{R^2} \dots\dots\dots (3.1.3)$$

Esto nos muestra que la magnitud de la aceleración debida a la gravedad en la Tierra (g) es directamente proporcional a la masa (M) de la Tierra e inversamente proporcional al cuadrado del radio de la Tierra (R). Teóricamente, la aceleración debida a la gravedad debe ser constante sobre la Tierra. En realidad, la gravedad varía de un lugar a otro porque la Tierra tiene la forma de una esfera aplanada y tiene una superficie topográfica irregular y distribución de masa variable.

La forma de la Tierra es una consecuencia del balance entre la aceleración gravitacional y la aceleración centrípeta causando una ligera deformación para formar un esferoide aplanado. Matemáticamente es conveniente referirse a la forma de la Tierra como una elipse de rotación.

La superficie del nivel del mar, si no es perturbada por vientos o mareas, es conocida como el geoide y es particularmente importante en levantamientos gravimétricos ya que es horizontal y forma ángulos rectos a la aceleración debido a la atracción de la gravedad en cualquier lugar. El geoide representa una superficie sobre la cual el campo gravitacional tiene el mismo valor y es llamado una superficie equipotencial. La distribución irregular de masa, especialmente cerca de la superficie de la Tierra, deforma al geoide así que este no es idéntico a la elipse de rotación. Las anomalías de longitudes de onda larga se relacionan mucho con masas en el manto, así rasgos densidades a profundidades someras causan longitudes de onda corta variando en el geoide. En consecuencia, las anomalías en el campo gravitacional pueden ser usadas para determinar como las masas se distribuyen (Telford, *et al.* 1990).

III.1.3 La forma teórica y geométrica de la Tierra

III. 1. 3.1 Geoide

La forma teórica de la Tierra se describe por medio de la superficie equipotencial normal de la Tierra coincidente con la superficie del mar a la que se le llama *geoide*. Es descrita por el nivel del mar sin los efectos de corrientes oceánicas, clima y mareas; ubicándose en un canal que atravesaría todo el continente de un océano al otro.

La forma del geoide esta influenciada por las masas internas; tiende a compensarse sobre los excesos de masa (por ejemplo, rasgos montañosos o cuerpos de alta densidad), así como las depresiones se asocian a deficiencias de masa (valles o cuerpos de baja densidad) (Blakely, 1995).

Solo se puede describir de una forma aproximada, la manera más sencilla es con un esferoide que se define por una función esférica. Entonces los resultados se vuelven satisfactorios para su aplicación en la gravimetría. Figura 3.1.1.

Los geodestas determinan la figura de la Tierra, es decir, el geoide, en dos pasos: primero reducen al geoide la gravedad observada en la superficie de la Tierra; segundo a partir de ésta

calculan las ondulaciones del geoide, es decir, las desviaciones a partir de la superficie del elipsoide de referencia (Li, *et al.* 2001).

III. 1. 3. 2 Elipsoide

Debido a la complejidad de las variaciones internas de densidad, es más común hacer referencia a una superficie más suave y simple llamada elipsoide. Por acuerdo internacional, esta superficie equipotencial imaginaria es la superficie esferoidal que formaría una Tierra rotando y con una densidad uniforme, además de que es la que mejor aproximación a la forma terrestre. Las diferencias en altura entre este esferoide y el geoide rara vez exceden los 100 m y generalmente caen abajo de 50 m (Blakely, 1995) y reflejan variaciones laterales a partir del modelo de densidad uniforme.

Las correcciones y anomalías gravimétricas se han definido tradicionalmente con respecto a la elevación (altura sobre el nivel del mar). Antes del uso generalizado del uso del Sistema de Posicionamiento Global (GPS) la altura sobre el geoide, es decir, la elevación, era la única medición de la altura que se podía obtener con precisión por medio de la nivelación (Li, *et al.* 2001). Sin embargo, como la gravedad teórica que se calcula utiliza como nivel de referencia al elipsoide, todas las correcciones deben de aplicarse haciendo uso de esta superficie equipotencial.

Las variaciones entre el geoide (forma teórica) y el elipsoide de rotación se llaman las ondulaciones del geoide y son una medida para la distribución irregular de las masas con respecto al elipsoide de rotación. Una ondulación de geoide positivo indica un exceso de masa, una ondulación de geoide negativo implica un déficit de masa. Figura 3.1.1.

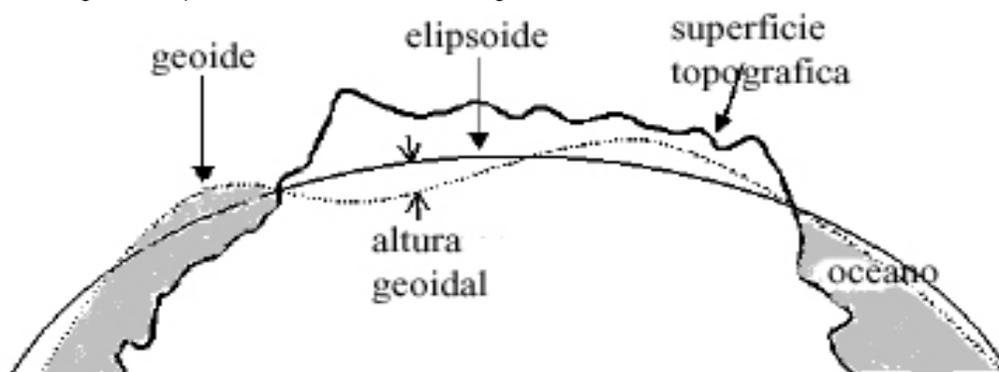


Figura 3.1.1. Geoide, Elipsoide y superficie topográfica. Modificado de Li *et al.*, 2001.

III. 1. 3. 3 Elevaciones o alturas a partir de un punto sobre la Tierra.

Las superficies antes descritas guardan una relación y es que hay tres valores de la altitud de un punto sobre la Tierra, los cuales pueden ser calculados:

- Altura Geoidal (N).- es la distancia que hay entre la superficie del geoide y la del elipsoide.
- Altura Elipsoidal (h).- es la distancia entre la superficie del elipsoide y la de la Tierra. Generalmente se simboliza por la letra "h".
- Altura Ortométrica (H).- es la distancia vertical entre la superficie física de la Tierra y la superficie del geoide. Esta distancia se mide a lo largo de la línea de plomada, la cual es la curva que es tangencial a la dirección de la gravedad en cualquier punto. En muchos casos las elevaciones ortométricas son también consideradas alturas sobre el nivel medio del mar.

La ecuación que relaciona estas tres elevaciones es:

$$H = h - N$$

Con esta ecuación es fácil determinar la elevación ortométrica de un punto sobre la Tierra, si conocemos su elevación elipsoidal y la elevación del geoide en la misma posición. Figura 3.1.2.

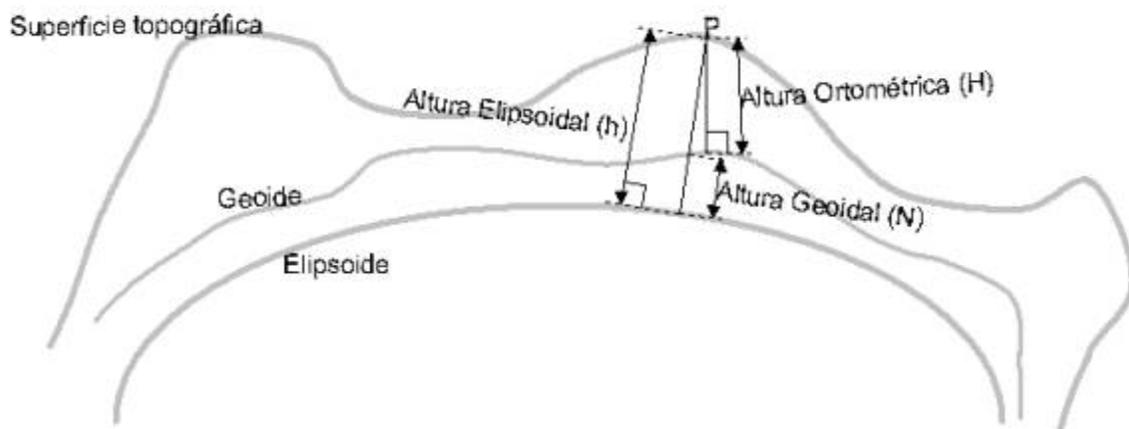


Figura 3.1.2. Relación de tres tipos de alturas en una misma posición.

III. 1. 4 Gravedad normal g_0

La Formula Internacional de la Gravedad, explica la variación de la gravedad con respecto a la distancia del ecuador, con dos efectos:

- Rotación de la Tierra (aceleración centrípeta): es la razón de cambio que se da en la velocidad de un cuerpo en movimiento y se define de la siguiente manera. Figura 3.1.3:

$$a_c = \rho \omega^2 \hat{\rho}$$

Donde:

$$\rho \approx R \cos \theta$$

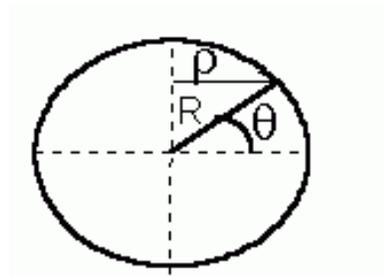


Figura 3.1.3. Aceleración centrípeta.

- Achatamiento de la Tierra (causada por la rotación): movimiento de cambio de orientación, de un cuerpo de forma extensa que dado un punto cualquiera del mismo, éste permanece a una distancia constante de un punto fijo. En un espacio tridimensional, para un movimiento de rotación dado, existe una línea de puntos fijos denominada eje de rotación.

La gravedad normal g_φ o el campo gravitacional normal de la Tierra, se refiere al elipsoide de rotación, una de las primeras formas de calcularla y aceptada por la Asociación Internacional de Geodesia (IAG) fue realizada por Cassins en 1930 (IAG, 1971):

$$g_\varphi = 978049(1 + 0.0052884 \text{sen}^2 \varphi - 0.0000059 \text{sen}^2 2\varphi)$$

Donde:

φ = latitud geográfica.

Esta ecuación, llamada formula internacional de gravedad se basa en un valor absoluto de $g = 981,274 \text{ cm/s}^2$ (Gal) realizada por Kühnen y Furtwänder en 1904, quienes determinaron la gravedad absoluta en Potsdam, Alemania; y su valor es aceptado como origen del sistema mundial, aunque en 1950 se demostró que su valor era 14 miligales mayor del real.

Tiempo después se optó por la fórmula del año 1967, basada en el sistema de referencia geodésico de 1967 la cual en su forma más sencilla es: (Dobrin, *et al.* 1988).

$$g_{\varphi} = 978032.7(1 + 0.0053024\text{sen}^2\varphi - 0.0000058\text{sen}^2 2\varphi)$$

Hoy día los levantamientos gravimétricos se reducen comúnmente aplicando la ecuación recomendada por la Organización Internacional de Metrología Legal (OIML) en su boletín 127 (Thulin, 1992) con una precisión 0.1 μGal . Dicha ecuación utiliza los coeficientes adoptados por la Asociación Internacional de Geodesia (IAG) con el Sistema de Referencia Geodesica de 1980 (GRS80) (Moritz, 1988).

$$g_{\varphi} = 978031.8(1 + 0.0053024\text{sen}^2\varphi - 0.0000058\text{sen}^2 2\varphi) - 0.000003086h$$

h - altura en metros

III. 1. 5 Gravímetro

Los gravímetros nos permiten determinar la componente vertical de la aceleración de la gravedad (g_z) en un cierto lugar. Generalmente hay que distinguir dos métodos fundamentales:

- La determinación del valor absoluto de gravedad en un cierto lugar (mediciones absolutas).
- La determinación de la diferencia en la magnitud de gravedad entre dos lugares diferentes (mediciones relativas).

Los instrumentos para mediciones absolutas son el péndulo y los gravímetros absolutos que son mecanismos de caída libre y los instrumentos para mediciones relativas son los gravímetros relativos. Estos últimos son los instrumentos más usados en la gravimetría aplicada porque se puede medir en forma rápida y precisa, también se usan por razones logísticas y económicas ya que son relativamente más baratos que los gravímetros absolutos. En principio, un gravímetro es un aparato para pesar con una sensibilidad extremadamente grande.

La ley de Hooke no se puede aplicar en algunas condiciones físicas especiales. En 1932 Lucien LaCoste inventó el resorte de longitud cero. Un resorte que tiene una longitud física igual a su

longitud estirada. Su fuerza es proporcional a su longitud y no solo a su longitud estirada entonces su fuerza es constante sobre el rango de flexiones en las cuales el resorte es elástico.

Teóricamente, con la masa correcta, un péndulo usado como un resorte y su regreso, puede tener un periodo natural infinito, con esto se desprecia el amortiguamiento y la gravedad es proporcional solo a la deformación del resorte. Los péndulos de periodo largo permiten a los sismómetros percibir los movimientos más lentos de las ondas penetrantes provocadas por sismos lejanos. Los resortes de longitud cero también son usados en los gravímetros, los cuales se necesitan par tener péndulos lineales.

Físicamente, una forma práctica común de un resorte de longitud cero es una hoja de resorte rizado casi en círculo, con sus puntas montadas en alojamientos flexibles. Una forma conveniente es el resorte helicoidal el cual se tuerce mientras se comienza a girar. Otro diseño común es el resorte de torque o barra. Usualmente requieren estructuras de montaje especiales, a veces requieren ajustes precisos para llegar al modo de longitud cero, y regularmente tienen un rango limitado de movimiento.

El método empleado por el gravímetro para la medición de la gravedad consiste, de una masa " m " suspendida de un resorte. Sobre esa masa " m " ejerce una fuerza " p " de atracción de la gravedad que es proporcional a la aceleración de la gravedad " g ". El resorte tiene una longitud " l " por el efecto de la fuerza ó sea su peso " p ". Si " g " varía lo hará " p " y por lo tanto varía la longitud del resorte. Con base en estas variaciones (l) determinamos las variaciones de la gravedad (g .) Como se muestra en la figura 3.1.4.

$$g = c \cdot l \quad \text{Ecuación fundamental de los gravímetros}$$

Donde c = Factor de escala

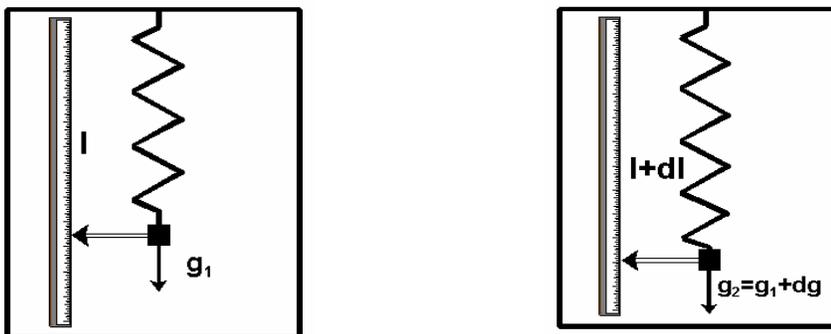


Figura 3.1.4. Masa suspendida en un resorte

De la misma forma se puede tomar en consideración la figura 3.1.5 que ilustra el funcionamiento de cualquier gravímetro:

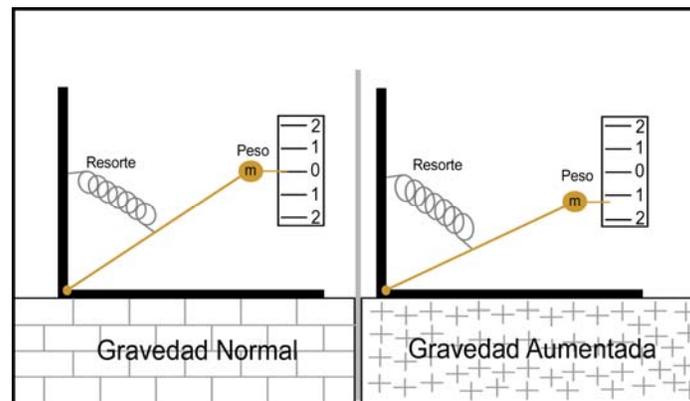


Figura 3.1.5. Principio de un gravímetro

El gravímetro LaCoste & Romberg (LCR) se enmarca dentro de los gravímetros astatizados de muelle metálico. Su diseño se caracteriza por estar hecho de partes metálicas, por ello en un principio es más difícil de tratar que los gravímetros realizados con cristal de cuarzo. Esto es debido a que la expansión y contracción térmica de los metales es más grande que en el cuarzo. Por ello, los gravímetros LCR están termostatzados de forma precisa, de aquí la necesidad de mantener el gravímetro a una temperatura constante para cualquier realización práctica que se efectúe con él. Figura 3.1.6.

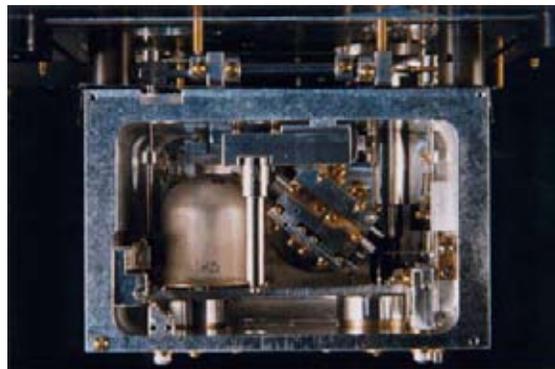


Figura 3.1.6. Mecanismo del gravímetro.

El gravímetro que se uso esta compuesto por:

- Brazo horizontal, en cuyo extremo lleva una masa, y en el otro extremo se encuentra un par de alambres y muelles finos que actúan como bisagras atenuadoras de la fricción.

- Un hilo muy fino pero fuerte, esta enlazado en el extremo superior del muelle, y otro en el extremo inferior del mismo. El hilo superior está unido al sistema de nivelación, y el hilo inferior esta sujeto al brazo. La longitud efectiva del resorte es la combinación de la longitud del resorte helicoidal y la de los dos hilos finos, proporcionando la resultante una longitud 0 ($l_0=0$).

El resorte del gravímetro LCR es de cuarzo ya que la dilatación es menor, y trabaja a un determinado rango de temperatura, para la cual se calculan una serie de parámetros y constantes necesarios para trabajar con él, de la misma forma el muelle no debe sufrir oscilaciones fuertes. El muelle está dispuesto bajo un ángulo de 45° aproximadamente, con respecto a la horizontal. La medida es efectuada por la anulación de la posición de la masa. Figura 3.1.7.

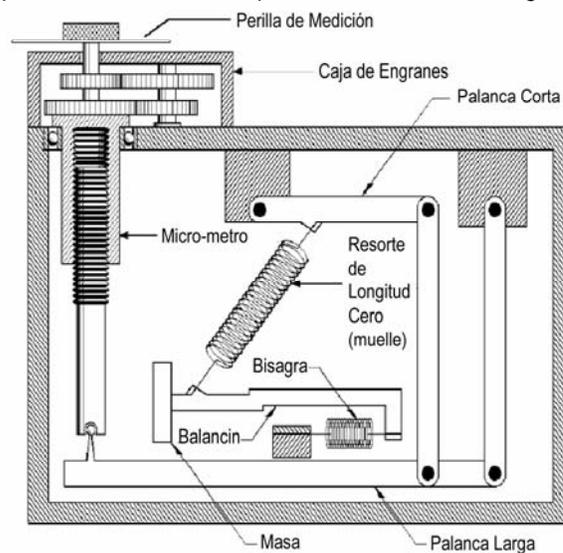


Figura 3.1.7. Partes internas del gravímetro Lacaste & Romberg modelo G, modificado del manual LCR.

El gravímetro, posee un sistema de nivelación y un tornillo para calibrarlo de forma precisa a lo largo de un rango entero. Los factores de calibración sólo dependen de la calidad del sistema nivelador y del tornillo de medida, pero no del resorte de anulado como ocurre con otros gravímetros. Esto da lugar a que los factores de calibración no cambien perceptiblemente en los gravímetros LCR. El modelo del instituto de geofísica posee tres tornillos para calibrarlo, y de esta forma no medir proyecciones de la gravedad.

En lo que se refiere a la deriva del instrumento, la casa LCR conecta el brazo a la carcasa del gravímetro con dos muelles horizontales dispuestos simétricamente, consiguiendo así disminuir la deriva instrumental irregular y aumentar la seguridad del sistema. Los cambios en la presión del aire podrían causar un pequeño cambio aparente en la gravedad, debido a la presión sobre la masa y del brazo, esto se resuelve sellando el interior del gravímetro con respecto al aire del exterior. (web1). Figura 3.1.8.

Modelo G:

Rango = 2000 [mGal]

Precisión = 0.01 [mGal]

1 vuelta \approx 1 [mGal]



Figura 3.1.8. Gravímetro Lacaste & Romberg, modelo G.

III. 1. 6 Levantamiento Gravimétrico

El levantamiento gravimétrico fue diseñado de acuerdo a la ubicación de la calle 20 de Noviembre a un costado del tren ligero, con una distancia entre estaciones de aproximadamente 50 m, terminando en la Av. Prolongación División del Norte, con una extensión aproximada de 1500 m y un total de 33 estaciones gravimétricas, llamadas ESTN-01 ~ ESTN-33. Figura 3.1.9.

Web1. www.gravitymeter-repair.com/images/gdmanual.pdf

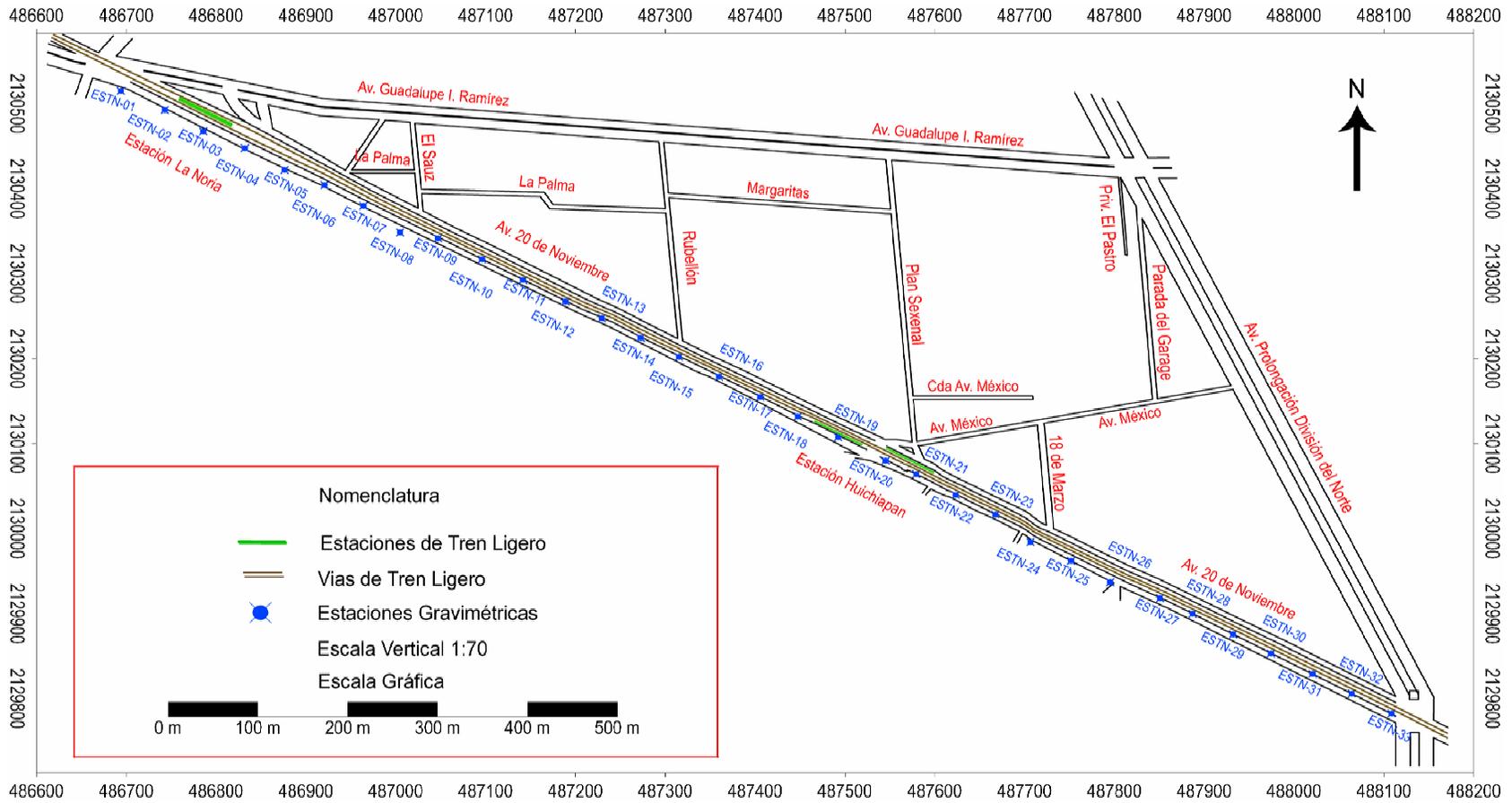


Figura 3.1.9. Ubicación de las Estaciones Gravimétricas.

III. 1. 7 Secciones Gravimétricas

La adquisición de las secciones gravimétricas fue en dos etapas, obteniendo un total de 33 estaciones. La primera sección consta de 19 estaciones (ESTN-01 – ESTN-19) y la segunda de 14 (ESTN-20 – ESTN-33), ver figura 3.1.9. En las graficas (3.1.10a y 3.1.10b) los gráficos corresponden a los datos gravimétricos obtenidos en campo sin ninguna corrección.

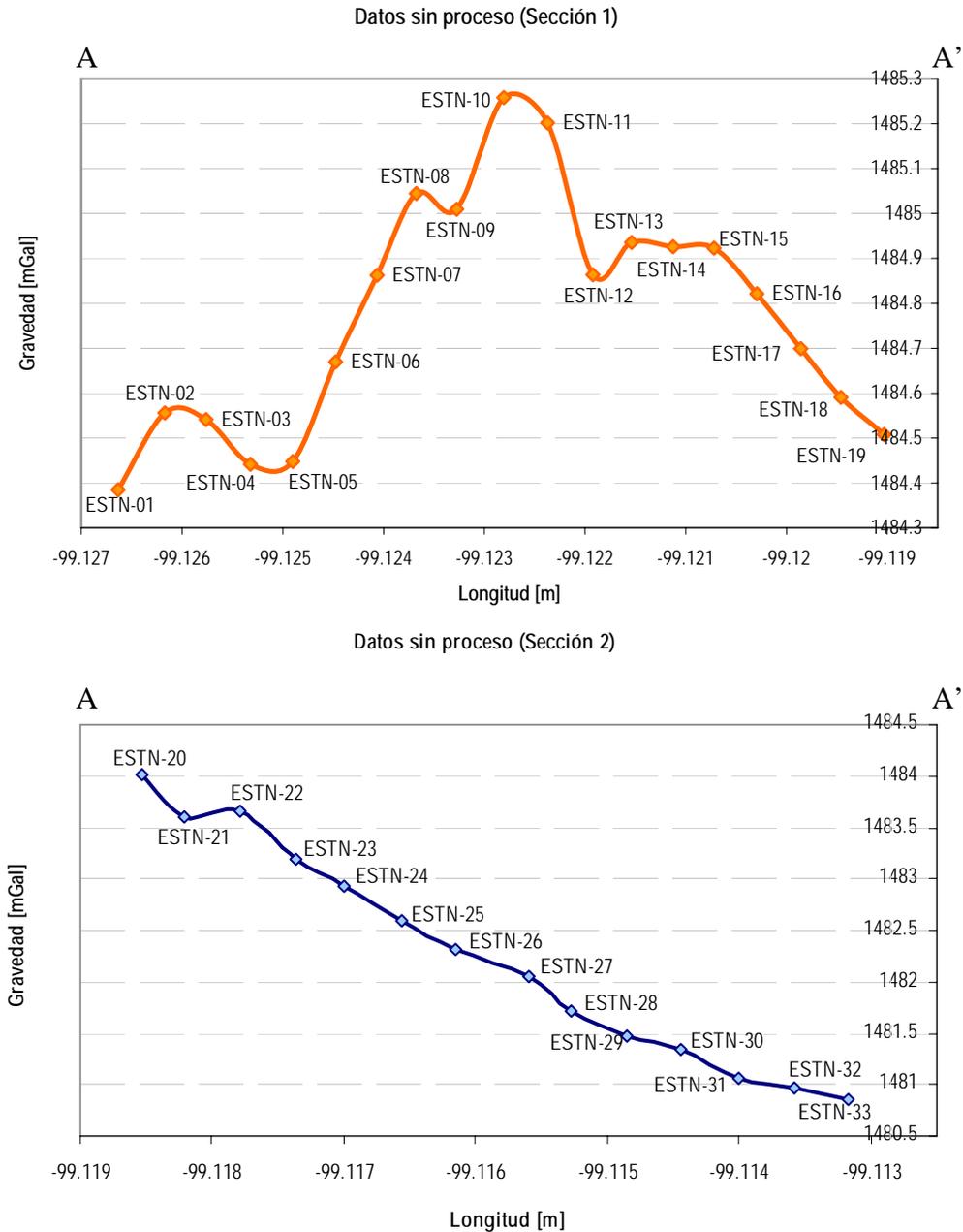


Figura 3.1.10a y 3.1.10b. Datos en crudo.

III. 1. 8 Correcciones Gravimétricas

Los gravímetros no absolutos, no proporcionan medidas directas de la gravedad. Las lecturas obtenidas con el gravímetro deben multiplicarse por un factor de calibración del instrumento para proporcionar un valor de gravedad observado (ver tabla 3.1.1). Antes de que los resultados de la adquisición puedan ser interpretados en términos geológicos, estos datos de gravedad crudos deben de ser corregidos, para remover los efectos de características que son solo de interés geológico. (Telford, *et al.* 1990).

Lectura del Gravímetro	Valor en Mili-Gales (mGal)	Factor de Conversión	Lectura del Gravímetro	Valor en Mili-Gales (mGal)	Factor de Conversión
000	000	1.02410	3600	3681.92	1.02257
200	204.80	1.02365	3800	3986.47	1.02252
400	409.51	1.02335	4000	4090.93	1.02244
600	614.17	1.02311	4200	4295.42	1.02238
800	818.78	1.02293	4400	4490.89	1.02228
1000	1021.36	1.02280	4600	4704.14	1.02217
1200	1227.91	1.02268	4800	4908.77	1.02203
1400	1472.44	1.02260	5000	5113.16	1.02187
1600	1676.96	1.02250	5200	5312.53	1.02172
1800	1841.46	1.02243	5400	5521.87	1.02154
2000	2045.94	1.02238	5600	5726.16	1.02132
2200	2250.41	1.02235	5800	5970.41	1.02105
2400	2454.68	1.02235	6000	6134.60	1.02066
2600	2659.36	1.02245	6200	6338.72	1.02022
2800	2863.86	1.02251	6400	6542.74	1.01974
3000	3068.16	1.02256	6600	6746.66	1.01914
3200	3272.89	1.02260	6800	6950.45	1.01847
3400	3477.40	1.02260	7000	7154.11	1.01833

Tabla 3.1.1 Valores conversión para el gravímetro modelo G de L&R. Modificado del manual L&R.

Es importante mencionar que las correcciones las hice utilizando una elevación elipsoidal, y no ortométrica, esto debido a que la gravedad teórica es calculada en el elipsoide, por lo tanto las correcciones siguientes deben hacerse con la misma altura. Para ciertas correcciones es necesario tener una estación base que se encuentra ubicada en el Instituto de Geofísica de la UNAM.

Las siguientes correcciones se aplican a los valores gravimétricos observados en campo, con el objetivo de encontrar la anomalía de Bouguer:

- ◇ Corrección por mareas.
- ◇ Corrección por la deriva del gravímetro (instrumento).
- ◇ Corrección de Aire Libre
- ◇ Corrección por latitud.
- ◇ Corrección topográfica.
- ◇ Corrección de Bouguer.

III. 1. 8. 1 Corrección por Mareas

Debido a su alta sensibilidad, los instrumentos de medición de la gravedad, responden a la atracción gravitatoria del Sol y la Luna y registran las variaciones periódicas en la atracción, causadas por los movimientos de la Tierra con respecto al Sol y a la Luna. Las mismas fuerzas actúan en la superficie terrestre sólida deformándola en la misma manera como el agua, aún que magnificados más pequeñas. El movimiento actual mareal de un punto ubicado en la superficie terrestre firme alcanza solo unos centímetros. Este desplazamiento mismo causa pequeñas variaciones en la gravedad debido a la variación de la distancia con respecto al centro de la Tierra y debido a la distribución nueva de las masas en el interior de la Tierra. La magnitud de estos cambios varía con la latitud, con el día y el mes. El ciclo entero de las mareas está caracterizado por variaciones iguales y menores a 0,2 a 0,3 mGal con un periodo mínimo de 12 horas.

Mediciones repetidas en las mismas estaciones permiten estimaciones de las correcciones necesarias por efectos de marea sobre intervalos cortos, además de la determinación de la deriva del instrumento. De manera alternativa se cuenta con recursos de publicaciones de tablas de mareas las cuales son publicadas periódicamente (e.g. *Tidal Gravity Corrections for 1991*, European Association of Exploration Geophysicists, The Hague) (Telford, *et al.* 1990).

Esta corrección se aplicó en ambas secciones, la marea fue calculada en un programa llamado *t-soft*, para posteriormente restarla a los datos adquiridos y así obtener la corrección por marea, los gráficos 3.1.11a y 3.1.11b muestran la corrección.

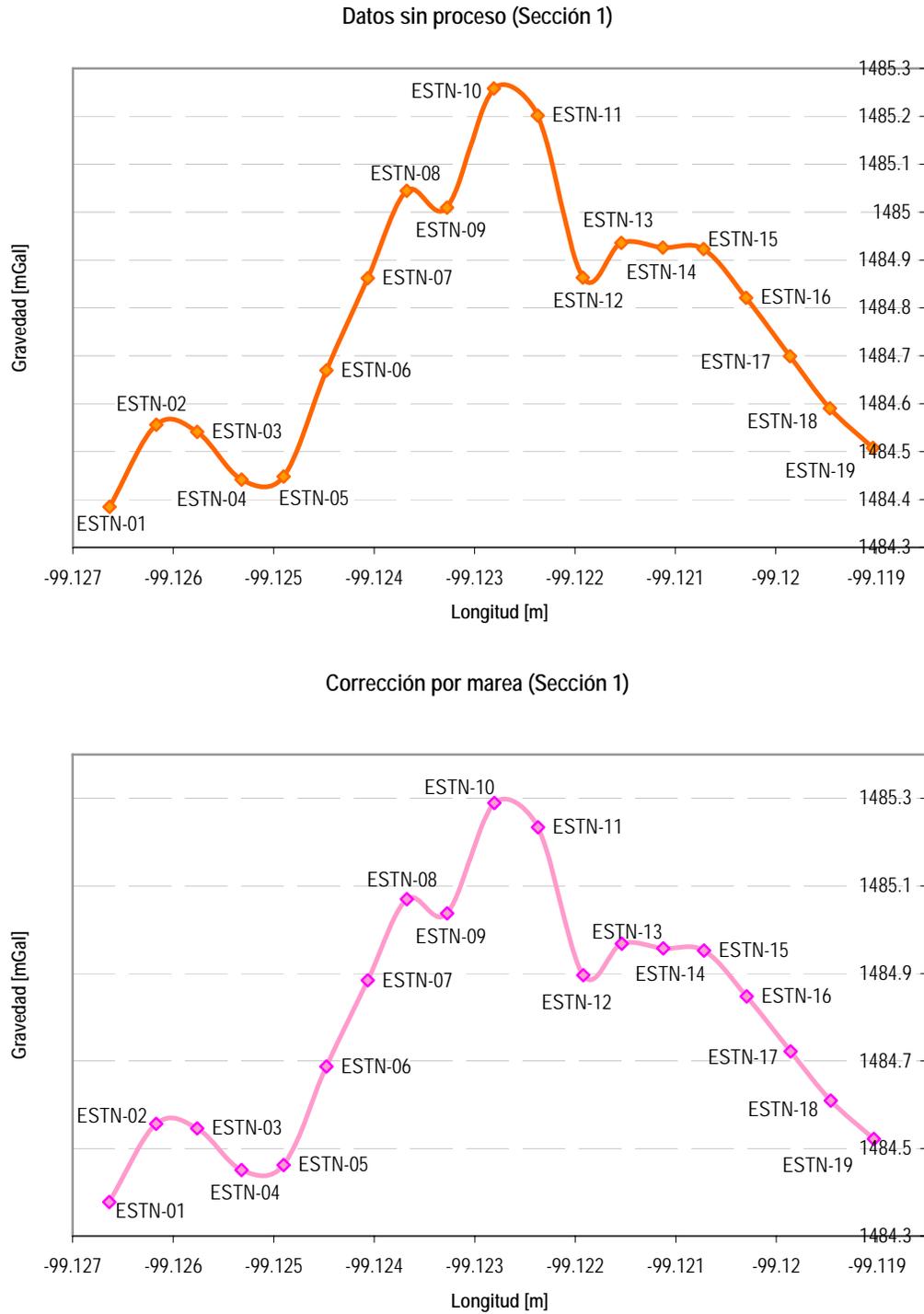
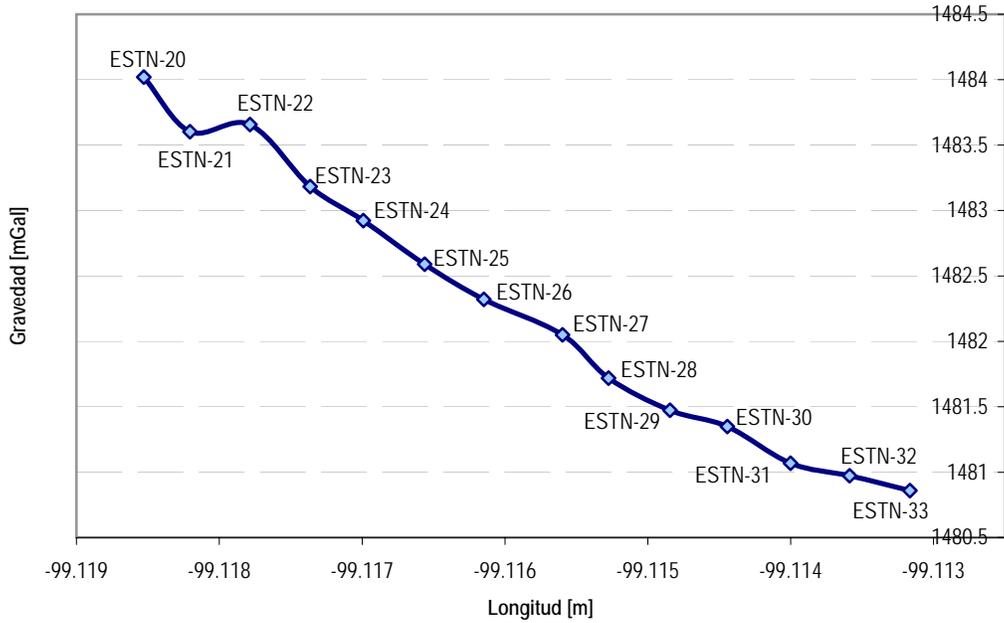


Figura 3.1.11a. Corrección por marea de la Sección 1, el primer gráfico muestra los datos antes de la corrección.

Datos sin proceso (Sección 2)



Corrección por marea (Sección 2)

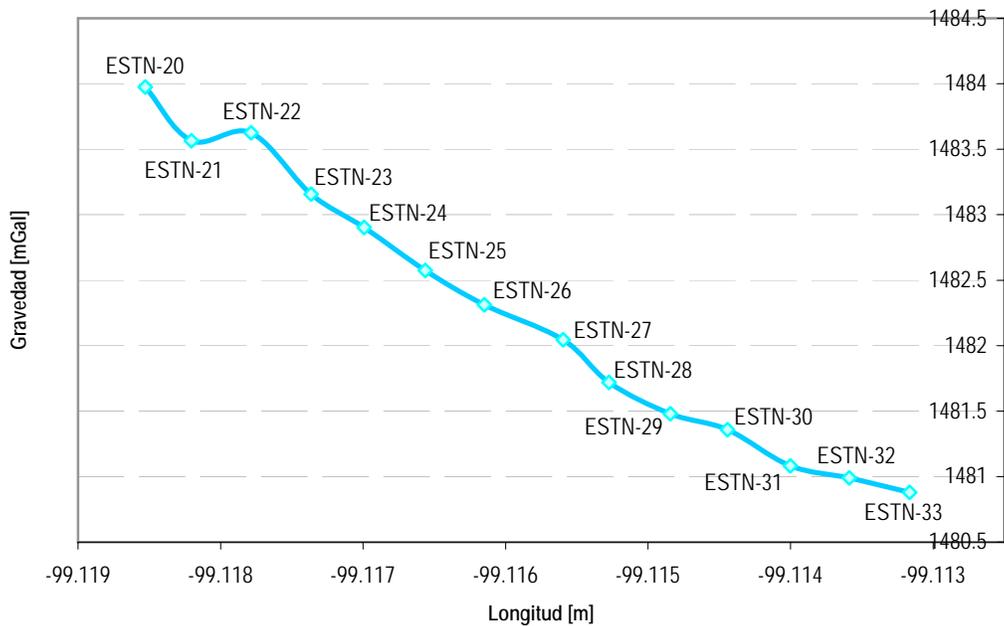
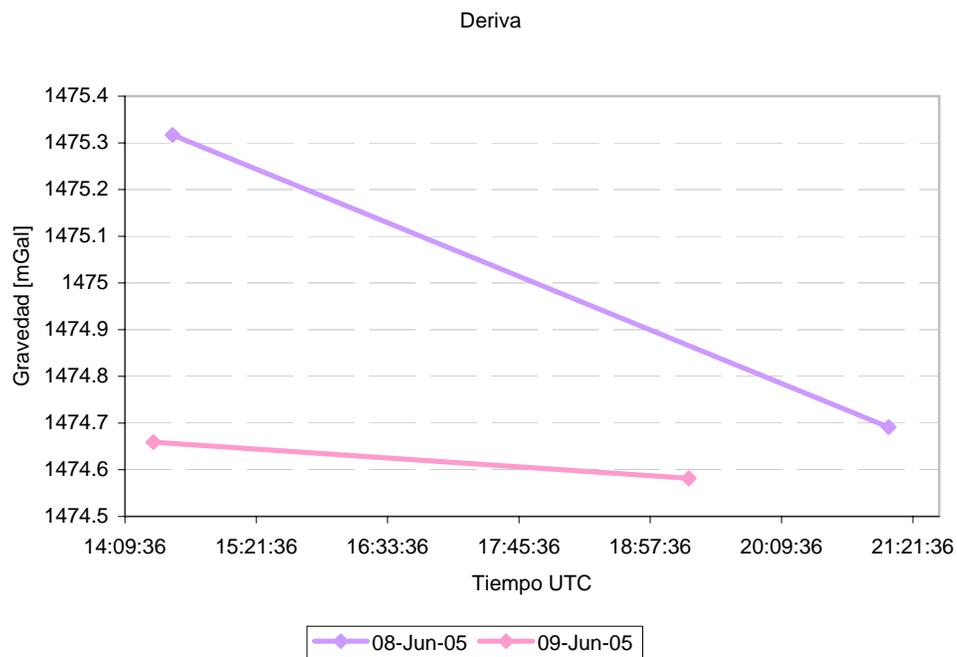


Figura 3.1.11b. Corrección por marea correspondiente a la Sección 2, la primera gráfica muestra los datos antes de la corrección.

III. 1. 8. 2 Corrección por la Deriva del Gravímetro (Instrumento)

Cuando se repite una medición por un gravímetro en el mismo lugar y bajo las mismas circunstancias varias veces en el día se obtiene distintas lecturas variando unos 0,001 mGal. Estas variaciones se deben a los resortes y fibras de torsión no perfectamente elásticos de los gravímetros; al efecto de la temperatura y a la influencia de las mareas. La deriva del instrumento se corrige observando los valores de gravedad correspondientes a la estación base, que se localiza en el Instituto de Geofísica de la UNAM, en intervalos discretos de tiempo, por ejemplo cada media hora y durante el intervalo de tiempo, en que se realiza todas las mediciones. La primera y la última medición gravimétrica se deben realizar en la estación base, figura 3.1.12.



El cálculo de esta corrección se compone de tres etapas: el primer paso es obtener la deriva y eso se hace dividiendo el promedio de la corrección por marea y el periodo de tiempo de la base (ubicada en el Instituto de Geofísica). La segunda etapa es multiplicar ese valor por la diferencia del promedio de tiempo de trabajo del gravímetro en cada estación y el de la base, por último se hace la sustracción de dicho valor y el promedio de la corrección por marea de cada estación. Las graficas 3.1.13a y 3.1.13b muestran dicha corrección.

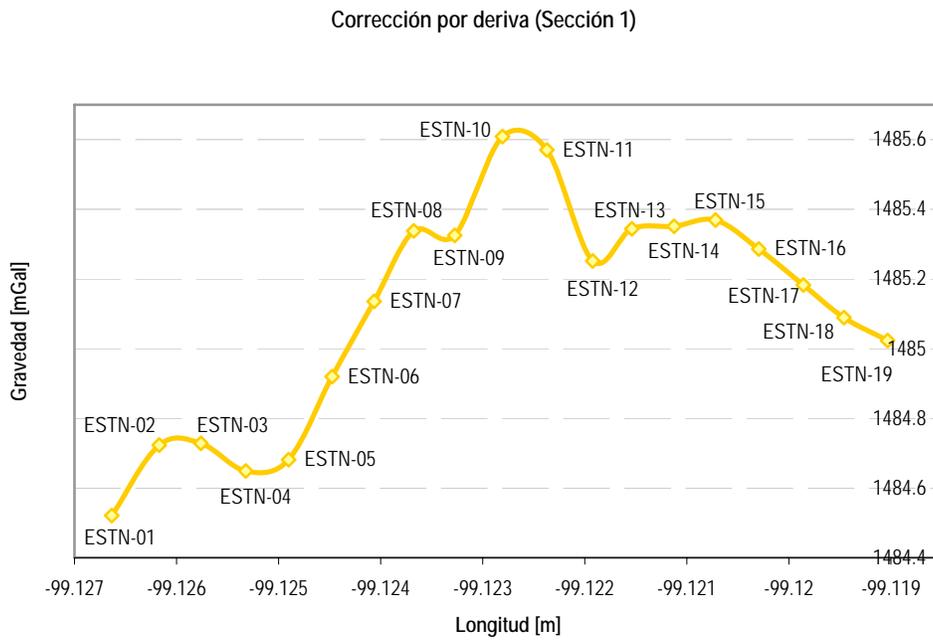
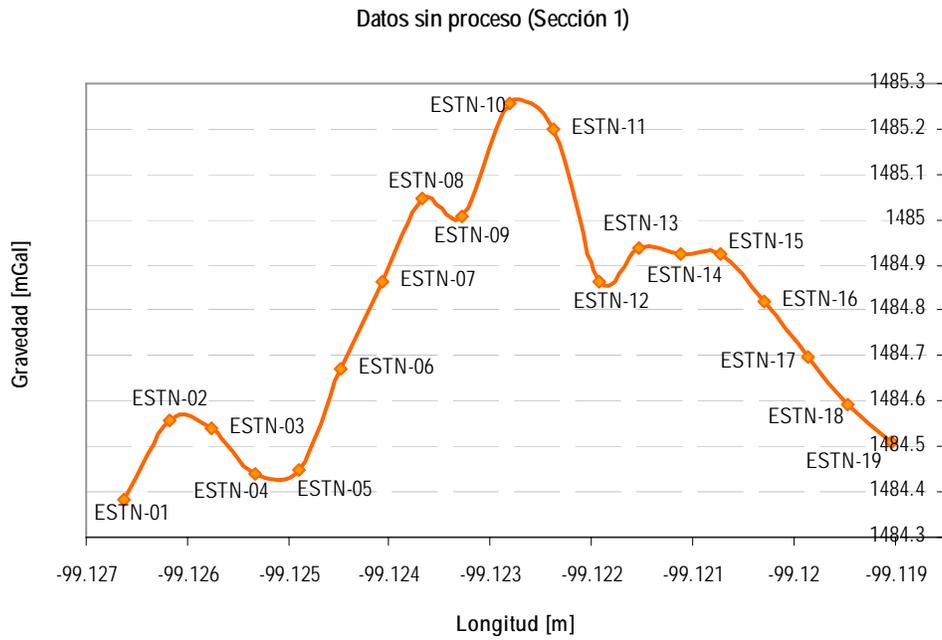
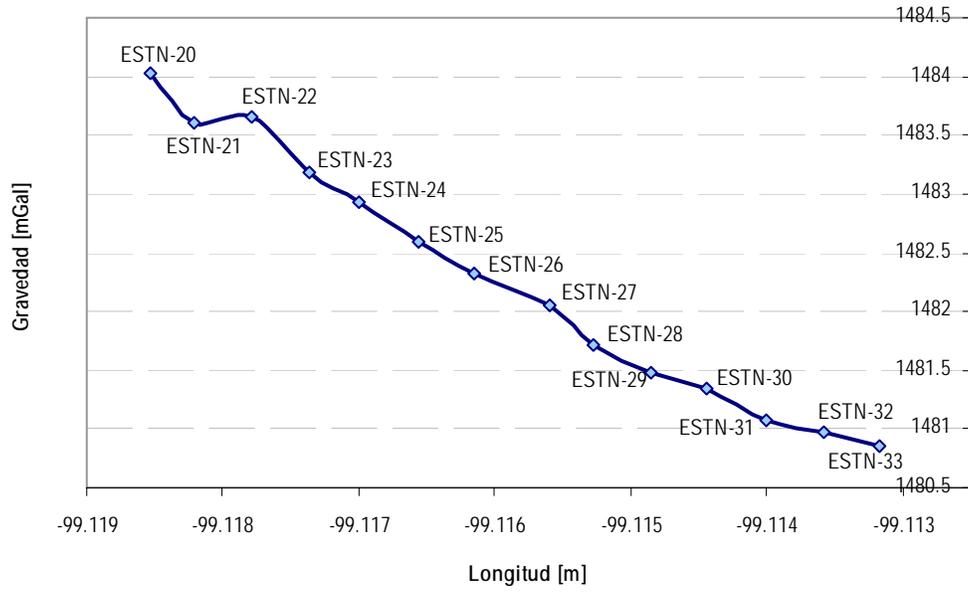


Figura 3.1.13a. Corrección debido a la deriva, sección 1.

Datos sin proceso (Sección 2)



Corrección por deriva (Sección 2)

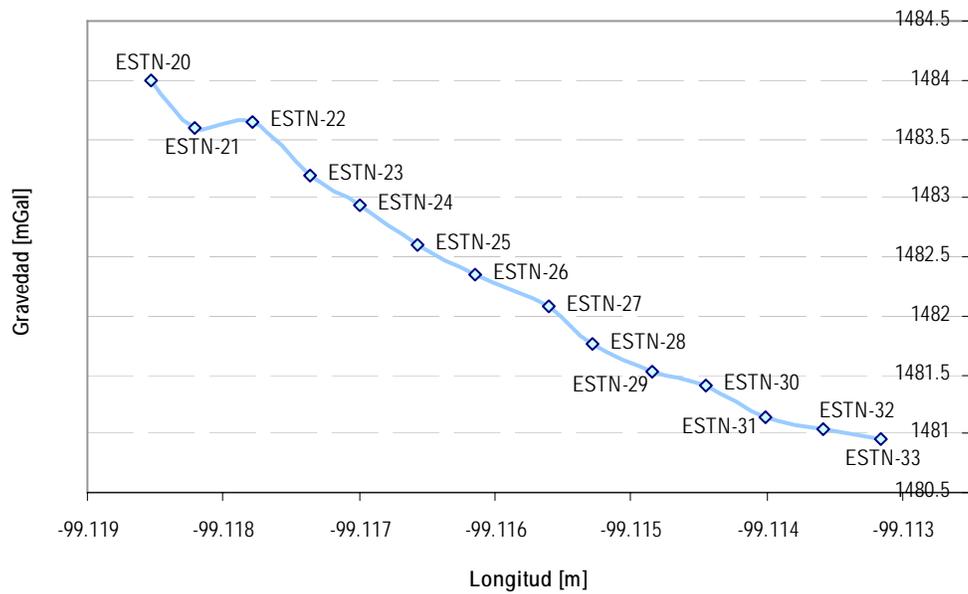


Figura 3.1.13b. Corrección debido a la deriva, sección 2.

III. 1. 8. 3 Gravedad Absoluta

Es la diferencia de la corrección por deriva de la base (ubicada en el Instituto de Geofísica de la UNAM) con cada una de las estaciones y sumando al valor absoluto de la base que es de 977927 mGal. Figura 3.1.14a y 3.1.14b.

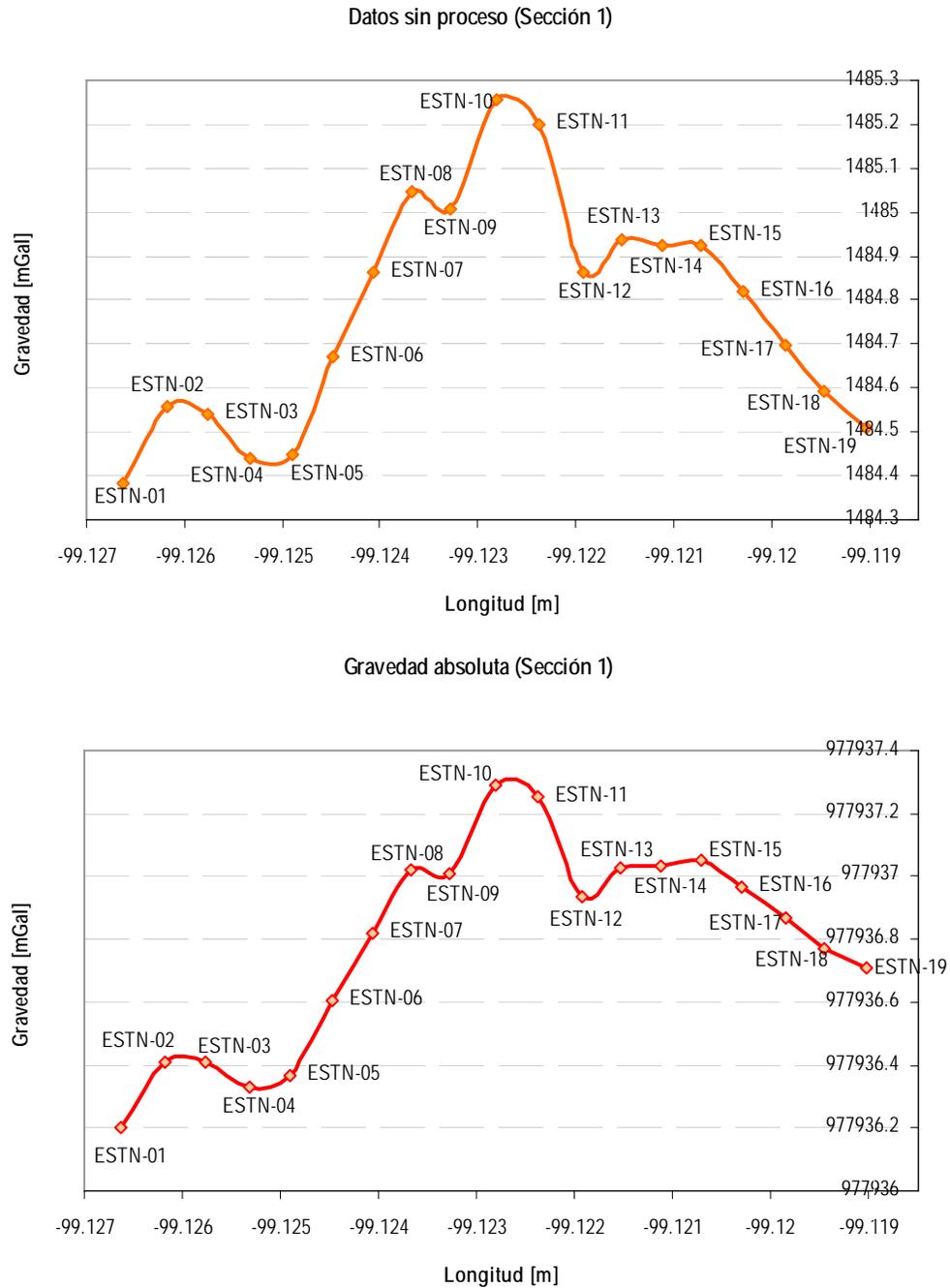
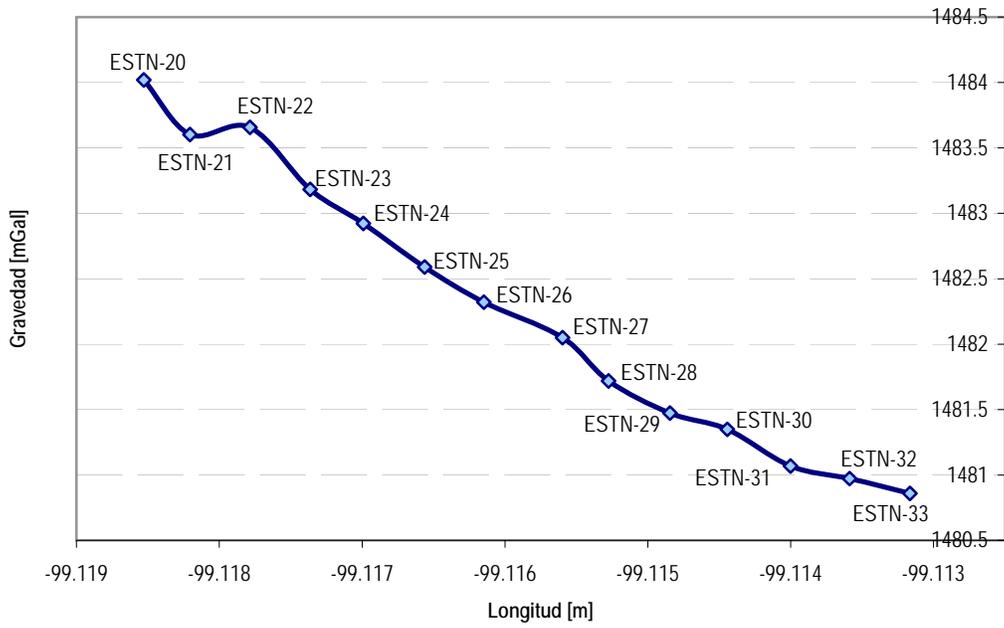


Figura 3.1.14a. Gravedad absoluta de la sección 1.

Datos sin proceso (Sección 2)



Gravedad absoluta (Sección 2)

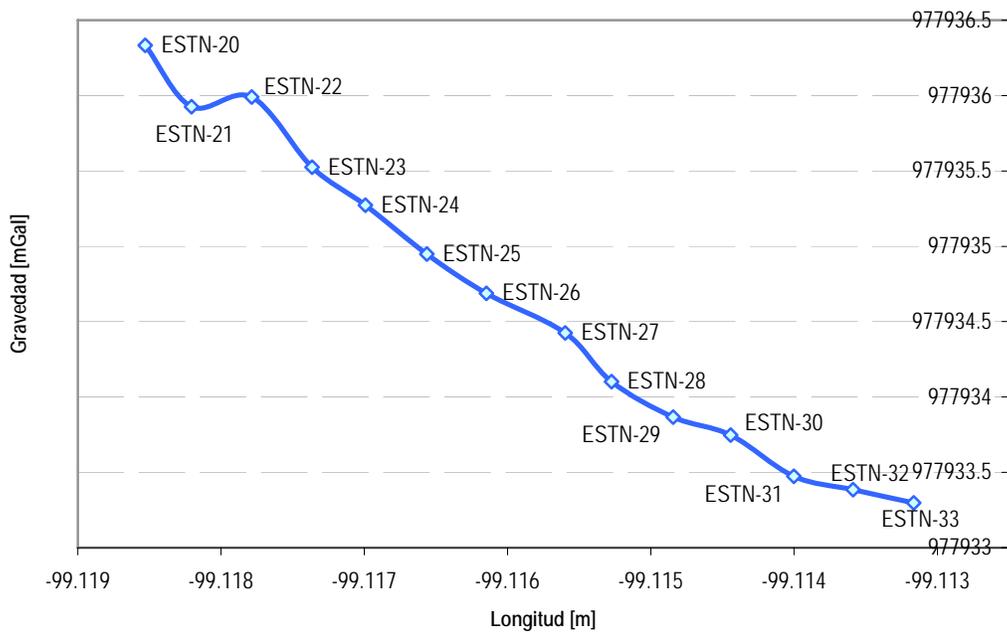


Figura 3.1.14b. Gravedad absoluta, sección 2.

III. 1. 8. 4 Corrección por Aire Libre

Las bases de esta corrección hacen posible la reducción en magnitud de la gravedad con altura arriba del geoide, sin importar la naturaleza del subsuelo. Es parecido a medir la gravedad en una canastilla de un globo aerostático en vuelo (de ahí el término corrección de aire libre). La corrección de aire libre es la diferencia entre la gravedad medida al nivel del mar y a una elevación de h metros sin roca entre estas. Un valor de 0.3086 mGal/m, es aceptado para la mayoría de las aplicaciones prácticas y es positiva en elevaciones por arriba del nivel del mar, y negativas por debajo de este (Reynolds, 1997).

La corrección de aire libre varía ligeramente con la altitud de 0.3083 mGal/m en el Ecuador a 0.3088 mGal/m en los polos. Con la precisión normal de medición de los gravímetros modernos siendo alrededor 0.1 mGal; las elevaciones deben ser conocidas con una precisión de 3 - 5 cm.

Tomando la Tierra como si fuera una esfera (y no como un esferoide aplanado) con su masa concentrada en su centro de masa, entonces el valor de gravedad al nivel del mar es:

$$g_0 = GM/R^2.$$

El valor de gravedad en una estación a una elevación de h metros por encima del nivel del mar es:

$$g_h = GM / (R + h)^2 = \frac{GM}{R^2} \left(\frac{1 - 2h}{R} \dots \right)$$

La diferencia en gravedad entre el nivel del mar y h metros es la corrección de aire libre:

$$\delta g_F = g_0 - g_h = \frac{2g_0 h}{R}$$

Con $g_0 = 981785.5 \text{ mGal}$, $R = 6371000 \text{ M}$, y con h en metros

$$\delta g_F = 0.3082h \text{ mGal}$$

Tomando en cuenta que la Tierra es un esferoide achatado, y no una esfera, el valor aceptado de la corrección de aire libre es (Reynolds, 1997):

$$\delta g_F = 0.3086h \text{ mGal}$$

En las figuras 3.1.15a y 3.1.15 b los gráficos representan la corrección por aire libre.

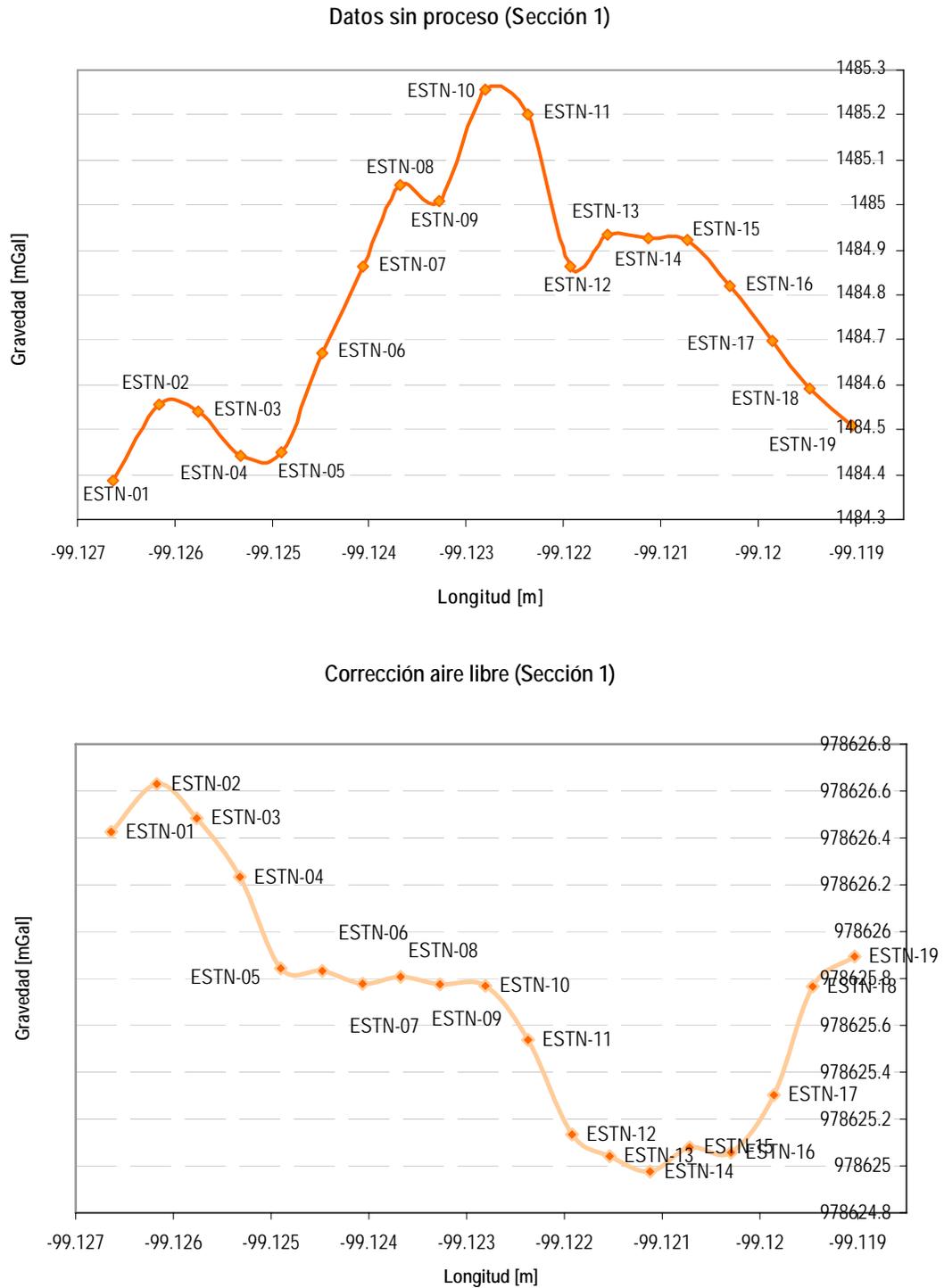
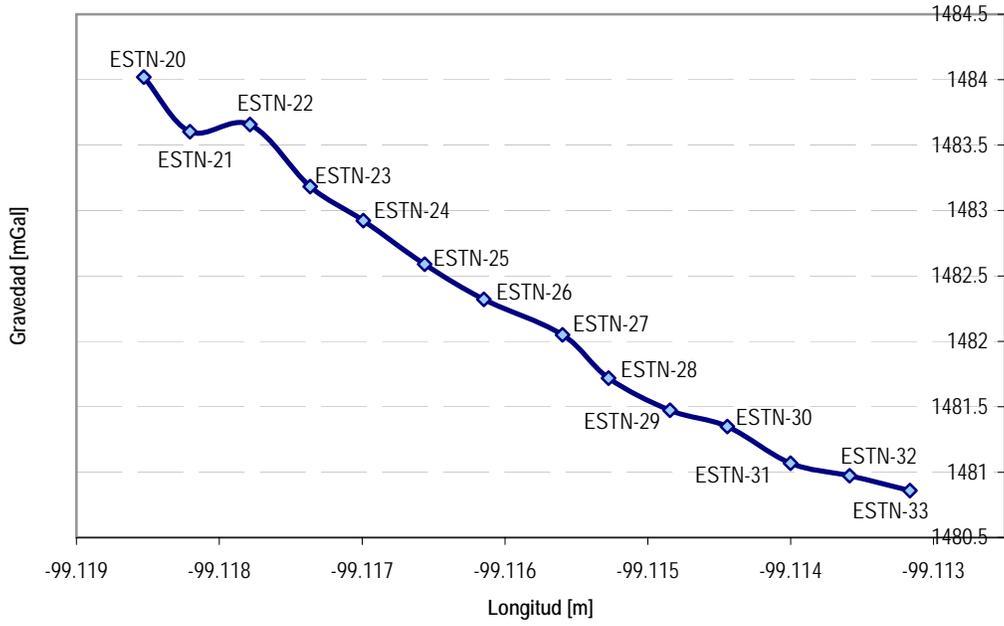


Figura 3.1.15a. Corrección por aire libre de la primera sección.

Datos sin proceso (Sección 2)



Corrección aire libre (Sección 2)



Figura 3.1.15b. Corrección por aire libre de la segunda sección.

III. 1. 8. 5 Corrección por Latitud

La *formula internacional de gravedad* toma en cuenta la variación de la gravedad normal en función de la latitud. Otra manera de corregir la variación de la gravedad con la latitud consiste en referir los valores medidos en las estaciones de observación a la estación de base de coordenadas geográficas conocidas., aplicando la siguiente ecuación:

Escala regional (referido al elipsoide):

δg_L = gravedad teórica

Escala local de latitud (referido a la base)

$$\delta g_L = (-0,8108 * \text{sen}2\phi) \text{ mGal por km N,}$$

Donde:

ϕ = latitud geográfica.

Hay que hacer notar que esta corrección es negativa con localización al norte en el hemisferio norte y al sur en el hemisferio sur. Esto se hace para compensar por el incremento en el campo de gravedad del ecuador hacia los polos.

Si además de aplicar la corrección por latitud, también se aplica la corrección por aire libre entonces el resultado es la *anomalía de aire libre*. Existen dos tipos de anomalía de aire libre: escala regional (referida al elipsoide) y local (referida a la base) (Telford, *et al.* 1990).

$$\Delta g_F = g_{\text{obs}} + \delta g_F - \delta g_L$$

Donde:

g_{obs} - gravedad observada

δg_F – corrección por aire libre

δg_L – corrección por latitud

Los graficos 3.1.16a y 3.1.16b corresponden a la anomalía de aire libre referida al elipsoide, de cada sección.

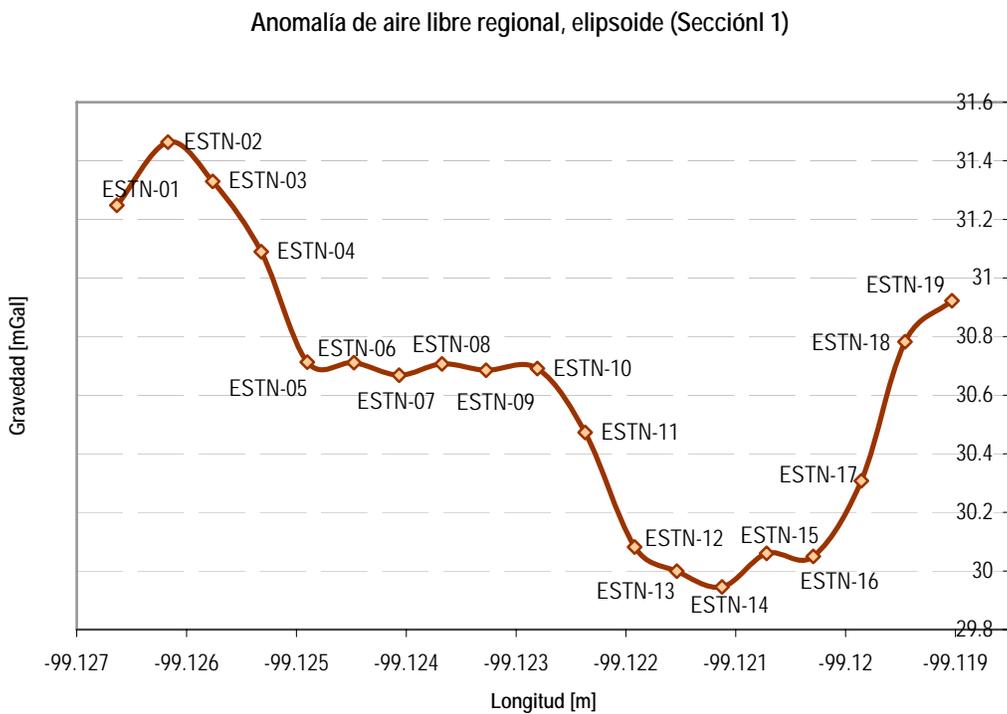
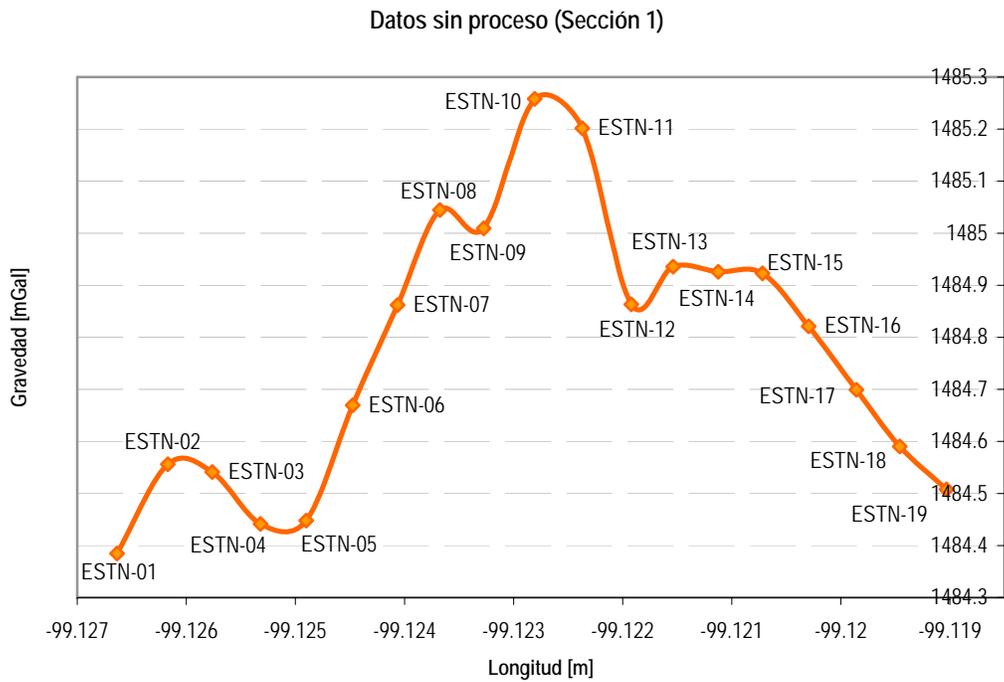
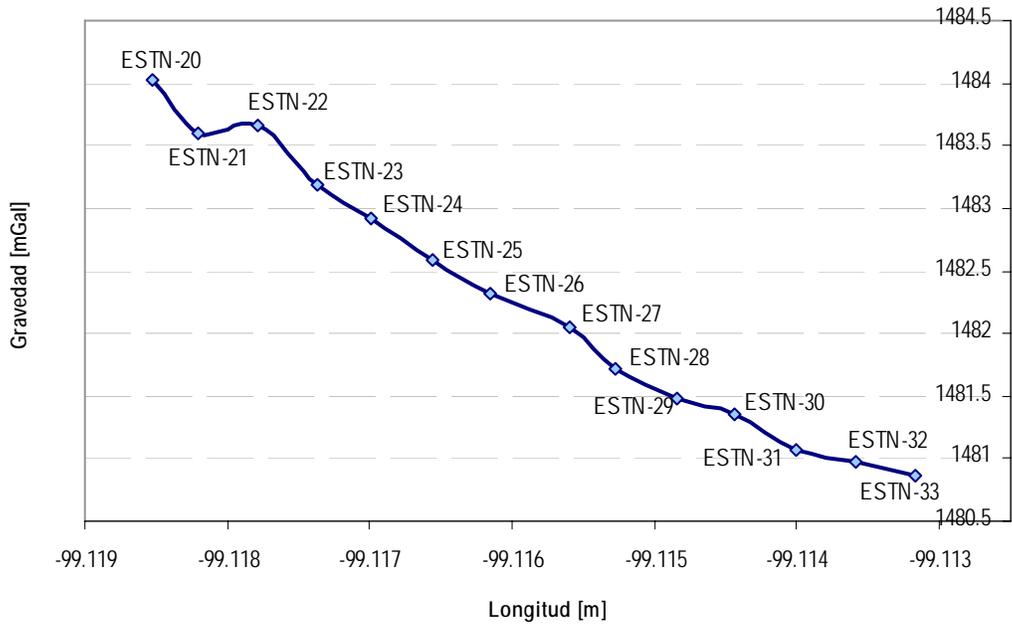


Figura 3.1.16a. Corrección aire libre regional, sección 1.

Datos sin procesar (Sección 2)



Anomalía de aire libre regional, elipsoide (Sección 2)

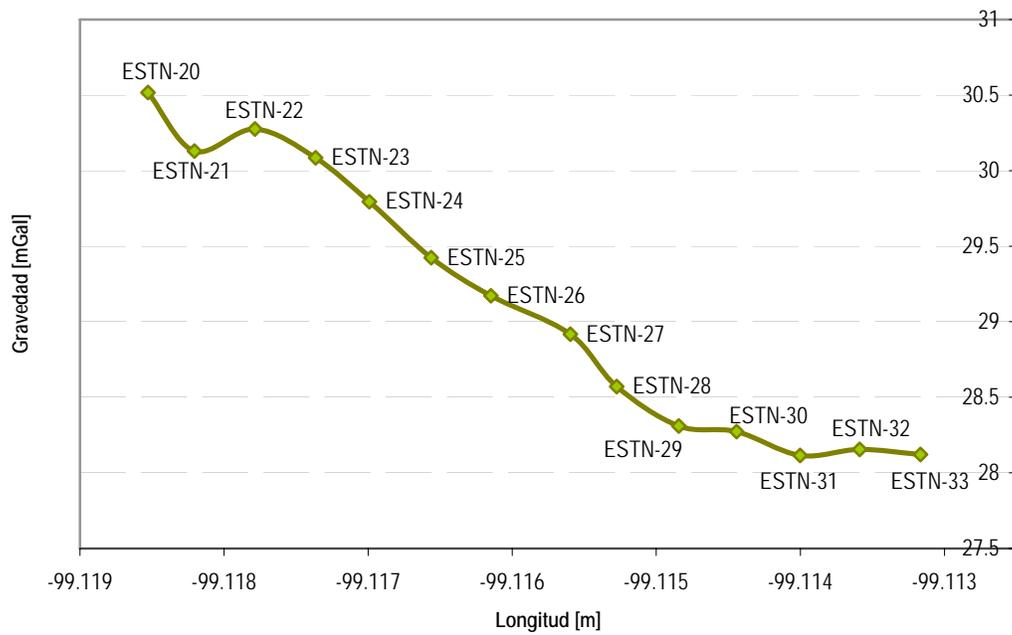


Figura 3.1.16b. Corrección aire libre regional, sección 2.

De la misma manera las figuras 3.1.17a y 3.1.17b muestran las anomalías de aire libre pero referidas a la base.

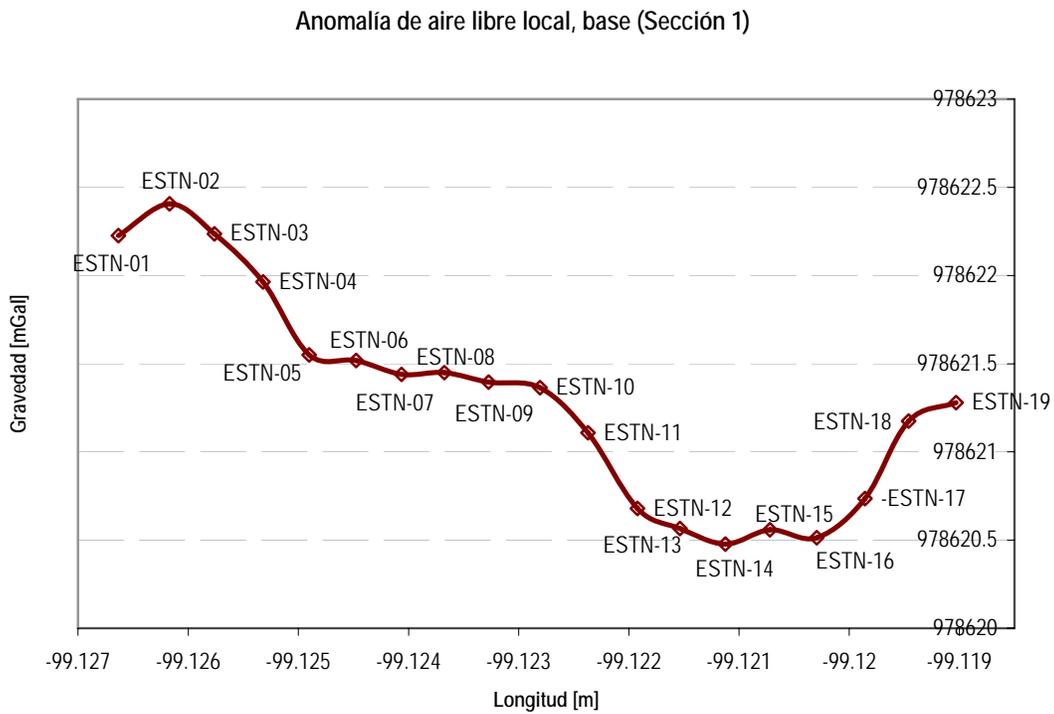
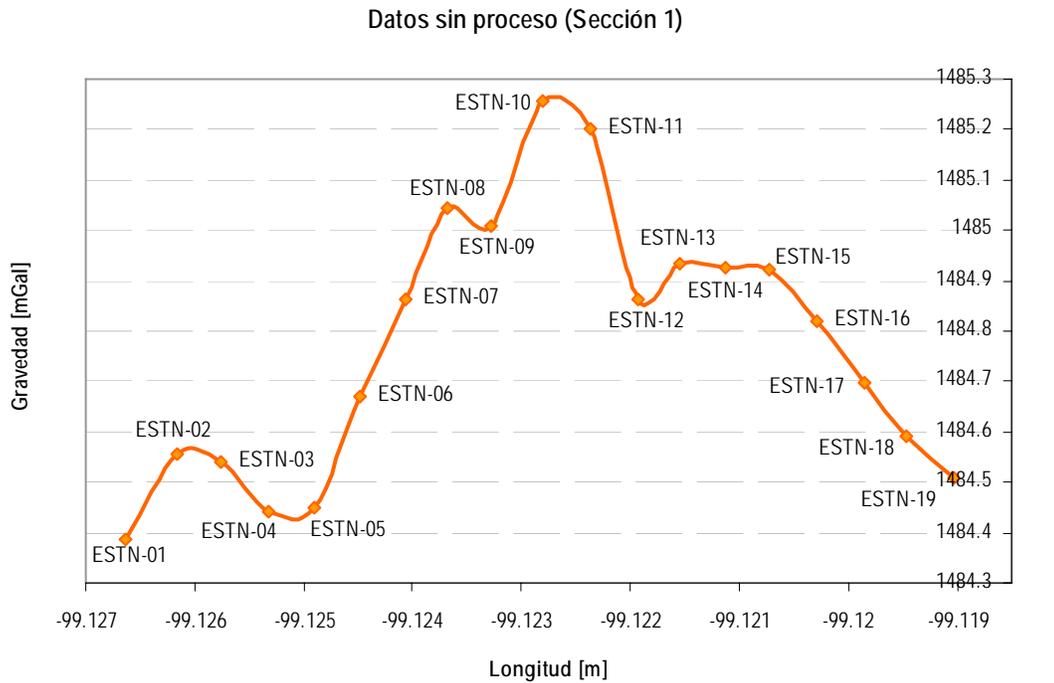
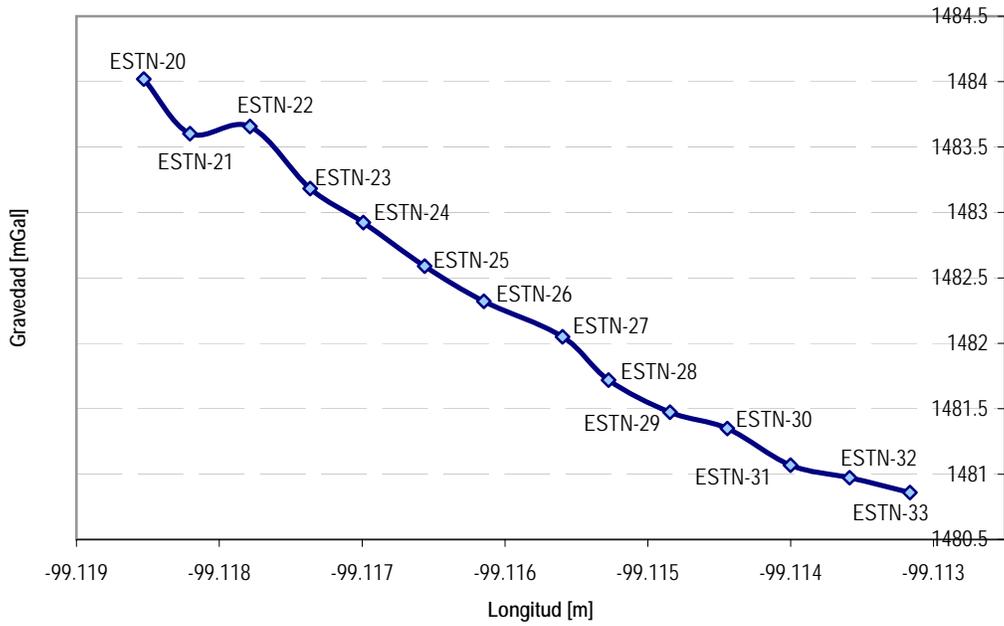


Figura 3.1.17a. Corrección aire libre local de la primera sección.

Datos sin proceso (Sección 2)



Anomalía de aire libre local, base (Sección 2)

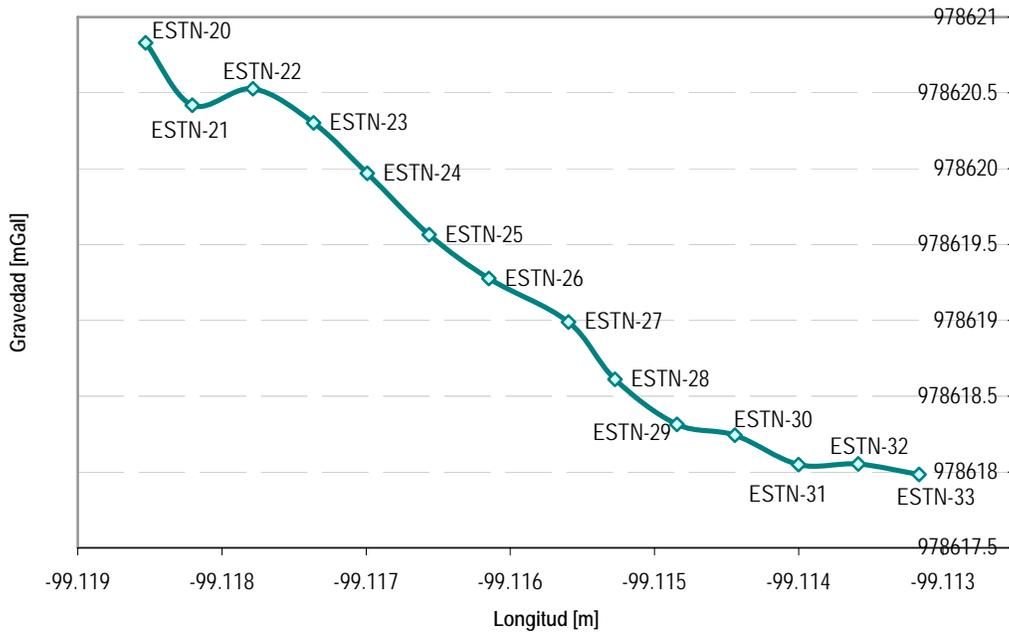


Figura 3.1.17b. Corrección aire libre local de la segunda sección.

III. 1. 8. 6 Corrección de Bouguer

Así como la corrección de aire libre compensa la reducción en la gravedad debido solo al incremento en la distancia de el centro de masa, la corrección de Bouguer (δg_B) se utiliza para tomar en cuenta la masa de la roca entre la estación de lectura y el nivel del mar.

La corrección de Bouguer calcula la atracción gravitacional adicional ejercida por un bloque de roca de h metros de espesor y una densidad media ρ (g/cm^3) la cual resulta en lecturas de gravedad (g_{OBS}) siendo sobrestimada por una cantidad igual a $0.04192 \cdot \rho \cdot h$ mGal. La corrección de Bouguer debe ser restada del valor de la gravedad observada para las estaciones que se encuentran por encima del nivel del mar. Para una roca de densidad promedio de 2.65 g/cm^3 , el valor de la corrección de Bouguer es aproximadamente 0.112 mGal/m . para levantamientos marinas, la corrección de Bouguer es un poco diferente ya que la baja densidad del agua de mar es remplazada por una roca de espesor equivalente a una densidad asignada.

Corrección de Bouguer

$$\delta g_B = 0,04191 \cdot \rho \cdot h \text{ mGal}$$

Donde:

$$\text{mGal} = \text{cm}^2\text{g}^{-1}$$

$$G = 6.67 \times 10^{-11} \text{m}^3\text{kg}^{-1}\text{s}^{-2}$$

La densidad (ρ) esta en g/cm^3 y la altura (h) en cm.

La corrección de Bouguer en tierra ha sido modificada para terrenos accidentados en áreas donde una topografía marcada cambia en distancias cortas como un acantilado. En esta situación un bloque de roca horizontal de longitud infinita no proporciona buenos resultados y es necesario hacer cálculos mas detallados.

Uno de los principales problemas con la corrección de Bouguer es conocer que densidad optima para utilizar. Por ejemplo, una diferencia de 0.1 g/cm^3 en la densidad para mediciones de gravedad hechas a una elevación de 250 m resultaran en una discrepancia de mas de 0.1 mGal en

la corrección de Bouguer. En muchos casos puede ser posible obtener un estimado de las densidades de las rocas por medio de un muestreo apropiado del terreno, o de muestras de pozo si es posible. Se debe tener cuidado en este caso, como los núcleos de roca estarán relajados mecánicamente, se producirán algunas fracturas, y se expandirán ligeramente en respuesta a la reducción de presión en la superficie, dando como resultado una subestimación de la densidad *in situ*.

Nettleton (1939,1940) encontró una manera simple de determinar la densidad apropiada usando un método gráfico. Los datos de gravedad corregida no deben de mostrar correlación con la topografía así como todos los efectos deben haber sido removidos durante el proceso de reducción de los datos. Si se escoge un rango de densidades y las correcciones por elevación calculadas a lo largo del perfil, la densidad que muestre menos correlación con la topografía es tomada como la "correcta". Sin embargo, comienza a perder exactitud si hay cualquier expresión topográfica debida a capas inclinadas con un contraste significativo de densidades por encima y por debajo. Por ejemplo, donde esto puede ocurrir son asociados con intrusivos o basaltos o en características estructurales marcadas con variaciones significativas de densidad (Telford, *et al.* 1990).

Esta corrección elimina el efecto de las masas de rocas ubicadas entre el nivel de referencia y la estación de observación. Las masas de rocas ejercen una atracción gravitatoria adicional a una estación de observación situada en una altura mayor a aquella de la estación de base. El incremento esperado de la atracción gravitatoria debido a las rocas ubicándose entre el nivel de referencia y el nivel de la estación de observación a menudo se modela utilizando una hipótesis que puede aproximar la roca con una losa horizontal de dimensiones infinitas y de densidad uniforme, cuyo piso coincide con el nivel de referencia y cuyo techo está en el nivel de la estación de observación.

La tabla 3.1.2 relaciona distintos valores de densidad con diferentes rocas.

Tipo de Material	Rango de Densidad [g/cm ³]	Promedio aproximado de densidad [g/cm ³]
Rocas Sedimentarias		
Aluvión	1.96-2.00	1.98
Arcillas	1.63-2.60	2.21
Gravas	1.70-2.40	2.00
Suelo	1.20-2.40	1.92
Arenas	1.70-2.30	2.00
Areniscas	1.61-2.76	2.35
Pizarra	1.77-3.20	2.40
Caliza	1.93-2.90	2.55
Dolomía	2.28-2.90	2.70
Yeso	1.53-2.60	2.01
Halita	2.10-2.60	2.22
Hielo Glaciar	0.88-0.92	0.90
Rocas Ígneas		
Riolita	2.37-2.70	2.52
Granito	2.50-2.81	2.64
Andesita	2.40-2.80	2.61
Sienita	2.60-2.95	2.77
Basalto	2.70-3.30	2.99
Gabro	2.70-3.50	3.03
Rocas Metamórficas		
Esquisto	2.39-2.90	2.64
Gness	2.59-3.00	2.80
Filita	2.68-2.80	2.74

Tabla 3.1.2 Valores de densidad de distintos materiales. Modificado de Reynolds, 1997.

En las gráficas 3.1.18a y 3.1.18b hay diversos valores de densidad con el fin de encontrar la densidad de Bouguer, es importante mencionar que los valores están normalizados para poder comparar dichas curvas.

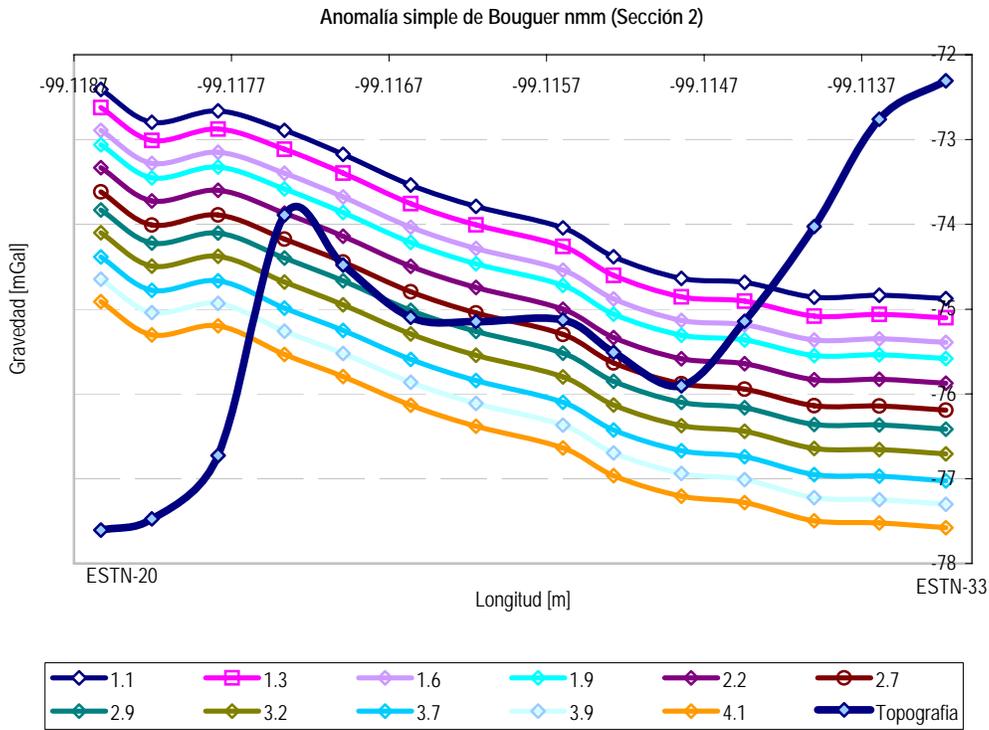
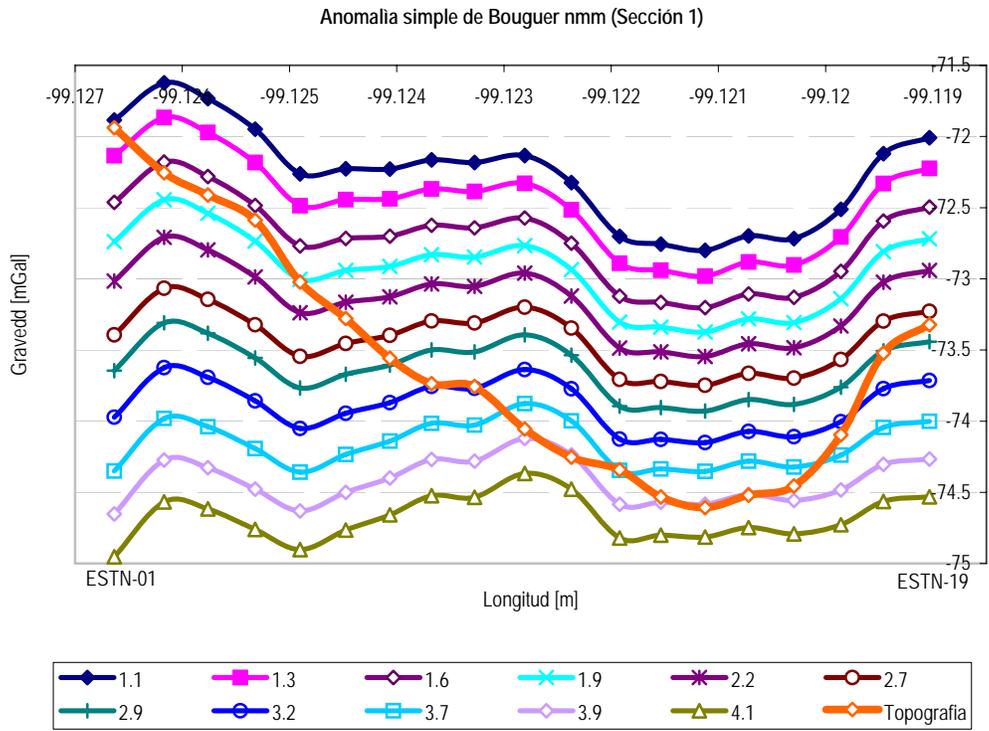


Figura 3.1.18a y 3.1.18b. Correlación de valores para determinar la densidad de Bouguer

Al no variar significativamente los valores de estas densidades con respecto a la topografía local, se hace necesaria la corrección topográfica para obtener mejores resultados. Sin embargo con base en estudios cercanos e información de pozos decidí usar una densidad de 2.21 g/cm³ esto debido a la gran cantidad de arcilla que se encuentra en la zona. Figura 3.1.19a y 3.1.19b.

III. 1. 8. 7 Anomalía Simple de Bouguer

El principal producto final en la reducción de datos gravimétricos es la anomalía de Bouguer, la cual puede relacionarse con variaciones laterales de densidad de la corteza superior y la cual es de gran interés en aplicaciones geofísicas y geológicas. La anomalía de Bouguer es la diferencia entre el valor de gravedad observado (g_{obs}), ajustada por la suma algebraica de todas las correcciones necesarias y la gravedad en alguna estación base (g_{base}). La variación de la anomalía de Bouguer puede reflejar variaciones laterales en la densidad como características de alta densidad en medios de baja densidad que puede ser dada por levantamientos positivos de la anomalía de Bouguer y viceversa (Telford, *et al.* 1990).

La Anomalía de Bouguer (Δg_B) es la diferencia entre el valor observado (g_{obs}) corregido debidamente, y un valor en una estación base (g_{base}) de la siguiente manera:

$$\Delta g_B = g_{obs} + \Sigma(\text{corr}) - g_{base}$$

Donde;

$$\Sigma(\text{corr}) = \Delta g_L + (\Delta g_F - \Delta g_B) - \Delta g_D \quad \text{Anomalía simple de Bouguer}$$

L = latitud; F = aire libre; B = Bouguer y D = deriva (incluidas mareas terrestres)

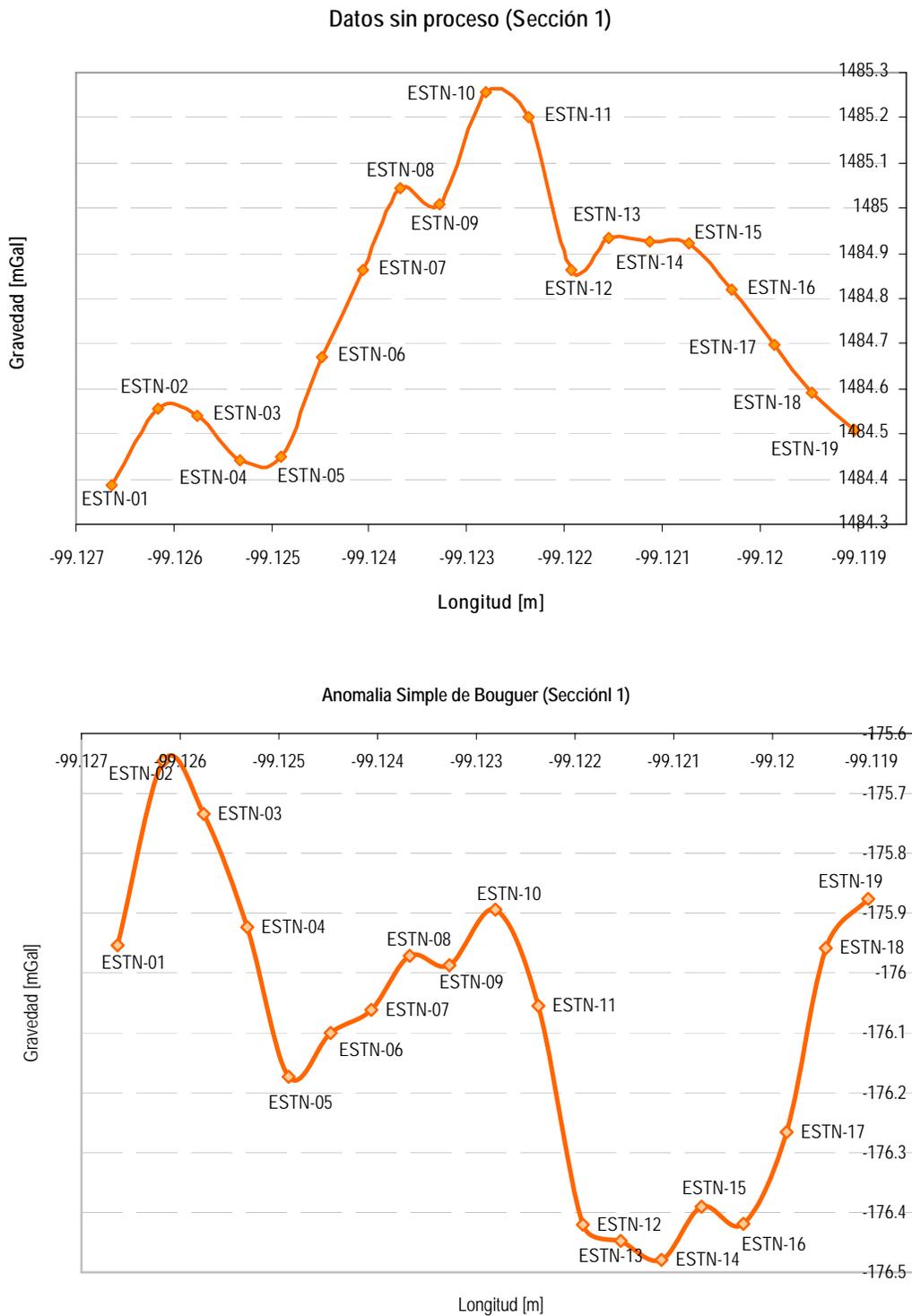
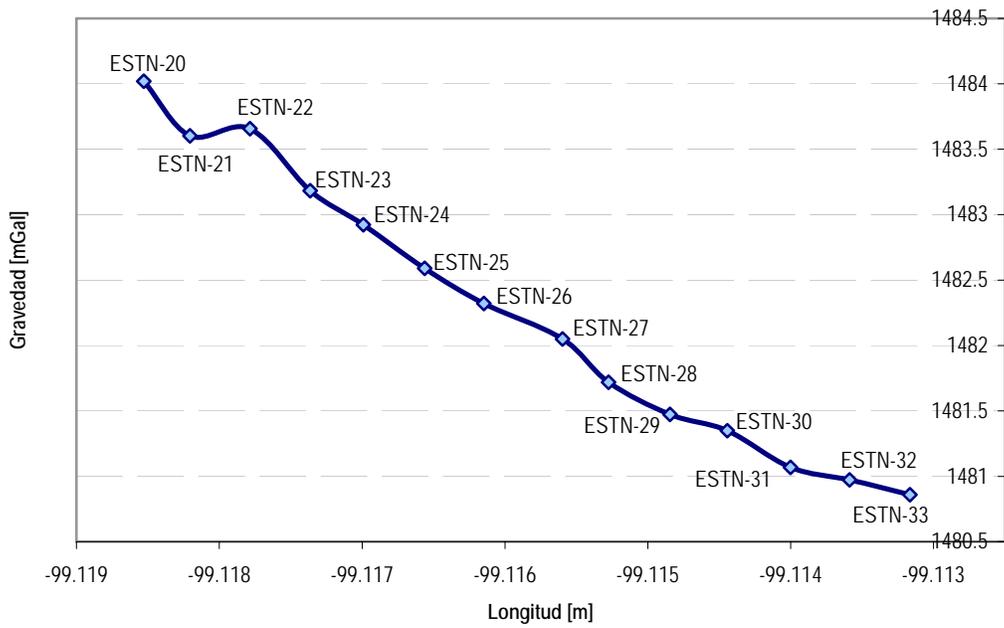


Figura 3.1.19a. Anomalia simple de Bouguer de la sección 1, determinada con una densidad de 2.21 g/cm^3

Datos sin proceso (Sección 2)



Anomalía Simple de Bouguer (Sección 2)

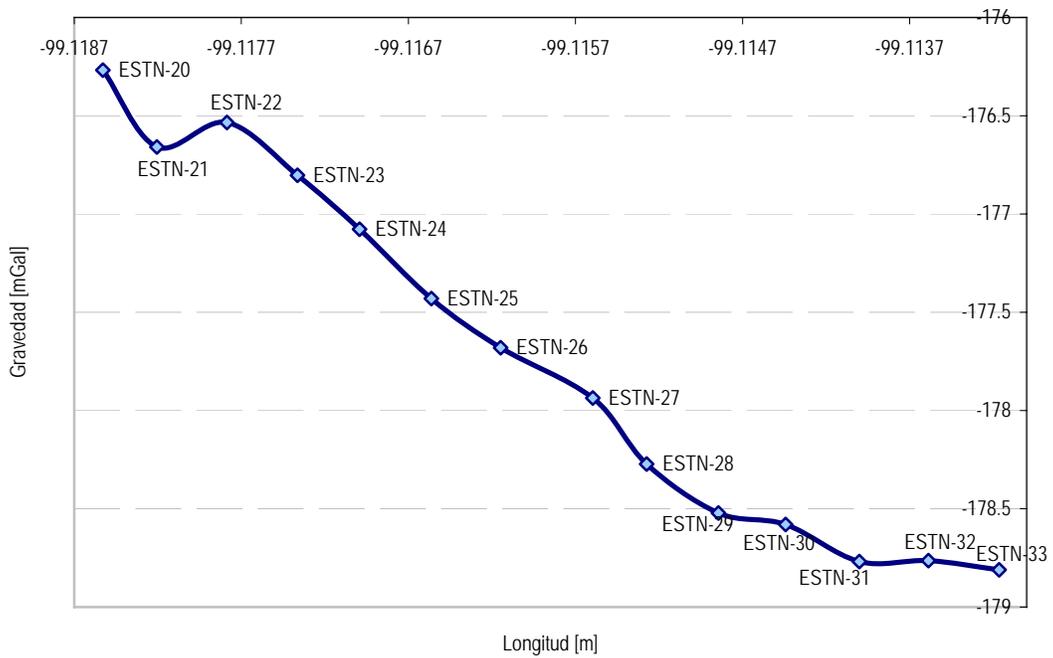


Figura 3.1.19b. Anomalía simple de Bouguer de la sección 2, determinada con una densidad de 2.21 g/cm³

III. 1. 8. 8 Corrección topográfica

La corrección de Bouguer tiende a sobre-compensar los valores gravimétricos, debido a esto se hace necesaria la corrección topográfica, ya que dicha corrección ajusta estas compensaciones, sobre todo cuando el terreno tiene una topografía muy accidentada, dicha corrección considera la forma del terreno que se encuentra alrededor de la estación.

Un accidente de terreno elevado tal como una colina ejercerá una atracción directamente proporcional a su densidad, su componente vertical estará dirigida hacia arriba y por consiguiente reducirá la gravedad. La suma algebraica de la contribución terrestre negativa al valor teórico modificado o alterado permite el cálculo de una anomalía de Bouguer completa y compleja en lugar de una sencilla.

Una depresión como un valle, es una masa negativa, con su componente atractiva vertical dirigida hacia arriba. En este caso también se añadirá el valor de la componente atractiva vertical del valle al valor de gravedad observado en la estación, entonces la *corrección topográfica* siempre lleva un signo positivo.

La *corrección topográfica* nos lleva a considerar una modelación del terreno que se encuentra alrededor de la estación, lo cual convierte a esta corrección en algo más complicado y laborioso a diferencia de las demás. Los procesos que pueden llegar a ser tediosos y tomar mucho tiempo en los cálculos numéricos, incluso es preferible no realizarla cuando se tiene un relieve muy suave en el área de estudio.

El procedimiento usual consiste en la simulación de la topografía alrededor de un sitio correspondiendo a un área de algunos kilómetros con una serie de segmentos cilíndricos, cada uno de un espesor de la elevación media del área simulada alta superior o inferior baja del sitio. Los segmentos cilíndricos próximos a la estación son menores, ya que el efecto gravimétrico es mas grande cerca del estación que más lejos.

Se sobrepone una plantilla encima de una mapa topográfico; se construye en la misma escala que la del mapa, para que los radios de los círculos presentes sean idénticos a los utilizados

en los cálculos de los valores tabulados (se detallan estos radios en la tabla de cada zona). La selección de distancias radiales y el número de compartimentos en cada zona es arbitraria.

Originalmente el esquema fue diseñado por Sigmund Hammer en 1938, y sigue siendo el método tradicional de realizar correcciones terrestres en distancias cortas. Se han desarrollado otros métodos, a veces aplicando el método Hammer a más estaciones con elevaciones mayores y en otras ocasiones utilizando otras formas de simular la topografía, por ejemplo; realizando cálculos para una zona inclinada. Cualquier método que permite calcular el efecto topográfico, el cual varía de una estación a otra es aceptable, y se recomienda si gana tiempo o aumenta la precisión.

Para distancias mayores es recomendable usar otro tipo de métodos, se han diseñado procesos enteros para realizar correcciones topográficas con la ayuda de algoritmos computacionales y modelos de elevación digital, sobre todo por lo lento y laborioso que resultan ser los cálculos de la corrección. Pero la mayoría estos procesos se basan en el trabajo original de Hammer.

Al tener una distancia de aproximadamente 50 m entre cada estación, y además una distancia total de 1500 m, se optó por usar el método de Hammer, ya que es el más adecuado dadas las características del proyecto, porque genera un error menor. Con una densidad de 2.21 g/cm^3 y un mapa de la zona de escala 1:20 000, se ubicaron las estaciones gravimétricas, posteriormente en cada una ellas se colocaron los radios correspondientes a las zonas de Hammer. Haciendo un promedio de las alturas en cada zona y restando la altura de la estación, se obtuvo un valor en cada zona para luego generar un valor de corrección. En la grafica 3.1.20 se muestra los datos de la corrección de cada una de las estaciones.

Valores de la Corrección Topográfica

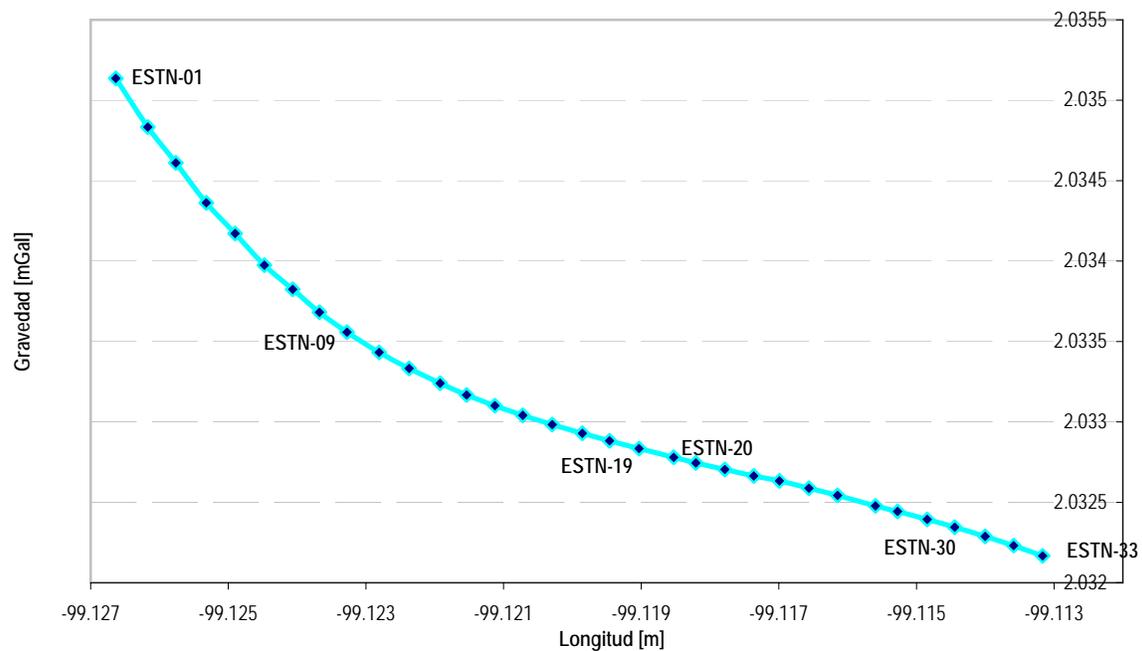


Figura 3.1.20. Valores de corrección topográfica.

III. 1. 8. 9 Anomalía Completa de Bouguer

Esta anomalía se diferencia de la simple porque incluye la corrección topográfica

$$\Delta g_B = g_{\text{obs}} + \Sigma(\text{corr}) - g_{\text{base}} + g_T$$

Donde;

$$\Sigma(\text{corr}) = \Delta g_L + (\Delta g_F - \Delta g_B) - \Delta g_D + g_T \quad \text{Anomalía completa de Bouguer}$$

L = latitud; F = aire libre; B = Bouguer; D = deriva y T = Topografía.

A la curva de corrección topográfica se le suma la Anomalía Simple de Bouguer se generó el siguiente gráfico (3.1.21) que corresponde a la anomalía completa de Bouguer; colocando ambas secciones en una sola, ya que será más fácil trabajar en el modelado.

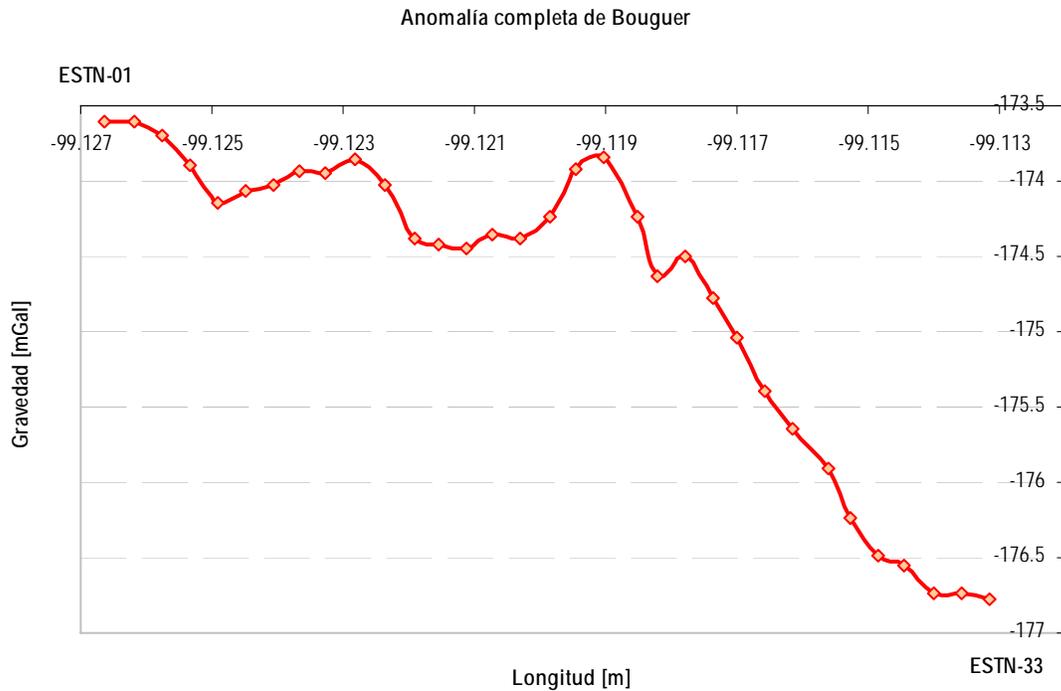


Figura 3.1.21 Anomalía Completa de Bouguer.

III. 1. 9 Modelación de datos Gravimétricos.

El modelado gravimétrico se hizo con base en la información recabada: de pozos de agua, de estudios geológicos, así como trabajos previos en la zona de estudio. En el programa llamado GM-SYS se ingresaron los valores de la altura elipsoidal, así como los datos de la anomalía completa de Bouguer, generando una curva con un error, el objetivo es llevar dicha curva a ser una recta, entre más próxima sea, menor será el error. Para ello se propusieron 7 capas estratificadas, correspondiendo a: toba, arena, arcilla y una combinación de arenas con arcillas; ingresando para cada una de estas capas sus densidades características de cada material. Los espesores se asignaron de acuerdo a la relación estratigráfica que guardan los pozos de agua mas cercanos a la zona de estudio, figura 3.1.22

GM-SYS 5.1– software desarrollado por Geosoft, utiliza un algoritmo de modelación bidimensional.

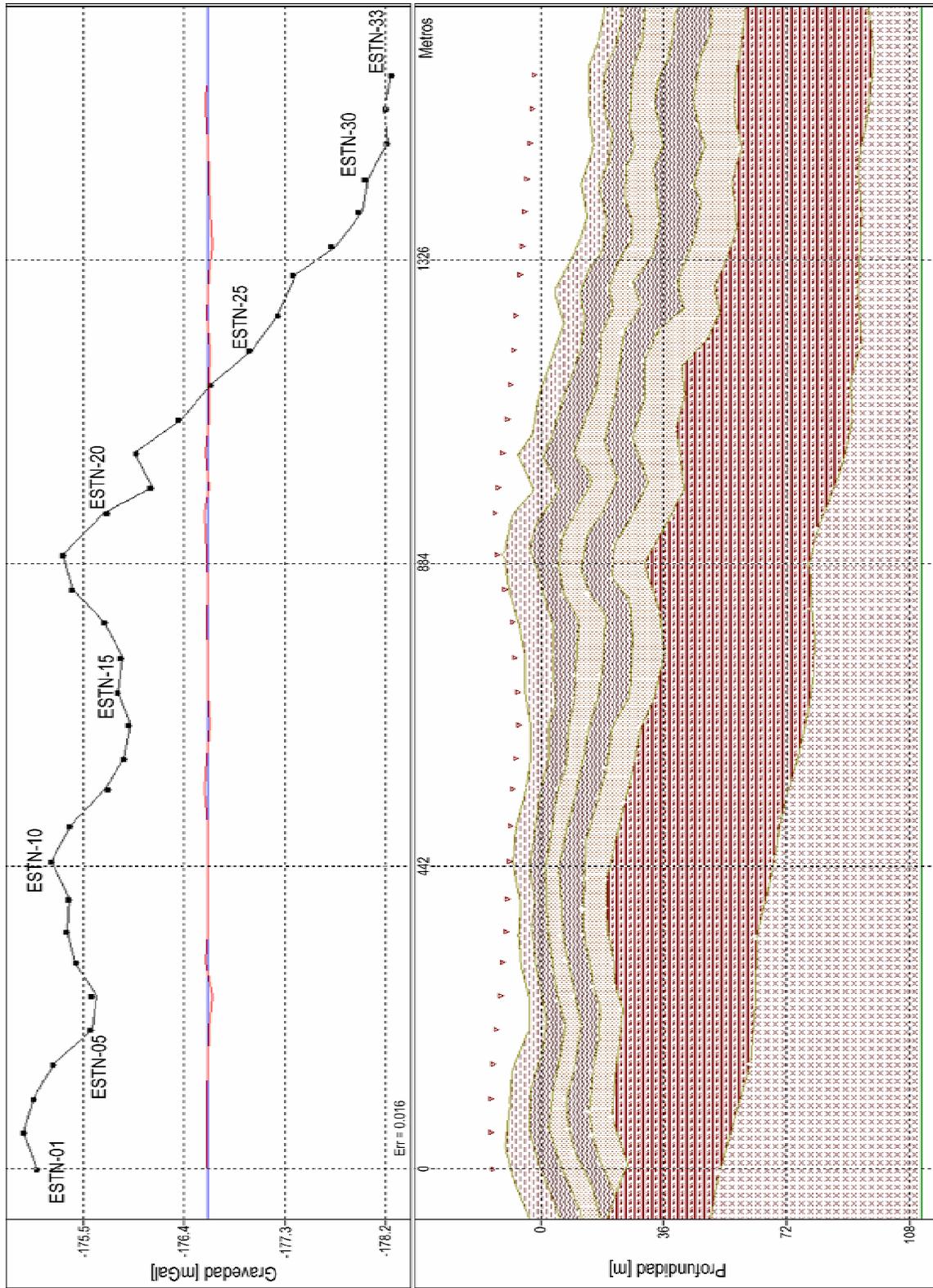


Figura 3.1.22 Modelo Gravimétrico. La línea negra representa la Anomalía de Bouguer observada; la línea roja el error de la curva ajustada mediante este modelo y la azul el error cuadrático medio (RMS) resultante.

III.2 Radar de Penetración Terrestre (GPR)

III. 2. 1 Introducción

La técnica de Radar de Penetración Terrestre (GPR) o también conocido como, Radar de Sondeo de la Tierra o Radar de Penetración Superficial, se refiere a las técnicas electromagnéticas diseñadas para la localización de objetivos y estructuras en el subsuelo.

Este método se basa en el uso de ondas electromagnéticas en una banda de frecuencias de los 10 – 1000 MHz. Las ventajas de usar ondas electromagnéticas es que las señales son relativamente cortas y el ancho de banda puede ser generado y radiado en el subsuelo para detectar variaciones anómalas en las propiedades dieléctricas de los distintos materiales geológicos.

En muchos aspectos la metodología del GPR es similar a la prospección sísmica, ambos métodos usan energía de reflexión para observar características subterráneas, pero difieren enormemente en sus lugares de aplicación. El GPR no puede penetrar en materiales de alta conductividad eléctrica como son las arcillas húmedas, las cuales son excelentes objetivos para la reflexión sísmica. Por otro lado la técnica de GPR puede penetrar sin problemas arenas secas y gravas las cuales no fácilmente transmiten ondas sísmicas de alta frecuencia. Una importante característica es que el GPR es un método no destructivo ni invasivo lo que lo hace práctico para exploraciones urbanas y arqueológicas.

El primer uso de las señales electromagnéticas para localizar estructuras enterradas se atribuye a Hülsmeier en 1904, pero la primera publicación de una descripción del método fue realizado por Leimbach y Löwy (1910). Estos sistemas emplearon transmisión de ondas continuas. Hülsenbeck (1926) desarrolló el primer uso de radar de pulso para investigar estructuras enterradas.

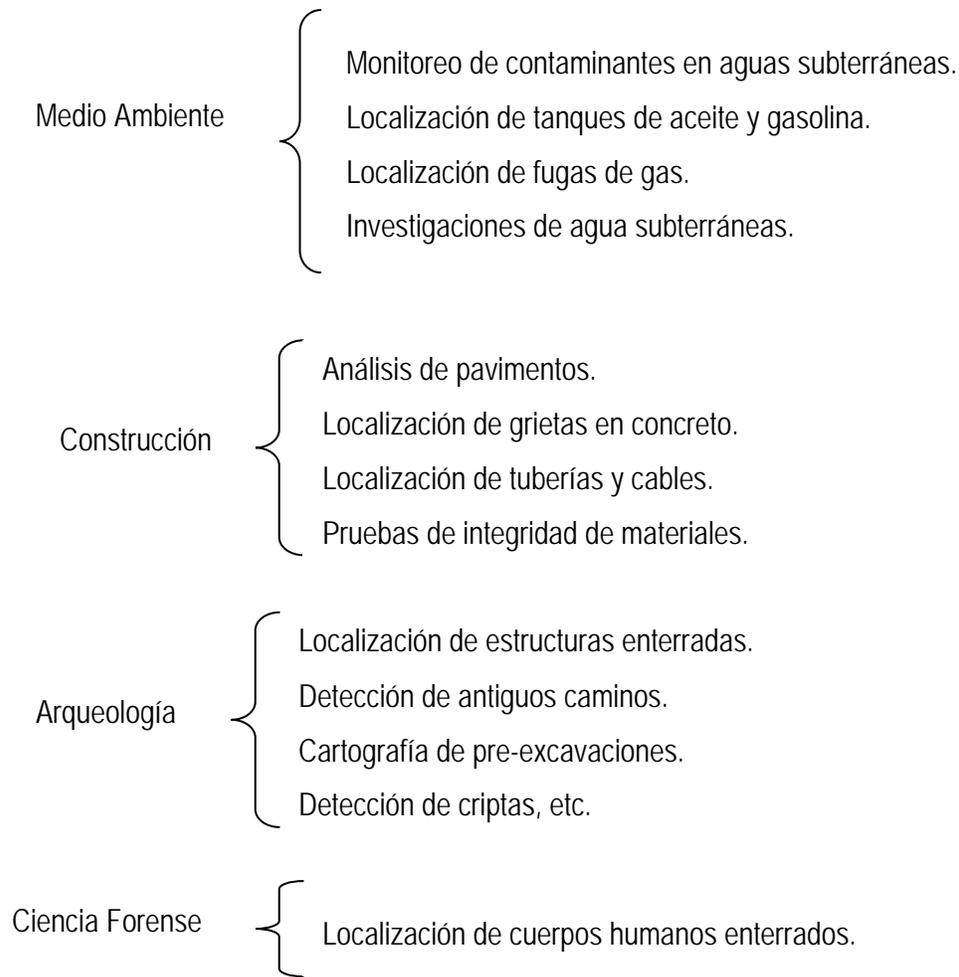
Esta técnica fue desarrollada durante las siguientes 5 décadas, el primero fue un radar de eco sondeo para capas de hielo polar (Cook, 1960; Evans, 1965; Swithinbank, 1968) posteriormente al inicio de la década de los setentas se utilizo un radar de impulsos con objetivos glaciales (Reynolds, 1997).

Las aplicaciones del GPR pueden clasificarse de acuerdo a frecuencias principales de sus antenas. Para aplicaciones geológicas, donde la profundidad de penetración tiende a ser más importante que una resolución muy fina, una antena con frecuencias menores o iguales a 500 MHz son usadas. Para casos de ingeniería o en aplicaciones de pruebas no destructivas se usan antenas con frecuencias de más de 500 MHz, típicamente son utilizadas de 900 MHz a 1.5 GHz.

Hoy en día el uso del Radar de Penetración Terrestre (GPR) tiene muchas aplicaciones como son:

- Glaciares
- Determinación de estructuras internas.
 - Estudio de movimiento del hielo.
 - Cartografía de espesores de los glaciares.
 - Detección de superficies ocultas y grietas.
 - Cartografía de conductos de agua en el interior de los glaciares.
 - Determinación del balance de masas glaciales.

- Geología
- Detección de cavidades o fisuras.
 - Subsidencia.
 - Geometría de cuerpos de sal.
 - Depósitos superficiales.
 - Estratigrafía.
 - Exploración minera y evaluación de recursos.
 - Localización de fallas y fracturas.
 - Cartografía de estructuras geológicas.
 - Cartografía de sedimentos en lagos y en orillas de ríos.



III. 2. 2 Fundamentos del método

El Radar de Penetración Terrestre (GPR) se basa en la teoría electromagnética. Las ecuaciones de Maxwell son el fundamento para la consideración de la propagación de ondas electromagnéticas, con fundamentos en las leyes de Coulomb, Gauss, Ampere y Faraday. James Clerk Maxwell reunió todas estas en sus ecuaciones para introducir conceptos de campo y corriente de desplazamiento y unifico los campos eléctricos y magnéticos en un solo concepto el campo electromagnético.

La forma moderna de las ecuaciones de Maxwell se debe a Oliver Heaviside y Josiah Willard Gibbs quienes en 1884 reformularon las ecuaciones originales en un sistema abreviado utilizando una notación vectorial. La formulación original de Maxwell databa de 1865 y contenía 20 ecuaciones de 20 variables. En 1873 Maxwell intentó una formulación simplificada que finalmente no resultó

satisfactoria. La formulación vectorial resultaba especialmente atractiva porque remarcaba las simetrías intrínsecas en las ecuaciones haciendo más fácil su utilización.

La forma puntual de estas ecuaciones con variaciones en el tiempo son:

$$\nabla \times E = -\frac{\partial B}{\partial t} \text{ ----- e.c. 3.2.1}$$

$$\nabla \times H = J + \frac{\partial D}{\partial t} \text{ ----- e.c. 3.2.2}$$

$$\nabla \cdot B = 0 \text{ ----- e.c. 3.2.3}$$

$$\nabla \cdot D = \rho \text{ ----- e.c. 3.2.4}$$

Donde:

E – intensidad de campo eléctrico, sus unidades son Wb·m².

H – intensidad de campo magnético, sus unidades son A/m o N·Wb.

B – inducción magnética o densidad de flujo magnético.

D - inducción eléctrica o densidad de flujo eléctrico, sus unidades son c/m³.

J – densidad de corriente (superficie).

ρ - densidad de carga (volumen).

Definiendo las propiedades eléctricas del medio:

μ - permeabilidad magnética, con la constante de permeabilidad en el vacío

$$\mu_0 = 1.2566 \times 10^{-6} \text{ H m}^{-1}$$

ε - permitividad eléctrica, con la constante de permitividad en el vacío.

$$\epsilon_0 = 8.8542 \times 10^{-12} \text{ F m}^{-1}$$

σ - conductividad eléctrica en S/m.

La primera ecuación de Maxwell 3.2.1 describe la variación de flujo magnético y campo eléctrico. Corresponde a la Ley de Faraday de la inducción electromagnética, el signo negativo es necesario para mantener la conservación de la energía. Esta ecuación relaciona los campos

eléctricos y magnéticos, y demuestra que un voltaje puede ser generador variando el flujo magnético que atraviesa una superficie dada.

La ecuación 3.2.2 relaciona la intensidad de campo magnético (H) con la densidad de flujo magnético (B) mediante la constante de permeabilidad (μ_0) y la densidad de corriente (J). Al relacionar las constantes de permeabilidad (μ_0) y permitividad (ϵ_0) en esta ecuación obtenemos:

$$\nabla \times B = \mu_0 J + \mu_0 \epsilon_0 \frac{\partial E}{\partial t} \quad \text{e.c. 3.2.5}$$

Si la densidad de flujo eléctrico no varía rápidamente, el segundo término de la parte derecha es despreciable y la ecuación se reduce a la Ley de Ampere.

La ecuación 3.2.3 indica que las líneas de los campos magnéticos deben ser cerradas. Esto expresa que sobre una superficie cerrada, sea cual sea ésta, no seremos capaces de encerrar una fuente, así pues, esto expresa la no existencia del mono-polo magnético.

Por último la ecuación 3.2.4 corresponde a la ley de Coulomb para cargas estacionarias en el vacío, no es cero y 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.

Las ecuaciones de Maxwell pueden ser reducidas y expresadas en términos de la densidad de flujo eléctrico D , y la densidad de corriente J en términos del campo eléctrico E , obteniendo las siguientes relaciones:

$$\blacktriangleright \quad D = \epsilon E \quad 3.2.6$$

Esta ecuación relaciona la densidad de flujo eléctrico D y la permitividad eléctrica ϵ que varía poco entre los materiales, no mayor de un factor de 100.

$$\blacktriangleright \quad J = \sigma E \quad 3.2.7$$

Es la forma puntal de la ley de Ohm y expresa una cantidad de corriente eléctrica que atraviesa un sólido, y tiene unidades de carga por unidad de tiempo por unidad de área. Un conductor eléctrico es una sustancia a través de la cual fluye la corriente eléctrica con poca resistencia, los materiales conductores se caracterizan por su conductividad σ , la cual es el inverso de la resistividad ρ_R .

$$\sigma = \frac{1}{\rho_R} \quad 3.2.8$$

De manera similar la inducción magnética puede ser expresada en términos de la fuerza del campo magnético, como se muestra a continuación:

$$\blacktriangleright \quad B = \mu H \quad 3.2.9$$

La inducción magnética B es llamado así ya que 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 . Podemos decir que un gran flujo es *inducido* en un medio y que el medio es *permeable* al flujo.

Las relaciones 3.2.6, 3.2.7 y 3.2.9 son llamadas ecuaciones constitutivas o relaciones constitutivas, y son utilizadas en combinación con las ecuaciones de Maxwell. Ellas describen las relaciones entre las cantidades de campo basadas en las propiedades eléctricas y magnéticas de los materiales (permitividad eléctrica ϵ , permeabilidad magnética μ y conductividad eléctrica σ).

III. 2. 3 Propagación de ondas electromagnéticas en materiales dieléctricos.

Usando las ecuaciones constitutivas se puede reducir las ecuaciones de Maxwell en términos de dos vectores, E y H , con una dependencia del tiempo de la siguiente forma:

$$E(t) = E_0 e^{i\omega t} \quad \text{e.c. 3.2.10}$$

Donde, $\omega = 2\pi f$ – frecuencia angular del campo.

Entonces las ecuaciones vectoriales para E y H toman la siguiente forma:

$$\nabla^2 E = i\omega\mu\sigma E - \epsilon\mu\omega^2 E \quad \text{e.c. 3.2.11}$$

$$\nabla^2 H = i\omega\mu\sigma H - \epsilon\mu\omega^2 H \quad \text{e.c. 3.2.12}$$

Estas son las ecuaciones básicas para la propagación de los campos eléctricos y magnéticos en un medio homogéneo e isotópico. En esas ecuaciones los términos que involucran $i\omega\mu\sigma$ están relacionados a las *corrientes de conducción*, mientras que los términos $\epsilon\mu\omega^2$ con las *corrientes de desplazamiento*

Las ecuaciones de Maxwell son el fundamento para la consideración de la propagación de ondas electromagnéticas. En el vacío la susceptibilidad magnética y la permitividad eléctrica son constantes, esto es, que son independientes de la frecuencia y el medio no es disipativo. En un dieléctrico perfecto no hay pérdidas de propagación y por lo tanto no se considera la atenuación, lo cual si ocurre en medios dieléctricos verdaderos.

Las *ondas planas* son una buena aproximación de las ondas reales en muchas situaciones prácticas. La propagación de las ondas electromagnéticas puede ser representada por la ecuación de onda en la siguiente forma (ver ecuación 3.2.13). La propagación es tomada a lo largo del eje z , perpendicularmente el campo eléctrico (E) y el magnético (H) como se muestra en la figura 3.2.1.

$$\frac{\partial^2 E}{\partial z^2} = \mu\epsilon \frac{\partial^2 E}{\partial t^2} \quad (3.2.13)$$

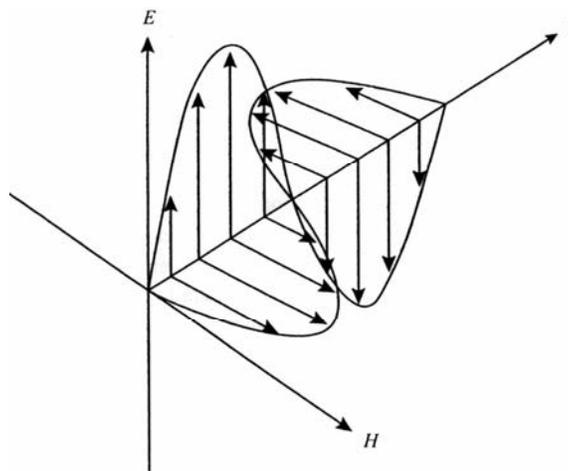


Figura 3.2.1. Propagación de las ondas electromagnéticas en el vacío. Modificada de Daniels, 2004

Donde la velocidad de propagación es:

$$v = \frac{1}{\sqrt{\mu\varepsilon}} \quad 3.2.14$$

Y donde la velocidad de la luz en el vacío es:

$$c = \frac{1}{\sqrt{\mu_0\varepsilon_0}} \approx 300\,000 \text{ km s}^{-1} \quad 3.2.15$$

Definiendo:

Permeabilidad magnética del medio $\mu = \mu_0\mu_r$

Permitividad eléctrica del medio $\varepsilon = \varepsilon_0\varepsilon_r$

Donde:

ε_r es la permitividad eléctrica relativa y tiene un valor en el rango de 1-80 para la mayoría de rocas y suelos y μ_r es la permeabilidad magnética relativa comenzando desde 1 para los materiales geológicos no magnéticos.

Por lo tanto:

$$v_r = \frac{c}{\sqrt{\varepsilon_r}} \quad 3.2.16$$

La impedancia intrínseca (el ratio del campo eléctrico al campo magnético) del medio se define:

$$\eta = \sqrt{\frac{\mu}{\varepsilon}} \quad 3.2.17$$

Una propagación de onda en el sentido positivo en la dirección del eje z en un perfecto dieléctrico puede ser descrita de la manera siguiente:

$$E(z) = E_0 e^{-ikz} \quad 3.2.18$$

Donde la constante de fase es:

$$k_f = \frac{\omega}{v} = \omega\sqrt{\mu\varepsilon} \text{ m}^{-1} \quad \text{e.c. 3.2.19}$$

Esta ecuación describe los cambios en fase por unidad de longitud para cada componente de onda; puede ser considerado como una constante del medio.

La *longitud de onda* (λ) es definida como la distancia de propagación de la onda en un periodo de oscilación.

$$k_f \lambda = 2\pi \quad \text{e.c. 3.2.20}$$

Obteniendo:

$$\lambda = \frac{2\pi}{\omega\sqrt{\mu\epsilon}} = \frac{c}{f\sqrt{\epsilon_r}} \quad \text{e.c. 3.2.21}$$

III. 2. 4 Parámetro de propagación

El comportamiento de este parámetro es en función de las frecuencias, es importante para comprender la propagación y atenuación de las ondas electromagnéticas. Se define a partir de las ecuaciones 3.2.11 y 3.2.12, agrupando a la frecuencia angular (ω), la permeabilidad magnética (μ), la permitividad eléctrica (ϵ) y la conductividad eléctrica (σ):

$$k^2 = \mu\epsilon\omega^2 - i\omega\mu\sigma \quad 3.2.22$$

Al separar la ecuación en su parte real y e imaginaria, es distinguen dos casos importantes:

- Para bajas frecuencias ($f < 10^5 \text{Hz}$) las corrientes de desplazamiento son mucho más pequeñas que las corrientes de conducción ($\mu\epsilon\omega^2 \ll i\omega\mu\sigma$). Esto es debido a que la permitividad eléctrica para la mayoría de las rocas es pequeña y donde la conductividad eléctrica optima para los métodos electromagnéticos, esto es el parámetro de propagación:

$$k^2 = -i\omega\sigma\mu \quad \text{e.c. 3.2.23}$$

- En el caso de las frecuencias altas del orden de 10MHz o más, las corrientes de desplazamiento dominan a las corrientes de conducción; los materiales de la Tierra tienen

una baja conductividad ($\sigma < 1 \text{ mSm}^{-1}$) entonces el parámetro de propagación se define como:

$$k^2 = \mu\epsilon\omega^2 \quad \text{e.c. 3.2.24}$$

De esta manera con frecuencias altas y conductividad baja, la propagación del campo electromagnético depende principalmente de la permitividad dieléctrica que presenten los materiales que se encuentran en el subsuelo. Los campos que se propagan de esta manera son los usados en el GPR.

III. 2. 5 Atenuación

La propagación de las ondas electromagnéticas a través de un medio experimenta una pérdida del campo eléctrico (E) y magnético (H) causando una *atenuación* de la onda electromagnética original. Para la mayor parte de los materiales del subsuelo la respuesta magnética es débil y no es necesario considerarla como una cantidad compleja, desafortunadamente para la permitividad y conductividad es necesaria. En el caso de la disipación de energía en los materiales dieléctricos, la absorción de la radiación electromagnética es causada por los efectos de la conductividad y del dieléctrico.

La propagación de un campo electromagnético E_0 originado en $z=0$, $t=0$ en un conductor dieléctrico puede ser descrita por $E(z,t)$ una distancia z y tiempo t por

$$E(z,t) = E_0 e^{-\alpha z} e^{i(\omega t - \beta z)} \quad 3.2.25$$

La primera función exponencial es el término de atenuación y el segundo corresponde al término de la propagación.

En general los parámetros de interés para las aplicaciones de radar son la atenuación y la velocidad de propagación de la onda. En un dieléctrico conductor, la constante de fase es compleja y es:

$$k = \omega \sqrt{\mu\epsilon} \quad 3.2.26$$

El número de onda puede ser separado en sus partes reales e imaginarias:

$$ik = \alpha + i\beta = iw\sqrt{\mu\varepsilon\left(1 - i\frac{\sigma}{\varepsilon\omega}\right)} \quad 3.2.27$$

Donde, α es el *factor de atenuación* (dBm^{-1}) y β el *factor de fase* (radm^{-1}). Los parámetros α y β pueden ser relacionados por σ y $iw\varepsilon$, resultando las expresiones:

$$\alpha = w\sqrt{\left[\frac{\mu\varepsilon}{2}\sqrt{1 + \left(\frac{\sigma}{\varepsilon\omega}\right)^2} - 1\right]} \quad 3.2.28 \quad \beta = w\sqrt{\left[\frac{\mu\varepsilon}{2}\sqrt{1 + \left(\frac{\sigma}{\varepsilon\omega}\right)^2} + 1\right]} \quad 3.2.29$$

III. 2. 6 Tangente de pérdida ($\tan \delta$)

Cuando se analiza la relación entre las corrientes de conducción y desplazamiento, se le da el nombre de tangente de pérdida ($\tan \delta$), que es la manera en que son analizados los materiales en función del incremento de la frecuencia, midiendo el grado con el cual un dieléctrico es disipativo:

$$\tan \delta \approx \frac{\sigma}{\varepsilon\omega} \quad 3.2.30$$

Se puede ver en las expresiones anteriores que la constante de atenuación de un material esta relacionada linealmente con la frecuencia en dBm^{-1} . En el caso de un material que esta seco y relativamente sin pérdida, se considera a la tangente de pérdida constante, sobre un rango de frecuencias. Sin embargo para materiales húmedos y con mucha pérdida, la relación anterior es útil ya que considera la conductividad (σ) pequeña.

Si $(\sigma/\varepsilon\omega) \gg 1$, entonces la onda se propagará eficientemente sin una apreciable pérdida de energía en grandes distancias. Si $(\sigma/\varepsilon\omega) < 1$, la onda es atenuada a una corta distancia. La tierra no puede ser, en general, considerada como un medio homogéneo porque tiene diferentes valores de $(\sigma/\varepsilon\omega)$ en diferentes partes en ella y otras consideraciones deben de aplicarse para cada una de estas partes. (Sharma, 2002)

III. 2. 7 Profundidad de penetración (Skin depth δ)

Al suponer que la Tierra estuviera perfectamente aislada, las ondas podrían penetrar a cualquier distancia; sin embargo, debido a la conductividad finita del suelo y de las rocas subyacentes, la energía incidente es absorbida y la amplitud de las ondas decrece exponencialmente al atravesar los conductores, debido solo a la absorción. Además existirá un decremento geométrico como la amplitud de la onda, esto debido a las características de la fuente. La solución es utilizar el concepto de ondas planas para las cuales no hay un decremento geométrico. (Sharma, 2002)

Si las corrientes de conducción dominan a las corrientes de desplazamiento $(\sigma/\epsilon\omega)^2 \gg 1$, como usualmente ocurre en la prospección electromagnética, para cuerpos conductores las ecuaciones 3.2.28 y 3.2.29 se simplifican:

$$\alpha = \beta = \sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}} \quad \text{e.c. 3.2.31}$$

La profundidad δ en la cual la amplitud del campo es reducido, se conoce como la profundidad de penetración y esta relacionada con el factor de atenuación α , como se muestra:

$$\delta = \frac{1}{\alpha} = \left(\frac{2}{\mu\rho\omega} \right)^{\frac{1}{2}} \quad \text{e.c. 3.2.32}$$

Donde: $\mu \approx \mu_0$, $\rho = 1/\sigma$, la resistividad en Ωm .

Para altas frecuencias (10-1000 MHz) las corrientes de desplazamiento se tornan apreciables y en un medio de baja pérdida ($\sigma/\epsilon\omega \ll 1$) las corrientes de conducción son de magnitud relativamente insignificantes. Para una onda de radar propagándose en el subsuelo, el factor de atenuación se relaciona con la profundidad de penetración, es expresada de la siguiente manera:

$$\delta = \frac{1}{\alpha} = \left(\frac{2}{\sigma} \right) \left(\frac{\epsilon}{\mu} \right)^{\frac{1}{2}} \quad \text{e.c. 3.2.33}$$

La profundidad de penetración de las ondas electromagnéticas depende de la resistividad, permitividad y conductividad del medio de propagación, siendo más efectiva para medios con baja

conductividad. Si se toma en cuenta la frecuencia, entonces tenemos la ecuación 3.2.34 donde es posible apreciar que a mayores frecuencias la profundidad de penetración decrece y viceversa. (Díaz, 2003)

$$\delta = \frac{1}{\sqrt{\pi f \mu \sigma}} \quad \text{e.c. 3.2.34}$$

III. 2. 8 Coeficientes de reflexión y transmisión

Al desplazarse una onda electromagnética hacia el interior de la tierra atraviesa distintos medios, donde experimenta diferentes discontinuidades de propagación en cada capa, causados por sus propiedades dieléctricas y como consecuencia una parte de la onda es reflejada y la otra es transmitida. Un coeficiente de reflexión describe la amplitud (o la intensidad) de una onda reflejada respecto a la onda incidente, así mismo la onda transmitida puede ser reflejada por otra interfase debajo y así sucesivamente. (Daniels, 2004)

El coeficiente de reflexión R y de transmisión T están definidos por:

$$R = \frac{\sqrt{\epsilon_{r1}} - \sqrt{\epsilon_{r2}}}{\sqrt{\epsilon_{r1}} + \sqrt{\epsilon_{r2}}} \quad \text{e.c. 3.2.35} \quad T = 1 - R \quad \text{e.c. 3.2.36}$$

Donde:

ϵ_{r1} y ϵ_{r2} son las permitividades relativas de dos medios a través de la interfase.

La siguiente tabla muestra las características básicas dieléctricas de varios materiales, como son: conductividad, permitividad relativa y atenuación; medidos a una frecuencia de 100 MHz. La velocidad de propagación es controlada por la permitividad relativa del material, la cual depende del contenido de agua.

Material	Conductividad [Sm ⁻¹]	Permitividad Relativa [F m ⁻¹]	Atenuación [dBm ⁻¹]
Aire	0	1	0
Asfalto seco	10 ⁻² - 10 ⁻¹	2 - 4	2 - 15
Asfalto húmedo	10 ⁻³ - 10 ⁻¹	6 - 12	2 - 20
Arcilla seca	10 ⁻¹ - 10 ⁻⁰	2 - 6	10 - 50
Arcilla húmeda	10 ⁻¹ - 10 ⁻⁰	5 - 40	20 - 100
Carbón seco	10 ⁻³ - 10 ⁻²	3.5	1 - 10

Material	Conductividad [$S m^{-1}$]	Permitividad Relativa [$F m^{-1}$]	Atenuación [$dB m^{-1}$]
Carbón húmedo	$10^{-3} - 10^{-1}$	8	2 - 20
Concreto seco	$10^{-3} - 10^{-2}$	4 - 10	2 - 12
Concreto húmedo	$10^{-2} - 10^{-1}$	10 - 20	10 - 25
Agua	$10^{-6} - 10^{-2}$	81	0.01
Hielo	$10^{-4} - 10^{-3}$	4	0.1 - 2
Granito seco	$10^{-8} - 10^{-6}$	5	0.5 - 3
Granito húmedo	$10^{-3} - 10^{-2}$	7	2 - 5
Caliza seca	$10^{-8} - 10^{-6}$	7	0.5 - 10
Caliza húmeda	$10^{-2} - 10^{-1}$	8	1 - 20
Sal de roca seca	$10^{-4} - 10^{-2}$	4 - 7	0.01 - 1
Arena seca	$10^{-7} - 10^{-3}$	2 - 6	0.01 - 1
Arena húmeda	$10^{-3} - 10^{-2}$	10 - 30	0.5 - 5
Arenisca seca	$10^{-6} - 10^{-5}$	2 - 5	2 - 10
Arenisca húmeda	$10^{-4} - 10^{-2}$	5 - 10	4 - 20
Agua salada	10^2	81	100
Hielo de agua salada	$10^{-2} - 10^{-1}$	4 - 8	1 - 30
Esquisto seco	$10^{-3} - 10^{-2}$	4 - 9	1 - 10
Esquisto saturado	$10^{-3} - 10^{-1}$	9 - 16	5 - 30
Nieve firme	$10^{-6} - 10^{-5}$	6 - 12	0.1 - 2
Suelo arcilloso seco	$10^{-2} - 10^{-1}$	4 - 10	0.3 - 3
Suelo arcilloso húmedo	$10^{-3} - 10^0$	10 - 30	5 - 50
Suelo margoso seco	$10^{-4} - 10^{-3}$	4 - 10	0.5 - 3
Suelo margoso húmedo	$10^{-2} - 10^{-1}$	10 - 30	1 - 6
Suelo arenoso seco	$10^{-4} - 10^{-2}$	4 - 10	0.1 - 2
Suelo arenoso húmedo	$10^{-2} - 10^{-1}$	10 - 30	1 - 5

Tabla 3.2.1. Rangos típicos de las características dieléctricas de varios materiales medida a 100MHz. Modificado de Daniels, 2004.

III. 2. 9 Equipo de GPR

El equipo utilizado para el desarrollo de este proyecto esta compuesto por tres antenas monoestáticas; una con frecuencia central de 40 MHz, Subecho 40, otra de 70 MHz, Subecho 70, y una más de 200 MHz, de Geophysical Survey System Inc. (GSSI) 5106, así como dos consolas (SIR 2000 y SIR 3000) GSSI y cable de interconexión.

III. 2. 9. 1 Antenas

Se diseñan distintos tipos y formas de antenas, según sean los objetivos. La trayectoria de propagación consiste en general en una atenuación, en un dieléctrico no-homogéneo, el cual, depende de la frecuencia y por lo tanto actúa como un filtro pasa bajas.

La frecuencia más alta de operación hace que la antena esta limitada por las propiedades de los materiales. La necesidad de obtener altos valores de rango de resolución, requiere que la antena tenga una respuesta de fase lineal lo que hace que las antenas operen en una Banda Ultra Amplia (UWB). El uso de UWB y las limitaciones de la frecuencia más alta están mutuamente en conflicto y por lo tanto se opta por un diseño de operación en las antenas en un rango de frecuencia de 10MHz a 5 GHz dependiendo de la resolución y rango especificado. (Daniels, 2004).

III. 2. 9. 2 Resolución.

El sistema del Radar de Penetración Terrestre mide esencialmente el tiempo de viaje de una señal, entonces la resolución es la habilidad de distinguir dos señales cercanas una de la otra en tiempo. Si el ancho del pulso decrece, en consecuencia el ancho de banda de las frecuencias se incrementa; esto es, si tenemos baja frecuencia obtendremos una mayor penetración pero una menor resolución (Tabla 3.2.2). Los sistemas de GPR están diseñados para lograr que el lóbulo mayor de banda esté cerca o igual a la frecuencia central y así el período de pulso es inversamente proporcional a la frecuencia central (frecuencia donde se concentra la mayor parte de la energía del pulso) (Sharma, 2002).

<i>Frecuencia Central [MHz]</i>	<i>Profundidad [m]</i>
40	5 – 50
80	5 – 30
100	4 – 25
200	1 – 20
400	0 – 5
500	0 – 4.5
1000	0 – 2

Tabla 3.2.2. Frecuencias típicas con su profundidad promedio.

III. 2. 10 Levantamiento de GPR

Al igual que las estaciones gravimétricas el levantamiento de las secciones de radar fue diseñado a lo largo de la Av. 20 de Noviembre. Consistió en remolcar las antenas (40, 70 y 200 MHz) de Oeste a Este y viceversa a una velocidad constante con el fin de obtener en la medida de lo posible escaneos equidistantes.

Se adquirieron tres secciones (figura 3.2.2) las dos primeras con una consola SIR 2000 y dos antenas con una frecuencia central de 200 MHz y 70 MHz y la tercera con una consola SIR 3000 y una antena cuya frecuencia central es de 40 MHz.

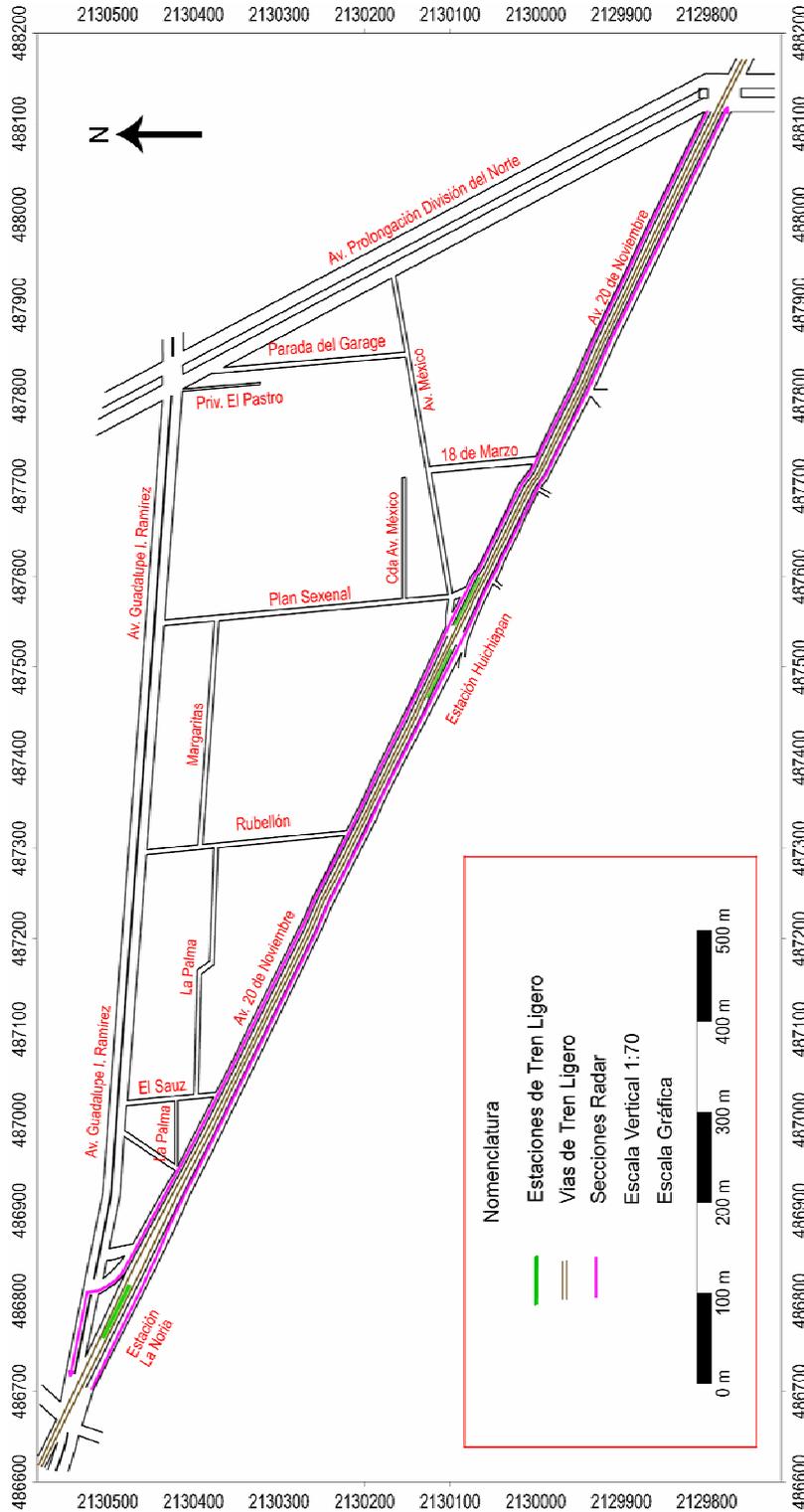


Figura 3.2.2. Mapa de localización de las secciones de GPR.

III. 2. 11 Procesamiento de secciones GPR

La exploración geofísica se divide en tres partes: adquisición de datos, procesamiento e interpretación; cada una de ellas estrechamente relacionadas. En lo que corresponde al procesamiento de las secciones de radar, lo que se busca es tener una buena relación señal ruido, para ello utilicé las siguientes técnicas:

III. 2. 11.1 Editado

Establece una escala vertical y una horizontal, donde se editan las marcas (registros por metro (R/m)) y se normaliza la distancia entre cada marca (m/Marca).

III. 2. 11.2 Filtros

Para el procesamiento utilicé dos tipos: filtros de respuesta a un impulso finito (FIR) y filtros de respuesta a un impulso infinito (IIR).

III. 2. 11.2.1 Filtro de respuesta a un impulso infinito IIR

También llamados filtros digitales recursivos, los parámetros de estos filtros permiten definir los filtros horizontales y verticales pasa bajas y pasa altas. Las frecuencias de corte de los límites de intervalo se definen en su dimensión horizontal por el número de escaneos y en su dimensión vertical en MHz.

III. 2. 11.2.2 Filtro de respuesta a un impulso finito FIR

Se obtienen a partir de filtros IIR y son también llamados filtros no recursivos, y con una gran variedad de respuesta en las frecuencias Se tienen filtros FIR verticales y horizontales, y al tener una respuesta al impulso de duración finita hace posible el diseño de filtros simétricos, para que los datos no varíen de tiempo ni de posición.

III. 2. 11. 3 Deconvolución

Es una técnica de filtrado encargada de la eliminación de múltiples y mejorar la resolución de los datos.

Los múltiples aparecen cuando la onda electromagnética rebota periódicamente hacia delante y hacia atrás entre un objeto y la antena creando patrones de reflexión repetitivos, y en consecuencia afectando los datos y ocultando información a mayor profundidad.

Las propiedades de la Tierra tienden a comportarse como un filtro y elimina información de alta frecuencia, la deconvolución restaura la resolución de la onda electromagnética.

III. 2. 11. 4 Migración

Las antenas de GPR radian energía con una amplitud grande de tal forma que detecta objetos a varios metros de distancia. En consecuencia, objetos de dimensiones finitas pueden aparecer como reflectores hiperbólicos ya que la antena detecta el objeto desde lejos y pasa por encima. Objetos más profundos pueden quedar enmascarados por otros objetos someros presentados como reflectores hiperbólicos, de igual manera superficies de inclinaciones pronunciadas se manifiestan como reflexiones difractadas. Estas difracciones pueden ocultar reflexiones de interés causando una mala interpretación del tamaño y geometría del subsuelo. La geometría aparente de capas con un echado muy inclinado es errónea y por lo tanto debe ser corregido; para ello se usa la *migración* que lleva a los reflectores inclinados a su posición original y elimina las difracciones hiperbólicas.

La figura 3.2.3 expone el radar-grama orinal, como fue adquirido; así como parte del proceso que se hizo para poder interpretar las secciones de radar.

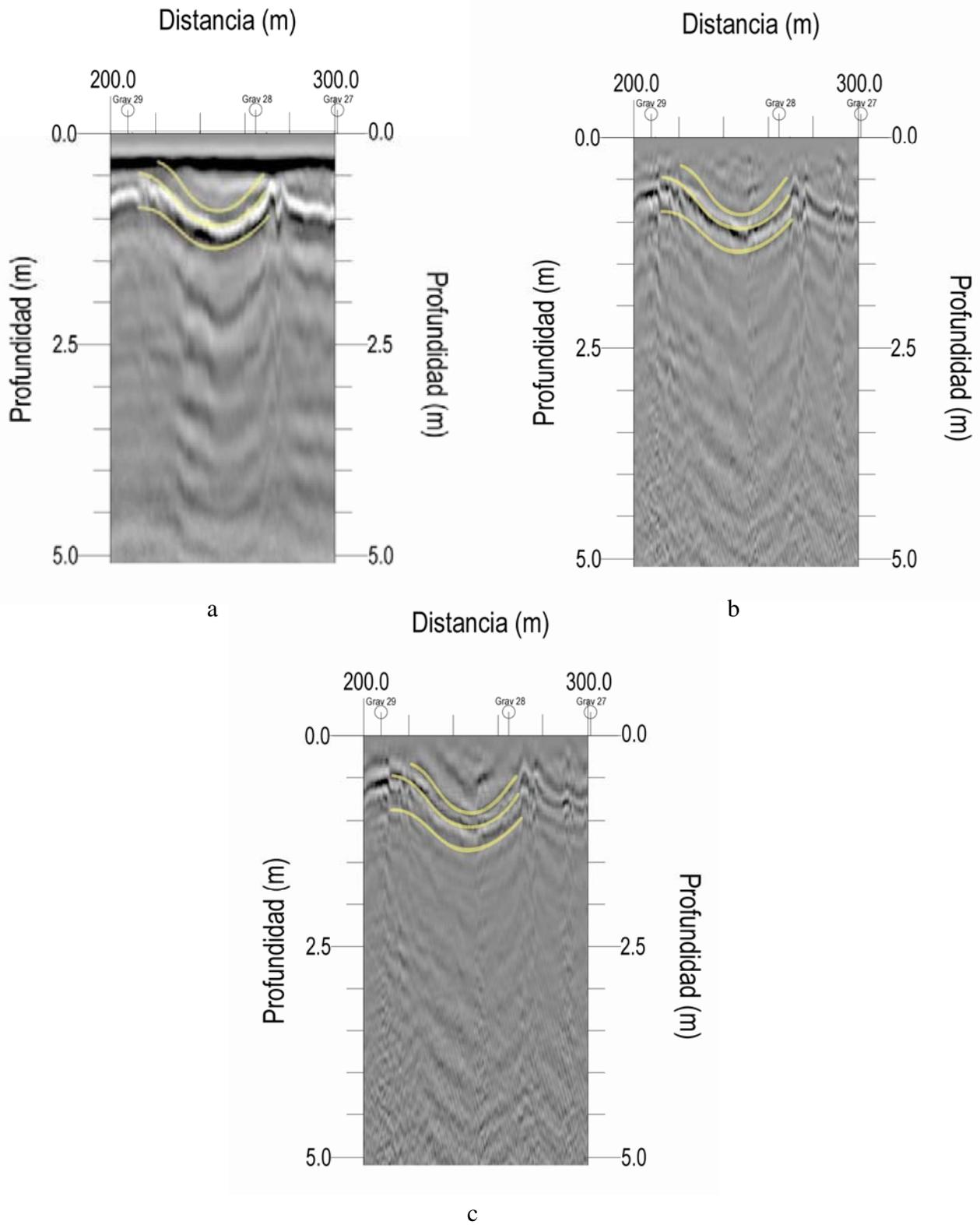


Figura 3.2.3. Muestra las principales etapas durante la interpretación de una sección. La imagen a) representa la sección adquirida sin ningún proceso; la b) con deconvolución y finalmente la c) la sección migrada. Las líneas amarillas ilustran un hundimiento.

III.3 Sistema de Posicionamiento Global (GPS)

III. 3. 1 Introducción

El sistema de posicionamiento global (GPS) es un sistema de navegación satelital que fue desarrollado por el departamento de defensa de los Estados Unidos de Norteamérica a finales de la década de los 60's e inicios de los 70's. Inicialmente el GPS fue usado con fines militares para controlar barcos en el océano, aviones y vehículos terrestres, sin embargo su uso se extendió civilmente, previendo de un posicionamiento continuo en cualquier parte del mundo sin importar las condiciones climáticas

La fuerza aérea de Estados Unidos de Norteamérica, actualmente controla y financia el sistema básico de 24 satélites así como las estaciones de control distribuidas alrededor del mundo. El GPS es ampliamente caracterizado como un sistema de posicionamiento satelital, proporcionando señales para la geo-localización de igual forma para controlar vehículos u otros objetos o rastrear personas en cualquier parte del mundo.

III. 3. 2 Segmentos del GPS

El sistema de posicionamiento consta de tres segmentos: espacial (satélite), control (estaciones) y usuarios. Figura 3.3.1.

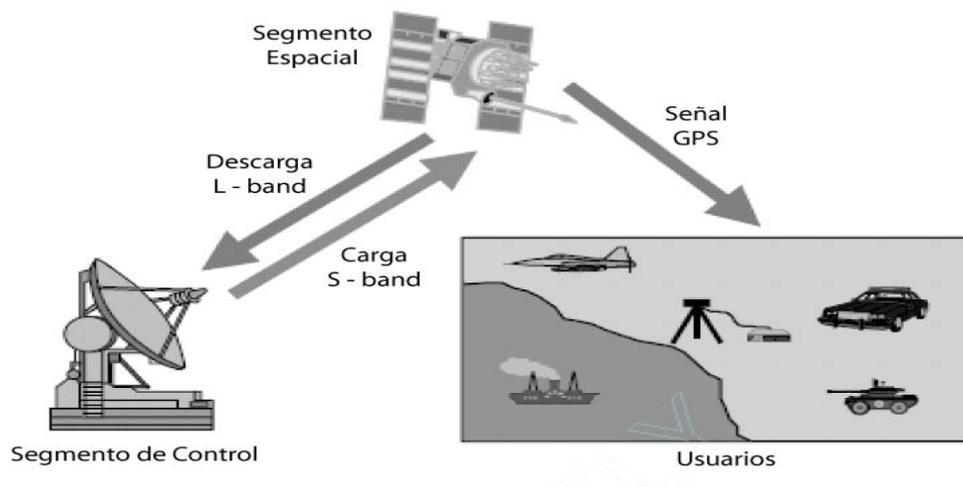


Figura 3.3.1. Segmentos GPS

El segmento espacial consiste en operar 24 satélites en órbita, figura 3.3.2, cada uno transmite una señal que tiene varios componentes: frecuencia del portador, códigos digitales y mensaje de navegación. Las dos primeras señales se usan para determinar la distancia del receptor (usuario) a los satélites del GPS principalmente. El mensaje de navegación contiene las coordenadas de los satélites como una función del tiempo, los signos transmitidos son controlados por relojes atómicos muy exactos colocados en los satélites.

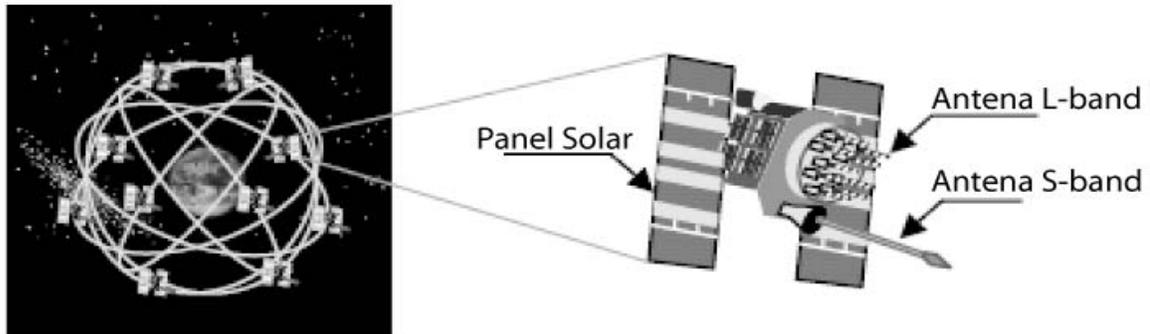


Figura 3.3.2. Segmento Espacial

El segmento de control se compone de una red mundial estaciones con una estación de control maestro (MCS, por sus siglas en inglés) localizada en Colorado, Estados Unidos de Norteamérica. La principal función de este segmento es la de monitorear los satélites, con el fin de determinar y predecir su posición, el estado en que se encuentran físicamente, los relojes atómicos, datos atmosféricos, el almanaque del satélite y otras consideraciones.

Lo que corresponde a los usuarios es muy basto y variado, incluyendo usos militares; tan solo es necesario un receptor GPS conectado a una antena, el usuario puede recibir la señal GPS para determinar la posición en cualquier parte del mundo.

///. 3. 3 Funcionamiento del GPS

Si las distancias de un punto en la Tierra (un receptor GPS) a tres satélites GPS son conocidos junto con las condiciones del satélite; entonces la ubicación del receptor puede ser determinada aplicando una triangulación.

Cada satélite transmite una señal continua que es captada por la antena del receptor una vez ahí es procesada, el resultado de esto es parcial y consiste en obtener las distancias a los

satélites del GPS a través de los códigos digitales (conocidos como pseudos-rangos) así como las coordenadas del satélite por medio del mensaje de navegación.

Teóricamente, solo son necesarias tres distancias, por tres señales simultáneas de los satélites; en este caso el receptor deberá ser localizado por la intersección de tres esferas, cada una con un radio de una distancia del receptor-satélite centrándose en ese satélite en particular. Figura 3.3.3.

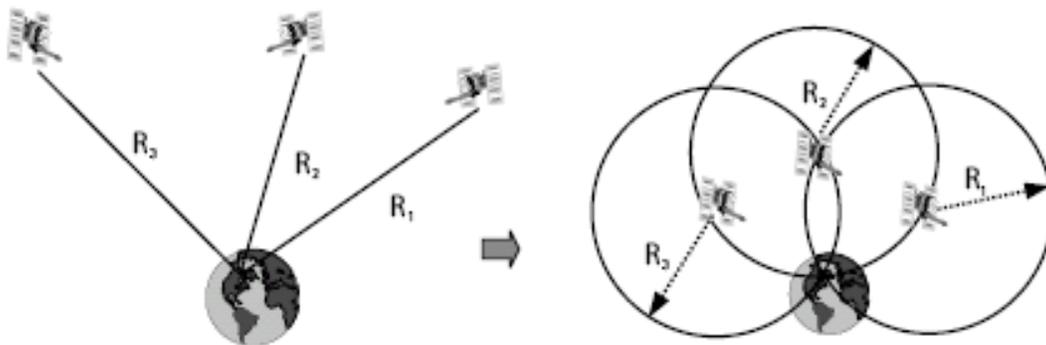


Figura 3.3.3. Posicionamiento del GPS

La exactitud obtenida con ese método era limitado a unos 100 m para la componente horizontal, 156 m en la componente vertical y 340 ns para la componente del tiempo. Este nivel bajo de exactitud se debía al efecto de la disponibilidad selectiva de la señal esto es que se degradaba el tiempo real autónomo (que da la exactitud) provocado intencionalmente. Afortunadamente esa restricción ya no es valida, y los receptores tienen una mejor exactitud.

III. 3. 4 Estaciones de control GPS

Los puntos GPS fueron en total 8 (GPSN-01 - GPSN-08) y están colocados, a lo largo de la Av. 20 de Noviembre, comenzando en el crucero de La Noria, con una distancia de 200 a 250 m entre cada estación, y finalizando en la Av. Prolongación División del Norte (figura 3.3.4). Se utilizo un equipo receptor Trimble 5700 de dos frecuencias; la resolución del receptor GPS va a depender del tipo de survey que se use, la precisión de la base, el tiempo de observación así como el número de satélites disponibles durante el survey (tiempo de observación) para este estudio la resolución del receptor GPS es de 0.00500 m en sus tres componentes (Norte, Este y Altitud).

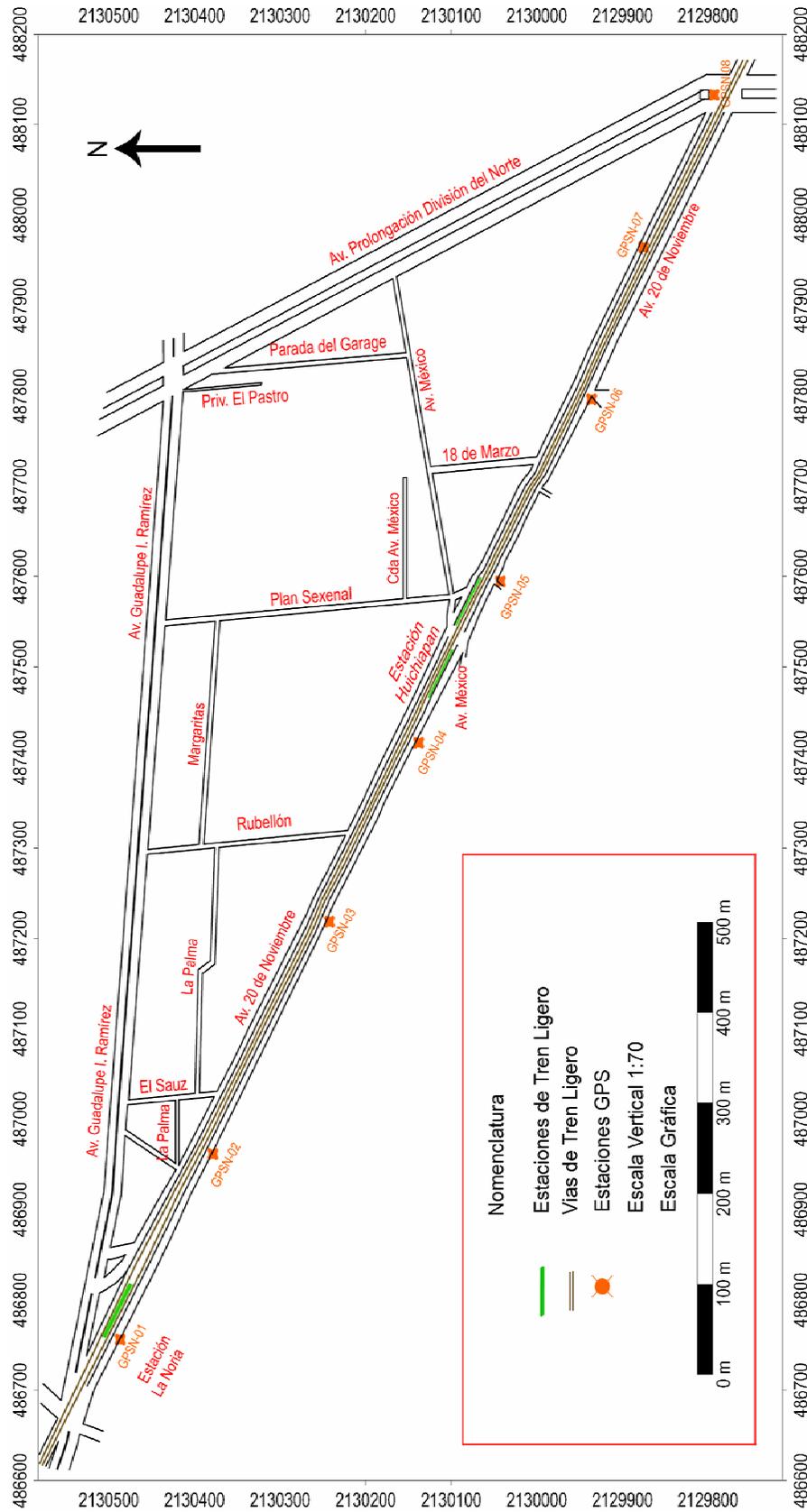


Figura 3.3.4. Localización estaciones GPS

Capítulo IV

Discusión y Resultados

IV. 1. Descripción e Interpretación de Secciones de GPR.

La interpretación en geofísica tiende a ser subjetiva, gracias a la combinación de varios métodos geofísicos se logra eliminar el problema de la no-unicidad de la geofísica, es así que con toda la información recaudada del área o zona de estudio, es posible tener excelentes resultados, los cuales conllevaran a una interpretación adecuada.

Las secciones de Radar de Penetración Terrestre, fueron interpretadas de la siguiente manera: primeramente se dividieron cada sección en dos, es decir; una sección en dirección Oeste – Este y viceversa, posteriormente dichas secciones fueron cortadas en 3 partes para facilitar la descripción e interpretación, así como su manejo finalmente se les asigno un nombre: para las secciones Oeste – Este: sección *N01-a*, *N01-b* y *N01-c* para la antena con frecuencia central de 200MHz; *N02-a*, *N02-b* y *N02-c* con una frecuencia central de 70MHz y por último *N03-a*, *N03-b* y *N03-c* para la antena de 40MHz. De la misma manera a las secciones Este – Oeste fueron nombradas de la siguiente manera: sección *N04-a*, *N04-b* y *N04-c* para la antena de 200MHz; sección *N05-a*, *N05-b* y *N05-c* para la antena de 70MHz y sección *N06-a*, *N06-b* y *N06-c* para la antena de 40MHz.

Sección N01-a

Ubicada a un costado de la estación La Noria, sobre la Av. 20 de Noviembre se extiende 540 m (figura 4.1.1). Se observa a 20 m de iniciada la sección una anomalía A, se extiende aproximadamente 40 m, la parte más cercana a la superficie se localiza a una profundidad de 40 cm y la más profunda a 1.10 m, en esta anomalía se aprecia un grupo de capas deformadas debidos probablemente a un hundimiento (figura 4.1.2). Es posible de igual manera observar otra anomalía B que comienza a los 160 m del origen de la sección y tiene una extensión aproximada de 70 m, su parte más somera es a los 50 cm y la más profunda apenas a los 90 cm (figura 4.1.2) en esta parte,

los horizontes siguen una misma tendencia pero se observa un cambio de pendiente abrupto probablemente debido a un cambio de litología.

Sección N01-b

Es la continuación de la sección anterior, ubicada 500 m de la estación La Noria y concluyendo a 100 m de la estación Huichiapan esta sección tiene una longitud de 540 m (figura 4.1.1). A los 145 m del origen de esta sección los horizontes tienen una forma irregular, y es posible apreciar una falla a los 185 m, así mismo a los 340 m se observa una serie de capas deformadas, con una extensión de aproximadamente 120 m y, su parte más somera es a los 50 cm y su parte más profunda es a 1.50 m (figura 4.1.3).

Sección N01-c

La última de estas secciones, localizada a 100 m de la estación Huichiapan se extiende aproximadamente 520 m, terminando en el cruce de la Av. 20 de Noviembre y la Av. Prolongación División Del Norte (figura 4.1.1). En el inicio de esta sección se distingue una serie de horizontes deformados a los 40 m, con una extensión aproximada de 100 m ubicando su parte más somera a 40 cm y la más profunda a 95 cm. Más adelante se llega a apreciar un pequeño hundimiento a los 60 m con la parte somera aproximadamente a 40 cm y la más profunda a 60 cm. A los 360 m se aprecia un campo de horizontes deformados con una extensión aproximada de 80 m, con su parte más somera a los 40 cm y su parte más profunda al 1.60 m (figura 4.1.4).

Sección N02-a

Esta primera parte, al igual que la *Sección N01-a*, se localiza al inicio de la estación La Noria, con una longitud de 540 m y finalizando a unos metros antes de la estación Huichiapan (figura 4.1.1). Esta sección presenta diversos hundimientos en casi todo su trayecto, el primero de ellos aparece a los 20 m de iniciada la sección y tiene una extensión aproximadamente de 70 m, su parte más somera se presenta a 1.50 m y la más profunda a los 3.50 m (figura 4.1.5). Más adelante a 140 m aparece una serie de capas deformadas en un hundimiento, con una extensión de 80 m, su parte

más somera se encuentra a los 2.2 m y la más honda a los 4 m (figura 4.1.5). A 40 m de terminada esta serie es posible apreciar otra con una longitud de 50 m, la parte más somera es a los 2 m y la más profunda a los 4 m se distinguen una porción de capas deformadas generando un hundimiento, (figura 4.1.5). A los 345 m de iniciada esta sección una serie de difracciones hacen suponer la presencia de dos cavidades con una separación de 10 m aproximadamente una de otra a los 4 m de profundidad (figura 4.1.5).

Sección N02-b

Localizada aproximadamente a 100 m de la estación Huichiapan (figura 4.1.1) esta sección se extiende cerca de 540 m, caracterizada por presentar horizontes deformados a los 300 m, localizando su parte más somera a 1.0 m y en contraste la más profunda a los 3.0 m, con una longitud de 80 m (figura 4.1.6). Más adelante se distingue un hundimiento, aproximadamente a los 410 m de iniciada esta sección, con una extensión aproximada de 50 m, la parte más cercana a la superficie es apreciable a los 90 cm y la más profunda a los 3 m. (figura 4.1.6). Entre estas dos anomalías a una profundidad de 8 m, se localiza una posible fractura generando probablemente estos hundimientos (figura 4.1.6).

Sección N02-c

Tercera sección que complementa a las dos anteriores, se encuentra entre las calles México y 18 de Marzo y presenta una longitud de 510 m aproximadamente (figura 4.1.1), casi al inicio de esta sección a 50 m se localizan una serie de horizontes deformados a una profundidad de 2 m en su parte más somera y a 3 m en su parte más profunda, estos son generados probablemente por una cavidad localizada debajo de los mismos que comienza a una profundidad de 3.5 m y se extiende hacia abajo cerca de 2 m (figura 4.1.7). Más adelante una serie de horizontes, hacen suponer un hundimiento, localizado a los 310 m, con una longitud de 100 m, tiene su parte más somera a 1.0 m aproximadamente y la más profunda a 3.5 m (figura 4.1.7) al termino de está a los 410 m se distinguen otros horizontes deformados que suponen otro hundimiento pero a mayor profundidad, aproximadamente entre los 4 y 5 m (figura 4.1.7).

Sección N03-a

Ultima de las secciones Oeste – Este, similar a las anteriores secciones N01-a y N02-a, está localizada cerca del cruce de la estación La Noria, con una extensión de 540 m (figura 4.1.1) presenta una serie de horizontes deformados cuya longitud es de 120 m aproximadamente, la parte más somera esta ubicada a los 8 m y la más profunda entre los 12 y 13 m, estos horizontes probablemente generen hundimientos más someros; a los 80 m y a una profundidad de 26 m por debajo de estos horizontes se aprecia una serie de difracciones las cuales indican la presencia de una cavidad (figura 4.1.8). Posteriormente hay una serie de horizontes deformados generando un hundimiento a aproximadamente a 440 m con una profundidad de 6 m en la parte somera y 9 m en la parte profunda; tiene una extensión de 90 m (figura 4.1.8).

Sección N03-b

Iniciada entre la estación La Noria y Huichiapan tiene una extensión de 540 m (figura 4.1.1), desde su inicio cerca de los 40 m presenta diversos horizontes deformados producidos probablemente por los cambios litológicos y generando algunos hundimientos pequeños, extendiéndose 170 m con una profundidad somera a los 5 m y la parte más profunda a los 10 m (figura 4.1.9). Conforme va avanzando, hay más horizontes deformados produciendo pequeños hundimientos localizando su parte más somera a los 7 m y la más profunda a los 11 m (figura 4.1.9).

Sección N03-c

Ubicada a 100 m de la estación Huichiapan, esta sección tiene una longitud de 515 m y termina donde empieza la Av. Prolongación División Del Norte (figura 4.1.1); a los 20 m encontramos una serie de hundimientos visibles por los horizontes que presenta, tiene una extensión de 70 m y presenta su parte más somera a los 8 m y la parte más profunda a 10 m (figura 4.1.10) seguida de estos hundimientos hay una serie de horizontes deformados que se extiende a lo largo de toda la sección, el primero de este conjunto presenta con una extensión de 260 m comenzando a los 100 m de iniciada la sección y con la parte más somera a los 5 m y la más profunda a los 11 m, la segunda esta localizada a los 380 m y tiene una extensión de 130 m, esta serie se caracteriza por tener

debajo una serie de difracciones, generadas por posibles cavidades, la primera de ellas se localiza a los 380 m con una profundidad de 8 m, la segunda a 430 m con la misma profundidad que la anterior y la última a 460 m a una profundidad de 8 m como las anteriores (figura 4.1.10).

La segunda parte es de Este – Oeste se compone de 9 secciones y al igual que las anteriores comenzare por la antena cuya frecuencia central es de 200 MHz, continuando con la de 70 MHz y finalmente la de 40 MHz.

Sección N04-a

Iniciando en el cruce de la Av. Prolongación División del Norte y la Av. 20 de Noviembre, presenta una extensión aproximada de 570 m (figura 4.1.1), a una distancia de 90 m se distingue un hundimiento, la parte más somera se localiza a 30 cm en contraparte la más profunda a 90 cm aproximadamente, con una extensión de 45 m (figura 4.1.11); continuando con esta sección a los 210 m existe otro hundimiento con una extensión de 60 m extendiéndose más adelante cerca de 110 m, en la primera, parte el hundimiento es más prominente, con su parte más somera a 40 cm y la parte más profunda a 1.20 m y en la segunda parte es más extenso y no tan profundo (figura 4.1.11).

Sección N04-b

Continuación de la sección anterior, inicia entre las calles 18 de Marzo y Av. México, cuenta con una longitud de 565 m, finalizando a 100 m de la calle Rubellón (figura 4.1.1) esta sección se caracteriza por presentar un hundimiento a 105 m de iniciado, dicho hundimiento tiene una extensión de 110 m, presenta la parte más somera a los 50 cm y la profunda a 1.60 m (figura 4.1.12). A 270 m existe una serie de horizontes deformados, generando hundimientos localizando la parte más somera a 50 cm y la parte más profunda aproximadamente a 1.50 m y una extensión de 70 m; continuando con esta sección a 470 m casi al final, se localiza una serie de horizontes desplazados, generados por la posible existencia de una falla geológica localizada a 520 m a una profundidad de 1.0 m a 2.0 m (figura 4.1.12).

Sección N04-c

Localizada a 100 m de la calle Rubellón extendiéndose a lo largo de la Av. 20 de Noviembre esta sección se extiende alrededor de 540 m (figura 4.1.1). A 100 m de iniciada esta sección se hacen presentes unos horizontes deformados con una longitud de un poco más de 60 m, la parte más somera esta localizada a 30 cm y la más profunda a 1.40 m; (figura 4.1.13) continuando a 210 m hay una serie de horizontes deformados que se extienden cerca de 180 m encontrando su parte más somera a 40 cm y la más profunda a un poco más de 1.0 m (figura 4.1.13).

Sección N05-a

Esta sección comienza en la Av. Prolongación División del Norte y Av. 20 de Noviembre, tiene una extensión de 570 m y finaliza antes del cruce de la estación del tren ligero Huichiapan aproximadamente a 100 m (figura 4.1.1). En la sección podemos apreciar una serie de horizontes deformados comenzando a 210 m continuando aproximadamente hasta los 400 m, son generados a una profundidad de 1.0 m en su parte más somera y hasta 3 m en su parte más profunda (figura 4.1.14); más adelante a 540 m, existen una serie de horizontes de forma anticlinal localizados a 2 m de profundidad, por debajo de ellos, a una profundidad de 3 m es probable que exista una cavidad (figura 4.1.14).

Sección N05-b

Ubicada a 100 m del cruce de Huichiapan entre las calles 18 de Marzo y la Av. México esta sección se desplaza por la Av. 20 de Noviembre y presenta una extensión aproximada de 570 m (figura 4.1.1). Se distinguen una serie de hundimientos a 15 m de iniciada dicha sección, con una extensión de 60 m y una profundidad de 2.3 m en la parte más somera y de casi 5 m en la parte más profunda (figura 4.1.15) continuando con el trayecto de esta sección hay una serie de horizontes deformados, el primero localizado a 230 m con una extensión de 40 m, la parte más somera a 2 m y la más profunda a 4 m, la segunda de esta serie de horizontes está a 320 m con una profundidad de 2 m en la parte más somera y la más profunda a 2.50 m y se extiende cerca de 200 m (figura 4.1.15).

Sección N05-c

Con una extensión de 530 m, esta sección esta localizada delante de la calle Rubellón aproximadamente a 100 m y finaliza en el crucero de la Noria (figura 4.1.1) a una distancia de 90 m de comenzada esta sección ubicamos una anomalía A con una serie de horizontes deformados, representados como hundimientos, el más somero se presenta a los 3.40 m y la parte más profunda a 5.30 m (figura 4.1.16), siguiendo con la sección a 260 m hay una anomalía B la cual se caracteriza por tener hundimientos la parte más somera se localiza a 4 m y la más profunda a 5 m (figura 4.1.16).

Sección N06-a

Al igual que las secciones *N04-a* y *N05-a*, comienza donde se cruzan la Av. 20 de Noviembre y la Av. Prolongación División del Norte, presenta una extensión aproximada de 570 m finalizando antes de llegar al crucero de la estación Huichiapan (figura 4.1.1). Al inicio de esta sección hay una serie de horizontes deformados con una longitud de al menos 70 m; continuando en la trayectoria de la sección a 120 m es posible distinguir un hundimiento, el cual tiene una extensión de 130 m localizando su parte más somera a 5 m y la más profunda a 7 m (figura 4.1.17). A 270 m es posible distinguir una serie de horizontes deformados, los cuales tienen una extensión de 290 m ubicando al más somero a 6 m y el más profundo a 9 m, por debajo de estos horizontes a 300 m se distingue una cavidad aproximadamente a 8 m y más adelante a 390 m y a la misma profundidad podemos apreciar una más (figura 4.1.17).

Sección N06-b

Esta sección se encuentra a 100 m de la calle 18 de Marzo a un costado de la estación Huichiapan y finaliza en a 100 m de la calle Rubellón, tiene una longitud de 560 m (figura 4.1.1). A los 100 m comienzan una serie de horizontes deformados que se extiende a lo largo de toda la sección con una longitud de 370 m, esta serie de deformaciones presentan su parte más somera a los 5 m y la más profunda a los 9 m, caracterizada por tener algunos horizontes en que inducen hundimientos

aproximadamente una distancia de 90 m de iniciada la sección se presenta el primero a una profundidad de 5 m en la parte somera y de 7 m en la parte profunda y una última a los 350 m con una extensión, de aproximadamente 100 m, su parte más somera se ubica a los 4.50 m y la más profunda a 7 m (figura 4.1.18) a 100 m de terminar la sección es posible distinguir unos horizontes deformados y desplazados lo que hacen pensar la presencia de una falla que se localiza de los 520 m a los 540 m y una profundidad de 6 m extendiéndose hasta los 9 m (figura 4.1.18).

Sección N06-c

Última sección que se ubica entre la estación Huichiapan y La Noria, aproximadamente a 100 m de la calle Rubellón, esta sección se extiende a lo largo de la Av. 20 de Noviembre aproximadamente unos 540 m (figura 4.1.1). Al iniciar la sección podemos apreciar algunos horizontes deformados generando pequeños hundimientos, extendiéndose cerca de 210 m, el más somero esta localizado a 5 m y el más profundo a 7 m (figura 4.1.19) más adelante a una distancia de 280 m se encuentra un hundimiento, su parte más somera esta a 4 m y la más profunda a 6 m y una extensión de 50 m (figura 4.1.19). A 350 m continúan los horizontes deformados con una longitud de 170 m localizando su parte más somera a 4 m y la más profunda a 7 m (figura 4.1.19).

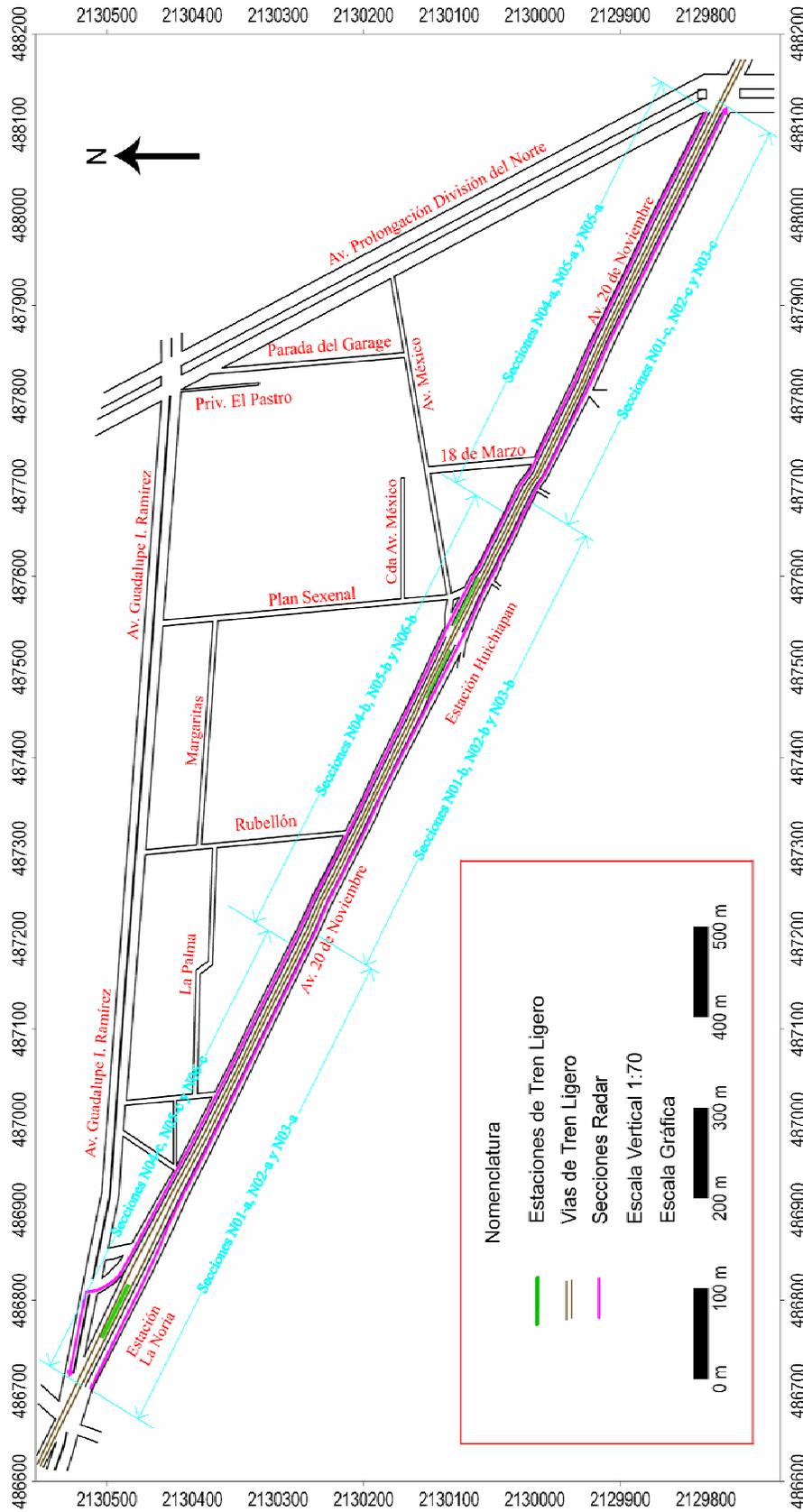
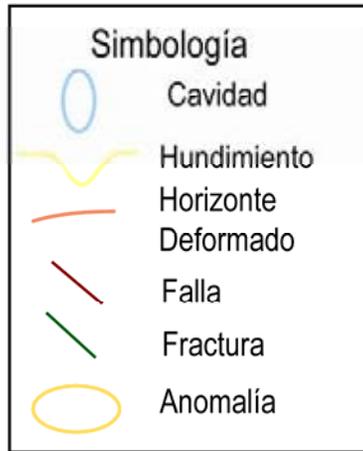


Figura 4.1.1. Localización de las secciones de GPR.

Sección N01-a



Croquis de localización

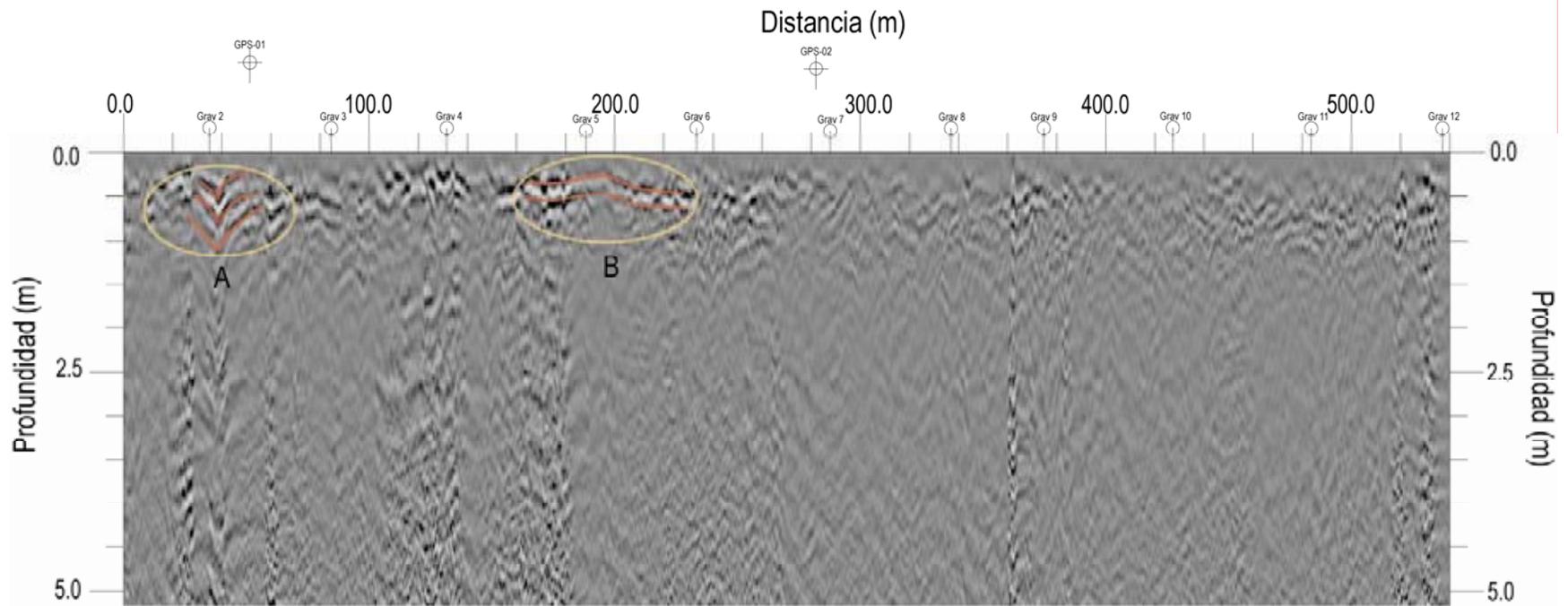
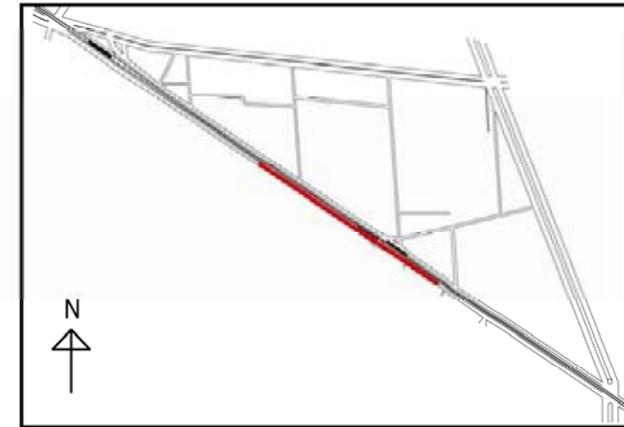
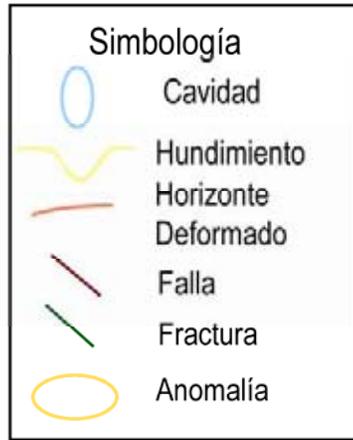


Figura 4.1.2 Sección N01-a, antena de 200 MHz.

Sección N01-b



Croquis de localización

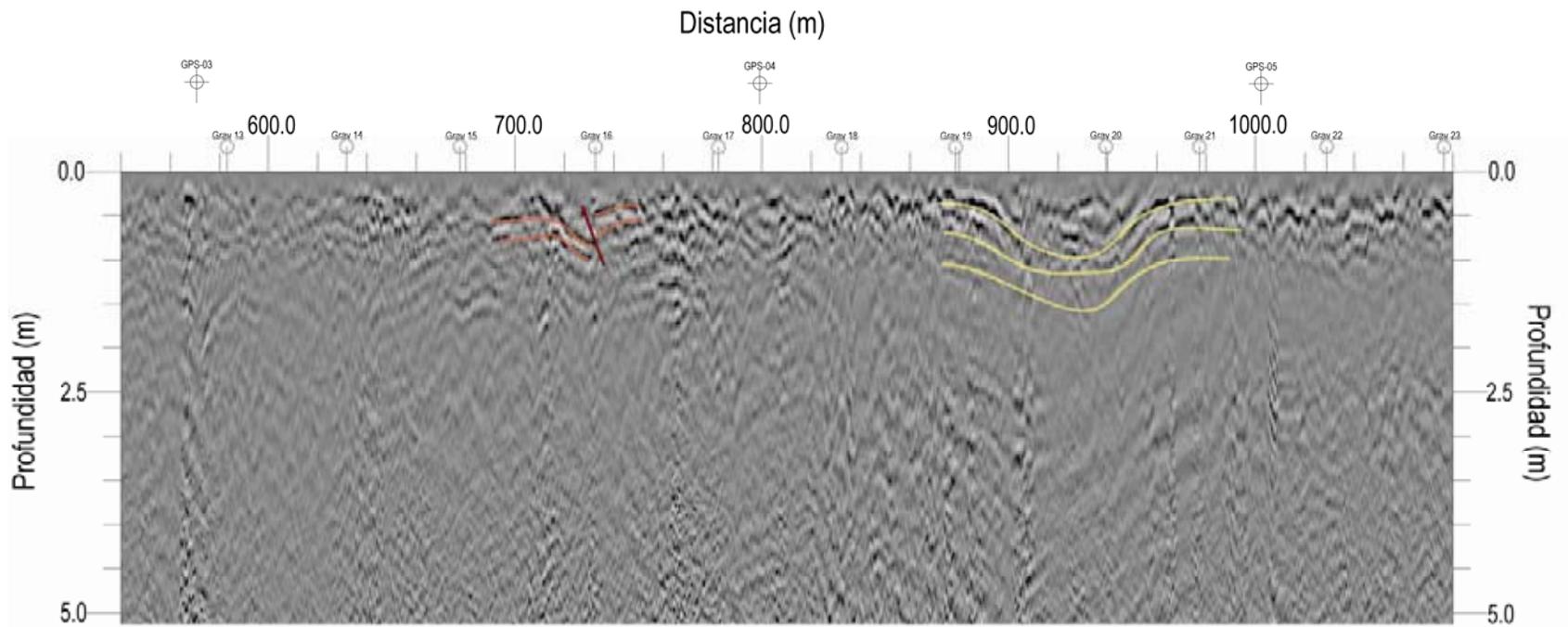
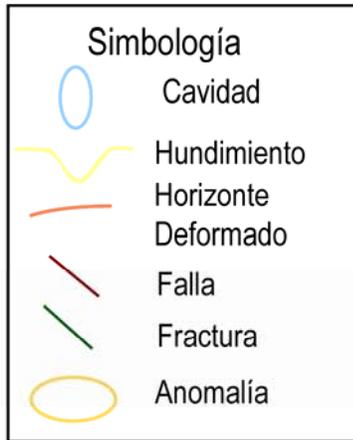


Figura 4.1.3 Sección N01-b, antena de 200 MHz.

Sección N01-c



Croquis de localización

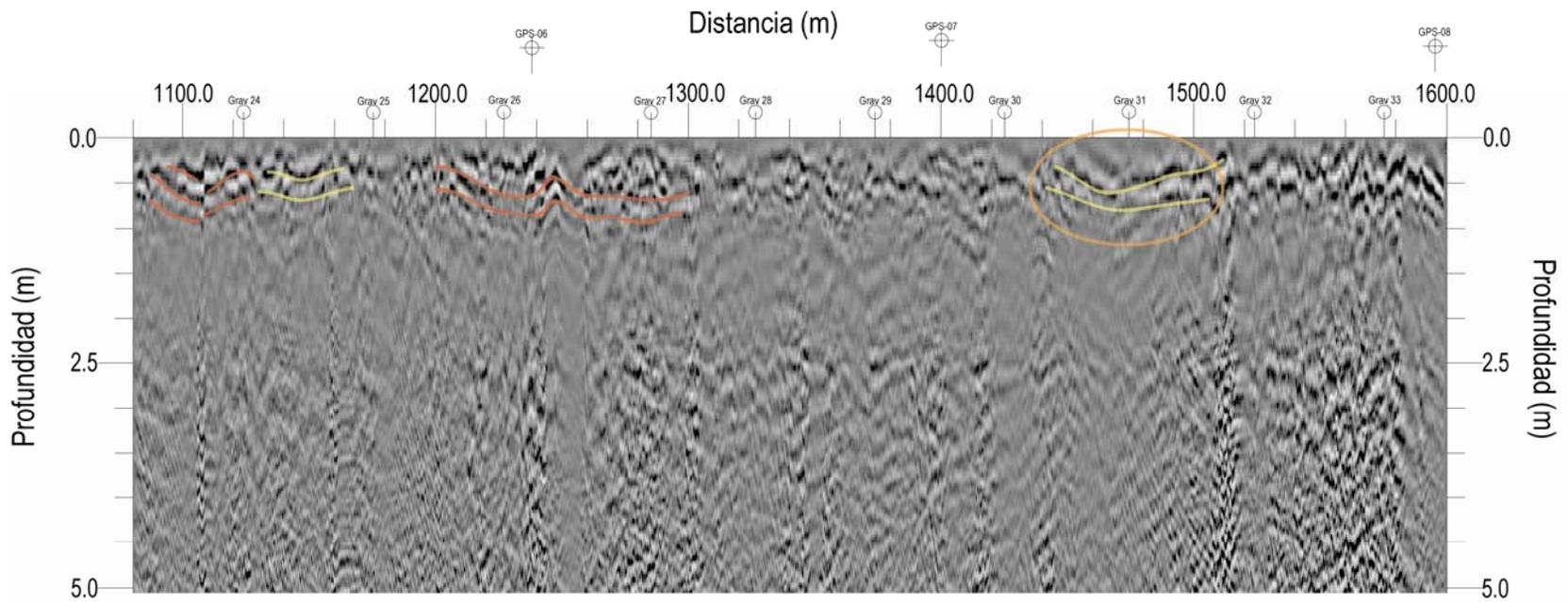


Figura 4.1.4 Sección N01-c, antena de 200 MHz.

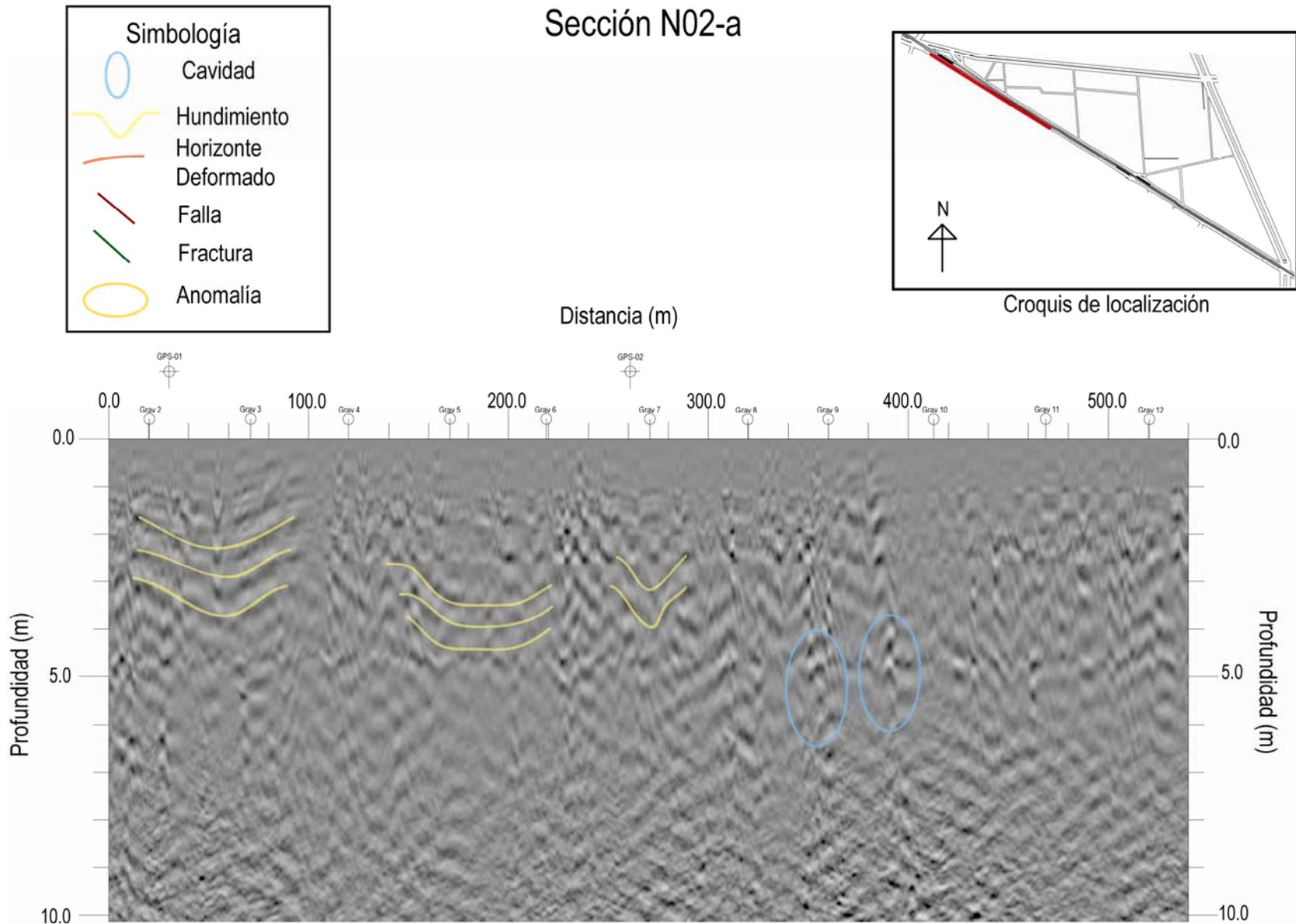


Figura 4.1.5 Sección N02-a, antena de 70 MHz.

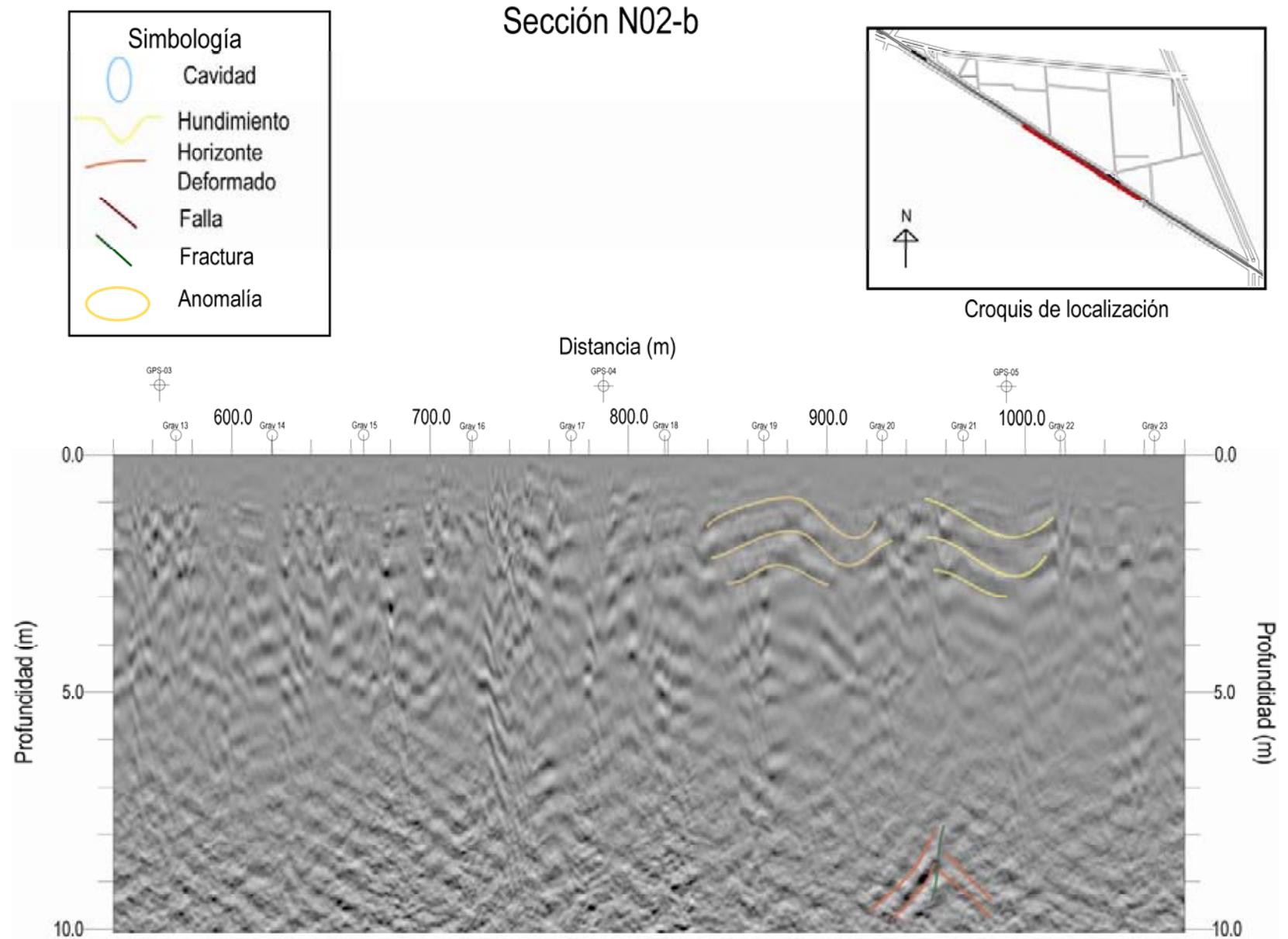


Figura 4.1.6 Sección N02-b, antena de 70 MHz.

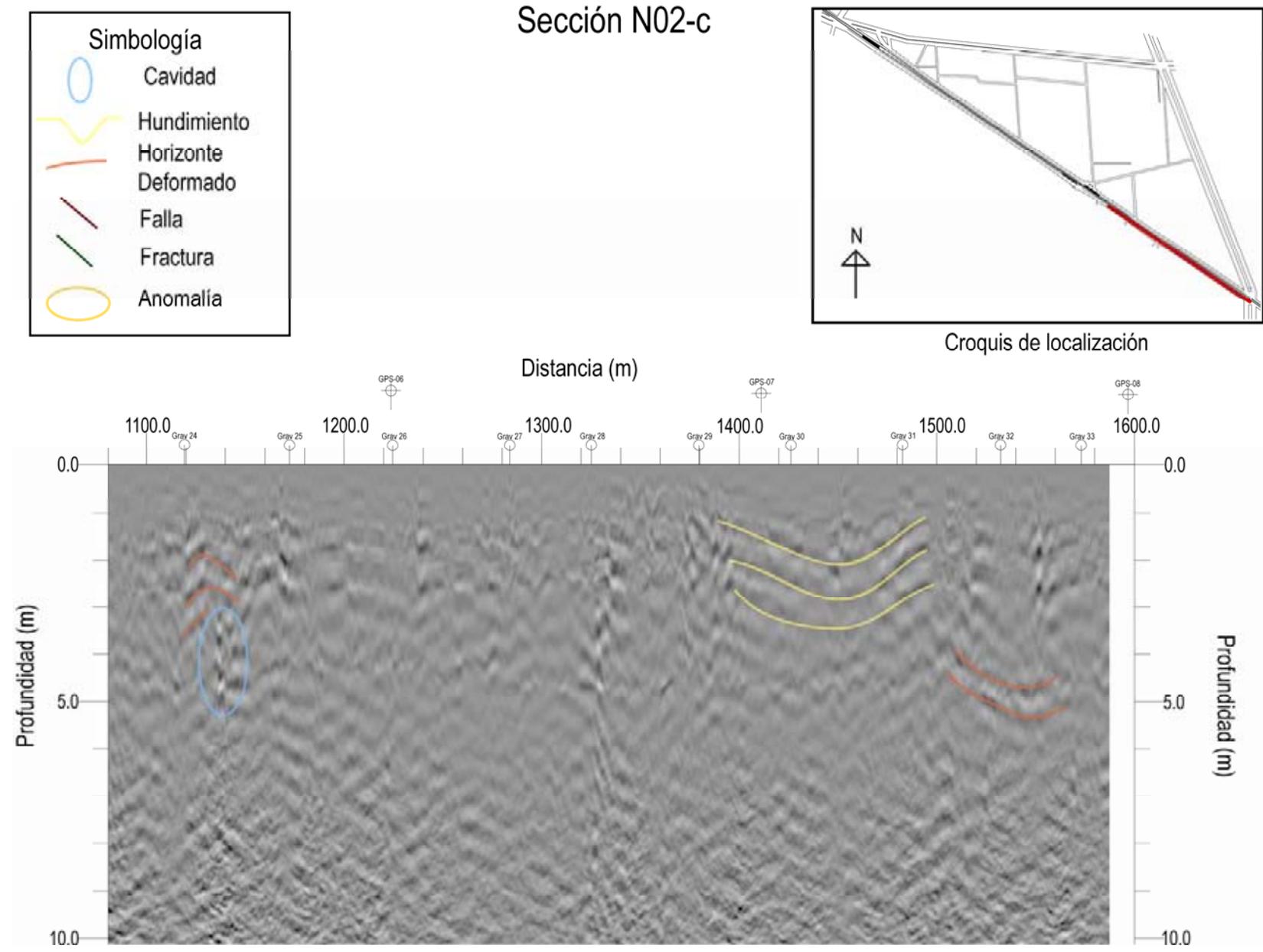


Figura 4.1.7 Sección N02-c, antena de 70 MHz.

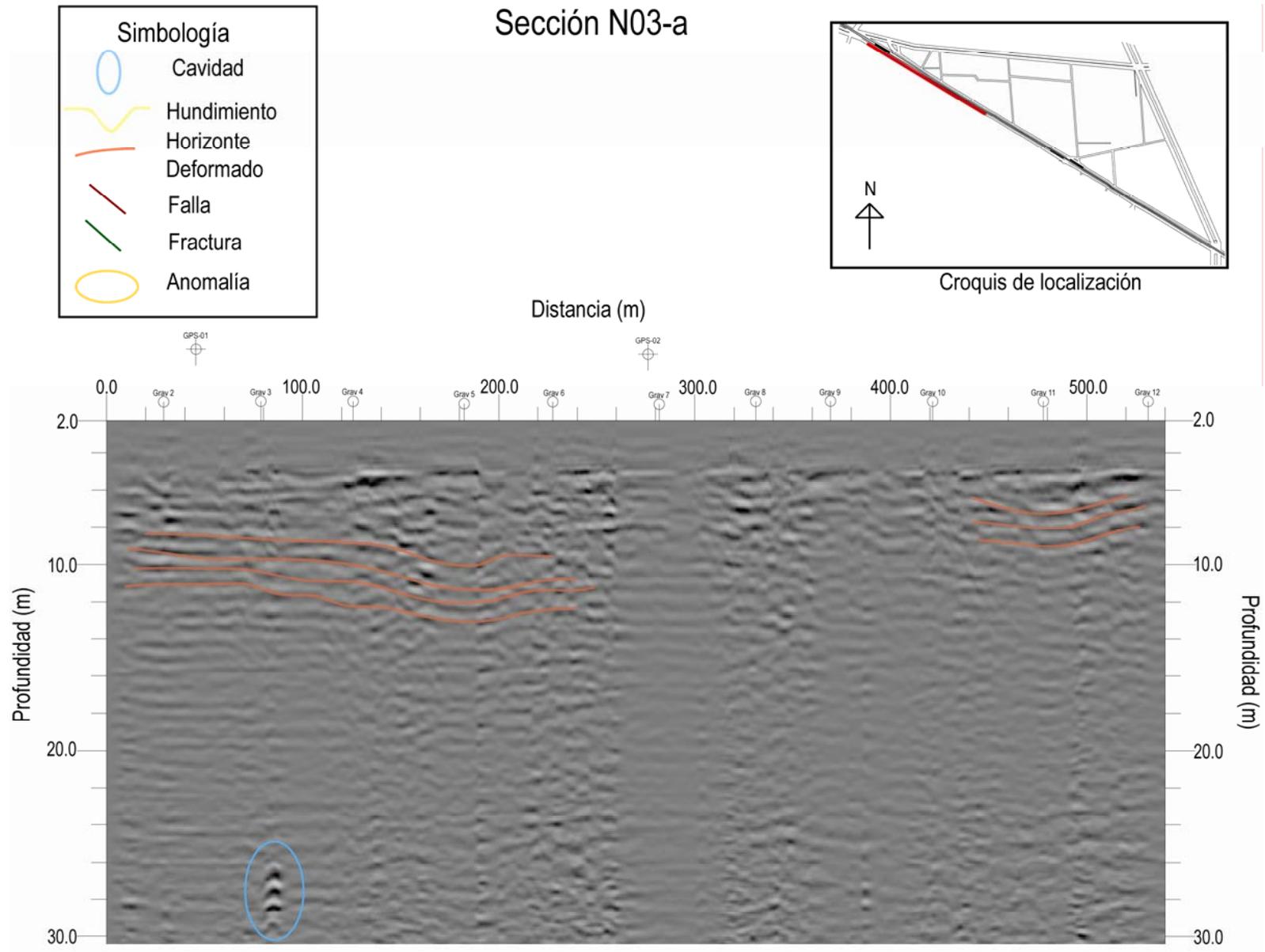


Figura 4.1.8 Sección N03-a, antena de 40 MHz.

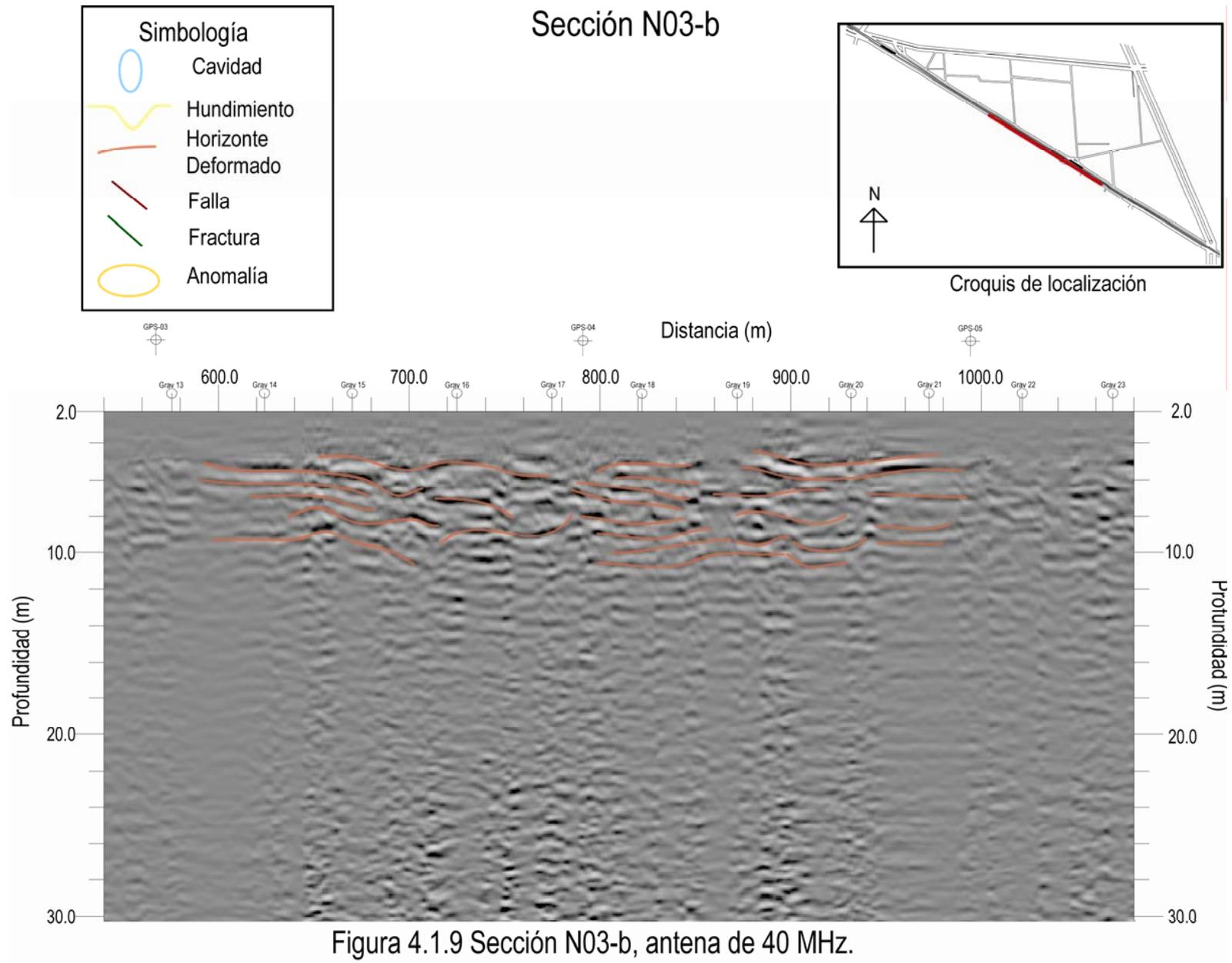


Figura 4.1.9 Sección N03-b, antena de 40 MHz.

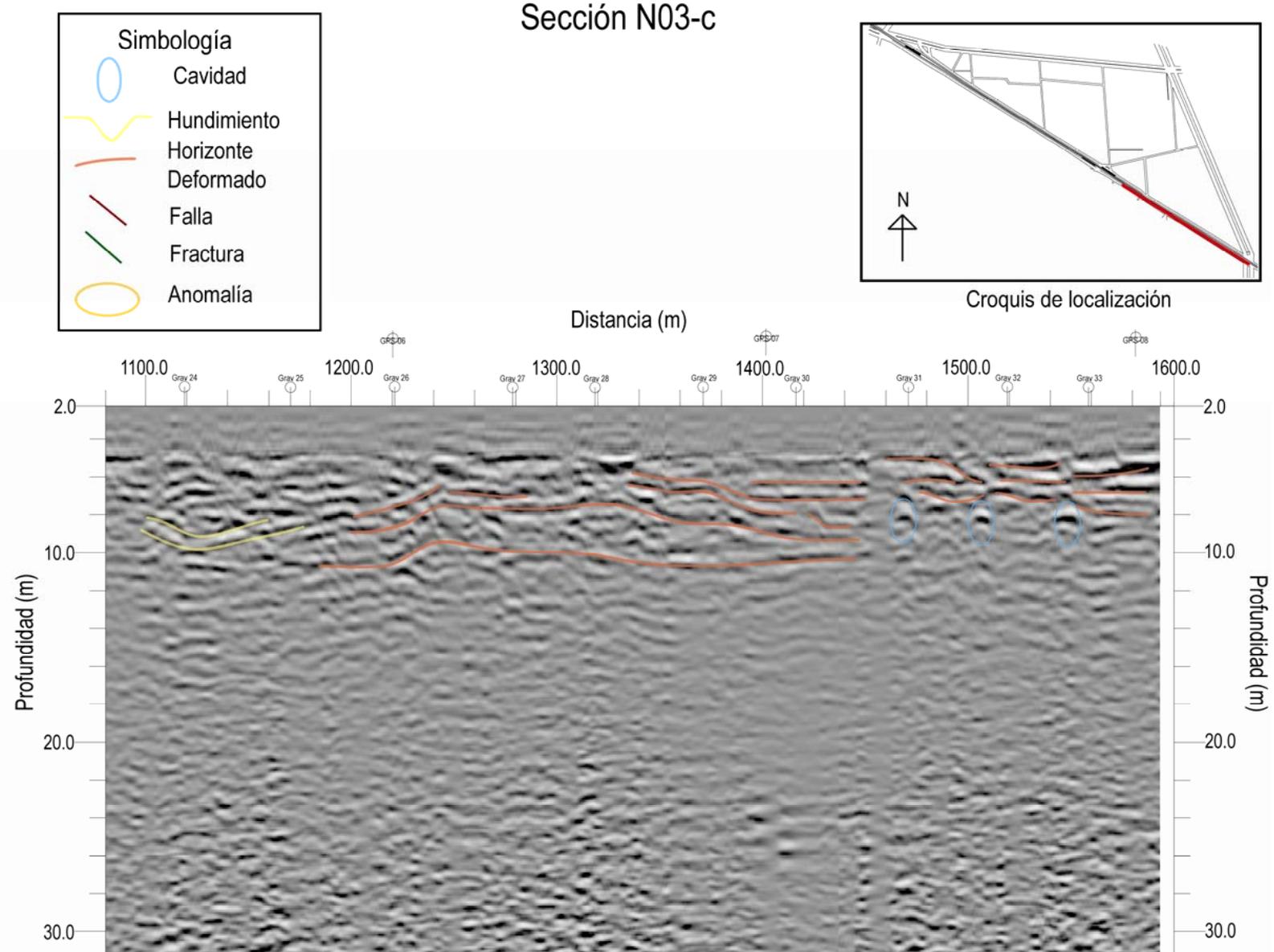
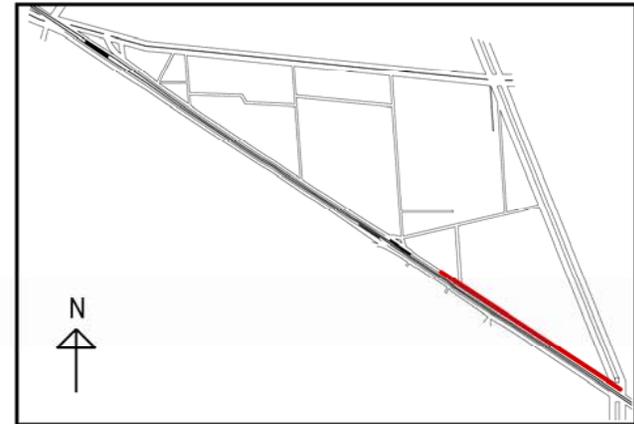


Figura 4.1.10 Sección N03-c, antena de 40 MHz.

Sección N04-a



Croquis de localización

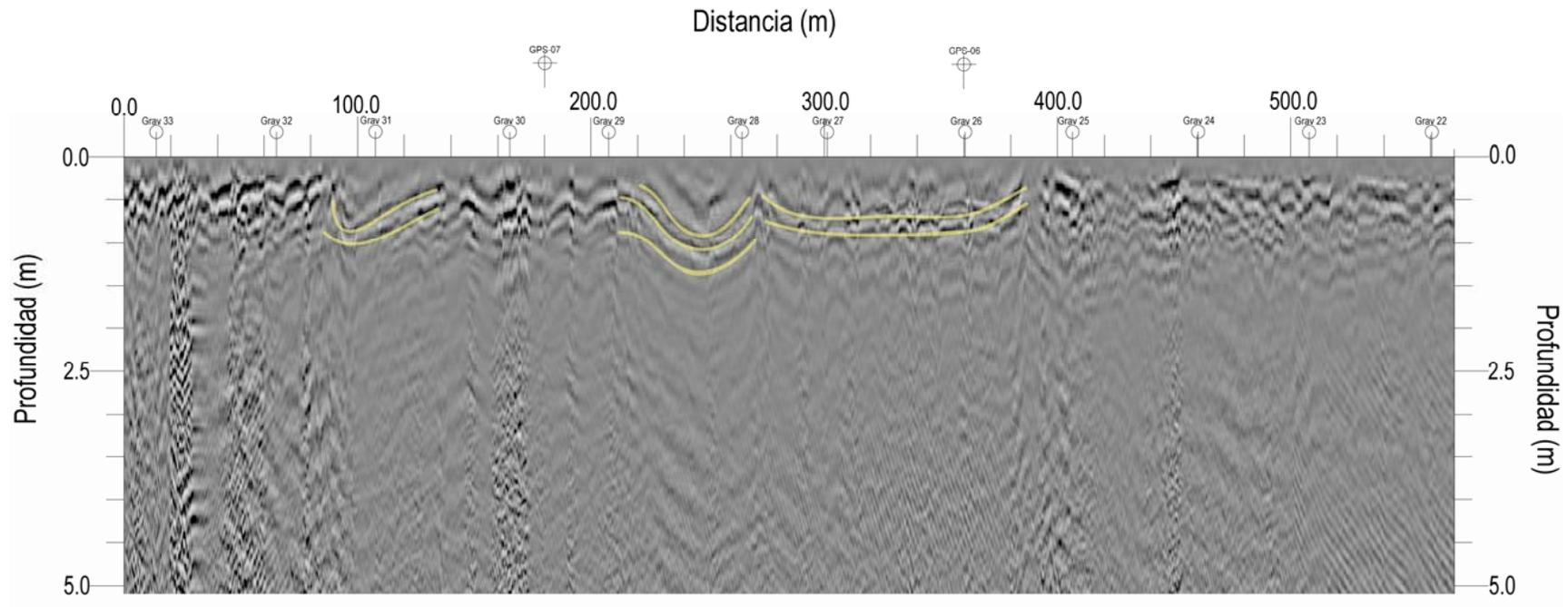
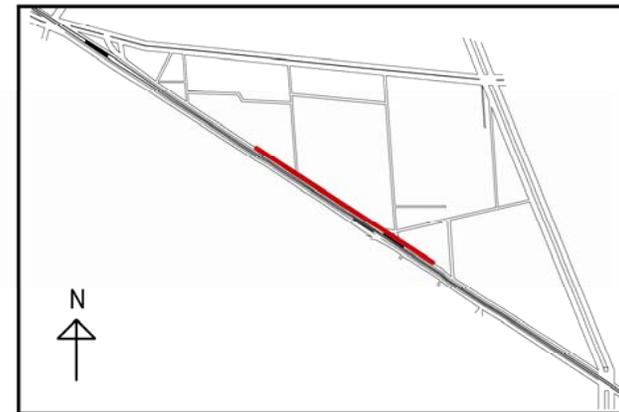
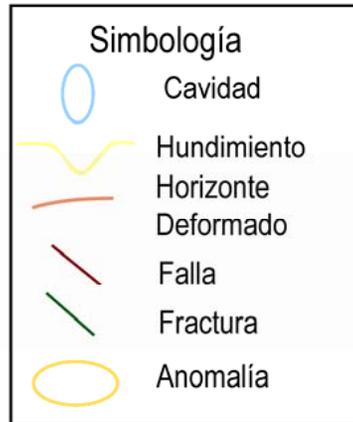


Figura 4.1.11 Sección N04-a, antena de 200 MHz.

Sección N04-b



Croquis de localización

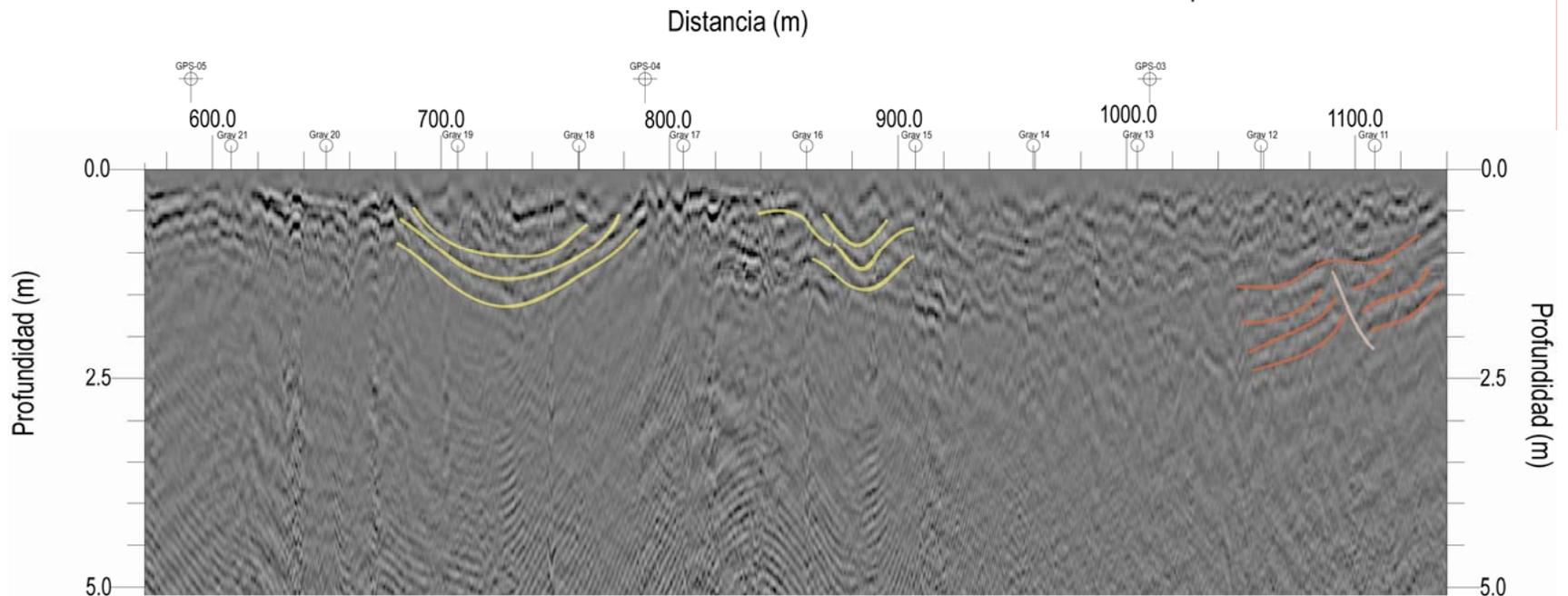
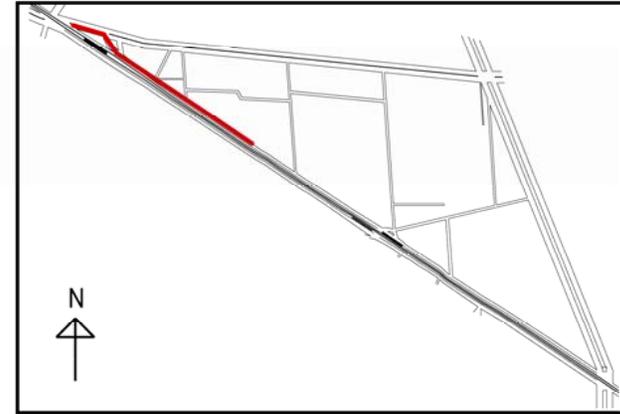
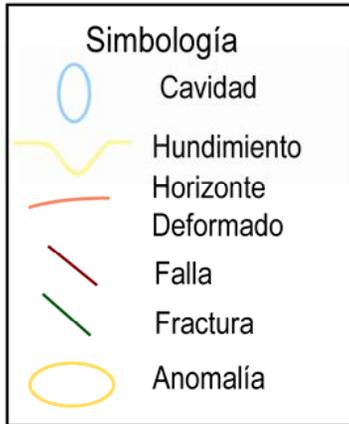


Figura 4.1.12 Sección N04-b, antena de 200 MHz.

Sección N04-c



Croquis de localización

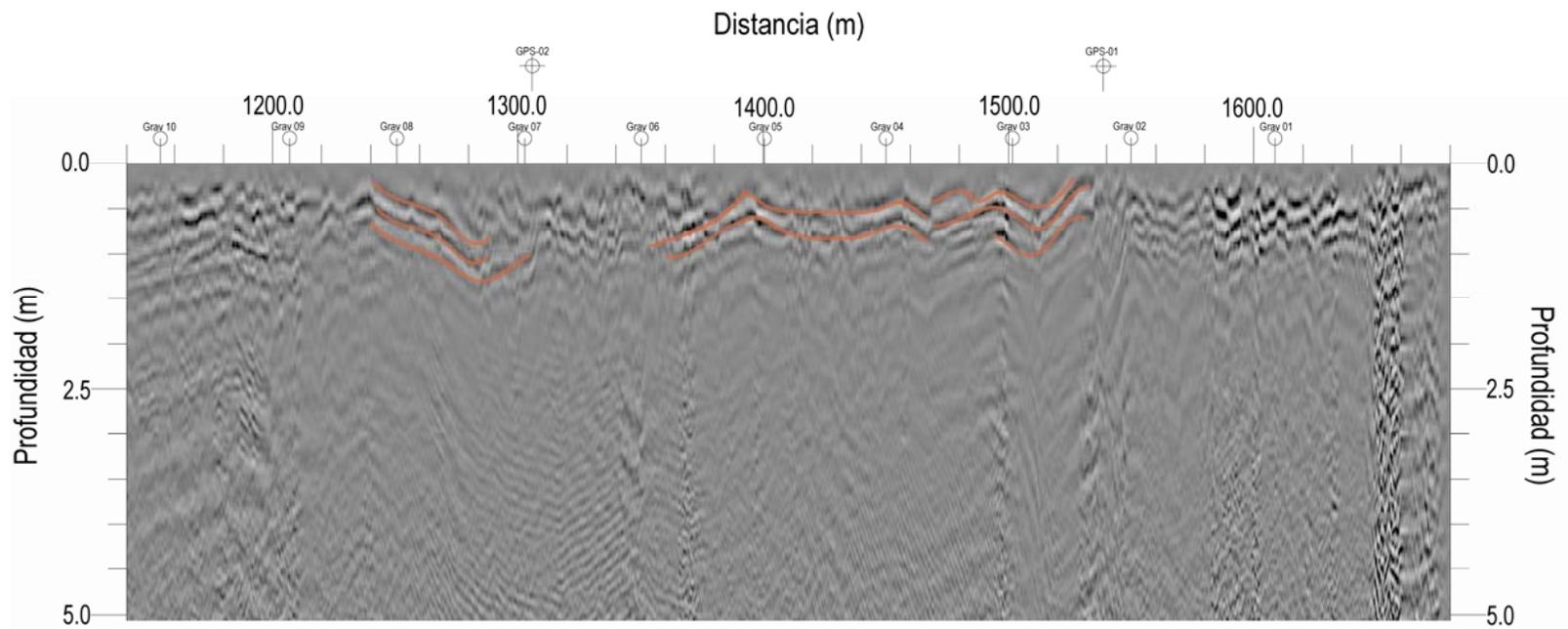
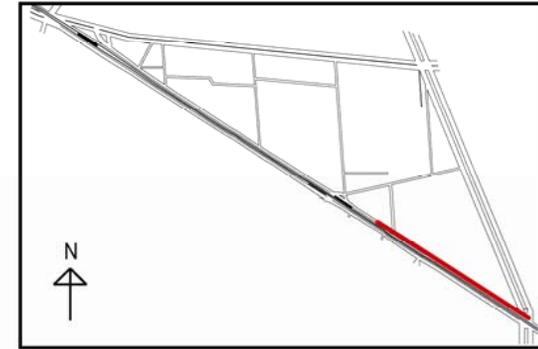


Figura 4.1.13 Sección N04-c, antena de 200 MHz.

Sección N05-a



Croquis de localización

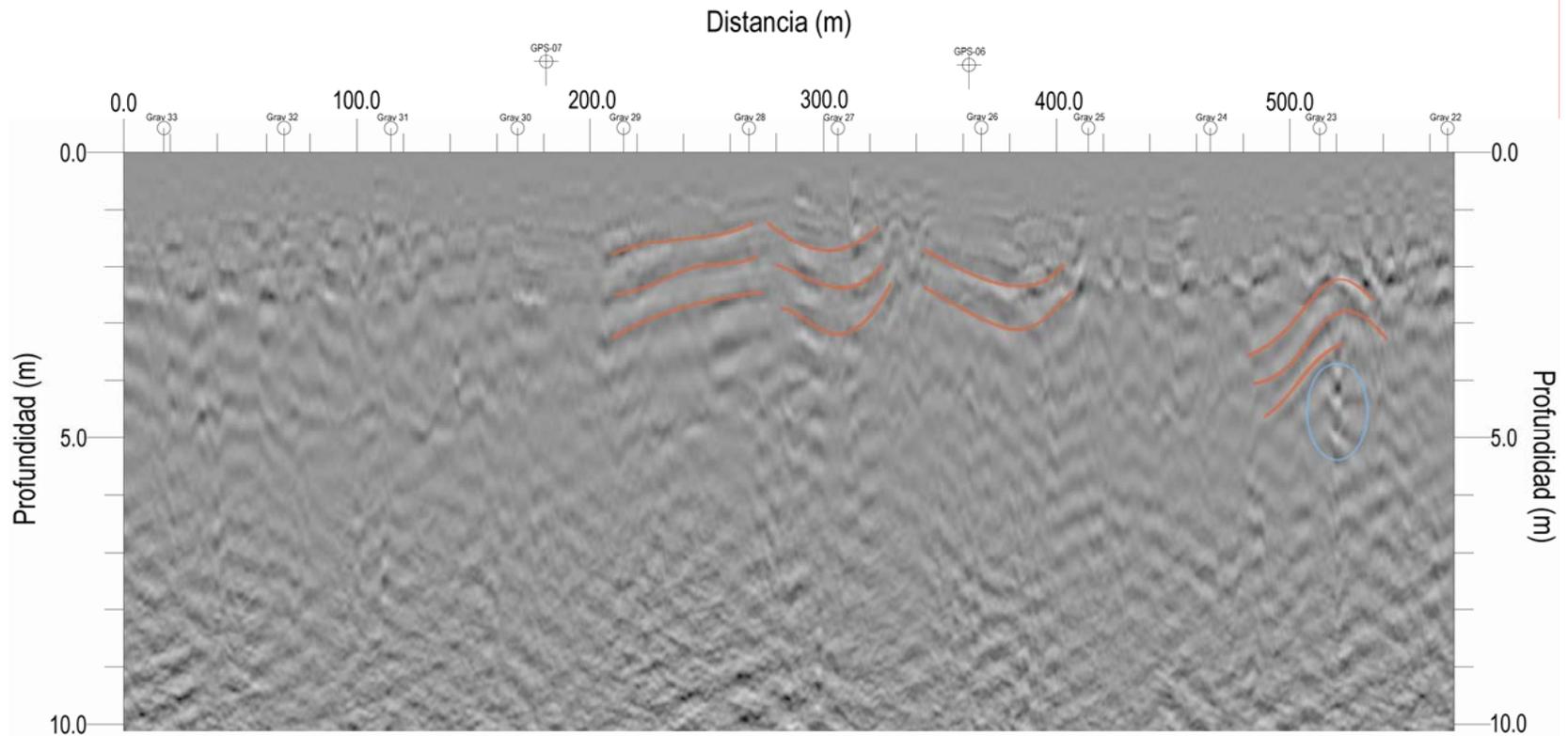
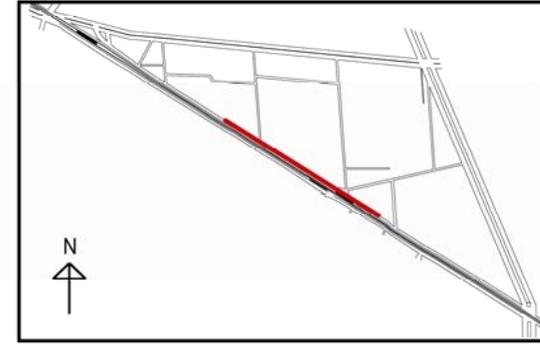


Figura 4.1.14 Sección N05-a, antena de 70 MHz.

Sección N05-b



Croquis de localización

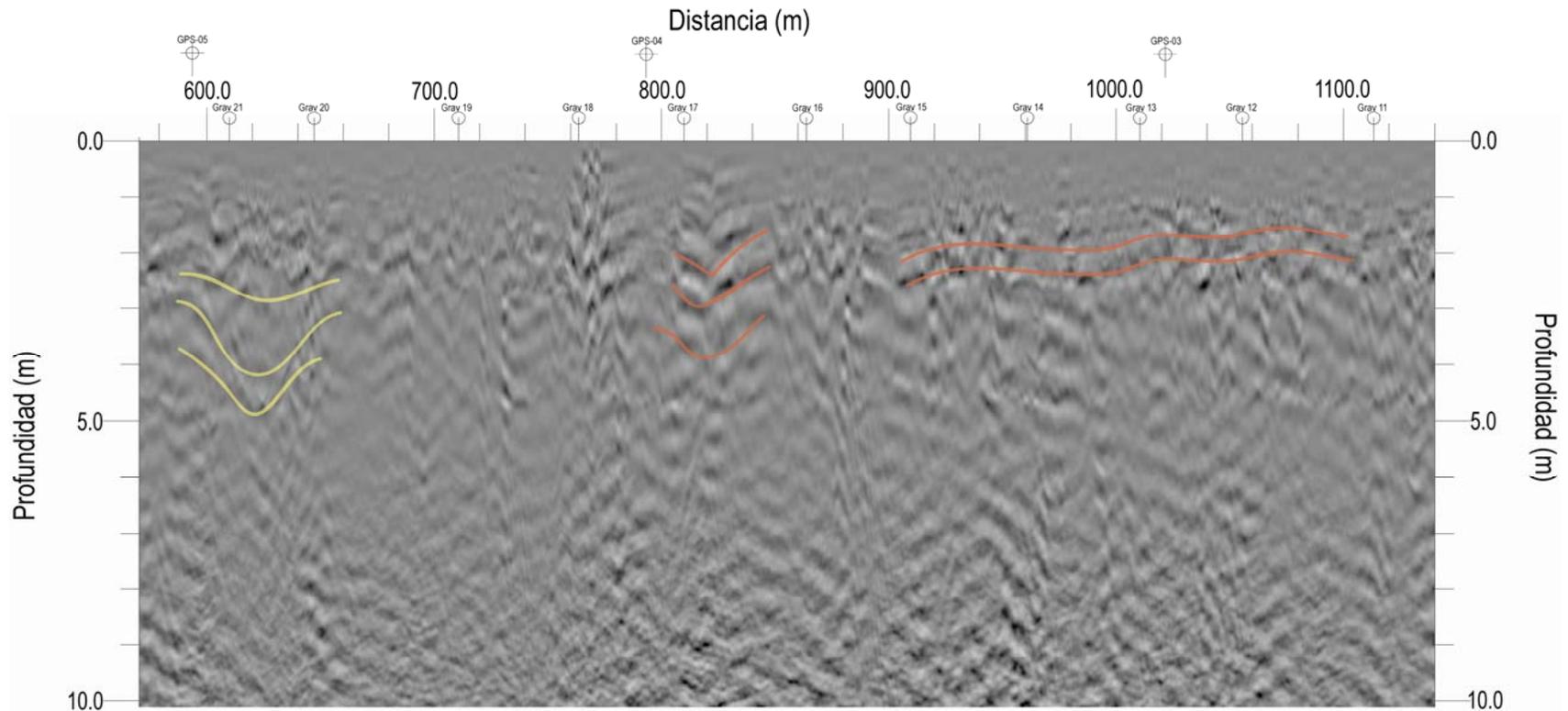
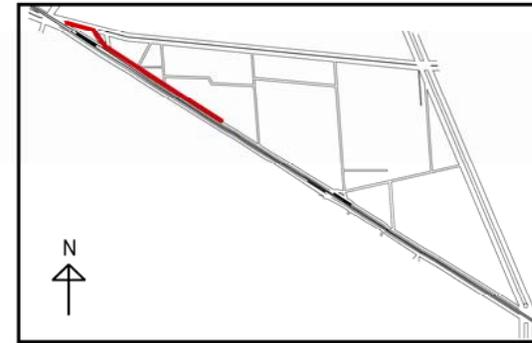
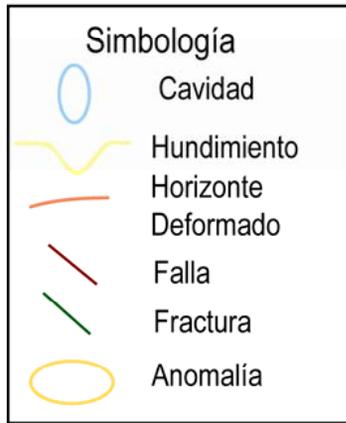


Figura 4.1.15 Sección N05-b, antena de 70 MHz.

Sección N05-c



Croquis de localización

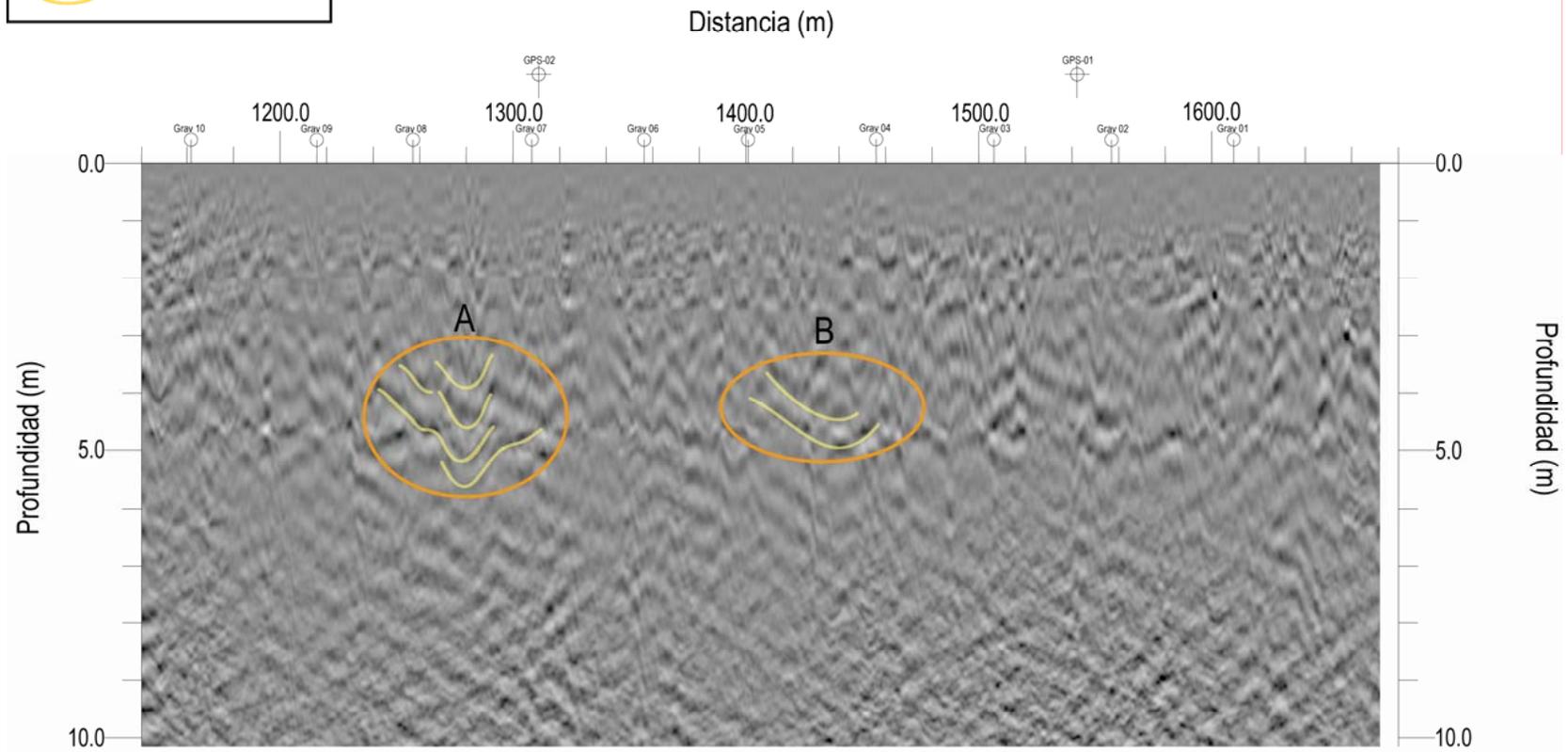


Figura 4.1.16 Sección N05-c, antena de 70 MHz.

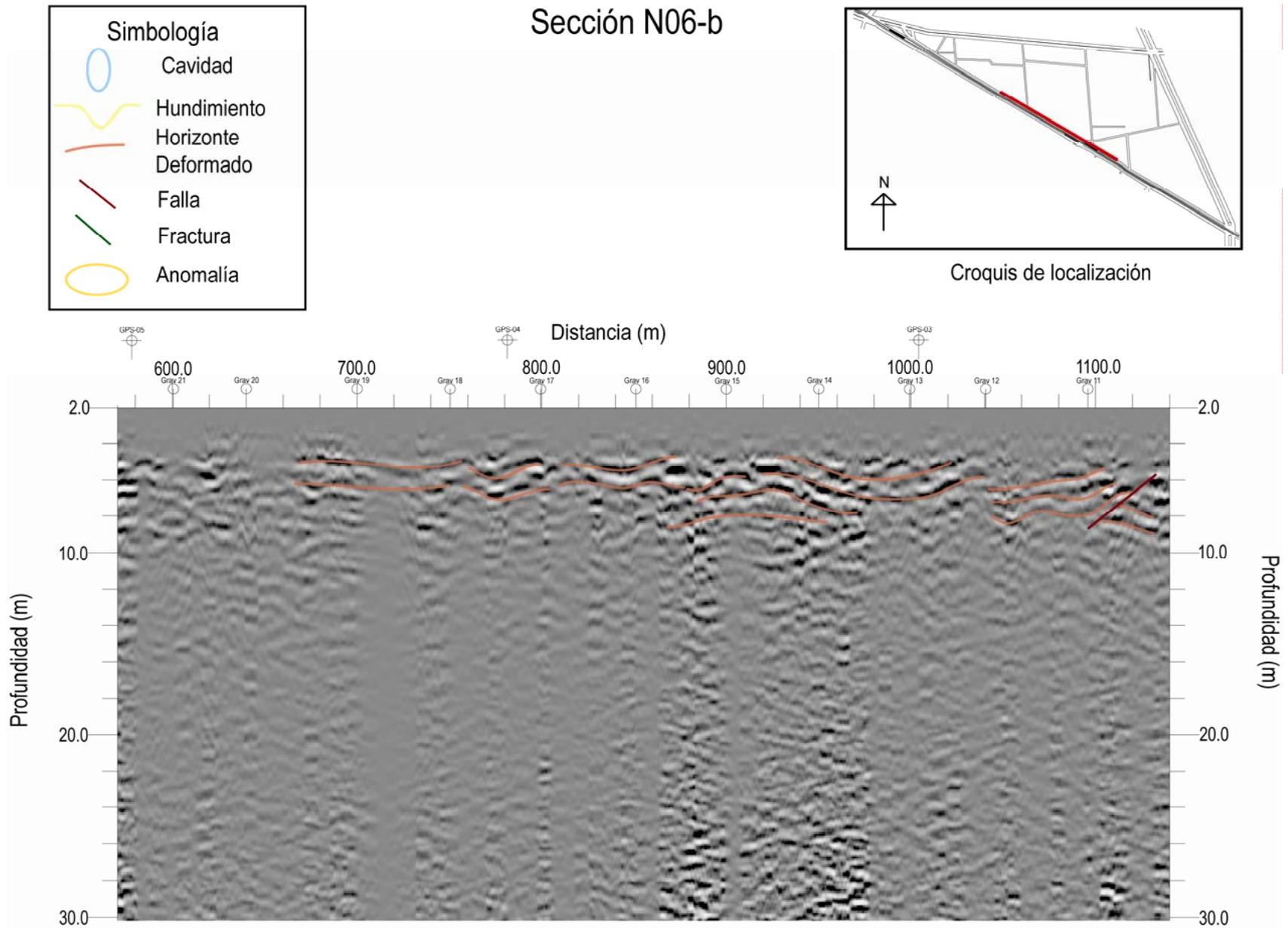


Figura 4.1.18. Sección N06-b, antena de 40 MHz.

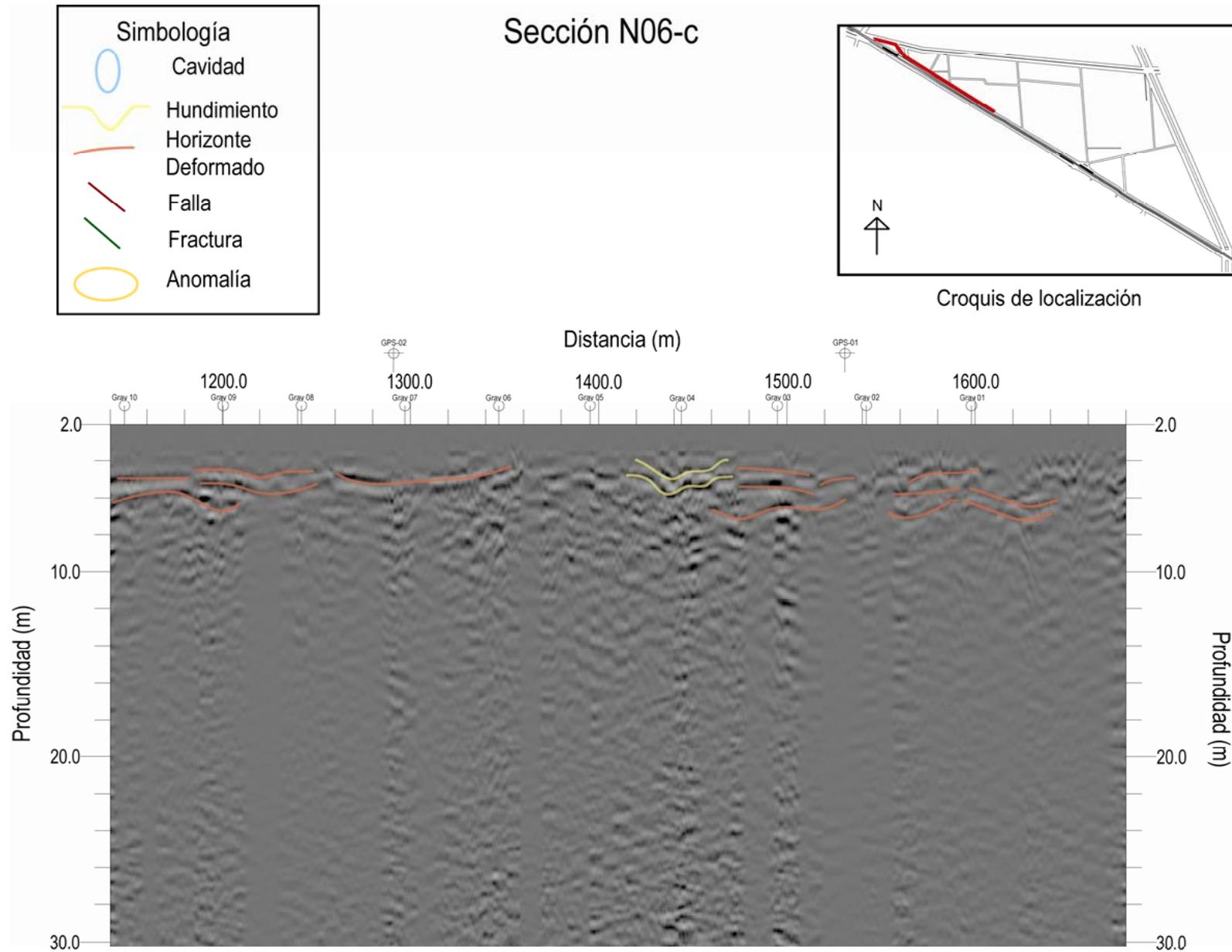


Figura 4.1.19. Sección N06-c, antena de 40 MHz.

Las figuras 4.1.20, 4.1.21 y 4.1.22 resumen de manera grafica la presencia y ubicación de las principales anomalías detectadas visitas en planta. En ellas se puede observar la deformación de horizontes en el subsuelo así como hundimientos a lo largo de la sección esto se muestra en líneas de color azul cielo y azul marino respectivamente.

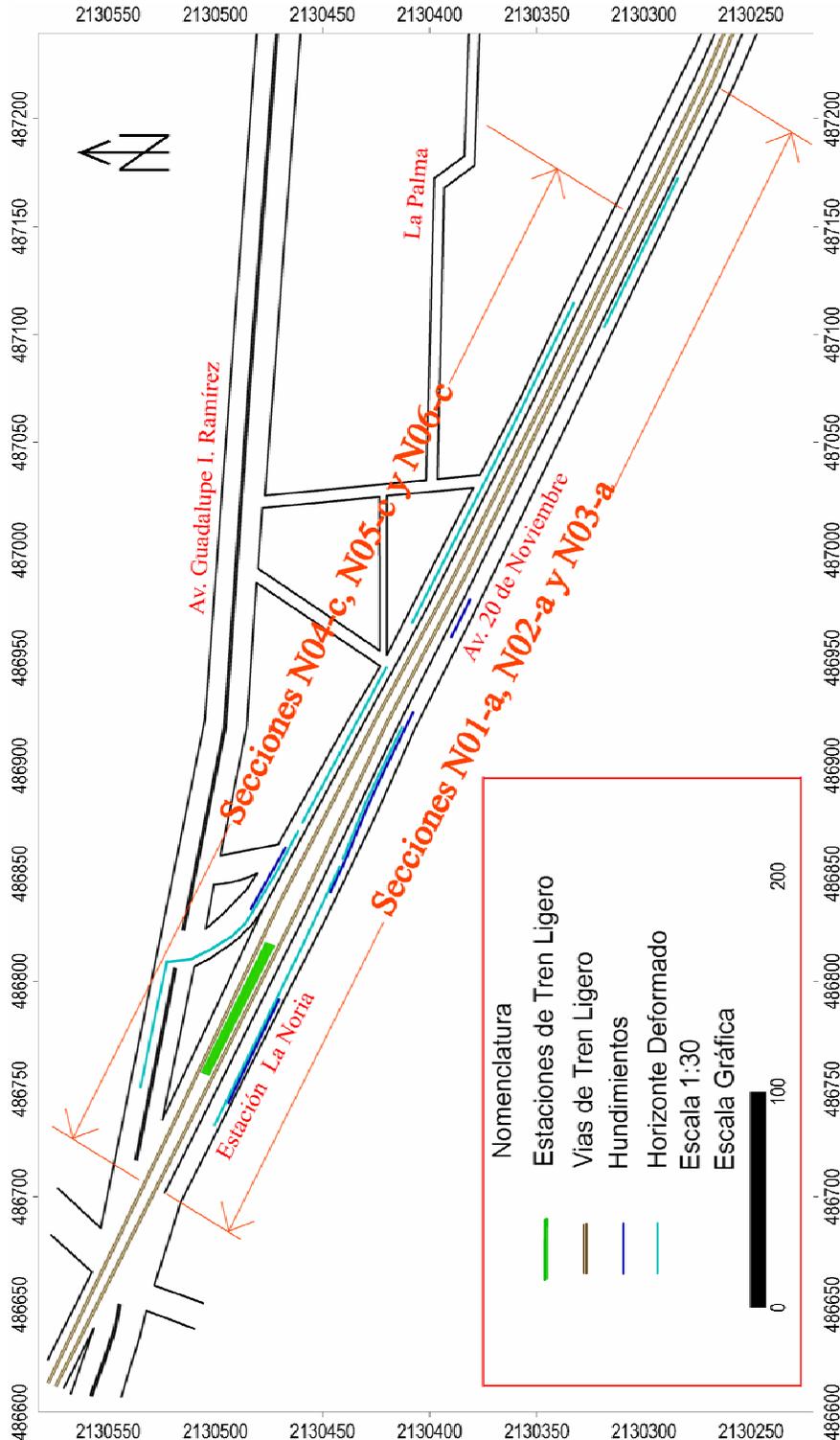


Figura 4.1.20. Vista en planta de las principales anomalías.

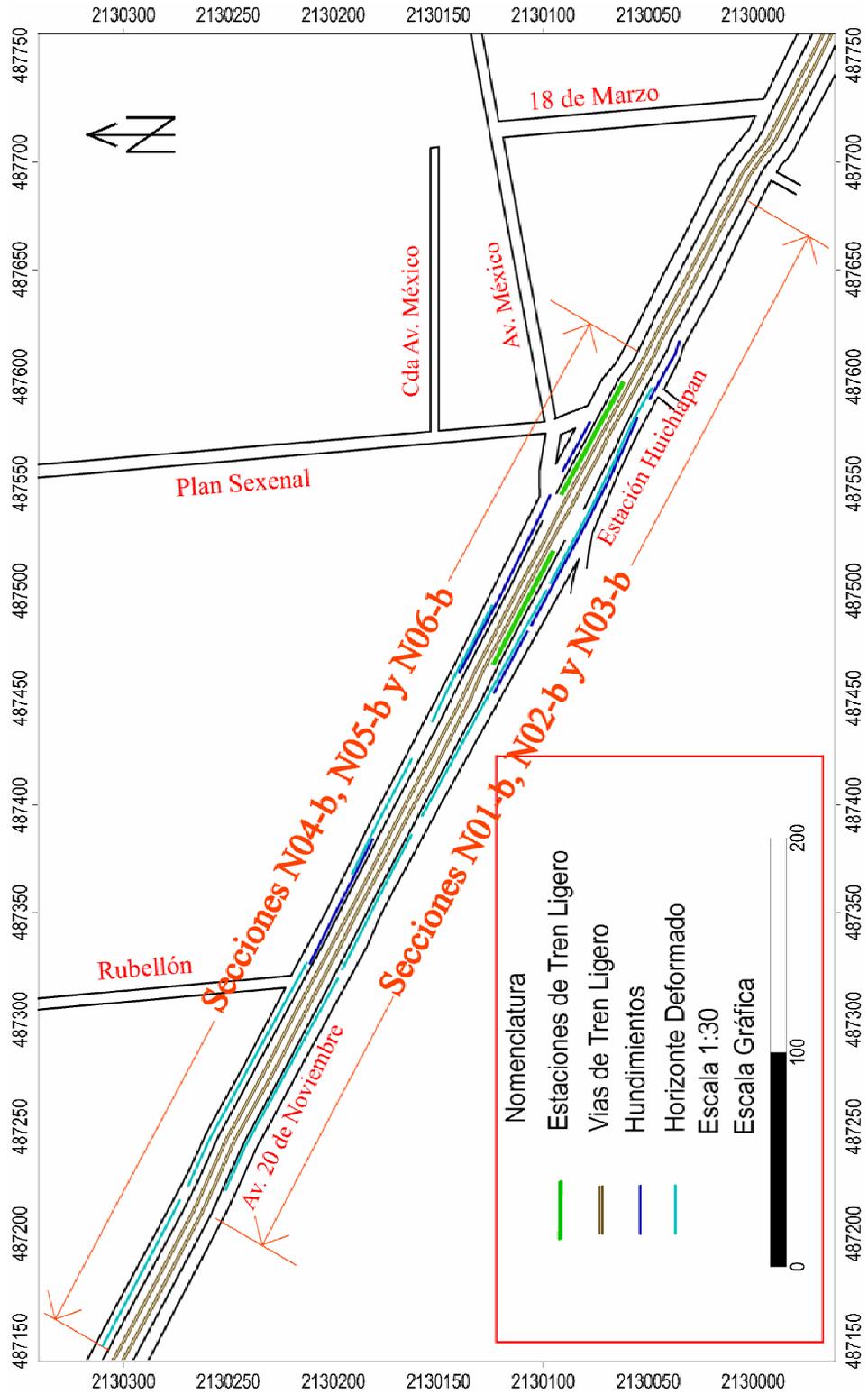


Figura 4.1.21. Vista en planta de las principales anomalías.

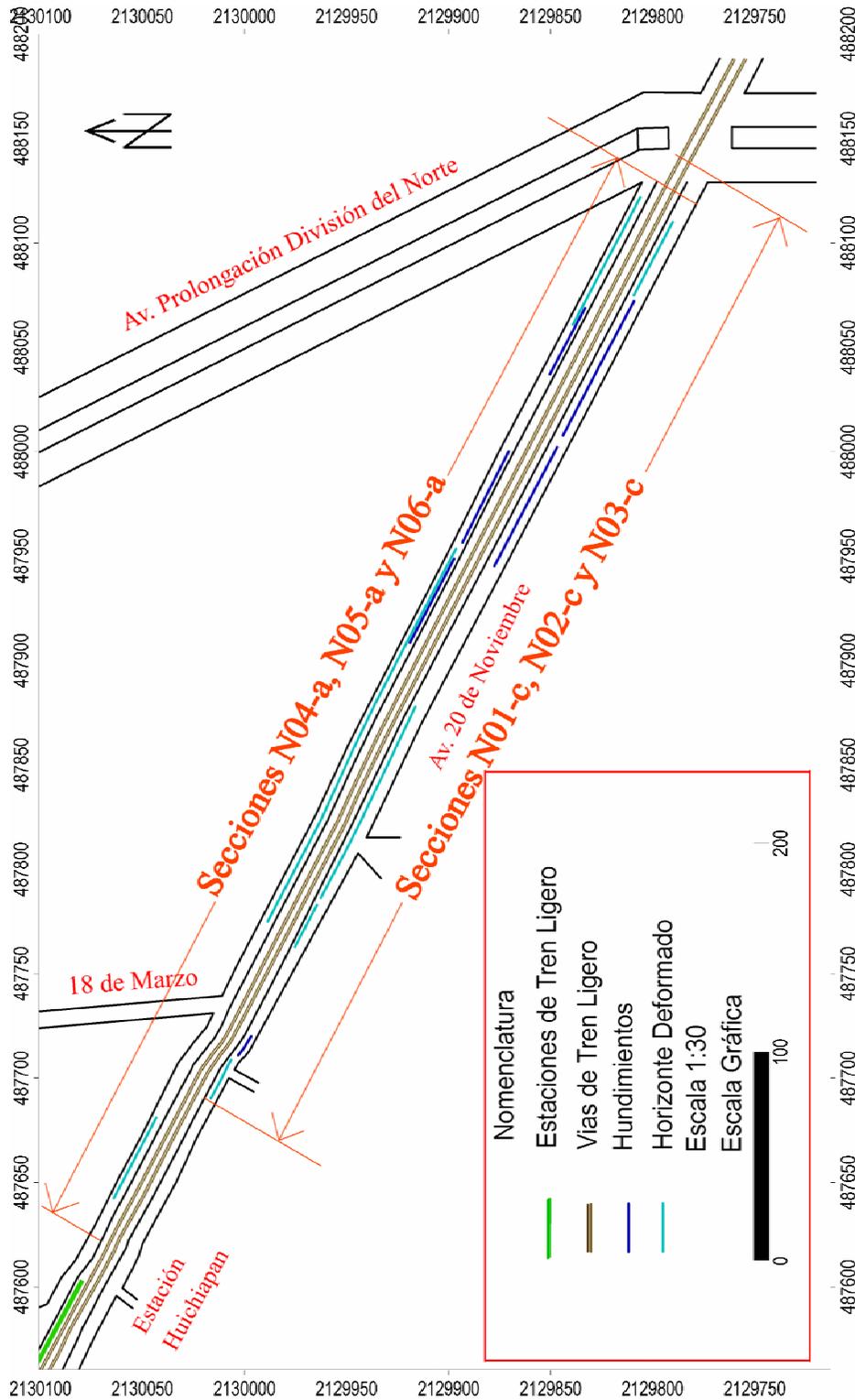


Figura 4.1.22. Vista en planta de las principales anomalías.

IV. 2. Descripción e Interpretación de Sección Gravimétrica

A partir de las correcciones realizadas (Capítulo III), se hizo el diseño del modelado gravimétrico en el programa GMSYS. Dicho modelo toma forma a partir de la información recolectada de estudios geológicos previos y pozos de agua cercanos a la zona de estudio. De igual forma fue necesario ingresar las alturas elipsoidales de cada estación gravimétrica. El resultado final planteo un modelo con 7 capas estratificadas, la primera de ellas corresponde a basalto con una densidad de 2.99 g/cm³ seguido de toba con una densidad de 2.77 g/cm³ consecutivamente de una serie de capas de arenas y arcillas lacustres, la primera con una densidad de 2.0 g/cm³ y la segunda de 2.6 g/cm³ y al final una capa de una mezcla de ambas, arena con arcilla con una densidad de 2.45 g/cm³. Estas densidades las asigne de acuerdo a una tabla de valores y con pruebas hechas en el programa.

Con respecto a los espesores de cada capa fueron asignados conforme a la información de las columnas estratigráficas de los pozos cercanos, además con la información geológica de la zona se pudo determinar donde tenía un mayor espesor. Es así como en la sección gravimétrica se pudieron asignar espesores variables de los estratos superficiales y se aprecia claramente el engrosamiento de algunos horizontes, como puede ser basalto llegando a reducirse considerablemente hacia la zona lacustre; lo mismo ocurre con la unidad de tobas que se reduce más no considerablemente como el basalto que los espesores de las arenas, arcillas-lacustres y la mezcla de ambas van incrementando hacia el final de la sección; llegando a tener un mayor espesor las arenas. El modelo gravimétrico no tuvo resolución a una profundidad mayor de 110 m bajo la superficie. El contacto superior de la unidad de basalto se presenta con una pendiente hacia el interior de la cuenca lacustre; y la unidad de toba mantiene un espesor constante de aproximadamente 15 - 20 m. Por otra parte las unidades sedimentarias más someras que incluyen horizontes de arenas y arcillas presentan una superficie ondulada que se manifiesta a menor profundidad en las cercanías del Sierra Xochitepec aumentando ligeramente su espesor hacia el interior de la cuenca lacustre figura 4.2.1.

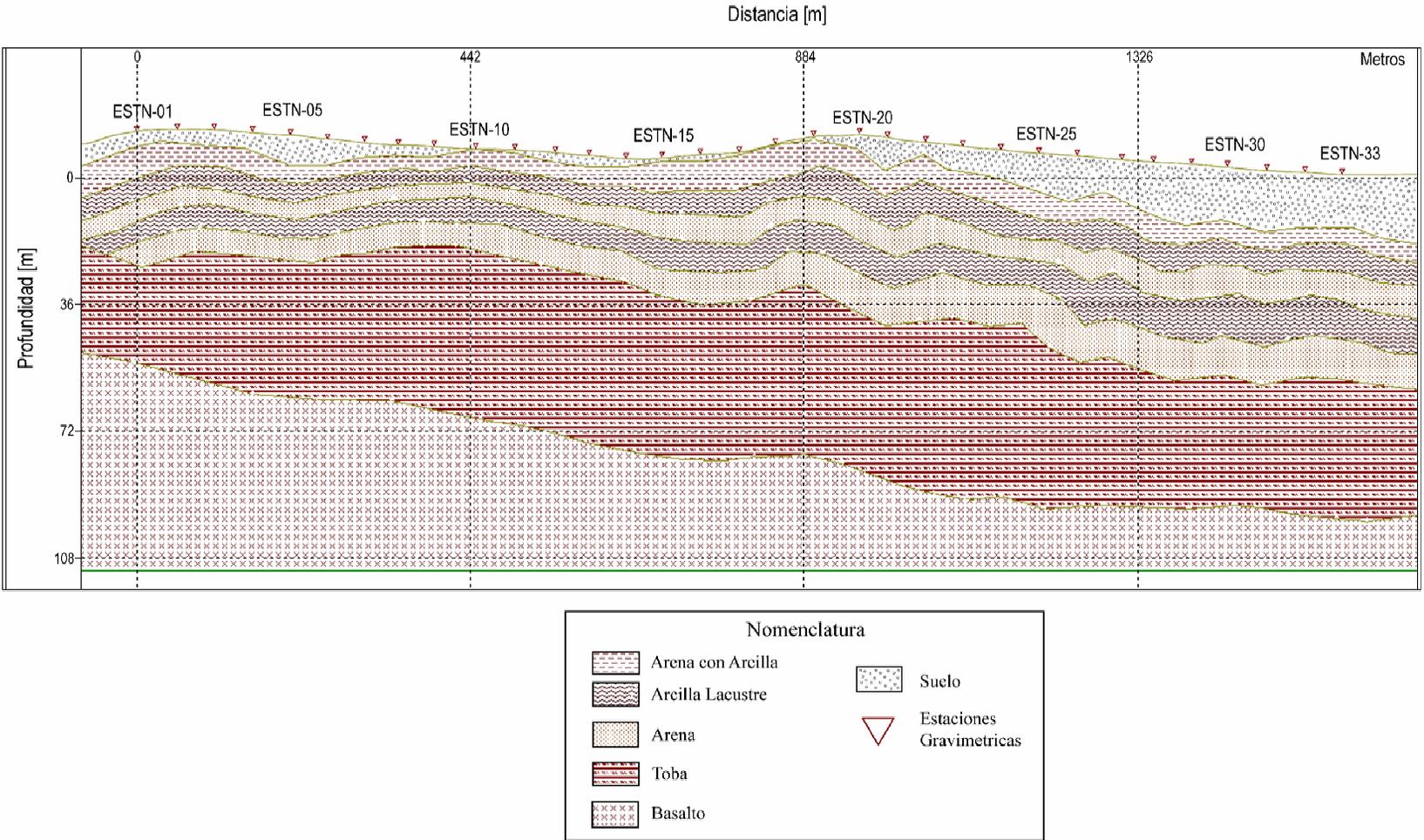


Figura 4.2.1. Modelo Gravimétrico.

IV. 3. Descripción e Interpretación de las Observaciones GPS en la red La Noria

El sistema de Posicionamiento Global (GPS) permite la localización de cualquier punto geográfico, muy útil para medir pequeños desplazamientos; es de esta forma que se instalaron 8 estaciones, con una distancia entre cada una de ellas de 200 a 300 m, con un monitoreo de sus datos de una periodicidad de 8 a 9 meses para poder tener datos comparables y así poder monitorear cualquier movimiento.

Los resultados obtenidos de las estaciones GPS, se realizaron de la siguiente manera: como primer paso, se obtuvo el promedio de los puntos (longitud, latitud y altura) de cada estación en cada una de las campañas realizadas; una vez calculado este resultado, mediante un procesamiento diferencial donde se tomo la estación IGEOF en el instituto de Geofísica como la base de referencia. Una vez realizado esto se hace una comparación de cada uno de los puntos, con el error obtenido durante su procesamiento, obteniendo de esta manera la variación de cada observación a partir del promedio y que son las observaciones que se grafican en las figuras: 4.3.1, 4.3.2, 4.3.3, 4.3.4, 4.3.5, 4.3.6, 4.3.7, 4.3.8, 4.3.9. Representan las mínimas variaciones en cada estación y eliminando aquellos con alta incertidumbre, debido muy probablemente a una geometría de observación de satélites desfavorable durante la ocupación de la estación.

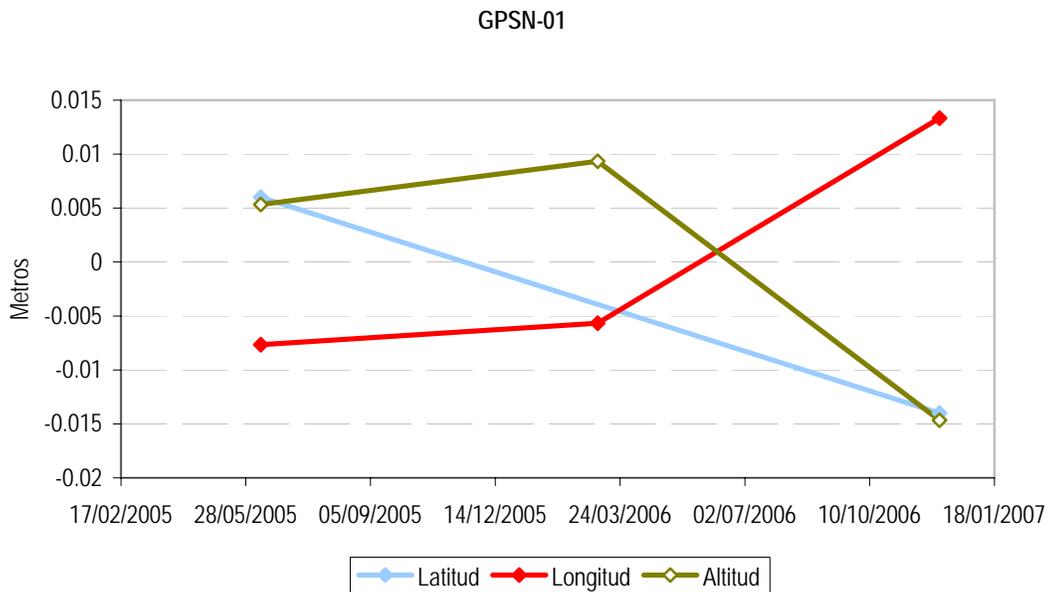


Figura 4.3.1. Variación de la estación GPSN-01 en las tres campañas.

La estación GPSN-01 se localiza a un costado de la estación del tren ligero "La Noria" con las siguientes coordenadas UTM (2130486.898 N, 486755.274 E) y coordenadas geográficas (19°16'4.81949", 99°7'33.75783") la diferencia en metros encontrada en este punto durante las tres campañas, presenta pequeñas variaciones en la latitud y altitud con una variación que va desde 0.02 -0.035 m. Figura 4.3.1.

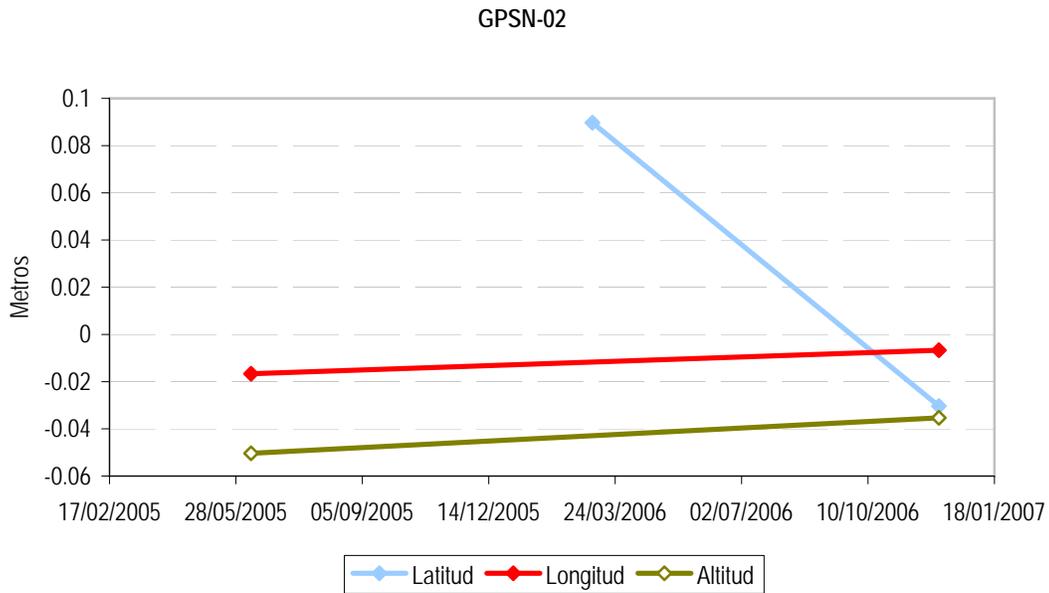


Figura 4.3.2. Variación de la estación GPSN-02 en las tres campañas.

La estación GPSN-02 posicionada a 230 m de la primera estación, tiene las siguientes coordenadas UTM (2130378.459 N, 486960.077 E) y coordenadas geográficas (19°16'1.29629", 99°7'26.73874") la diferencia en metros en la latitud durante las tres campañas varia aproximadamente 0.10 – 0.12 m. Figura 4.3.2.

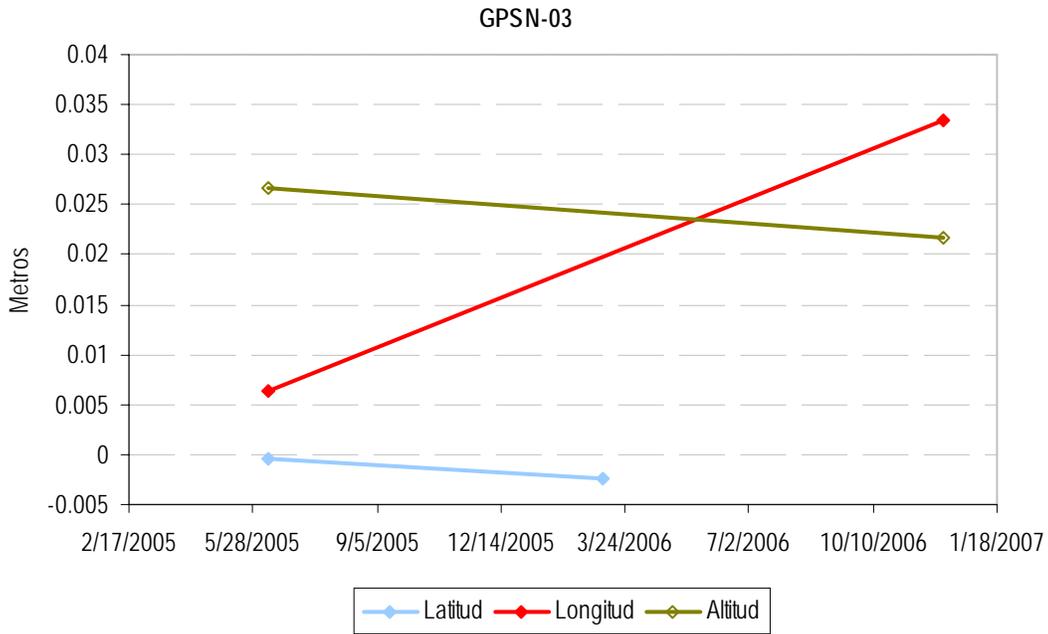


Figura 4.3.3. Variación de la estación GPSN-03 en las tres campañas.

Esta estación GPSN-03 se encuentra aproximadamente a 290 m de la estación anterior; tiene como coordenadas UTM (2130242.604 N, 487217.484 E) y coordenadas geográficas (19°15'56.88222", 99°7'17.91691") la variación encontrada en la longitud es de 0.03 m a diferencia de la latitud y altitud que no presentan una variación significativa. Figura 4.3.3.

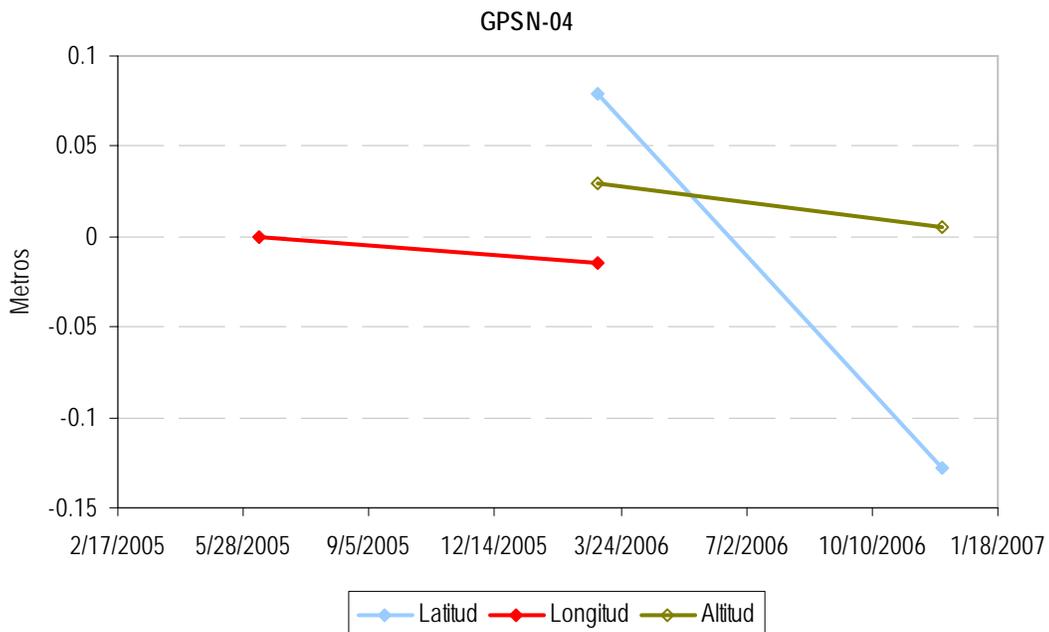


Figura 4.3.4. Variación de la estación GPSN-04 en las tres campañas.

Localizada a 220 m aproximadamente de la estación anterior, esta estación GPSN-04; tiene como coordenadas UTM (2130138.032 N, 487415.568 E) y coordenadas geográficas (19°15'53.48449", 99°7'11.12828") la diferencia en la latitud durante las tres campañas varia aproximadamente 0.1 – 0.15 m. Figura 4.3.4.

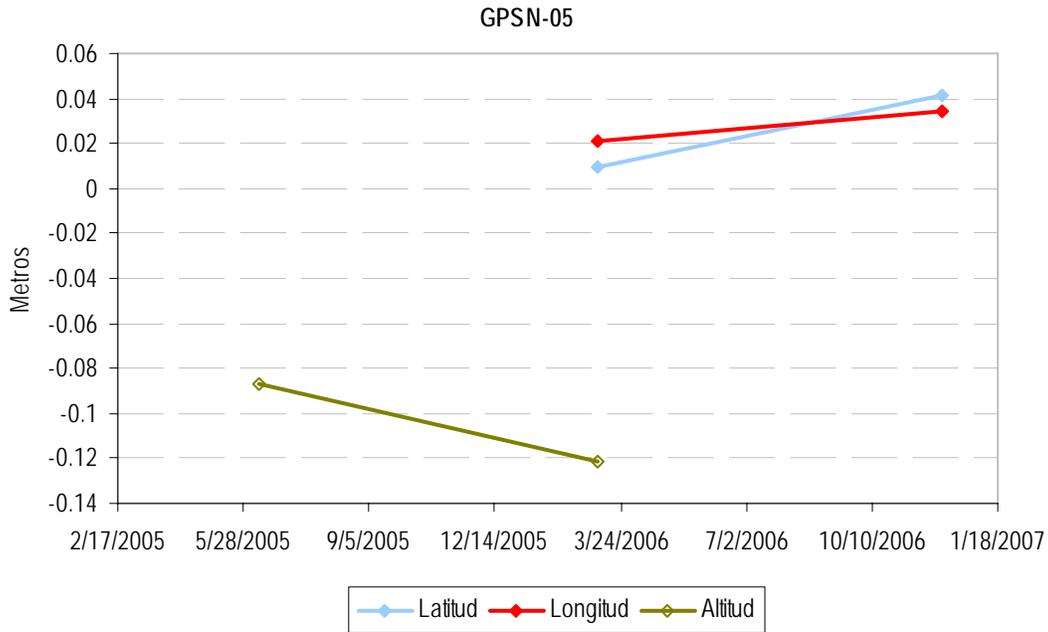


Figura 4.3.5. Variación de la estación GPSN-05 en las tres campañas.

La estación GPSN-05 esta ubicada sobre la Av. 20 de Noviembre y la estación Huichiapan, localizada a 200 m aproximadamente de la estación anterior; tiene como coordenadas UTM (2130042.521 N, 487593.75 E) y coordenadas geográficas (19°15'50.38102", 99°7'5.02176") la latitud y longitud no varían significativamente. Figura 4.3.5.

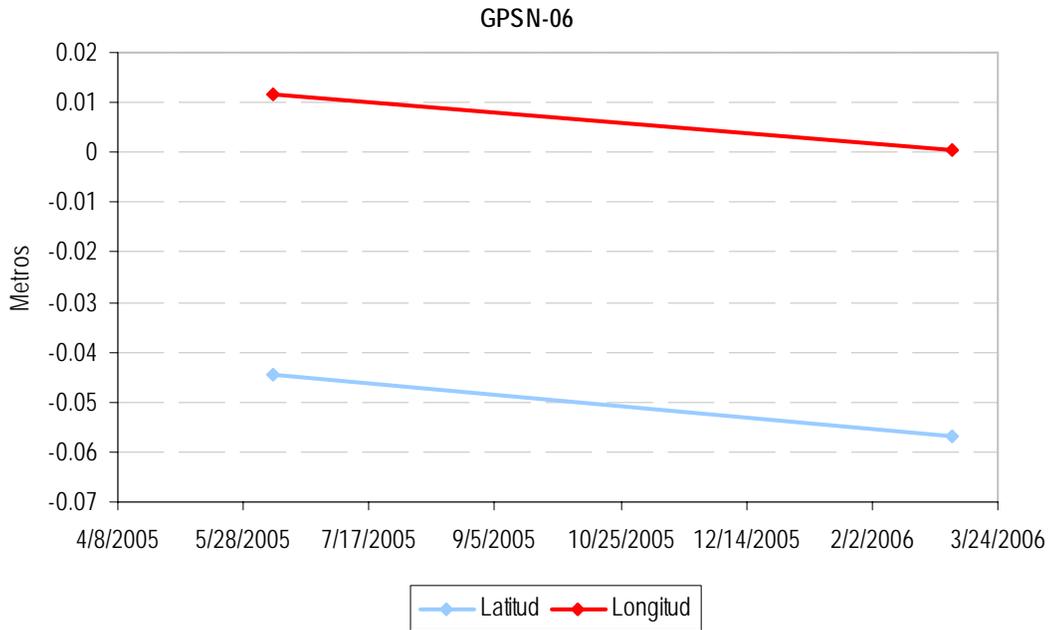


Figura 4.3.6. Variación de la estación GPSN-06 en las tres campañas.

Posicionada aproximadamente a 230 m de la estación anterior, la estación GPSN-06 esta ubicada sobre la Av. 20 de Noviembre y la estación Huichiapan, localizada a 200 m aproximadamente de la estación anterior; esta estación tiene como coordenadas UTM (2130042.521 N, 487593.75 E) y coordenadas geográficas (19°15'46.91207", 99°6'58.08562") la diferencia en la altura durante las tres campañas no se muestra debido a que las tres campañas realizadas no presentan datos confiables; la latitud y longitud no varían significativamente. Figura 4.3.6.

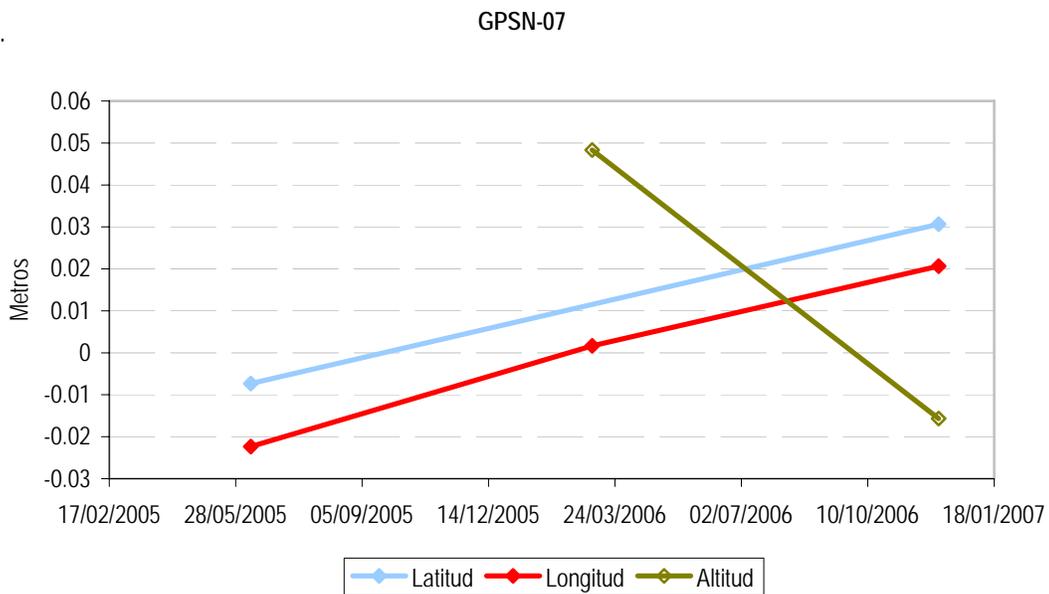


Figura 4.3.7. Variación de la estación GPSN-05 en las tres campañas.

La estación GPSN-07 se encuentra sobre la Av. 20 de Noviembre, a 200 m aproximadamente de la estación anterior; tiene como coordenadas UTM (2129876.204 N, 487968.785 E) y coordenadas geográficas (19°15'44.97813", 99°6'52.16981") la diferencia en la altura durante las tres campañas varia 0.065 m, a diferencia de la latitud y la longitud varían 0.04 m. Figura 4.3.7.

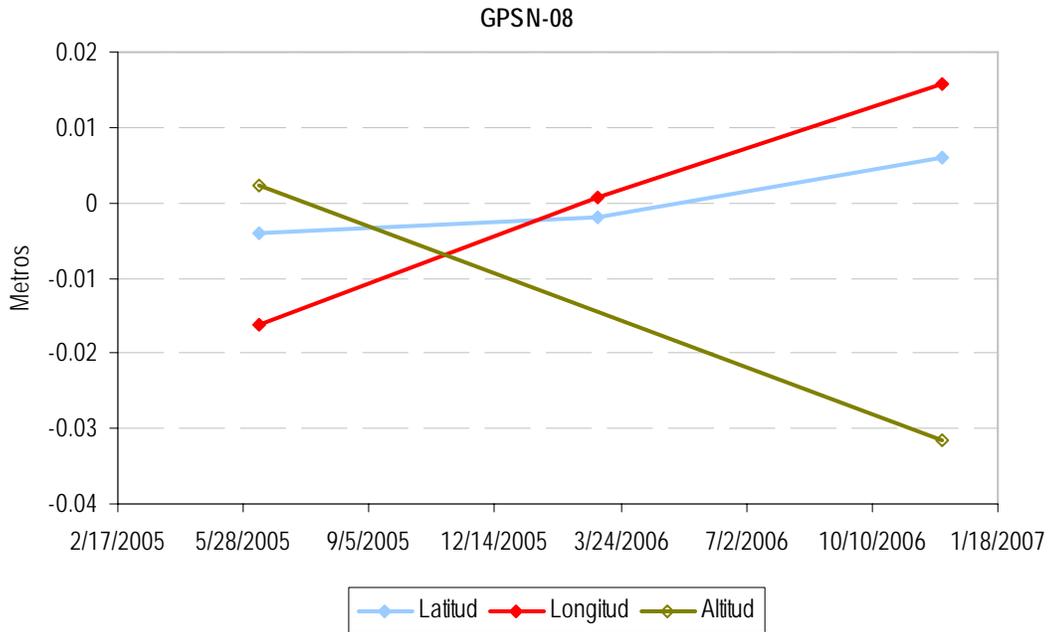


Figura 4.3.8. Variación de la estación GPSN-06 en las tres campañas.

La estación GPSN-08 localizada en el camellón de la Av. Prolongación División del Norte, a una distancia de 185 m de la estación anterior; tiene como coordenadas UTM (2129792.829 N, 488132.499 E) y coordenadas geográficas (19°15'42.26905", 99°6'46.55938") la variación de la altitud durante las tres campañas es de 0.035 m; de la longitud de 0.03 m y la latitud no varían significativamente. Figura 4.3.8.

El siguiente grafico figura 4.3.9, muestra la Componente Vertical de todas las estaciones GPS instaladas a lo largo de la red localizada en la Av. 20 de Noviembre; en ella se observa la tendencia de hundimiento en por lo menos 5 puntos de la red observada, confirmando de esta manera el hundimiento de la zona de estudio. Esta observación se ve sustentada por el

hundimiento reportado por la nivelación Topográfica (STE comunicado oral) que se muestra en las figuras 4.3.12 y 4.3.13. Ahí se puede apreciar el movimiento diferencial que se presenta en el andén de la estación La Noria a partir de su construcción inicial en 1988 y hasta Noviembre del 2006.

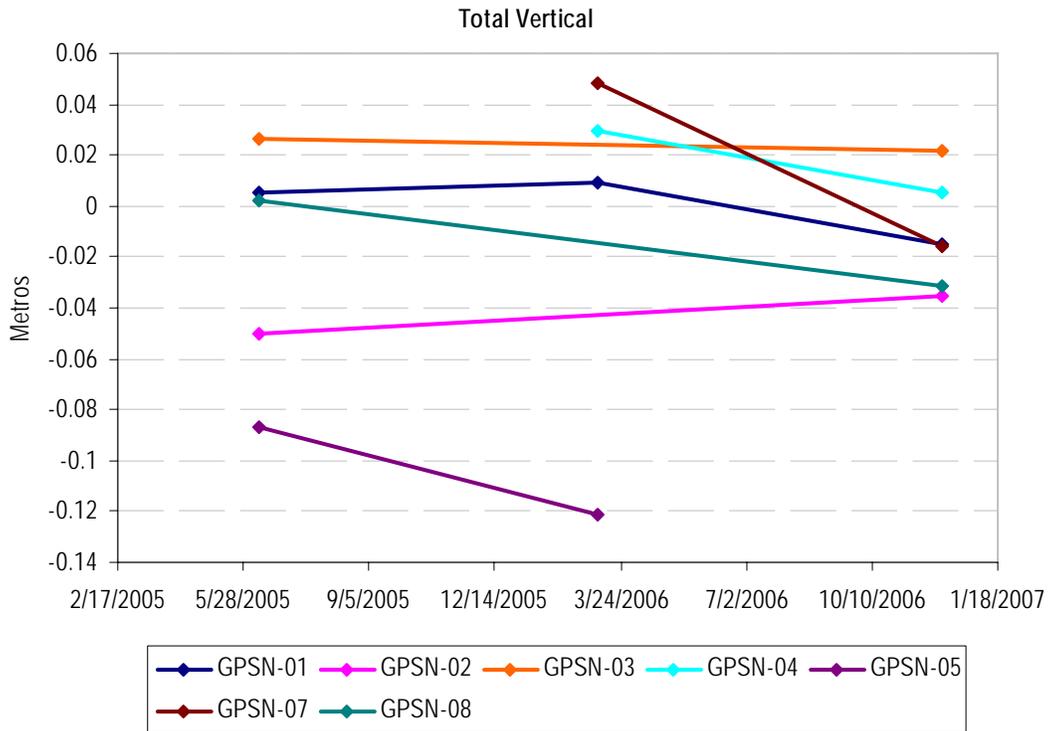


Figura 4.3.9. Variación de la Componente Vertical en las tres campañas, de cada una de las estaciones.

Los siguientes gráficos 4.3.10 y 4.3.11, muestran las Componentes Este y Norte de la red GPS instalada en la Av. 20 de Noviembre. Los resultados indican que hay una consistencia en sus componentes con pequeñas variaciones en las estaciones GPSN-01, GPSN-05, GPSN-07 y GPSN-08 y con una variación considerable de aproximadamente de 0.01 y 0.02 m en las estaciones GPSN-02 y GPSN-04, teniendo un desplazamiento mayor de 0.15 a 0.2 m. Figura.4.3.10.

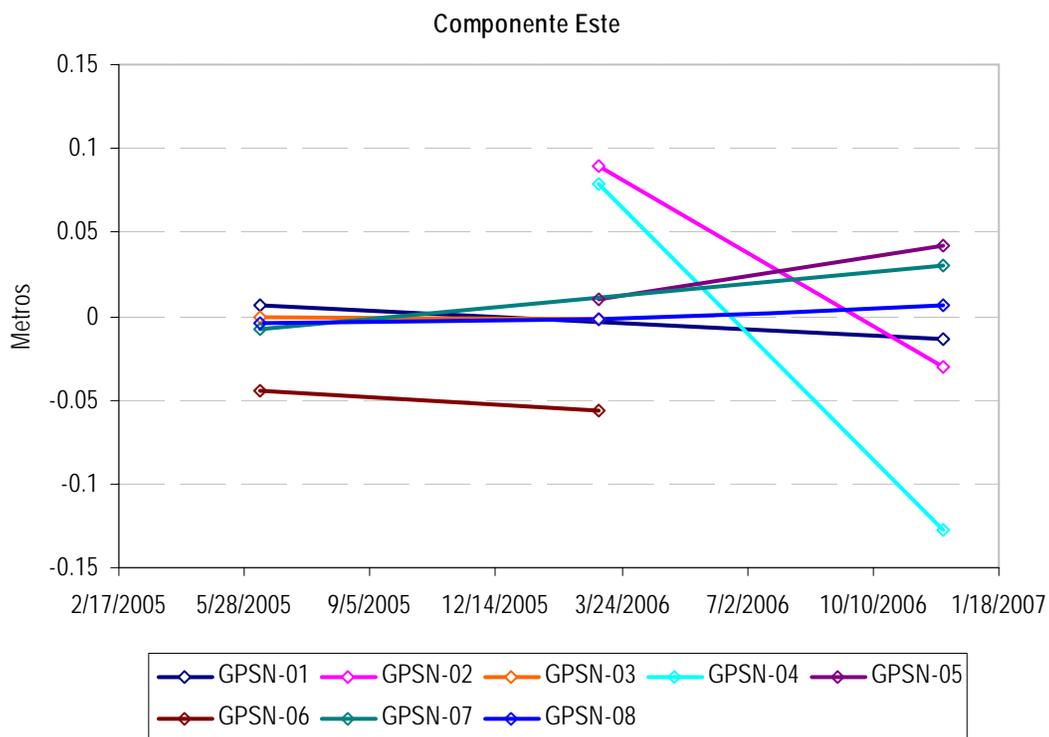


Figura 4.3.10. Variación de la Componente Este en las campañas, de cada una de las estaciones.

La Componente Norte en la figura 4.3.11, ilustra pequeñas variaciones que van desde 0.01 hasta casi 0.03 m, en la mayoría de sus estaciones: GPSN-03, GPSN-04, GPSN-05, GPSN-06, GPSN-07 y GPSN-08 a excepción de la estación GPSN-01 y GPSN-02 que se encuentran dentro del rango de error.

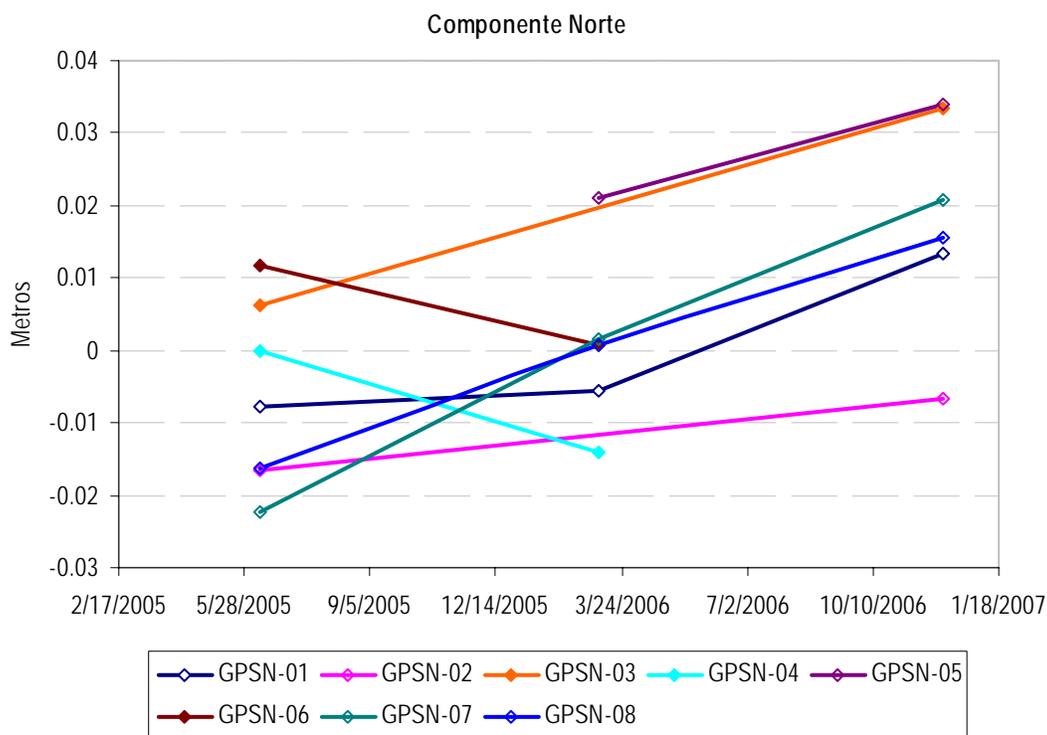


Figura 4.3.11. Variación de la Componente Norte en las campañas, de cada una de las estaciones.

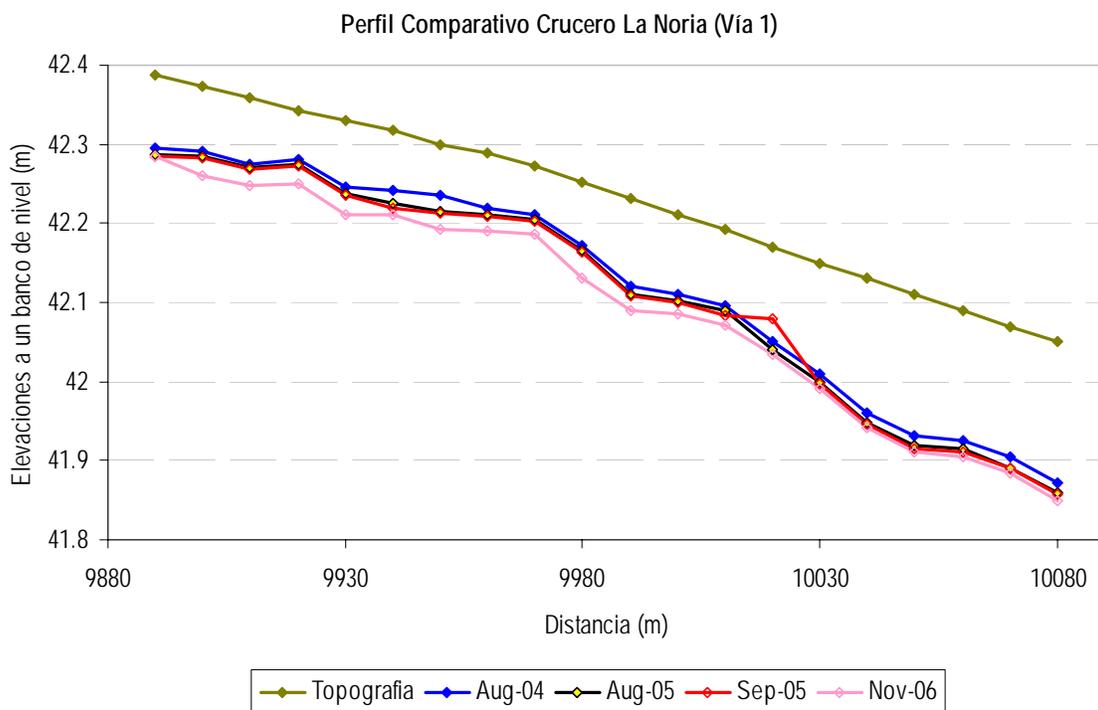


Figura 4.3.12. Perfil Comparativo en el Crucero de La Noria Vía 1. La línea verde es el perfil de las vías una vez concluida las obras.

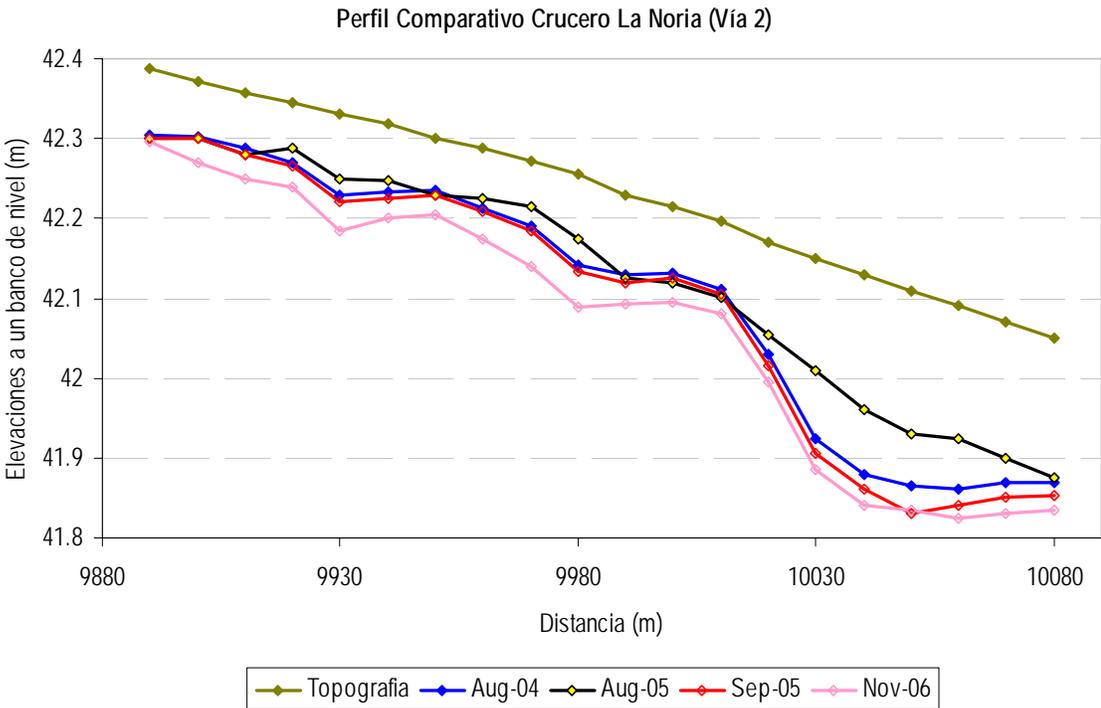


Figura 4.3.13. Perfil Comparativo en el Crucero de La Noria Vía 2. La línea verde es el perfil de las vías una vez concluida las obras.

Capítulo V

Conclusiones y Recomendaciones

El trabajo desarrollado para este proyecto, lo realice en varias etapas; la primera fue hacer un estudio del lugar y recabar toda la información geológica, así como estudios previos; una vez realizada esta tarea y con los objetivos definidos realice el diseño para la adquisición de los datos; primero los gravimétricos, que consistió en colocar 33 estaciones distribuidas a lo largo de la Av. 20 de Noviembre, con una distancia aproximada de 50 m; una vez concluida esta tarea instalamos las estaciones de control de GPS, consistiendo en colocar un pin de acero en la acera a una distancia de 250 m para después tomar los datos con la ayuda de un receptor; finalmente adquirimos las secciones de radar, con tres diferentes antenas.

Una vez adquiridos los datos realice el procesamiento de cada uno los mismos, en la parte gravimétrica una vez realizadas todas las correcciones correspondientes y elegida la densidad adecuada hice un modelo (figura 4.2.1) en el cual se aprecia claramente la tendencia que siguen los sedimentos provenientes de la sierra de Xochitepec al inicio hay una capa mas gruesa de material ígneo, viéndose reducidas hacia la cuenca lacustre; en contraste con las arenas y arcillas de origen lacustre que se incrementan; el asentamiento de estos sedimentos se va reduciendo al igual que el material ígneo ya que se van distribuyendo más dicho material.

Con los resultados obtenidos del procesamiento de las secciones de Radar de Penetración Terrestre, realice una interpretación comparando los radar-gramas originales, los que tenían deconvolución y los migrados con el fin de hacer una mejor valoración de cada sección, los dividí en tres secciones cada uno para su mejor valoración y tratar de reducir posibles errores; localice una serie de hundimientos y fracturas correlacionadas con cada una de las antenas y coincidentes con el modelo gravimétrico que muestra los materiales localizados en la zona además de posibles cavidades localizadas en las cercanías de la estación del tren ligero “La Noria”.

La observación con datos de GPS es un proceso que requiere de mucho tiempo para poder hacer una valoración correcta y medir las pequeñas variaciones; los gráficos mostrados de la componente Vertical, componente Este y componente Norte en el capítulo IV; muestran pequeñas variaciones que en promedio no son más de 0.3 m; sin embargo, en la componente Vertical no es posible apreciar que haya un desplazamiento constante en todas sus estaciones; no siendo el caso de la componente Este y Norte que sí presentan cierta continuidad. Pueden apreciarse pequeños desplazamientos en las estaciones centrales, pero se recomienda que se le de seguimiento y se realicen más campañas de observación con el propósito de obtener una serie de tiempo más larga y que incluya las posibles variaciones estacionales.

Bibliografía

- Bickel, H.C. 1948, A Note on Terrain Corrections: *Geophysics*, 13, 255–258.
- Blakely, Richard J. 1995, *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*, Cambridge University Press, UK.
- Bryan, K. 1948, Los Suelos Complejos y Fósiles del Altiplano de México, *Sociedad Geológica Mexicana*, XIII.
- Chavelas P. L. 2001. Estudio para integrar una Correlación geológica (litológica, estratigráfica y formacional) entre el mapa de geológico desarrollado por Mooser 1996, y los perfiles litológicos reportados en los pozos de agua a cargo de la D.G.C.O.H, ubicados en el sur del distrito Federal en las delegaciones de Tlalpan, Xochimilco y Tlahuac. Secretaria de Obras y Servicios. Dirección General de Construcción Hidráulica. G.D.F. México.
- Cogbill, Allen H., 1990, Gravity terrain corrections calculated using digital elevation models (short note): *Geophysics*, 55, no. 1, 102–106.
- 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: *Geophysics 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.
- Dobrin, M.B. y Savit, C.H., 1988. *Intoduction to Geophysical Prospecting*. McGraw-Hill Book Company. Chapter 18: 189. New York.
- DGSOH, 1996, Estudio para la Clasificación del Tipo de Materiales Durante la Perforación de Pozos de Agua Potable DGSOH, DDF-GDF.
- El-Rabbany Ahmed, 2002, *Introduction to the Global Positioning System (GPS)*, Mobile Communications Series, Artech House, Boston-London.
- Flores-Carrillo N, 1947. Influencia de los Pozos Artesianos en el Hundimiento de la Ciudad de México, *Anuario de la Comisión Impulsora y Coordinadora de la Investigación Científica*.
- Fries, Jr. 1956, Bosquejo Geológico de las partes central y occidental del Estado de Morelos y área de México, *Congreso. Geol. Intern. México*.

-
- García-Abdeslem J. and Martin-Atienza B. 2001. A method to compute terrain corrections for gravimeter stations using a digital elevation model. *Geophysics* 66, 1110-1115.
 - GSSI. 1997, Radan for Windows. Geophysical Survey System. Inc.
 - H. Moritz 1988, Geodetic Reference System 1980. *Geodesist handbook, bulletin Geodesique*, Vol. 62, No. 3.
 - Hammer Sigmund, 1939, Terrain corrections for gravimeter stations: *Geophysics*, 4, no. 3, 184-194.
 - Hammer Sigmund, 1982, Critique of Terrain Corrections for Gravity Stations (short note): *Geophysics*, 47, No. 5, 839-840.
 - Infraestructura Actual de los Servicios Hidráulicos; Plan de Acciones Hidráulicas 2001 - 2005, Delegación Xochimilco, Dirección de Operación, DGCOH, GDF.
 - International Association of Geodesy 1971, Geodetic Reference System 1967. *Publi Spéc. N° 3 du Bulletin Géodésique*, Paris.
 - INEGI, 1997. Mapa Topográfico de la Ciudad de México, E14A39, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, cuarta edición. ESC. 1:50,000.
 - Kane, M. F., 1962, A Comprehensive System of Terrain Corrections Using a Digital Computer. *Geophysics*, 27, no. 4, 455-462.
 - Li, Xiong y Götze, Hans-Jürgen, 2001, Ellipsoid, Geoid, Gravity, Geodesy and Geophysics. Tutorial. *Geophysicis*, 66, 1660-1668.
 - Marsal, R. y Mazari A. 1959, El Subsuelo de la Ciudad de México, Tesis de Maestría, Facultad de Ingeniería, UNAM.
 - McNeff Jules, 2002, The Global Positioning System, *IEEE Transactions on Microwave Theory and Techniques*, Vol 50, No. 3, 645-652.
 - Menard W. 1955, Deformation of the Northeastern Pacific Basin and the West Coast of North America. *Bull. Geol. Soc. America*, 66.
 - Mooser-Federico et Al, 1986. Características Geológicas y Geotécnicas del Valle de México. Secretaría General de Obras, 1986.
 - Mooser-Federico y Sainz-Ignacio, 1961. Informe sobre la Geología de la Cuenca del Valle de México y Zonas Colindantes. Comisión Hidrológica de la Cuenca del Valle de México.

-
- Mooser-Federico, 1957, Los Ciclos del Vulcanismo que Formaron la Cuenca de México. Congreso Geológico Internacional. México DF.
 - Mooser-Federico, Montiel-Arturo y Ziñiga-Ángel. 1996, Nuevo Mapa Geológico de las Cuencas de México, Toluca y Puebla: Estratigrafía, Tectónica Regional y Aspectos Geotérmicos. Comisión Federal de Electricidad, México DF. ESC 1:100,000.
 - Nettleton L. L. 1939, Determination of Density for Reduction of Gravimeter Observations. Geophysics, 176-183.
 - Oswaldo Sánchez., Apuntes de clase, curso de Prospección Gravimétrica, Facultad de Ingeniería, UNAM.
 - Pérez Cruz Guillermo, 1988, *Estudio Sismológico de Reflexión del Subsuelo de la Ciudad de México*. Tesis de Maestría. División de Estudios Superiores de Postgrado de la F.I. UNAM.
 - Plouff, D., 1966, Digital Terrain Corrections Based upon Geographic Coordinates, Geophysics, 31, 1208.
 - Reynolds, M. John, 1998, An Introduction to Applied and Environmental Geophysics, John Wiley Sons.
 - Sanderberg, C. H., 1958, Terrain Corrections for an Inclined Plane in Gravity Computations. Geophysics, 23, no. 4, 701–711.
 - Segertrom. K. 1956, Estratigrafía y Tectónica del Cenozoico entre México DF y Zimapan Hgo. Congreso Geológico Internacional México.
 - Sharma V. Prem, 2002, Environmental and Engineering Geophysics. Cambridge University Press, UK.
 - SIGSA, 1983, Mapa Topográfico del Valle de México, Sistemas de Información Geográfica, S.A. ESC. 1:250,000.
 - SIGSA, 2006, Mapa Topográfico de las delegaciones: Álvaro Obregón, Tlalpan y Coyoacan, Sistemas de Información Geográfica, S.A. ESC. 1:20,000.
 - SIGSA, 2006, Mapa Topográfico de las delegaciones: Xochimilco y Milpa Alta, Sistemas de Información Geográfica, S.A. ESC. 1:20,000.
 - Thulin, A. 1992. A Standardized Gravity Formula. Bulletin OIML No. 127, Junio, 1992. BIML.
 - V. S. Mirónov, 1977, Curso de Prospección Gravimétrica, Editorial Reverté, S. A., España.

- W.A. Heiskanen, and H. Moritz 1967, Physical Geodesy. W.H. Freeman, San Francisco, USA.
- W.M. Telford, L.P. Geldart, R.E. Sheriff, 1990, Applied Geophysics, Second Edition, Cambridge University Press, UK.
- Zeevaert, L. 1952, Estratigrafía y Problemas de Ingeniería en los Depósitos de Arcilla Lacustre de la Ciudad de México. Rev. Ingeniera.
- <http://www.gravitymeter-repair.com/images/gdmanual.pdf>
- <http://plata.uda.cl/minas/apuntes/Geologia/EXPLORAC/TEXT/06001grav.html>
- <http://seis.natsci.csulb.edu/grannell/terrain.html>
- <http://www.cpgg.ufba.br/pppginfo/equip>
- <http://www.lacosteromberg.com/gravitymeters.htm>
- <http://www.uc.pt/iguc/ProspGeof/Gravimetria.htm>
- www.gfy.ku.dk/~iag/HB2000/part4/grs80_corr.htm.