



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra
Centro de Geociencias

Configuración del basamento rocoso del centro histórico de Querétaro en base a datos de micro-gravimetría.

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:

Saúl Abraham Hernández Díaz de León

TUTOR

Dr. Jorge Arturo Arzate Flores
Centro de Geociencias, UNAM

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR

Dr. José Jorge Aranda Gómez (GEOCIENCIAS UNAM)
Dr. Óscar Campos Enríquez (GEOFÍSICA UNAM)
Dr. Vsevolod Yutis (IPICYT)
Dr. Jorge Alejandro Ávila Olivera (INICIT UMICH)

Juriquilla, Querétaro
11 de mayo de 2021



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Resumen

La ciudad de Querétaro descansa sobre un valle formado en el Cenozoico por la intersección de dos sistemas de fallas regionales, que dieron forma a una superficie muy irregular del basamento, el cuál es rellenado por una cubierta vulcano-sedimentaria donde se haya el acuífero que abastece de agua a la Ciudad de Querétaro. Debido a la alta demanda del recurso, la sobreexplotación del agua en la ciudad ha traído consigo múltiples problemas relacionadas con la subsidencia del terreno y su subsecuente agrietamiento superficial de la infraestructura (edificaciones, vialidades, cambios en la dirección de drenaje), y que se debe a una compactación diferencial del relleno post-basamento causado por este arreglo irregular del basamento. El método gravimétrico se ha venido utilizando para resolver los problemas de determinación de la geometría y profundidad del basamento rocoso. Con la finalidad de dar una primera aproximación robusta al modelo del basamento de la zona centro de la ciudad de Querétaro se realizó un levantamiento gravimétrico de precisión para inferir las irregularidades del subsuelo que afectan directamente la infraestructura en la superficie de la zona de estudio, que puede servir como un punto de partida para la realización de trabajos de remediación y mitigación del riesgo por agrietamiento en la zona.

Se establecieron 3,509 estaciones gravimétricas a lo largo de la zona centro y de la zona metropolitana de Querétaro, con un espaciado de 5 y 10, y 100 metros entre estaciones, respectivamente. Estas dos últimas medidas fueron restringidas para la zona centro, con el objetivo de lograr un modelo detallado y robusto del basamento rocoso. Los datos gravimétricos fueron procesados con el programa *Oasis Montaj* para obtener los mapas de anomalías. Los filtros aplicados permitieron transformar la señal de la anomalía de Bouguer Completa al dominio de la frecuencia para obtener los mapas del residual y el espectro de potencia, y los análisis de derivadas hasta la obtención del mapa del gradiente horizontal del residual. La extensión *GM-SYS* del mismo programa permitió realizar un análisis de inversión bidimensional a partir de la anomalía del residual sobre 6 perfiles en dirección N-S y 6 más E-W, tomando en cuenta la unidad del basamento rocoso, y el paquete volcánico-sedimentario que rellena el valle de Querétaro, con densidades de 2.67 g/cm^3 y 1.52 g/cm^3 respectivamente, que representan bien la estratigrafía del lugar. Los 12 perfiles 2D fueron trabajados con el programa *Leapfrog Geo* para generar un modelo pseudo 3D del subsuelo mediante funciones de interpolación lineal.

Los valores máximos del gradiente horizontal de gravedad permitieron localizar discontinuidades en el basamento logrando inferir fallas previamente desconocidas que coinciden con algunos rasgos topográficos y con agrietamientos en edificaciones y vialidades de la ciudad. Estos rasgos estructurales también coinciden con los lineamientos mayores de dimensiones regionales que cruzan ortogonalmente entre sí (N-S y E-W) la ciudad de Querétaro y que generan los principales rasgos geomorfológicos que moldean el Valle de Querétaro. Dentro de la zona centro de Querétaro, las fallas configuran las principales estructuras observables que se atribuyen a la formación del río Querétaro, y a una estructura de semi-graben en el flanco oriente del graben de Querétaro.

Palabras clave: Valle de Querétaro, basamento rocoso, gravimetría, gradiente horizontal, residual, graben de Querétaro.

Agradecimientos

Quiero agradecer primeramente a mi familia por siempre dar las palabras de apoyo aún en los momentos difíciles. En especial a Alejandra que siempre estuvieron ahí para reanimarme a seguir adelante.

Agradezco a mi asesor el Dr. Jorge Arturo Arzate Flores por transmitirme el conocimiento y las herramientas necesarias para llevar a cabo la investigación y fungir como un excelente maestro en el proceso.

Agradezco a la Universidad Nacional Autónoma de México por brindarme los recursos y las herramientas necesarias para completar mis estudios de maestría.

Quiero agradecer al Instituto Municipal de Planeación (IMPLAN) de la ciudad de Querétaro y a todo el personal de apoyo, que sin ellos este trabajo no se hubiera llevado a cabo.

Agradezco de forma especial al Dr. Vsevolod Yutis por el gran apoyo y el interés mostrado para llevar a cabo este trabajo y por transmitirme conocimientos indispensables para la realización del mismo.

A todos los miembros del jurado examinador, Dr. Aranda Gómez, Dr. Campos Enríquez, Dr. Yutis y al Dr. Ávila Ilivera por el interés mostrado en este trabajo y por sus observaciones que contribuyeron enormemente a la mejora del mismo.

A mis compañeros y amigos de brigada Juan Carlos Espíndola, Hector Romo, Marcela, Antonio Herrera y Daniel por su gran apoyo en los trabajos de campo.

También a los profesores del CGEO por guiarme e introducirme en el ambiente de las geociencias. Hago énfasis especial en el Dr. Victor Hugo Márquez, que junto con el Dr. Yutis, me acompañaron en el proceso de evaluación del proyecto de tesis siempre de la mejor manera.

A mis compañeros de cubículo y amigos en general del CGEO, por dejarme convivir y aprender de ellos. Gracias por su amistad.

Al CONACyT por proporcionar el apoyo necesario para continuar con mis estudios.

Y finalmente quiero agradecer con mucho cariño al Dr. Oscar Carranza y Castañeda por siempre darme los consejos más atinados y llenos de sabiduría que mantuve en todo este largo proceso, y que sin duda, seguirán siendo una guía de aquí en adelante.

Índice

1. Introducción	5
2. Entorno geológico de la Ciudad de Querétaro	6
2.1. Información geológica y geofísica del entorno	6
2.2. Estratigrafía	9
2.3. Fallamiento y estructuras tectónicas	12
2.4. Subsistencia en el Valle de Querétaro	13
2.5. Escurrimientos y red hidrológica	13
3. El método gravimétrico	14
3.1. Principios del método	14
3.2. Levantamiento gravimétrico	15
3.2.1. Adquisición de datos gravimétricos	15
3.2.2. Reducción de datos gravimétricos	16
3.2.2.1. Gravedad teórica; Efecto de la latitud en el campo gravitacional	16
3.2.2.2. Corrección de Aire Libre	17
3.2.2.3. Corrección por losa de Bouguer	17
3.2.2.4. Corrección por terreno	18
3.2.2.5. Anomalía de Aire Libre	18
3.2.2.6. Anomalía de Bouguer Simple	19
3.2.2.7. Anomalía de Bouguer Completa (ABC)	19
3.3. Procesado y filtrado	19
3.3.1. Anomalías regionales y residuales	20
3.3.2. Análisis de derivadas	20
3.3.2.1. Primera derivada horizontal	20
3.3.3. Espectro de potencia	21
3.4. Inversión de datos gravimétricos	21
4. Carta gravimétrica de la Ciudad de Querétaro	22
4.1. Adquisición de datos gravimétricos	22
4.2. Mapa de anomalía de Bouguer Completa (ABC)	24
4.3. Anomalía residual	24
4.4. Espectro de potencia	25
4.5. Derivada horizontal	26
5. Anomalías en el Centro Histórico	27
5.1. Mapas de ABC y residual del Centro Histórico	27
5.2. Modelos 2D e interpretación	29
5.2.1. Geometría tridimensional del basamento	31
6. Discusión	32
7. Conclusión	38
A. Apéndice: Tratamiento operacional de los datos	40
A.1. Correcciones aplicadas a lecturas del instrumento	40
A.1.1. Corrección por ladeo instrumental	40
A.1.2. Corrección por presión barométrica	40
A.1.3. Corrección por deriva	40
A.1.4. Valor absoluto en la estación base	41
A.1.5. Gravedad teórica	41
A.2. Reducciones a datos corregidos	41
A.2.1. Reducción de aire libre	41
A.2.2. Reducción de Bouguer	41

B. Apéndice: Procedimiento en el software Oasis Montaj®.	41
B.1. Corrección por terreno	41
B.2. Anomalías gravimétricas	42
B.2.1. Cálculo de anomalías	42
B.3. Interpretación de anomalías gravimétricas	43
B.3.1. Cálculo de detección de límites	43
B.3.2. Cálculo de profundidad y modelado bidimensional	43

1. Introducción

Los levantamientos gravimétricos son útiles para detectar cambios en el campo gravimétrico de la Tierra debidos a la variación de la densidad en el subsuelo, lo que tiene un gran rango de aplicaciones como: identificar cambios en la geología e hidrología subterránea, la prospección de recursos naturales o exploración de estructuras antropogénicas entre otras. El principio físico en el que se basa el método es la atracción gravitacional entre una masa de prueba (un gravímetro) y la distribución de masa en el subsuelo, la cual depende del contraste de densidad de las rocas del subsuelo, de la topografía, y del entorno geológico-estructural de la zona.

Para este trabajo, definimos como basamento rocoso a las rocas que subyacen material de relleno sedimentario. Como hipótesis de trabajo se acepta que la profundidad y la configuración del basamento rocoso de la zona predisponen muchos de los procesos geológico-estructurales observados en la superficie. En los estudios geofísicos que se enfocan en investigar las estructuras de la corteza, estimar la topografía del basamento geológico es importante porque sus características pueden estar relacionadas a diferentes estructuras como los lineamientos (fallas, fracturas). De acuerdo con algunos autores como [Constantino and Molina, 2015] y [Pacheco-Martínez and Arzate-Flores, 2007], conocer la topografía y la profundidad de basamento a partir del campo gravimétrico puede ser útil en distintos estudios como; estimar la capa de sedimentos, modelar un sistema acuífero, y dar respuesta a los hundimientos graduales a causa de la sobre-extracción de agua.

Por lo anterior es muy importante conocer las propiedades físicas de las rocas subyacentes a la superficie en la zona que se pretende estudiar. Por ejemplo, las rocas del basamento se caracterizan por una mayor densidad que la cubierta sedimentaria. Además, los límites tectónicos o estructurales de una zona de estudio comúnmente se asocian a fallas, que a su vez son contactos entre formaciones rocosas, y donde se dan variaciones de densidad que producen las "anomalías" gravimétricas que son susceptibles a ser detectadas. Un mecanismo al origen de fallas es el hundimiento diferencial provocado por un basamento rocoso irregular, sepultado por una capa de sedimentos que inducen deformaciones de extensión en superficie. El método gravimétrico potencialmente puede emplearse para detectar irregularidades en el basamento rocoso, y definir zonas donde pueden generarse agrietamientos y/o fallas superficiales ([Pacheco-Martínez, 2007a]).

La ciudad de Querétaro está localizada en una depresión de origen tectónico limitada por dos fallas normales N-S y que enmarcan una cuenca desarrollada sobre rocas volcánicas ([Carreón-Freyre et al., 2016]). En las últimas décadas se ha incrementado el número de afectaciones a la infraestructura urbana afectadas principalmente por las fallas y/o fracturas en los sedimentos cercanos a la superficie causados por la extracción excesiva del agua del subsuelo. La combinación de la extracción del agua, y la presencia de sistemas regionales y locales de fallas tectónicas se reconoce como el factor que controla la distribución espacial de los desplazamientos ([Farina et al., 2008]).

La cuenca del valle de Querétaro es conocida por tener un basamento con una superficie irregular confinando el sistema del acuífero ([Pacheco et al., 2006]). La sobreexplotación del sistema acuífero trae consigo la desestabilización del suelo que puede acarrear una serie de problemas estructurales debido a la compactación diferencial del suelo. Esto produce hundimientos graduales del suelo que puede generar fallas antropogénicas que, pueden causar daños en la infraestructura civil (edificaciones, sistemas de tuberías de agua, gas natural, etc). Los agrietamientos que ocurren principalmente en el relleno sedimentario que sobreyace el basamento, son el resultado de una consolidación diferencial en zonas de basamento irregular, siendo la compresibilidad y el espesor de los sedimentos los principales factores que influyen en este fenómeno. Es posible predecir espacialmente la aparición de agrietamientos causados por hundimientos diferenciales y zonas de fallamiento siempre que se conozcan las variaciones en profundidad del basamento que contiene a los sedimentos compresibles.

Un problema que enfrentan las autoridades encargadas de planificar el desarrollo urbano de las ciudades asentadas sobre valles que son afectados por subsidencia, es el de conocer las zonas afectadas por hundimientos y agrietamientos para remediar y mejorar la planeación urbana de manera sostenible. [Pacheco-Martínez, 2007b] demostró que el método gravimétrico es particularmente útil en el Valle de Querétaro para delinear la geometría del basamento y de esta forma identificar las zonas con riesgo de generación de agrietamientos. Se pudo observar en sus investigaciones que los agrietamientos se asocian especialmente con las anomalías gravimétricas obtenidas, además de que las fallas geológicas sepultadas por sedimentos

son factores para generar fallamiento superficial.

Se cuenta con modelos geofísicos regionales de geometría de basamento por debajo de la ciudad de Querétaro obtenidos a partir de datos magnéticos y gravimétricos (ver sección 2.1). El método sísmico se utilizó para medir propiedades mecánicas de las secuencias sedimentarias más superficiales. Adicionalmente se tienen datos de resistividad obtenidos con sondeos magnetotelúricos y aproximaciones por los registros litológicos de pozos a partir de un estudio integral del recurso agua en los acuíferos de la ciudad de Querétaro por parte de la Comisión Estatal del Agua en conjunto con instituciones universitarias. Por las características físicas que presenta y la escasa cantidad de datos disponibles es difícil delimitar con precisión la geometría del basamento por lo que resulta muy importante estimar las zonas que son susceptibles a la generación de fallas y agrietamientos en superficie que pueden constituir un riesgo para la población.

En este trabajo se obtiene, con datos de micro-gravimetría, un modelo detallado del lecho rocoso que puede auxiliar en una adecuada planeación urbana. Dicho modelo pretende predecir zonas potenciales de fallamientos y agrietamientos a fin de determinar zonas de riesgo para la población. Como objetivo se tiene: establecer la topografía del basamento rocoso por debajo de la ciudad de Querétaro, con énfasis en el centro histórico, detallando la profundidad, la localización de límites tectónicos o litológicos y su subsecuente expresión hacia la superficie.

2. Entorno geológico de la Ciudad de Querétaro

El Valle de Querétaro comprende una planicie casi horizontal localizada a una elevación entre los 1,800 y 1,810 m.s.n.m ([Carreón-Freyre and Cerca, 2006]) dentro de un graben. El valle se ubica en el límite entre las provincias geológicas de la Mesa Central (MC) y el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM), en la parte central de México (Figura 1a). La porción sur de la Mesa Central pertenece a la Provincia Volcánica Sierra Madre Occidental, ya que contiene una cantidad voluminosa de rocas volcánicas silíceas emplazadas en un lapso corto cercano a los 30 Ma ([Alaniz-Álvarez et al., 2001]). Al oriente de la ciudad de Querétaro afloran rocas de la Sierra Madre Oriental, en donde están expuestos sedimentos marinos mesozoicos deformados durante la Orogenia Larámide. Por su parte, el CVTM contiene las rocas de composición variada con edades del Mioceno al presente y que también figuran en la estratigrafía del lugar.

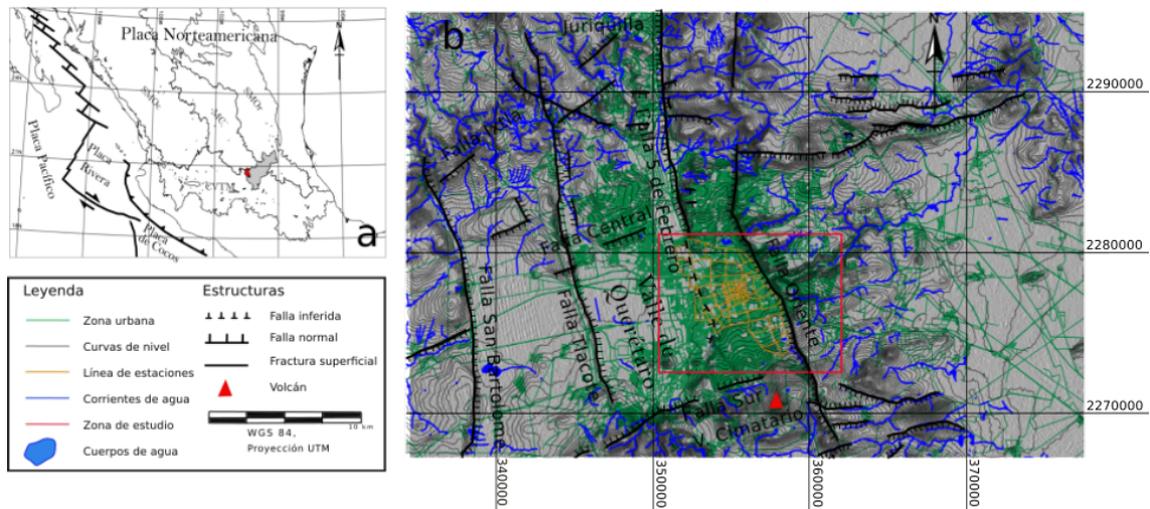


Figura 1: La figura a muestra en un rojo la localización de la ciudad de Querétaro entre las provincias geológicas MC= Mesa Central; SMOr= Sierra Madre Oriental; SMOc= Sierra Madre Occidental; CVTM= Cinturón Volcánico Trans-Mexicano. En b se tiene el mapa topográfico de la zona urbana de Querétaro con rasgos morfo-estructurales involucrados en la zona de estudio.

2.1. Información geológica y geofísica del entorno

La mayoría de áreas urbanas dentro del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) fueron originalmente construidas en zonas llanas en cuencas sedimentarias parcialmente rodeadas por volcanes. Entender



Figura 2: Fotografías tomadas de Ochoa et al., [Ochoa-González et al., 2018] mostrando los efectos del hundimiento diferencial en Querétaro: a) vista panorámica de la avenida 5 de Febrero (viendo hacia el norte). El hundimiento diferencial ha afectado tanto a la autopista como al puente que originalmente fue construido horizontal entre los puntos marcados I y II; b) y c) son fotografías tomadas de los desplazamientos recientes (2016-17) sobre la avenida 5 de Febrero en el área con mayor tasa de subsidencia propuesta por [Chaussard et al., 2014].

las causas de generación, de geometría, y de mecanismos de propagación de fracturas y fallas asociadas a subsidencia se ha convertido en el mayor foco de estudio porque puede ser una herramienta útil para ayudar a predecir donde aparecerán nuevas fracturas. El equilibrio hidráulico y mecánico en el subsuelo en la ciudad de Querétaro, ha sido afectado por actividades antropogénicas (figura 2), como la sobre-explotación de acuíferos y la sobrecarga de un suelo altamente compresible.

Desde que las primeras fallas en la región fueron reportadas en los 80's ([Rojas et al., 2002]) y con la intensificación reciente del agrietamiento, se han realizado diversos estudios de geología, geología estructural, análisis del nivel piezométrico y geofísicos entre otros. La geofísica que se ha llevado a cabo en el valle se concreta básicamente a la realización de sondeos eléctricos verticales (SEV) de corriente directa, cuya penetración, debido a la capa de arcilla conductora que se encuentra en la superficie, es pequeña y frecuentemente los SEV's se sobreinterpretan para proporcionar mayores profundidades que las que realmente se pueden alcanzar bajo estas condiciones. Existen también datos de sondeos electromagnéticos en el dominio del tiempo, sin embargo, a pesar de que la penetración es un poco mayor, la información que proporcionan es muy limitada en el centro del valle ([Carreón-Freyre and Cerca, 2006]).

En 2002, la Comisión Estatal de Aguas (CEA) en colaboración con la Universidad Autónoma de Querétaro (UAQ) e investigadores de la UNAM realizaron un estudio integral del recurso agua en el acuífero del valle de Querétaro con el fin de relacionar la continua subsidencia del valle con el desequilibrio de la carga y descarga del acuífero. En este trabajo se elaboraron cartas de anomalías gravimétricas (Bouguer y Aire Libre) para inferir rasgos superficiales y estructuras a profundidad. Además, con los perfiles obtenidos de este trabajo, se realizó un modelado bidimensional utilizando el método de Talwani ([CEA-UAQ, 2002]).

[Carreón-Freyre et al., 2005] y [Ochoa-González et al., 2018] con base en observaciones de pozos activos dieron a conocer tasas de abatimiento críticas en el descenso del nivel freático de entre 4 y 6.6 m/año (Figura 3). Esta reducción rápida del nivel piezométrico en los acuíferos puede favorecer al deslizamiento en fallas tectónicas pre-existentes. Sin embargo, mencionan además que el espesor y la variabilidad en la compresibilidad de las unidades geológicas ejercen una mayor influencia en la generación de fallas antropogénicas en superficie. Estas diferencias en el volumen de extracción vienen acompañadas por la existencia del basamento rocoso sobre el que descansa el acuífero granular, además de las propiedades físicas y estructurales del terreno que evidencian una subsidencia heterogénea reflejada en la distribución y en el comportamiento de las fracturas superficiales. Lo anterior ha sido evidenciado en la Figura 4 basado en la interpolación de la topografía con base en información proveniente de 102 pozos de agua con litología por el trabajo de [Pacheco et al., 2006] donde menciona además que las fallas tectónicas pre-existentes sepultadas debajo de los sedimentos que albergan al acuífero inducen una subsidencia diferencial y, por esto, se puede producir un fallamiento superficial del terreno.

[Carreón-Freyre and Cerca, 2006], con estudios de radar de penetración terrestre (GPR) identifican los factores que influyen en el cambio de dirección de los desplazamientos verticales de las fracturas y pro-

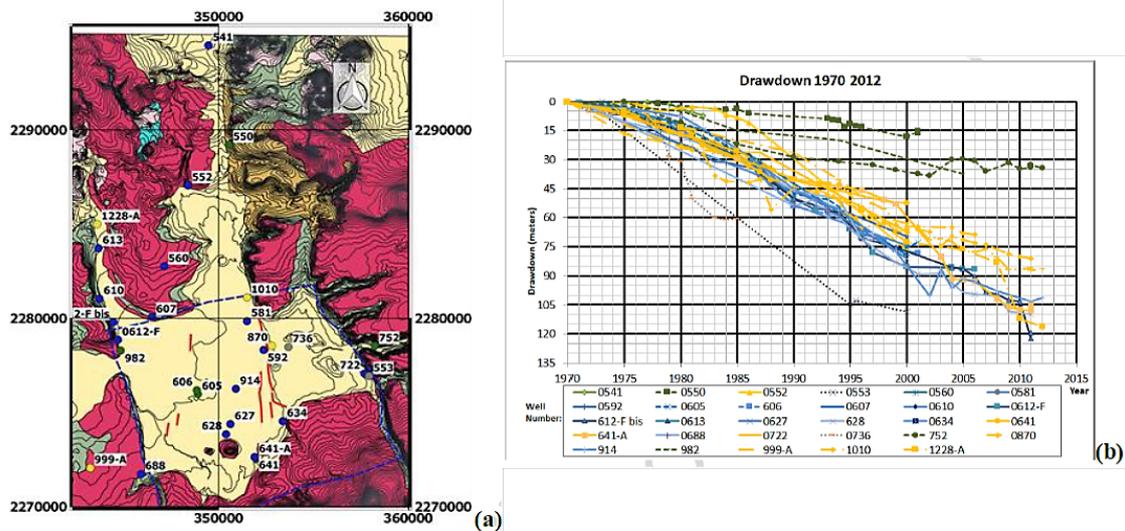


Figura 3: (a) Mapa geológico del Valle de Querétaro con la localización de los pozos muestreados. (b) Niveles de caídas piezométricas recabadas en los pozos del Valle de Querétaro en un período de 1970 al 2012. Los colores de los perfiles piezométricos (azul, amarillo, verde y gris) en (b) concuerdan con los puntos utilizados para marcar las posiciones de los pozos correspondientes en (a). Las líneas azul y roja en (a) representan los límites del modelo y las trazas de las rupturas del suelo, respectivamente. Modificado de [Ochoa-González et al., 2018]

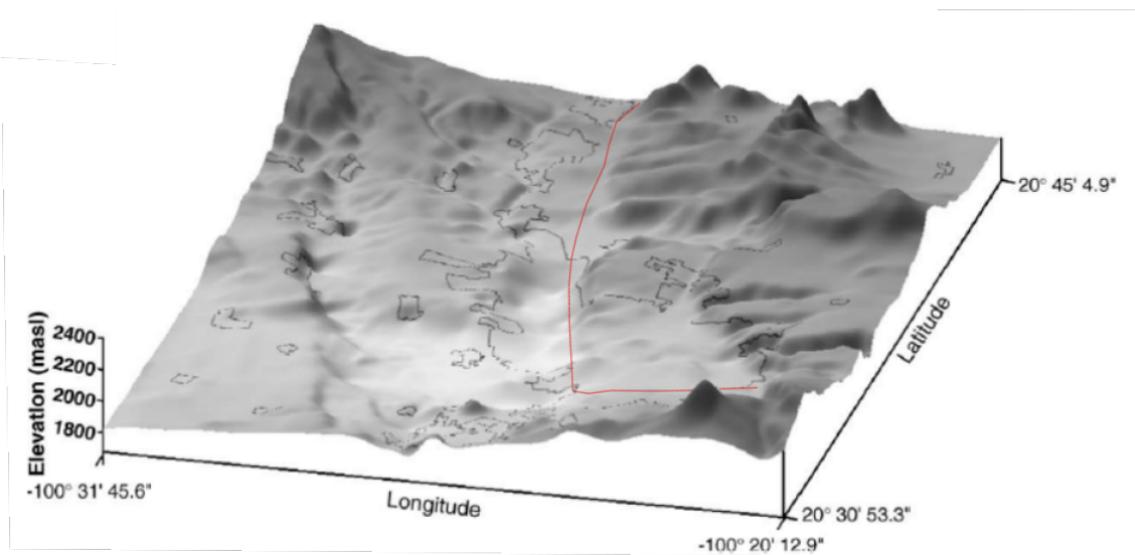


Figura 4: Modelo de la topografía del basamento hidrológico en la ciudad de Querétaro obtenido de la interpolación de pozos de agua con litología. La línea roja aproxima el trazo de la avenida 5 de Febrero. Tomado y modificado de [Pacheco et al., 2006]

ponen un modelo estratigráfico para los primeros 10 metros de profundidad. Con base en la estratigrafía inferida de los radargramas se realizaron modelos donde se muestran las firmas de fracturas en los niveles someros de los perfiles. En ese mismo año, [Pacheco et al., 2006] mostraron perfiles gravimétricos a lo largo de cuatro transectos ortogonales a la Falla 5 de Febrero en conjunto con análisis topográficos obtenidos a partir de puntos GPS en un perfil E-W que cruza todo el Valle de Querétaro, un total de 20 puntos espaciados 1 km unos de otros, con el objetivo de definir la ubicación del fallamiento. Con los modelos generados 2D fue posible estimar la dirección de los desplazamientos de masa y localizar la profundidad de basamento. Se pudo determinar la anomalía de Bouguer simple y se observó una fuerte correlación espacial entre la localización de las fallas y el gradiente local máximo de la curva de gravedad (Figura 5). Cabe mencionar que este trabajo arroja información nueva en el conocimiento del arreglo sub-superficial y de la primera aproximación del basamento rocoso de la Ciudad de Querétaro, que incluye la zona oriente de la Falla 5 de

Febrero donde se encuentra el centro histórico de la ciudad. Estos tipos de estudio ayudan a visualizar el entorno geológico que resulta útil para definir áreas propensas a fallar cuando éstas están controladas por una subsidencia diferencial debido a un basamento irregular. Adicional a lo anterior, se hicieron modelados bidimensionales usando el algoritmo de Talwani con un contraste de densidad de 0.63 g/cm³ entre el basamento y el relleno sedimentario-vulcanoclástico. Se realizó un modelado del elemento finito de deformación vertical y horizontal usando mallas basadas en dos capas: el basamento y el sistema del acuífero compresible con propiedades mecánicas específicas y condiciones de frontera del acuífero. En el modelo se observa que los desplazamientos horizontales son mayores cercanos a la superficie que en profundidad y esto se debe a la dinámica del suelo dependiente del espesor. Para el caso de los desplazamientos verticales, se observaron valores mayores al centro del valle y dominan sobre todos los desplazamientos, explicando la mayor frecuencia de fallamiento en superficie que las fisuras.

[Pacheco-Martínez, 2007b] mostró mapas de campo magnético total reducidos al polo del Valle de Querétaro para observar anomalías producidas por las estructuras geológicas regionales y profundas. Esto se hizo para estimar las dimensiones del cuerpo anómalo usando un determinado nivel cero o campo normal, donde no existan perturbaciones significativas debido a otros cuerpos.

[Farina et al., 2008], con el propósito de mostrar la distribución espacial de los desplazamientos superficiales del terreno y su relación con los factores geológicos e hidro-geológicos, a partir de mapas de interferometría de radar, obtuvieron el componente de desplazamiento en la zona logrando identificar dos dominios separados; (1) el área estable, que corresponde a la porción al este de la falla 5 de febrero siendo esta una discontinuidad clara; y (2), separando a la parte Oeste de la Ciudad afectada por valores de movimiento de terreno de hasta 6.8 cm/año entre 2003 y 2004. Se interpretó esto como provocado por las estructuras tectónicas locales y regionales que juegan el rol principal en la distribución espacial de los asentamientos.

El fallamiento del relleno sedimentario reciente es similar al fallamiento regional norte-sur, y la configuración actual del graben de Querétaro está mejor definida por el sistema de fallas N-S, aunque es clara la presencia de fallas E-W. Sin embargo se cuenta con poca información en la zona, del sistema de fallamiento E-W de estructuras que han sido cartografiadas por interpretación geomorfológica. Algunos autores mencionan la presencia de este sistema de fallas como el límite estructural norte y sur del graben de Querétaro, aunque estas fallas se encuentran inferidas en la cartografía existente. [Carreón-Freyre et al., 2005] mencionaron que este sistema de fallas es la continuidad lateral de las partes altas alrededor del valle. [Pacheco-Martínez, 2007b], con base en la cartografía reportada por [Aguirre-Díaz et al., 2005], propone el sistema de fallas que limitan el graben de Querétaro. Lo anterior es reiterado por [Ochoa-González et al., 2018] catalogando estas fallas como de tipo normal.

La zona centro de la Ciudad de Querétaro cuenta con un inventario nulo de fallamiento. Hasta ahora la geofísica se centra principalmente hacia la zona central del valle de Querétaro por los problemas de subsidencia que presenta y hacia la prospección para abastecimiento de agua. La información recabada de la litología encontrada con pozos es limitada y de difícil acceso. Con este trabajo se pretende generar un modelo de basamento a partir de interpretaciones gravimétricas del subsuelo que puedan ayudarnos a identificar cambios abruptos en el relieve derivado de zonas con fallamiento que pudieran reactivarse por subsidencia del terreno, o superficies erosivas de paleo-canales, y que su proyección hacia la superficie pudiera generar zonas susceptibles a fallar o zonas con fallamiento activo en algunos sitios bien localizados con problemas importantes de infraestructura (edificaciones históricas, avenidas, viviendas). Todo esto para contribuir al inventario tectónico de la zona para una mejor planeación urbana.

2.2. Estratigrafía

La secuencia estratigráfica en el valle de Querétaro (**Figura 6**) ha sido descrita a detalle en el trabajo de [Alaniz-Álvarez et al., 2001] y se le ha dado seguimiento por distintos autores [Carreón-Freyre et al., 2005]; [Pacheco-Martínez, 2007b]; [Pacheco et al., 2006]; [Aguirre-Díaz et al., 2005]; [Carreón-Freyre and Cerca, 2006]; [Carreón-Freyre et al., 2016]. Se estableció con base en la cartografía geológica y fechamientos isotópicos con el fin de conocer la edad y los eventos de deformación. En esta tesis, se empleara la nomenclatura utilizada por [Alaniz-Álvarez et al., 2001] para nombrar las diferentes unidades estratigráficas.

Como unidades más antiguas se tiene un paquete de rocas sedimentarias (**KiCA**) caracterizadas por

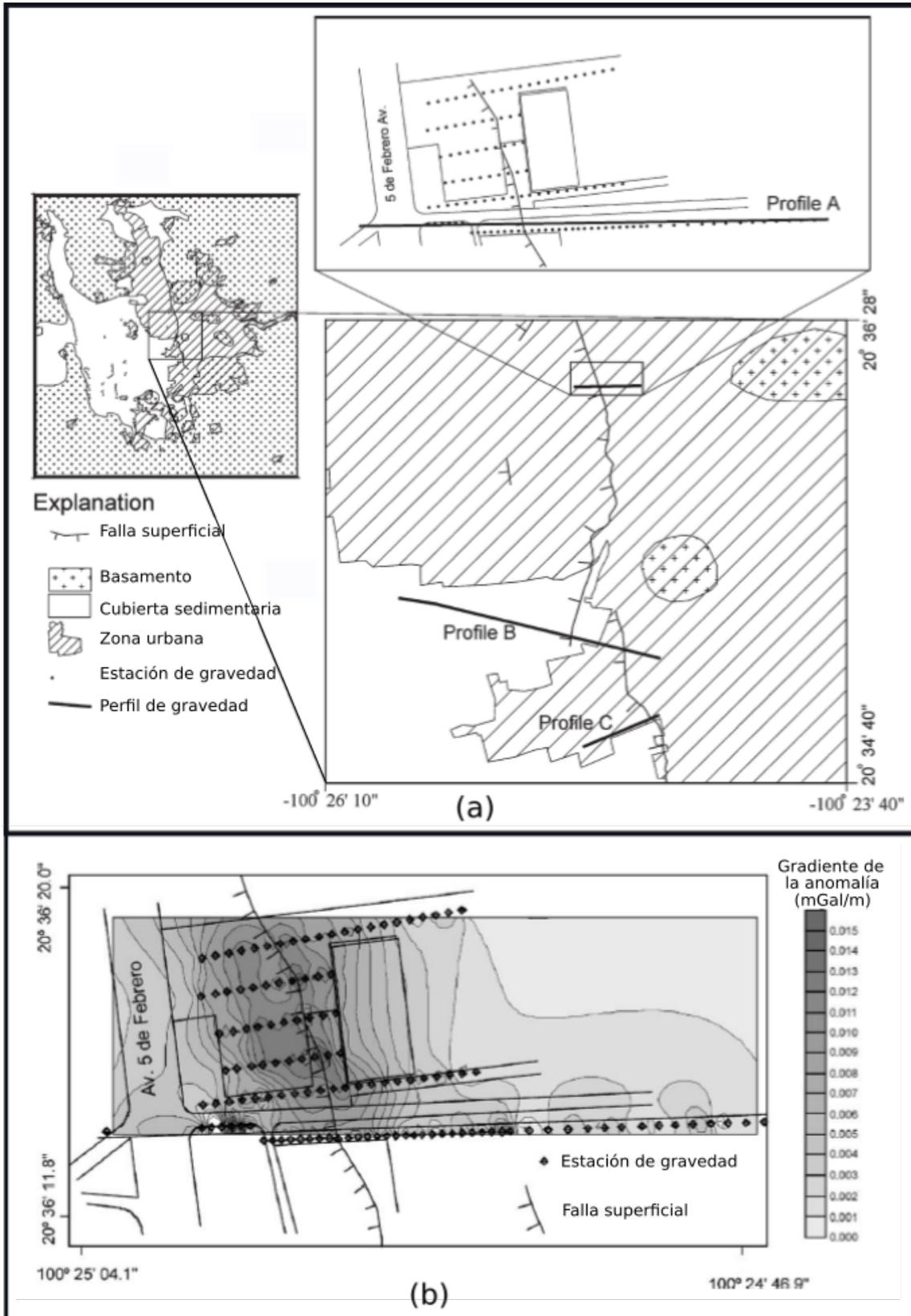


Figura 5: (a) Localización de los perfiles gravimétricos con la malla de estaciones cruzando casi perpendicularmente algunas de las fallas de superficie. (b) Vista de planta del gradiente horizontal de la anomalía de gravedad en zona de fallamiento a lo largo del perfil A. Tomado y modificado de [Pacheco et al., 2006].

capas de caliza y lutita cretácicas con bajo grado de metamorfismo y que se encuentran descansado sobre una unidad de lutita y arenisca intercaladas con metabasaltos. Los fechamientos de la unidad se realizaron con base en su contenido fósil, obteniéndose una edad Aptiano-Albiano por [Alaniz-Álvarez et al., 2001]. Esta unidad forma el basamento de la secuencia estratigráfica. Con datos de sondeos magnetotelúricos se ha podido estimar la cima de esta secuencia a unos dos kilómetros de profundidad en el centro del valle de Querétaro ([Pacheco et al., 2006]).

La cubierta cenozoica se compone principalmente de unidades volcano-sedimentarias iniciando su emplazamiento en el Oligoceno (**ToA**). Sobreyaciendo discordantemente al basamento cenozoico hay secuencias de lavas andesíticas y basálticas fechadas en 30.6 ± 0.4 Ma y 30.7 ± 0.6 Ma por K-Ar ([Cerca-Martínez et al., 2000]). Se le encuentra aflorando al NE de la ciudad de Querétaro y tiene un espesor muy variable que supera en algunas zonas los 100 metros ([Alaniz-Álvarez et al., 2001]). A los 30 Ma inicia una actividad volcánica rica en sílice y de gran espesor que incluye de abajo hacia arriba: 1) una secuencia de derrames y domos riolíticos (**ToCh**) con espesores de hasta 400 m. Se le asignó por fechamientos isotópicos una edad de 30 Ma ([Carreón-Freyre et al., 2005]); 2) Sobre los derrames riolíticos se emplazó una ignimbrita (**Tig**) que aflora al norte de la ciudad de Querétaro de composición ácida con una edad isotópica por el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 29.3 ± 0.3 Ma ([Alaniz-Álvarez et al., 2001]); 3) En los registros litológicos del centro del valle de Querétaro se incluyen formaciones tobáceas de composición dacítica (**TDo**) del Oligoceno y Mioceno representada por domos con un lineamiento estructural NE con alturas que alcanzan los 200 metros. Se incluyen además derrames de riolita (**TRr**) con espesores de hasta 150 metros. Por su posición estratigráfica se encuentra yaciendo discordantemente sobre los flujos de riolita de 30 Ma y subyace a derrames de andesitas y basaltos del Mioceno tardío ([Alaniz-Álvarez et al., 2001]; [Carreón-Freyre et al., 2005]).

Rellenando las depresiones de la cuenca y asociados a la falla Oriente hay depósitos de conglomerado y arenisca (**ArCg**) intercalados con material piroclástico que yacen discordantemente sobre la caliza cretácica y la cima de esta sucesión alcanza el Pleistoceno, con base en sus fósiles de vertebrados. La unidad ArCg alcanza espesores en la Ciudad de Querétaro hasta de 350 m. Casi toda la unidad está cubierta por suelo porque generalmente se presenta en terrenos llanos.

Los flujos de andesitas y basaltos del Mioceno tardío (**TmmAB**) provienen de estratovolcanes ubicados al NW del Valle de Querétaro, cercanos a la ciudad de San Miguel de Allende. Se reportan edades que van desde 12.4 Ma a 9.9 Ma. Esta unidad yace discordantemente sobre rocas volcánicas ricas en sílice o sobre las rocas mesozoicas. Este depósito, junto con los volcánoclastos Querétaro constituyen el lecho rocoso del acuífero superficial. Para este trabajo, esta unidad será considerada como el "basamento rocoso" del subsuelo en la zona centro de la ciudad de Querétaro. A las unidades que sobreyacen a esta unidad se les denominará el relleno volcano-sedimentario de la zona. Estas dos unidades generales fueron empleadas durante la modelación de los perfiles de inversión bidimensional.

Intercalada con los derrames de lavas andesíticas y basálticas hay una secuencia de materiales piroclásticos no consolidados con depósitos fluviales, aluviales y lacustres, presentes en la mayoría de los registros litológicos de los pozos llegando a alcanzar los 200 metros de espesor desde 120 m a los 320 m de profundidad. Aflora al sur y al oriente de la ciudad de Querétaro y corresponde a los Volcánoclastos Querétaro (**TPyLac**) ([Carreón-Freyre et al., 2005]; [Alaniz-Álvarez et al., 2001]). Se infiere que esta unidad tiene una edad mayor a 7.5 Ma, que corresponde al basalto Querétaro que subyace a los volcánoclastos. El cuerpo del acuífero granular superficial está formado por este paquete de sedimentos de media a alta permeabilidad de donde se ha drenado la mayor parte del volumen del agua del acuífero ([Pacheco-Martínez, 2007b]).

El basalto Querétaro (**TAB**) del Mioceno tardío incluye flujos de lava fisurales y algunos conos cineríticos, y domos centrales, de composición basáltica. Están fechados en 8.10 ± 0.8 Ma en muestras colectadas al oriente de la ciudad, 7.5 ± 0.5 Ma al norte de Querétaro y en 5.6 ± 0.4 Ma en el volcán El Cimatarío ([Alaniz-Álvarez et al., 2001]). Esta unidad está presente en la base de muchos pozos de extracción de agua subterránea del valle. El espesor del relleno sedimentario y vulcanoclasto se estima en unos 200 m ([Pacheco et al., 2006]).

La unidad que rellena parcialmente el Valle de Querétaro consiste en una secuencia sedimentaria de conglomerados, gravas, arenas, limos y arcillas intercalados con horizontes delgados de rocas piroclásticas de composición silícica (**Tmplm**). La secuencia varía entre 20 y 150 m de espesor teniendo los valores máximos hacia el centro del Valle. Las secuencias arcillosas hacia la parte superior de la secuencia confinan

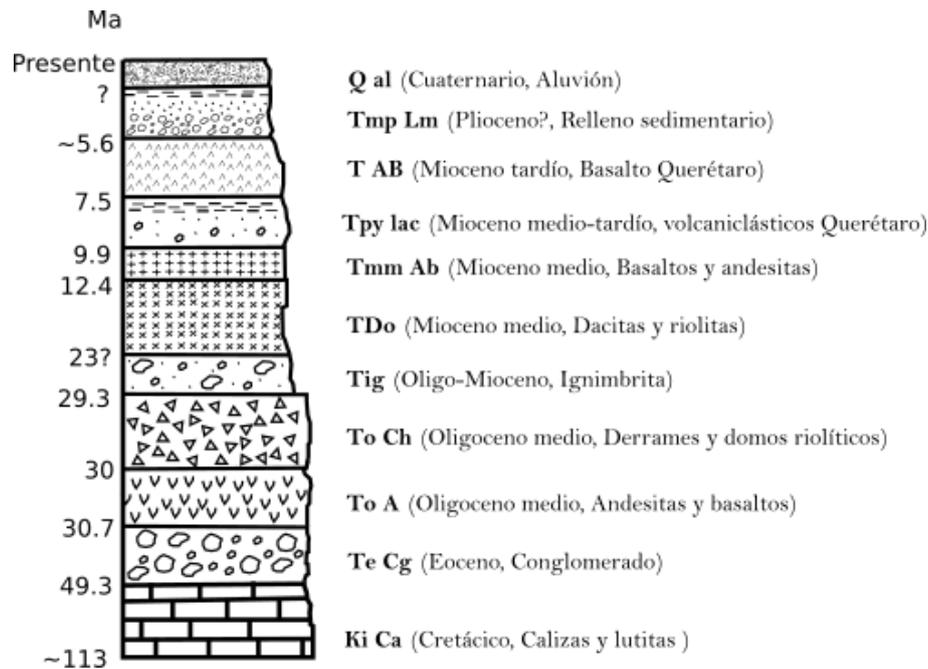


Figura 6: Columna estratigráfica compuesta del Valle de Querétaro modificada de [Carreón-Freyre et al., 2005] y [Alaniz-Álvarez et al., 2001]

hidrogeológicamente a las secuencias de grava y conglomerado de la parte inferior, y constituye la zona no saturada mientras que la parte inferior contenía el nivel principal de extracción de agua en los años 70's. Inicia después de los primeros 4 metros de profundidad en la zona central del Valle ([Carreón-Freyre et al., 2005]).

En la zona urbana del Valle de Querétaro el primer metro de profundidad está constituido por relleno antropogénico, y por debajo de este relleno hay un depósito de arcillas lacustres con espesores que varían de 1 a 6 metros. Hacia la periferia del valle se localiza un aluvi3n Cuaternario y depósitos de coluvi3n (**Qal**) en zonas de cambio abrupto de pendiente.

2.3. Fallamiento y estructuras tectónicas

La interacción entre los dos sistemas de fallas ortogonales produjo estructuras al norte del Valle de Querétaro donde están expuestas las rocas más antiguas del área ([Carreón-Freyre et al., 2016]). [Aguirre-Díaz et al., 2005] propusieron que la intersección de estos dos sistemas de falla produjo un arreglo complejo de grábenes y horsts, que incluye al graben de Querétaro. Las estructuras que se encuentran previamente cartografiadas en la literatura, y que están presentes en la zona de estudio se muestran en la Figura 1b.

El flanco occidental del graben de Querétaro está limitado por las fallas de San Bartolomé (Obrajuelo), con buzamiento al este y con escarpes de falla que van desde los 100 metros hasta los 150 metros de altura, y la falla de Tlacote (algunos autores la nombran falla Balvanera) con el bloque caído hacia el este y escarpes desde 30 metros hasta los 120 metros de altura. El flanco oriente del graben está limitado por las fallas Oriente (Cimatario), cuyos escarpes alcanzan 160 metros de altura. La falla Oriente es la más larga en la región y aflora a lo largo de 41.6 km. La Falla 5 de Febrero, con escarpes que alcanzan los 40 metros es la responsable de los daños provocados en algunas construcciones, así como fracturas y subsidencia diferencial en la zona oeste de la Ciudad de Querétaro, con ejemplos notables a lo largo de la Av. 5 de Febrero ([Aguirre-Díaz et al., 2005]). Ambas fallas presentan un buzamiento al oeste (**Figura 1**). El Valle de Querétaro ocupa uno de los grábenes dentro de un conjunto de estructuras distensivas y está limitado por las fallas 5 de Febrero al este y Tlacote al oeste. La parte central de la Falla 5 de febrero presenta estructuras antropogénicas generada por subsidencia de terreno que continúa al límite sur de la traza de la Falla Querétaro. Por evidencia de pozos, la Falla Querétaro se interpreta como una estructura sepultada debajo de una cubierta sedimentaria, que también sepulta a la Falla Central ([Carreón-Freyre et al., 2016]).

La región se caracteriza por presentar numerosas fallas cenozoicas. Sus edades han sido inferidas por relaciones de corte con unidades fechadas. La Falla Oriente es posterior al Mioceno por desplazar al Basalto Querétaro (10 Ma) y a derrames de lava del Volcán Cimataro (5.3 Ma). Las fallas 5 de Febrero y Tlacote también cortan a derrames del Basalto Querétaro fechadas en 7.5 Ma. Sin embargo, la falla Tlacote no afecta a lavas del mismo Basalto Querétaro fechadas en 6.2 Ma. A la falla San Bartolomé se le atribuye una edad sincrónica con las falla Tlacote y 5 de Febrero con base en las unidades estratigráficas que cortan ([Alaniz-Álvarez et al., 2001]).

En la región de estudio, comprendida dentro de las coordenadas UTM zona 14N X: 350000 y Y: 2280500, y X: 360000, Y: 2274500 (ver recuadro rojo de la **Figura 1b**), solo se conocen las fallas 5 de Febrero y Oriente. La traza de la falla 5 de Febrero está cubierta, por lo que se ignora la magnitud de su desplazamiento debajo del centro de la ciudad de Querétaro. La falla Oriente, con dirección N-S, se encuentra al este de nuestras estaciones de medición. Siguiendo la idea de un entorno estructural complejo, junto con las varias evidencias de irregularidad en el terreno, y las múltiples fallas reportadas por otros autores circundando la zona de estudio, es difícil creer que no existen fallas en el subsuelo del centro de la ciudad de Querétaro y el resto del área metropolitana. Se plantea la hipótesis de que la gravimetría puede evidenciar fallas en el subsuelo hasta ahora desconocidas. Estas estructuras, se asume que tienen orientaciones similares a las observadas a nivel regional alrededor del área de estudio.

2.4. Subsistencia en el Valle de Querétaro

La zona de Querétaro está afectada por dos sistemas de falla casi ortogonales. Las estructuras tienen una orientación ~N-S y ~E-W. La tendencia que siguen las fallas de origen antropogénico en el relleno sedimentario es similar a las fallas tectónicas regionales ~N-S. La falta de sismicidad reportada en los últimos 20 años no sostiene la hipótesis de que las fallas en la cubierta volcano-sedimentaria son de origen tectónico. El único sismo pequeño reportado fue a unos 20 km al sur de la ciudad de Querétaro; tuvo un mecanismo de falla normal, congruente con algunas de las estructuras regionales ([Aguirre-Díaz et al., 2005]). Así, los desplazamientos verticales en las fallas antropogénicas parecen estar relacionadas a la subsidencia del terreno, en particular, a la compactación diferencial de depósitos sedimentarios de espesores variables ([Pacheco-Martínez, 2007b]), generando zonas de cizalla local en la cubierta volcano-sedimentaria. La subsidencia relacionada a la extracción del agua y al declive del nivel piezométrico en la Ciudad de Querétaro ha sido documentada desde 1970 ([Franceschini et al., 2015]).

Se ha planteado la hipótesis de que los planos de discontinuidad en la estructura de los sedimentos fluvio-lacustres pueden estar asociados a la extracción de agua. La sobreexplotación de los acuíferos causa un decremento en la presión de poro, que propicia la compactación y subsidencia del terreno. En el Valle de Querétaro, la compactación diferencial causada por la variabilidad en el espesor de los depósitos sedimentarios genera zonas de cizalla local. Este fracturamiento de origen antropogénico es similar en orientación con uno de los sistemas de fallas tectónicas de la región y se ha sugerido ([Zúñiga et al., 2003]; [Carreón-Freyre et al., 2016]) que refleja la existencia de escarpes de falla sepultadas. El análisis en el registro de los pozos en la parte central del Valle comprueban que algunas fallas se encuentran sepultadas por debajo de la cubierta sedimentaria ([Pacheco et al., 2006]; [Carreón-Freyre et al., 2016]; [Ochoa-González et al., 2018]).

Las mediciones por sensores remotos (InSAR) de [Farina et al., 2008] de las tasas de deformación en la Falla 5 de Febrero en la zona del Valle de Querétaro arrojan valores por arriba de 6.8 cm/año en el periodo 2003-2005. Para el periodo 2007-2011, [Chaussard et al., 2014] encuentra una tasa de subsidencia de 5 cm/año hacia la parte centro-norte de la Ciudad de Querétaro categorizando esta subsidencia como limitada por las fallas tectónicas regionales.

2.5. Escurrimientos y red hidrológica

La expresión topográfica superficial en la zona de estudio está fuertemente influenciada por las estructuras de origen tectónico, afectando directamente los canales fluviales. La geomorfología fluvial puede ser un indicador de la impresión tectónica que ha modificado el relieve superficial y que puede estar relacionada a los afluentes que formaron las cañadas hacia la zona oriental de nuestra zona de estudio (recuadro rojo en la **Figura 1b**). En este trabajo se pretende hacer un análisis detallado en la propagación de los drenajes al oriente de la zona de estudio que pudieran estar evidenciando una falla en profundidad siguiendo el cauce de las paleo-corrientes y que afectan directamente al basamento rocoso del Centro Histórico de la Ciudad

de Querétaro, y su subsecuente proyección a superficie.

Por otra parte, la sobreexplotación de los recursos del agua subterránea y la reducción de la recarga natural de la misma, han llevado al declive piezométrico de más de 100 metros en la zona de Querétaro ([Ochoa-González et al., 2018]). La consecuente compactación del material en la cuenca del Valle de Querétaro resulta en la subsidencia del terreno ([Pacheco et al., 2006]; [Franceschini et al., 2015]; [Carreón-Freyre et al., 2016]).

La profundidad del nivel estático hacia la zona central del Valle alcanza los 160 metros para el año 2018, valor obtenido a partir de la actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Valle de Querétaro de la Comisión Nacional del Agua. El declive anual del nivel estático es atribuido a la operación de un número de pozos cada vez mayor. En la zona del valle, se tienen censados 239 aprovechamientos activos, de los cuales, cerca del 70 % son de uso público-urbano y recreativo, o de uso industrial. Muchos de estos pozos están localizados cercanos a zonas de falla.

El Centro Histórico de Querétaro coincide aproximadamente con la porción sepultada de la Falla 5 de Febrero. Al poniente de esta falla se han observado los mayores desplazamientos verticales y las mayores tasas de subsidencia, sin embargo, los valores máximos de extracción se ubican al oriente de esta falla, muy cerca del centro histórico de la ciudad.

3. El método gravimétrico

3.1. Principios del método

El método gravimétrico de exploración geofísica está basado en una de las leyes fundamentales de la física clásica llamada Ley de Atracción Gravitacional, conocida desde hace varios siglos (Newton, 1687). La ley se basa en la fuerza de atracción ejercida entre distintos cuerpos con masa. La utilidad del principio de atracción es que la masa se relaciona con la densidad y el volumen, de ahí la aplicación a la exploración del subsuelo. La ecuación viene dada por:

$$F = G \frac{m_1 m_2}{R^2} \quad (1)$$

La F denota la magnitud en la fuerza de atracción entre dos cuerpos de masa m_1 y m_2 respectivamente y la distancia R que los separa de centro a centro. La G es la constante de gravitación universal. La magnitud de la aceleración de un punto de masa con respecto a una masa atractiva mayor es:

$$a = \frac{F}{m} = -G \frac{m}{r^2} \quad (2)$$

La distorsión del campo gravimétrico debido a las irregularidades de masa o a la distribución de densidad en el terreno puede ser medida con un gravímetro con resolución de 0.001 mGal. La unidad recomendada de la aceleración en el Sistema Internacional de Unidades (SI) es la unidad m/s^2 . En geodesia y geofísica, el Gal ($1 \text{ Gal} = 1 \text{ cm}/s^2$) es usado para expresar la aceleración debida a la gravedad. A fin de proporcionar diferencias gravimétricas y para describir pequeñas desviaciones o incertidumbres de las mediciones, las siguientes relaciones entre varias unidades son útiles [Timmen, 2010]:

$$1 \text{ mGal} = 10^{-5} m/s^2 = 10^{-6} g \quad \text{y} \quad 1 \mu\text{Gal} = 10^{-8} m/s^2 = 10^{-9} g$$

El valor promedio de la gravedad en la superficie de la Tierra es de aproximadamente $9.80 \text{ m}/s^2$, o 980,000 mGal. La variación en el valor viene de los movimientos terrestres que provocan un aumento de unos 5,300 mGal del ecuador a los polos (variación de unos 0.5 %). La precisión que se busca es del orden

de pocas decenas de microGales (μGal). Para gravimetría relativa de alta precisión, los gravímetros relativos de resorte se han venido empleando desde hace ya algunas décadas y se basan en el principio de balance del resorte. Si hay un cambio en la gravedad, la longitud del resorte cambiará también a fin de mantener el equilibrio estático entre la gravedad y la fuerza elástica [Torge, 2001].

En años recientes, los estudios gravimétricos han sido diseñados para detectar y delinear estructuras de pequeña escala como zonas de fractura, cavidades sub-superficiales y geoformas enterradas. La gravimetría utilizada para estos propósitos es comúnmente denominada como un levantamiento de micro-gravimetría [Alsadi and Baban, 2014]. Para estos estudios, el tipo de gravímetro tiene que ser capaz de detectar cambios de gravedad tan pequeños como 1 microGal (= 0,001 *miliGal*).

Se han utilizado datos gravimétricos para identificar irregularidades en el basamento rocoso [Pacheco et al., 2006]; [Pacheco-Martínez, 2007b]; [Braitenberg and Ebbing, 2009]; [Martínez et al., 2011]; [Constantino and Molina, 2015]; [Dhaoui et al., 2014]; [Al-Banna and Daham, 2019]) a partir de una buena correlación entre las anomalías gravimétricas y el fallamiento del terreno ([Aboud et al., 2018]). Asociado a este fallamiento, se pueden también localizar fallas geológicas cubiertas por sedimentos compresibles y reflejándose en los valores máximos del gradiente horizontal local de la anomalía de Bouguer ([Pacheco et al., 2006]; Pacheco, [Pacheco-Martínez, 2007b]).

3.2. Levantamiento gravimétrico

El método gravimétrico hace uso de campos de potencial natural. Se mide la aceleración del campo gravimétrico terrestre en puntos definidos de la superficie terrestre. Naturalmente un levantamiento gravimétrico se acompaña de otras mediciones que brindan información de soporte (como información espacial de estaciones) necesaria para calcular los distintos procesos aplicados a los datos de gravedad (reducción de datos).

El levantamiento gravimétrico normalmente comprende dos procesos de operación. El establecimiento de una estación base y la documentación de las medidas gravimétricas en cada una de las estaciones del estudio. La estación base debe establecerse antes de la adquisición de los datos. La localización de la estación base debe estar accesible a cualquier hora del día para referenciar futuros levantamientos y poder hacer comparaciones en la misma área. Si se realiza un estudio con múltiples equipos requieren de una estación base común. Estos dos procesos son necesarios para llevar a cabo un levantamiento gravimétrico terrestre y proceder al análisis de los datos obtenidos.

3.2.1. Adquisición de datos gravimétricos

La mayoría de las mediciones de gravedad usadas en servicios geofísicos son mediciones relativas. Las mediciones relativas son proporcionadas por instrumentos que pueden estimar las variaciones en la atracción gravitacional en un punto en el campo con la atracción en una estación base donde el valor absoluto de gravedad es conocido o asumido.

La estación base es un punto localizado dentro o cerca del área de estudio donde la aceleración gravitacional debe ser bien conocida porque su valor será usado de referencia para calcular la gravedad en todos los puntos del estudio, además de que los efectos de marea y el comportamiento de deriva pueden ser determinados con este valor.

Los parámetros de localización de las estaciones y el espaciamiento entre las mismas se definen de acuerdo a los objetivos del estudio. La jornada comienza con tomar la lectura en la estación más cercana a la estación base. Se continúa midiendo el resto de estaciones hasta terminar la jornada para nuevamente regresar a la estación base. Todas las medidas deben ir registradas tanto en el equipo (de manera automática) como en una libreta remarcando parámetros importantes (coordenadas x, y, z, lectura del gravímetro, anotaciones).

La gravedad medida en superficie representa, por debajo del punto de medición, el efecto superpuesto de las estructuras geológicas con los efectos gravitacionales de otras fuentes. Estos efectos son variantes espaciales y temporales en la naturaleza. Por lo tanto, para aislar la contribución de la gravedad de las anomalías geológicas del subsuelo, todos los efectos aparte de los debidos a cambios geológicos, deben

ser eliminados. Esto se logra sometiendo los datos recopilados en campo a una serie de reducciones y correcciones.

3.2.2. Reducción de datos gravimétricos

El objetivo principal de un estudio gravimétrico es cuantificar la variación del campo gravimétrico que puede atribuirse a densidades de rocas anómalas por debajo del área de estudio ([Long and Kaufmann, 2013]). Una anomalía de gravedad es simplemente la diferencia entre el valor medido de g en el geoide de referencia y g_0 , ésta última es la aceleración de referencia de gravedad en el geoide de referencia (esferoide de revolución) con un valor de elipticidad de $f = 1/298,257222$ y $a = 6378,137km$ (radio ecuatorial de la Tierra) ([Turcotte and Schubert, 2014]). Desafortunadamente, las variaciones en las atracciones gravitacionales causadas por la posición en latitud y elevación son de la misma magnitud o mayores que aquellas causadas por densidades anómalas. Incluso, la influencia de la topografía en áreas de gran relieve pueden distorsionar el campo gravimétrico. Por eso, para poder revelar la firma en el campo gravimétrico causadas por estructuras de densidad anómala, la influencia de la elevación, latitud y topografía tienen que ser removidas ([Long and Kaufmann, 2013]).

El resultado de este proceso de limpieza llamado "reducción" son las anomalías, que como se mencionó anteriormente, son el propósito de la interpretación y poder relacionar las observaciones a una referencia, y esto no es, en un sentido propio, una corrección de errores. Análisis posteriores de las anomalías gravimétricas pueden involucrar la separación Regional-Residual, la cual, no es una reducción propiamente ([Wolfgang Jacoby, 2009]). Se muestra en el **apéndice A** más información sobre el tratamiento operacional de los datos y la teoría matemática de los mismos.

3.2.2.1. Gravedad teórica; Efecto de la latitud en el campo gravitacional

La gravedad teórica (gravedad normal) es la aceleración gravitacional prevista que mejor se ajusta a la superficie elipsoidal ([Hinze et al., 2005]) teniendo en cuenta la masa, la forma y la rotación de la Tierra.

El actual elipsoide de referencia, recomendado por la *Unión Internacional de Geodesia y Geofísica*, es el Sistema de Referencia Geodésica (GRS80) de 1980, incorporado en el Sistema Geodésico Mundial (WGS84) ([Wolfgang Jacoby, 2009]). La fórmula para la obtención de la gravedad teórica g_N en este elipsoide a una latitud (norte o sur) φ es:

$$g_N = \frac{g_e(1 + k \sin^2 \varphi)}{(1 - e^2 \sin^2 \varphi)^{1/2}} \quad (3)$$

donde el elipsoide de referencia GRS80 para g_e el valor es de 978032.67715 mGal, donde g_e es la gravedad normal en el ecuador; k es 0.001931851353, donde k es una constante derivada; y e^2 es de 0.0066943800229 siendo la primera excentricidad numérica.

La gravedad normal correspondiente en la superficie del elipsoide, obtenida por la misma Fórmula de Gravedad Internacional, está dada por:

$$g_n = g_e(1 + \alpha(\sin \varphi)^2 + \beta(\sin 2\varphi)^2 + \dots), \quad (4)$$

donde los coeficientes α y β dependen solo de la masa, elipticidad, tasa de rotación, y radio de la Tierra, $g_e = 9,7803267 \text{ m/s}^2$. La fórmula más precisa contiene términos de muchas potencias de $\sin \varphi$.

La Fórmula de Gravedad Internacional de 1930 y 1967 son las referencias más comunes en los mapas existentes de anomalías gravimétricas, los cuales difieren ligeramente en los valores de los parámetros numéricos ([Long and Kaufmann, 2013]). Los coeficientes de la **ecuación (4)** para los dos sistemas se muestran en la **Tabla 1**.

Cuadro 1: Valores de coeficientes de la Fórmula de Gravedad Internacional ([Long and Kaufmann, 2013])

1930	$g_a = 9.78049$	$\alpha = 0.0052884$	$\beta = -0.0000059$
1967	$g_a = 9.78031846$	$\alpha = 0.0053024$	$\beta = -0.0000058$

La diferencia de 14 mGal puede ser muy significativa cuando la estación base está en otro sistema de referencia

3.2.2.2. Corrección de Aire Libre

La densidad del aire a temperatura y presión estándar es del orden de 1.3 kg m^{-3} y una masa de aire entre los niveles de observación y referencia pueden causar un efecto de gravedad detectable de unos $50 \text{ } \mu\text{Gal}$ a una elevación de 1000 m . De hecho, la corrección por altura, también llamada "*Corrección de Aire Libre*" no toma en cuenta la densidad del material entre la elevación de medición y el elipsoide ([Lowrie, 2007]).

Es una corrección sencilla para el decremento de la aceleración de la gravedad con el aumento de la distancia al centro de la Tierra. Si se idealiza que toda la masa de la Tierra está concentrada en su centro, la atracción gravitacional se puede considerar uniforme. Si se toman medidas en diferentes puntos, cada uno con elevaciones distintas, los valores de aceleración de gravedad van a variar por aumentar o disminuir la distancia entre el gravímetro y la Tierra. La expresión 2 cuantifica este gradiente vertical, dando un valor promedio de $0.3085 \pm 0.0003 \text{ mGal/m}$ ([Wolfgang Jacoby, 2009]; [Lowrie, 2007]; [Long and Kaufmann, 2013]). Tomando en cuenta lo anterior y los valores aproximados, se usa convencionalmente, una fórmula simplificada de la siguiente manera:

$$\frac{\partial g}{\partial h} = 0,3086 \times h \quad (5)$$

Las ligeras variaciones en el gradiente vertical con la latitud pueden ser atribuidas a la influencia de la curvatura del elipsoide. La disminución del valor del gradiente vertical se relaciona al decremento de curvatura, y aumenta el gradiente por el incremento en la gravedad desde el ecuador hacia los polos.

Para mejorar la precisión, se usa una fórmula de aproximación de segundo orden propuesta por [Heiskanen and Moritz, 1967] para corregir la gravedad teórica para una altura h (metros) relativa al elipsoide ([Hinze et al., 2005]):

$$\frac{\partial g}{\partial h} = -\frac{2g_e}{a} \left[1 + f + m \left(-3f + \frac{5}{2}m \right) \sin^2 \varphi \right] h + \frac{3g_e h^2}{a^2} \quad (6)$$

Los valores de los parámetros del elipsoide GRS80 son: a , el semieje mayor, de 6378137 m ; b , el semieje menor, de 6356752.3141 m ; f , el factor de achatamiento es 0.003352810681 ; g_e es de $9.7803267715 \text{ m/s}^2$; y m , que es $\omega^2 a^2 b^2 / GM$ es de 0.00344978600308 , donde ω es la velocidad angular (7292115×10^{-11} radianes/s) y GM es la constante de gravitación geocéntrica ($3986005 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{s}^2$). La fórmula de segundo orden para el elipsoide GRS80 es:

$$\partial g_h = -(0,3087691 - 0,0004398 \sin^2 \varphi)h + 7,2125 \times 10^{-8} h^2 \quad (7)$$

donde la altura elipsoidal h está en metros y el efecto de gravedad en $mGal$. Dependiendo de la latitud, las diferencias entre la corrección de primer y segundo orden pueden ser tan grandes, del orden de muchos $mGal$, a alturas de algunos cientos de metros.

La magnitud del cambio en la gravedad para una unidad de distancia vertical es tanto como 3,000 veces mayor que el cambio en gravedad que se observa en una distancia comparable en latitud. La dependencia de la gravedad en la elevación va a dominar la reducción de las mediciones de gravedad y va a tener que ser removida para observar las anomalías causadas por cambios en la densidad de distintas estructuras ([Long and Kaufmann, 2013]).

3.2.2.3. Corrección por losa de Bouguer

La masa entre la estación y el elipsoide, y las masas de las montañas y su ausencia en valles resultan ser fuertes contribuyentes a la atracción gravitacional en un punto. Las variaciones en el espesor de masa por debajo de un punto tendrá mucho mayor influencia que contrastes menores de densidad de la estructura geológica. El objetivo de la reducción por losa de Bouguer es remover la influencia de la masa entre la estación y el elipsoide ([Long and Kaufmann, 2013]).

La reducción de losa de Bouguer (Δg_{BP}) compensa para el efecto de una capa de roca, cuyo espesor corresponde a la diferencia de elevación entre los niveles de medición y de referencia (elipsoide). La losa de Bouguer se modela como un disco sólido horizontal de densidad ρ y un radio infinito centrado en la estación de gravedad. La aceleración gravitacional en el centro del disco sólido que representa la reducción de losa de Bouguer está dada por ([Long and Kaufmann, 2013]; [Hinze et al., 2005]):

$$\Delta g_{BP} = 2\pi G\rho h = 4,193 \times 10^{-5} \rho h \quad (8)$$

Sustituyendo los valores numéricos, donde G es la constante gravitacional ($6,673 \pm 0,001 \times 10^{-11} m^3 / \frac{kg}{s^2}$), el valor de densidad de losa de Bouguer ($2670 kg/m^3$) nos da un valor de $0.1119h$ mGal para Δg_{BP} ([Wolfgang Jacoby, 2009]; [Lowrie, 2007]; [Long and Kaufmann, 2013]; [Hammer, 1939]), donde h representa la altura de la estación en metros relativa al elipsoide con este procedimiento. Para las interpretaciones de las estructuras cercanas a la superficie, una densidad consistente con la densidad de las rocas superficiales debe ser usada.

El principal efecto de la reducción de Bouguer es remover grandes diferencias de densidad entre puntos cercanos en distintas elevaciones.

3.2.2.4. Corrección por terreno

La aplicación de la corrección por terreno a los datos gravimétricos minimiza los efectos de la topografía rugosa que puedan causar errores en los valores de anomalías gravimétricas del orden de decenas de miliGales. El terreno o topografía se desvía de la superficie del plano de la losa de Bouguer, y el efecto de gravedad de la masa entre la superficie irregular y el plano tiene que ser estimado. La misma densidad de $2670 kg/m^3$ se asume porque el efecto de terreno es una corrección al efecto de la losa de Bouguer calculada con esa densidad. En otras palabras, la elevación de referencia es la elevación del punto de observación porque la reducción de terreno compensa para los efectos de la topografía que se desvía de la reducción de losa de Bouguer en ese punto.

La reducción de Bouguer ignora por completo las ondulaciones del terreno y por esto hay errores involucrados, primero, la fórmula de reducción de Bouguer (8) sobreestima la atracción gravitacional de la masa por debajo de la estación porque ignora los vacíos en el espacio. Por lo tanto, el valor corregido de gravedad obtenido sustrayendo el valor aproximado de Δg_{BP} tiende a ser muy bajo. Segundo, el componente hacia arriba de la atracción gravitacional de la masa por arriba del plano de la estación, el cual tiende a disminuir el valor de g , no es removido en la ecuación (8). Así, las elevaciones topográficas por encima y las depresiones por debajo de la estación actúan en el mismo sentido, y el valor de gravedad corregido será siempre muy bajo. Los ajustes al efecto de estas ondulaciones del terreno con respecto a la elevación del plano de la estación serán siempre positivas ([Hammer, 1939]).

La corrección de terreno depende de los detalles topográficos, por lo tanto, un mapa topográfico es requerido, centrado en el punto de medición. La información topográfica cercana a las estaciones colectadas en campo por GPS, instrumentación óptica o electrónica, a una distancia de unos pocos metros es necesaria para calcular la atracción gravitacional de un área segmentada en un patrón de anillos centrados en la estación. El procedimiento clásico de Hammer ([Hammer, 1939]) se utiliza para este tipo de corrección. El área que rodea la estación de medición de gravedad se divide en segmentos y áreas que incrementan su tamaño con la distancia, y se determina el valor promedio de la topografía en cada compartimento del plano. Finalmente, la reducción por terreno es el resultado de sumar todos los promedios de las zonas en donde se tengan efectos apreciables ([Hammer, 1939]; [Long and Kaufmann, 2013]; [Lowrie, 2007]).

La reducción por terreno es altamente dependiente de la distancia. Consecuentemente, estructuras topográficas cercanas tendrán mayor influencia. Para datos de gravedad con una precisión deseada de 0.1 mGal, la reducción de terreno muestra la importancia de elegir sitios de lectura con zonas planas en la vecindad inmediata.

3.2.2.5. Anomalía de Aire Libre

La anomalía de aire libre (Δg_{FA}) es definida por la observación tras haber realizado la reducción normal y la reducción por altura y referida al geoide o a un datum relativo arbitrario ([Wolfgang Jacoby, 2009]; [Turcotte and Schubert, 2014]). Por decirlo de otro modo, la anomalía de aire libre es definida como el valor observado con la gravedad teórica en el elipsoide y los datos corregidos a una elevación constante.

La ecuación de la anomalía de aire libre es ([Long and Kaufmann, 2013]; [Wahr, 1996]; [Wolfgang Jacoby, 2009]):

$$\Delta g_{FA} = g_{obs} - g_N + \frac{\partial g}{\partial h} \Delta h \quad (9)$$

El primer término es el valor de la gravedad observada en la estación de medición con sus componentes variables en el tiempo removidos y su valor referido a una red de valores de gravedad absoluta; el segundo término es la gravedad teórica del elipsoide. El tercer término corrige el valor de gravedad a una superficie equipotencial, usualmente tomada como el geoide. Por arriba del nivel del mar, el cambio en elevación es negativo, así que el tercer término corrige para el decremento en atracción gravitacional con el incremento en elevación.

La altura elipsoidal está en metros y la corrección de gravedad en mGal. Depende ligeramente de la latitud ϕ pero el segundo término es más grande que el efecto latitudinal a grandes elevaciones.

3.2.2.6. Anomalía de Bouguer Simple

La atracción de masa por debajo de la estación se sustrae de la reducción de aire libre para obtener la anomalía de Bouguer simple:

$$\Delta g_B = g_{obs} - g_N + \frac{\partial g}{\partial h} \Delta h - \Delta g_{BP} \quad (10)$$

Donde el tercer término corrige el valor de gravedad a una superficie equipotencial mencionado en la **ecuación (9)**.

La gravedad es reducida al nivel del mar haciendo una corrección por la elevación de la estación y quitando el efecto de la masa que hay entre la estación y el nivel del mar. No se aplica corrección por variación de terreno.

3.2.2.7. Anomalía de Bouguer Completa (ABC)

Como se menciona anteriormente, existe una discrepancia entre la gravedad medida y corregida y la gravedad teórica de un modelo de referencia. Se define como *Anomalía de Bouguer completa* o *extendida* al resultado de remover los efectos de la elevación y los efectos del terreno desde el plano de superficie. La ecuación viene dada por ([Lowrie, 2007]; [Long and Kaufmann, 2013]; [Lines and Newrick, 2004]; [Milsom, 2003]; *et al.*, [Wolfgang Jacoby, 2009]):

$$\Delta g_B = g_{obs} + (\Delta g_{FA} - \Delta g_{BP} + \Delta g_T + \Delta g_{tide}) - g_n \quad (11)$$

En esta fórmula g_{obs} es el valor de gravedad medido en cada sitio, g_n es el valor de la reducción de gravedad normal dada por la **ecuación (4)**; Δg_{FA} viene dado por la **ecuación (9)** que corresponde a la ecuación de la anomalía de aire libre; Δg_{BP} es el valor de la reducción por losa de Bouguer de la **ecuación (8)**; el correspondiente a la reducción por terreno es el Δg_T .

Para obtener el valor de la reducción por marea (Δg_{tide}) existen varios programas que calculan estos efectos usando códigos y algoritmos. Sin embargo estos programas no toman en cuenta todo el efecto de marea como el desfase de la marea oceánica con la marea terrestre. Se tiene que conocer la ubicación geográfica (latitud, longitud) y el tiempo universal coordinado (UTC por sus siglas en inglés) en cada punto. El equipo utilizado en este trabajo realiza los ajustes de manera automática.

El término de anomalía de Bouguer completa no se limita a aquellas anomalías gravimétricas que consideran la reducción por terreno a alguna distancia particular. Incluso cuando el terreno es considerado sólo en las vecindades cercanas a la estación, se hace la suposición de que el efecto del terreno a distancias largas de la región es despreciado sobre el área de estudio, y así, el término de anomalía de gravedad de Bouguer completa es usado.

3.3. Procesado y filtrado

Los filtros son usualmente aplicados a los datos geofísicos a fin de remover el ruido o errores, remover tendencias regionales, y mejorar algunas características geológicas. El objetivo es seleccionar el filtro y los parámetros que no introduzcan ruidos adicionales a los datos.

3.3.1. Anomalías regionales y residuales

La apariencia de la anomalía gravimétrica se ve afectada por la dimensión, el contraste de densidad y la profundidad del cuerpo anómalo. La extensión horizontal de la anomalía es usualmente llamada su "longitud de onda aparente". La longitud de onda de una anomalía es una medida de la profundidad de la masa anómala. Cuerpos grandes y profundos dan lugar a anomalías de amplitud baja (longitudes de onda larga), mientras que los cuerpos pequeños y superficiales causan anomalías estrechas y agudas (longitudes de onda corta).

Las anomalías de longitudes de onda larga debido a los contrastes de densidad en profundidad son llamadas *anomalías regionales*. Las *anomalías residuales* son de longitud de onda corta y son debidas a cuerpos anómalos superficiales ([Lowrie, 2007]; [Hinze et al., 2009]). Las primeras son importantes para entender las estructuras de gran escala en la corteza terrestre bajo rasgos geográficos mayores (cadenas montañosas, cordilleras oceánicas, zonas de subducción). Por otro lado, las anomalías residuales son derivadas de fuentes de interés de explotación comercial y que se asocian a distintas fuentes como reservorios mineros o reservorios de hidrocarburos, cuevas o complejos estructurales enterrados.

La separación de las anomalías regionales y locales es un paso muy importante para la interpretación de un mapa gravimétrico. Dependiendo de los objetivos del estudio, la especificación de tu anomalía residual es clave para el análisis de separación ([Hinze et al., 2009]; [Wolfgang Jacoby, 2009]). Existen numerosas técnicas aplicadas a la descomposición del mapa de anomalías que van desde una inspección visual del patrón de anomalías hasta análisis matemáticos avanzados. Todas las técnicas aplicadas buscan eliminar o resaltar, a partir del campo de anomalías, todas las anomalías que no cuentan con el conjunto de características específicas definidas para el objetivo del estudio.

Los datos digitales en el dominio espacial de este trabajo nos permitieron utilizar métodos de filtro espectral por ser especialmente sencillos de utilizar. Particularmente, los filtros de longitud de onda (pasaalta y pasabaja) rechazan o dejan pasar los componentes de la longitud de onda de las anomalías gravimétricas ([Hinze et al., 2009]). El filtro de *Butterworth* aplica de manera sencilla los filtros de pasaaltas y pasabajas a los datos, siendo el más básico el filtro de pasabajas de segundo orden el cuál puede ser modificado a un filtro de pasaaltas (remover los componentes de longitud de onda más largas) aumentando el orden del filtro dejando fijo el número de onda central ([Nor, 2004]). Este procedimiento se realiza en el *software* de procesamiento geofísico *Oasis Montaj* utilizado en este trabajo. (Para ver más acerca de los tipos de filtro espectral ver [Hinze et al., 2009]).

3.3.2. Análisis de derivadas

Los filtros de las derivadas son poderosas herramientas que ayudan a resaltar las diferentes longitudes de onda del campo de las anomalías gravimétricas presentes ayudando a identificar la configuración de las fuentes que producen las anomalías localizando cambios sutiles en los valores del campo ([Hinze et al., 2018]). Las derivadas son operaciones matemáticas utilizadas en la gravimetría con el fin de resaltar anomalías en la señal gravimétrica de longitud de onda corta enmascaradas por anomalías regionales. Se toman para resaltar las anomalías superficiales y minimizar las anomalías profundas ([Granja-Bruña et al., 2006]).

Ambas derivadas, verticales y horizontales son útiles identificando las anomalías que se derivan de fuentes mas someras, donde las derivadas horizontales son utilizadas para localizar bordes de grandes fuentes de anomalías.

3.3.2.1. Primera derivada horizontal

La primera derivada horizontal (*PDH*) es el cambio del valor de la anomalía de gravedad en la dirección horizontal (x, y) y su técnica se aplica para visualizar estructuras por debajo del subsuelo a partir de datos gravimétricos y magnéticos ([Setyawan et al., 2015]). Este método permite localizar límites de contrastes de densidad bajo la superficie ([Phillips, 2000]; [Blakely, 2009]; [Eshaghzadeh, 2015]; [Setyawan et al., 2015]) de las anomalías del campo gravimétrico transformado al dominio de las frecuencias.

La magnitud de la primera derivada horizontal se calcula en el dominio de la frecuencia usando la Transformada Rápida de Fourier ([Lowrie, 2007]). La primera derivada nos permite acentuar y mejorar las anomalías asociadas a fuentes geológicas más superficiales de baja longitud de onda de la estructura

regional ([Elkins, 1951]; [Granja-Bruña et al., 2006]; [Reynolds, 2011]). El cambio en la anomalía sobre un contacto geológico tiene características agudas en forma de valores máximos en los valores de la PDH. El valor se obtiene a partir de la raíz de la suma cuadrada de la primera derivada horizontal en X y la primera derivada horizontal en Y ([Elkins, 1951]; [Cooper and Cowan, 2008]; [Rosid and Siregar, 2017]):

$$PDH = \sqrt{\left(\frac{\partial g}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g}{\partial y}\right)^2} \quad (12)$$

donde g es el campo gravimétrico de la anomalía. Puede ser aplicada para indicar el límite de una estructura geológica siendo útil para delinear los límites en las formas de las estructuras anómalas ([Hinze et al., 2018]).

El pico (valores máximos) en la curva de la PDH puede estar también asociado a fallamiento que pone en contacto unidades con un contraste alto de densidad. La gran ventaja del método del gradiente horizontal es que es poco susceptible a ruidos o errores en los datos, requiere sólo del cálculo de las dos derivadas horizontales de primer orden del campo y del filtro del gradiente horizontal ([Setyawan et al., 2015]).

3.3.3. Espectro de potencia

La distribución espacial de las fuentes anómalas es necesaria en el contexto de la exploración geofísica, donde la profundidad particularmente juega un rol importante en la visualización de un modelo tridimensional ([Johnson and MacLeod, 2016]). El uso de métodos espectrales han sido utilizados como una herramienta útil ayudando a determinar esta tarea, con el trabajo de [Spector and Grant, 1970] se centró la base del método que permanece en uso hasta estos días.

El factor de profundidad domina la forma del espectro de potencia radial promediado. El espectro de potencia radial promediado disminuye al incrementar la profundidad a la fuente (h) por un factor de $exp-2hr$, siendo r el número de onda ([Maus and Dimri, 1996]). El logaritmo del espectro de potencia debe ser proporcional a $-2hr$ y se aproxima a una línea recta, y la profundidad de la fuente puede ser obtenida directamente de la pendiente $-2h$, o para números en ciclos/km, $h = pendiente/4\pi$ ([Johnson and MacLeod, 2016]). Para el caso donde se observan distintos quiebres la pendiente de cada segmento nos da la profundidad promedio de la cima de un conjunto de fuentes.

3.4. Inversión de datos gravimétricos

En los problemas de inversión de datos gravimétricos se tienen varias incógnitas, como la densidad y los parámetros fundamentales de la geometría (profundidad, espesor, altura) de la fuente anómala ([Sánchez-Ramírez, 2012]). Con este conjunto de parámetros existe una variedad de soluciones, y la ambigüedad puede ser reducida con ayuda de otros métodos geofísicos o medios físicos como evidencia de pozos. La inversión o el modelado inverso involucra un procedimiento inverso. Iniciando con la respuesta geofísica observada se calcula el modelo terrestre que va a proporcionar el mejor ajuste a los datos. Como los cálculos gravimétricos no son lineales, se usan procesos iterativos. Las ecuaciones consecuentes se aproximan a ecuaciones lineales. Un cambio pequeño en la ecuación lineal es aplicado al modelo terrestre, la aproximación lineal es recalculada para el nuevo modelo y el proceso es repetido ([Nor, 2004]).

La atracción gravimétrica representa un sistema no-lineal y los problemas con las estructuras geológicas pueden resolverse con el análisis de formas bidimensionales. Los modelos 2D asumen que la Tierra es bidimensional. Cambia con la profundidad (dirección Z) y en la dirección del perfil (dirección X, perpendicular a la dirección del lineamiento geológico). Se asume que el modelo 2D no cambia en la dirección del lineamiento (dirección Y) ([Nor, 2004]). En otras palabras, la señal gravimétrica es dependiente de las formas de los cuerpos anómalos y el contraste de densidad de los mismos. Aunque en la realidad este no sea el caso, el carácter bidimensional de las estructuras geológicas es, sin embargo, una buena y útil primera aproximación a la realidad.

El modelado bidimensional clásico para calcular la respuesta del modelo gravimétrico se basa en el modelo de [Talwani et al., 1959]. Este método se presentó por primera vez para calcular la atracción gravitacional causada por cuerpos bidimensionales de forma irregular. El contorno de cualquier cuerpo irregular puede ser aproximado por un polígono haciendo el número de lados de este polígono lo suficientemente grande. La expresión se obtiene de las componentes horizontal y vertical de la atracción gravitacional del polígono en cualquier punto dado ([Talwani et al., 1959]). El algoritmo de Talwani es muy útil para el modelado directo de cuerpos complejos o compuestos. La inversión bidimensional busca modelar la distribución de densidades en el subsuelo ajustando la configuración de las unidades litológicas en función de la profundidad, para intentar reproducir la curva de gravedad observada de manera iterativa.

4. Carta gravimétrica de la Ciudad de Querétaro

4.1. Adquisición de datos gravimétricos

Los datos gravimétricos se adquirieron con dos gravímetros relativos Scintrex Autograv CG-5 del Centro Nacional de Metrología (CENAM) y del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica (IPICYT). El levantamiento se llevó a cabo en dos etapas cubriendo la zona centro de la ciudad de Querétaro y la zona metropolitana entre las coordenadas X: 350000 y Y: 2280500, y X: 360000, Y: 2274500 de la zona 14N, en el sistema de referencia UTM WGS84.

La primera de las etapas se llevó a cabo durante los meses de febrero-marzo del 2018 cubriendo la zona centro de la Ciudad de Querétaro con una separación de estaciones de 5 y 10 metros (líneas rojas y amarillas respectivamente en la **Figura 7**). La segunda etapa se llevó a cabo en los meses de mayo-junio del mismo año en la zona metropolitana de Querétaro. En esa etapa, la cobertura fue mayor, pero la separación entre estaciones también fue de 100 metros. La cobertura del área de estudio fue de aproximadamente 30 kilómetros cuadrados con un total de 3,509 estaciones, distribuidas en 34 líneas. (**Tabla 3**).

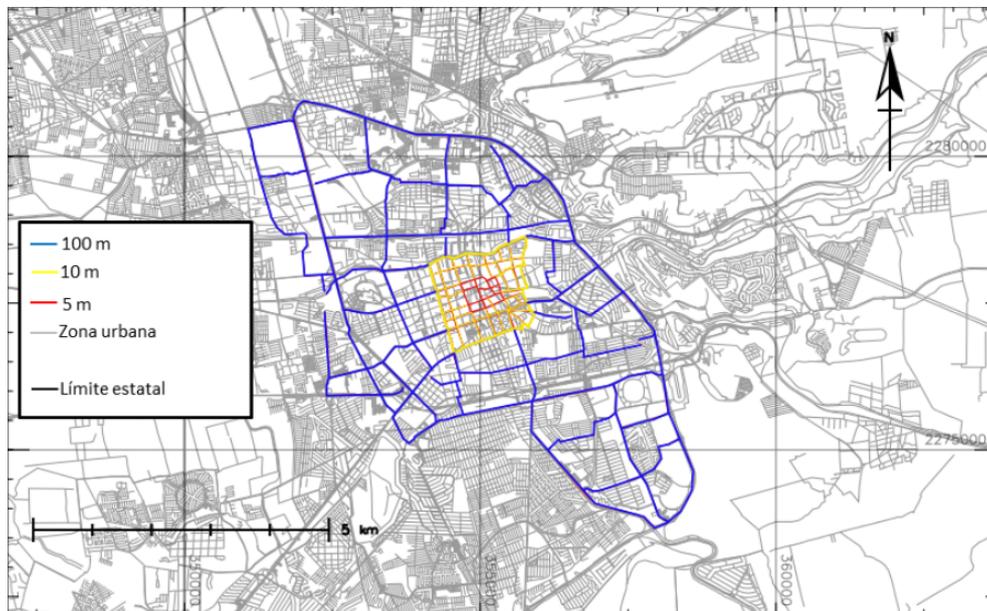


Figura 7: Transectos de adquisición de datos de gravedad relativa en la zona centro y área metropolitana de la Ciudad de Querétaro. Los colores azul, amarillo y rojo indican una separación de estaciones de 100 m, 10 m, y 5 m respectivamente.

El levantamiento gravimétrico fue acompañado por un levantamiento topográfico simultáneo utilizando un arreglo GPS diferencial (una antena de base y dos antenas móviles) con equipos marca Trimble TDL 450H-R4 con una precisión horizontal de posicionamiento después del procesado de alrededor de 10 cm (latitud y longitud). Se utilizó el método de *fast static* con 2 minutos de medición y un **PDOP** (error causado por la posición relativa de los satélites GPS) aceptable de hasta 6 en la zona centro (líneas rojas), y menor

a 6 en el resto de la zona metropolitana (líneas amarillas y azules).

El tiempo de adquisición en cada estación gravimétrica fue de 60 segundos siempre y cuando la desviación estándar fuera menor a 0.010 mGal con desviaciones de la vertical permitidas menores a 10 arcseg (*tilt x* y *tilt y*). Todas las mediciones se ligaron a una estación base (local) a partir de mediciones al inicio y al final de cada jornada de levantamiento para llevar a cabo correcciones posteriores. Durante la primera etapa, la recurrencia a la estación base era de aproximadamente 6 horas. Las mediciones fueron realizadas durante un periodo nocturno entre, las 10:30 p.m. y 5:30 a.m., con el objetivo de minimizar el ruido producido por la vibración del suelo por el paso de vehículos y peatones principalmente. Para la segunda etapa la recurrencia a la estación base de referencia fue de 12 horas en un horario de adquisición de 5:00 a.m a 5:00 p.m.

La estación base fue establecida en el Cerro de las Campanas (CC; Latitud: 353,020 N, Longitud: 2,277,784 W, altura: 1,845 metros) (**Figura 8**). El valor absoluto de referencia se encuentra en el Laboratorio de Exploración Geofísica del Centro de Geociencias el cual fue transportado a la base de referencia del estudio en el CC. La referencia geodésica fue obtenida a partir de la Red Geodésica Nacional Activa en un sistema coordinado geográfico con valores de latitud: 20.593427 ° N, longitud: 100.410356 ° W y altura de 1829.665 metros referida a altura elipsoidal. Se trata de una estación de segundo orden por estar referida a una estación de primer orden ubicada en el Laboratorio de Exploración Geofísica del Centro de Geociencias de la UNAM en Juriquilla, Qro. (Latitud: 20.702017 N, Longitud: 100.447361 W, altura: 1,929 metros).

Línea	número de estaciones	Calle	Línea	número de estaciones	Calle
1	159	Ezequiel Montes	19	133	Constituyentes (lado oriente)
2	149	Melchor Ocampo	20	43	Constituyentes (lado poniente)
3	195	Ignacio Allende	21	110	Bernardo Quintana
4	199	Corregidora	22	79	Estatat 400/Corregidora nte
5	146	Luis Pasteur	23	61	5 de Febrero
6	175	Río de la Loza	24	35	Belisario Domínguez/ Invierno
7	99	Gutierrez Najera	25	69	Espuela del ferrocarril
8	155	Felipe Luna	26	42	Tecnológico/ Ejido
9	32	Ignacio Lopez Rayon	27	56	Porvenir / Corregidora
10	43	21 de marzo	28	63	Fray Luis de León/Centro Sur
11	11	De las Artes	29	42	Vía férrea
12	170	Av. Universidad	30	41	Luis Vega y Monroy
13	157	15 de Mayo	31	26	Av. Universidad
14	223	Miguel Hidalgo	32	53	Fco. Kino/ Sierra de Tilaco
15	165	Balvanera/5 de Mayo	34	58	Ignacio Zaragoza/ Los Arcos
16	205	Jose María Pino Suárez	36	16	Miguel Hidalgo
17	200	Jose María Arteaga	-	-	
18	108	Ignacio Zaragoza	Total de estaciones	3509	

Cuadro 3: Líneas con los datos gravimétricos empleados para preparar los perfiles generados en esta investigación. Las líneas siguen las calles mencionadas en la tabla.

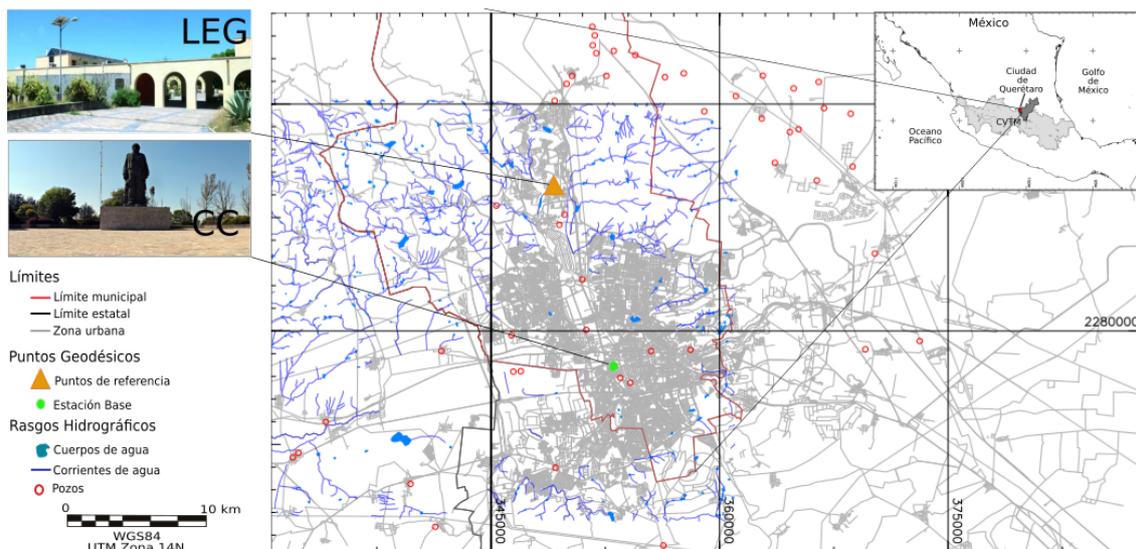


Figura 8: Localización de los sitios de referencia en la zona urbana de la ciudad de Querétaro. El valor de referencia absoluto se encuentra en el Laboratorio de Exploración Geofísica del Centro de Geociencias (LEG); mientras que la estación base del levantamiento gravimétrico está sobre el Cerro de las Campanas (CC).

4.2. Mapa de anomalía de Bouguer Completa (ABC)

Como primera parte para la elaboración del mapa de anomalía completa de Bouguer (Figura 9) se procedió a descargar de la memoria del gravímetro los datos adquiridos en el levantamiento. Acto seguido se procedió su organización para el procesamiento. Los gravímetros utilizados (Autograv Scintrex CG-5) corrigen automáticamente la deriva instrumental mediante mediciones repetidas en las bases locales. Sin embargo, es necesario llevar a cabo otras correcciones a los datos antes de que sea posible hacer uso efectivo de ellos para interpretar las estructuras del subsuelo. En la Sección 3.2 de este trabajo se explica cuáles y en qué consisten dichas correcciones a partir de las cuales se obtiene la anomalía de Bouguer de la zona en donde se adquieren los datos.

Con los datos corregidos a lo largo de las 36 líneas, se construyó el mapa de anomalía de Bouguer completa (Figura 9) para casi toda la ciudad de Querétaro (Figura 8), tomando en cuenta una densidad de losa de Bouguer de 2.67 gr/cm^3 siendo este un valor de la densidad promedio de las rocas volcánicas expuestas en el área. La amplitud de la ABC varía entre -187.96 y -194.4 mGal. Hacia la periferia de la zona del centro histórico se infiere una estructura de carácter regional con forma semi-circular que definen los valores máximos (tonos rojos), los cuales se asocian a rocas volcánicas con mayor densidad. Rodeando esta zona de máximos relativos se observan valores medios a muy bajos, particularmente al oeste de la Falla 5 de Febrero, hacia la región del Valle de Querétaro en donde los espesores de sedimentos clásticos y rocas piroclásticas sin soldar son mayores. La distribución espacial de densidades de la carta de ABC sugiere que la ciudad de Querétaro yace principalmente en el bloque de piso de rocas volcánicas en donde el espesor de sedimentos no solo es menor, sino que se encuentra distribuido de manera irregular.

4.3. Anomalía residual

La separación de las anomalías regional y residual, como ya se mencionó en la Sección 3.3 de este trabajo, se realiza para diferenciar los rasgos estructurales más someros de aquellos más profundos y, presumiblemente de carácter regional que pueden no ser relevantes para la investigación en este caso. Por esta razón la anomalía que se interpreta es la que resulta de restarle a la ABC el regional, es decir la anomalía residual. Esto equivale a filtrar el contenido de bajas frecuencias del mapa de ABC, definiendo longitudes de onda de corte. Para la obtención del mapa de anomalía residual mostrada en la Figura 10, se aplicó un filtro de Butterworth de primer orden con una longitud de onda central de 482 y de grado 0.5 (ver algoritmo en apéndice B) considerándose el mejor ajuste del filtro de frecuencias de la anomalía regional.

Como se puede observar en la Figura 10, el residual muestra mayor detalle de las estructuras cercanas a la superficie, sobre todo dentro del semicírculo de máximos relativos de densidad identificado en la carta

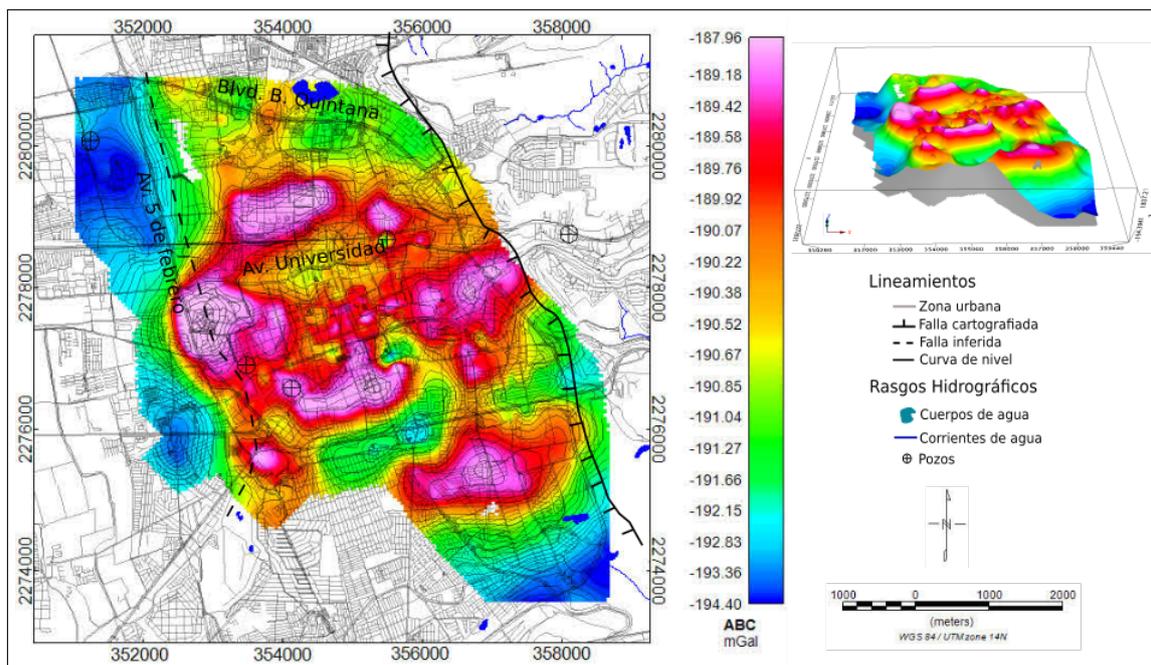


Figura 9: Mapa de la Anomalía de Bouguer Completa. La zona de máximos relativos (tonos rojos) se ubica en la parte central de la zona estudiada en tanto que la zona de mínimos (tonos azules) se ubica preferentemente al oeste del área cubierta.

de ABC (Figura 9). En general, todas las zonas anómalas se observan claramente y aparece una clara alternancia bien definida de máximos y mínimos de alta frecuencia que corresponden a rasgos cercanos a la superficie del subsuelo de la ciudad de Querétaro.

La magnitud del residual de la ABC varía entre -1.77 y 1.21 mGal en donde los valores máximos coinciden con zonas en donde existen altos topográficos. La zona occidental está bien definida, aunque es más irregular que la supuesta falla Falla 5 de Febrero (línea punteada Figura 10). Los mínimos gravimétricos, mostrados en tonos azules y verdes, revelan una distribución aparentemente irregular pero en algunos sectores del mapa sugieren orientaciones específicas, tal como el mínimo en el sector sur del mapa o el mínimo al occidente de la Falla 5 de Febrero (Figura 10).

4.4. Espectro de potencia

Una primera aproximación de la profundidad de las fuentes que causan las anomalías es a través del espectro de potencia de los datos, es decir del contenido de frecuencia de la ABC como se mencionó en la Sección 3.3. Para este propósito se utilizó la extensión MAGMAP del software Oasis Montaj[®] el cual se basa en el algoritmo de [Spector and Grant, 1970]. El método consiste en calcular la energía del espectro de frecuencias y graficarlo en función del número de onda. La profundidad se relaciona con el logaritmo del espectro que viene dado por el número de onda y el logaritmo de la potencia.

La Figura 11 muestra los resultados de los espectros de potencia obtenidos para la carta de ABC del Centro Histórico (izquierda) y de otras partes de la ciudad de Querétaro (derecha). Para este trabajo, fue necesario resaltar la diferencia en el estimado de la profundidad para ambas secciones del levantamiento gravimétrico debido a la diferencia de escala espacial. Se reconocieron dos segmentos lineares con diferente pendiente en ambos casos.

La pendiente más pronunciada se relaciona con fuentes más profundas, que en este caso se relaciona al basamento rocoso. Para el Centro Histórico se obtienen valores de número de onda de 8 km^{-1} (eje horizontal) y un rango de valores que va de 5 a -5 en el logaritmo de la potencia (eje vertical). En contraste, en el resto de la zona metropolitana el número de onda alcanza los 10 km^{-1} y un rango de 10 a -10 en el logaritmo de la potencia.

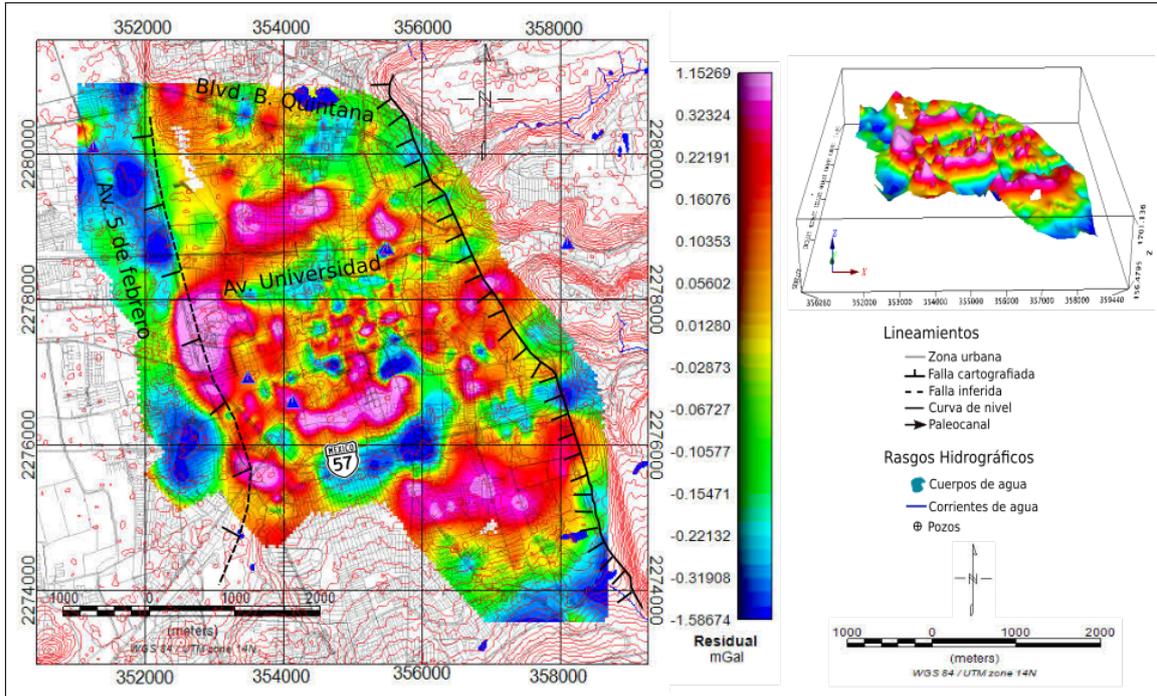


Figura 10: Mapa de la anomalía residual. Los tonos rojos denotan una estructura semi-circular hacia la parte central del área de estudio. Existen bajos gravimétricos siguiendo la carretera federal 57, que podrían indicar la presencia de una falla WSW-ENE sepultada a profundidad.

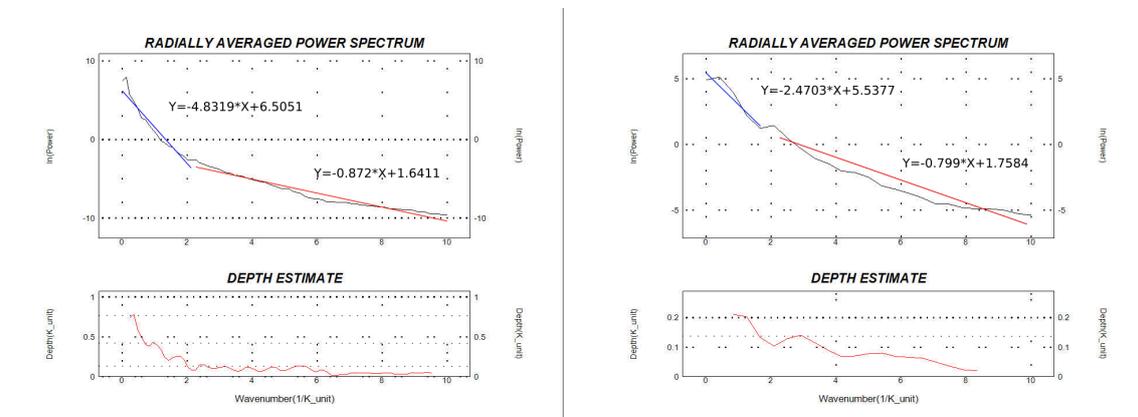


Figura 11: Espectros de potencia radial promediados para los datos de ABC del Centro Histórico (izquierda) y de otras partes de la zona metropolitana de la ciudad de Querétaro (derecha).

Por esta razón los valores de profundidad obtenidos son distintos para los datos de ambas zonas por separado. La profundidad inferida para la interfase entre el basamento y el relleno en la zona del Centro Histórico obtenida fue entre de 200 metros y 130 metros. Para otras partes de la zona metropolitana, el comportamiento de la curva del log del espectro hace notar tres profundidades, 750 metros, 400 metros y 100 metros. Esto se interpreta como que en esta zona hay influencia regional mayor, posiblemente porque esa zona abarca una parte más amplia del Valle de Querétaro.

4.5. Derivada horizontal

La derivada horizontal del residual de la ABC en planta (Sección 3.3) hace resaltar los cambios laterales entre las anomalías, particularmente la del residual. Se calcula la deriva direccional (x, y) del residual de la

ABC en el dominio de la frecuencia para calcular, en base a la ecuación (12) la magnitud del gradiente horizontal. El algoritmo para el cálculo de las derivadas se observa en el apéndice B. Las amplitudes máximas del gradiente horizontal se asocian directamente a los límites de contrastes de densidad como pueden ser zonas de falla o contactos litológicos u otras irregularidades en el subsuelo que se proyectan a la superficie. La **Figura 12** muestra el mapa de gradiente horizontal de la Cd. de Querétaro.

Como se puede observar, algunos valores máximos en la carta del gradiente coinciden con algunos rasgos estructurales, principalmente con la traza de las dos fallas cartografiadas que limitan el bloque sobre el cual se ubica la ciudad de Querétaro, es decir las fallas 5 de febrero y Oriente, ambas de dirección aproximada NS. Se observan, además, estructuras anómalas menores de valores altos (tonos rojos) con una tendencia de orientación ~E-W hacia la zona al norte de la avenida Universidad y al SE de la misma. Dado que las zonas de máximo gradiente horizontal indican zonas de cambio en la densidad del subsuelo y debido también a que diferencias en densidades inducen hundimientos diferenciales en el terreno que producen fracturas, entonces se puede considerar a esta carta como una carta de riesgo de agrietamientos por hundimientos diferenciales, aunque hace falta indicar las zonas de riesgo.

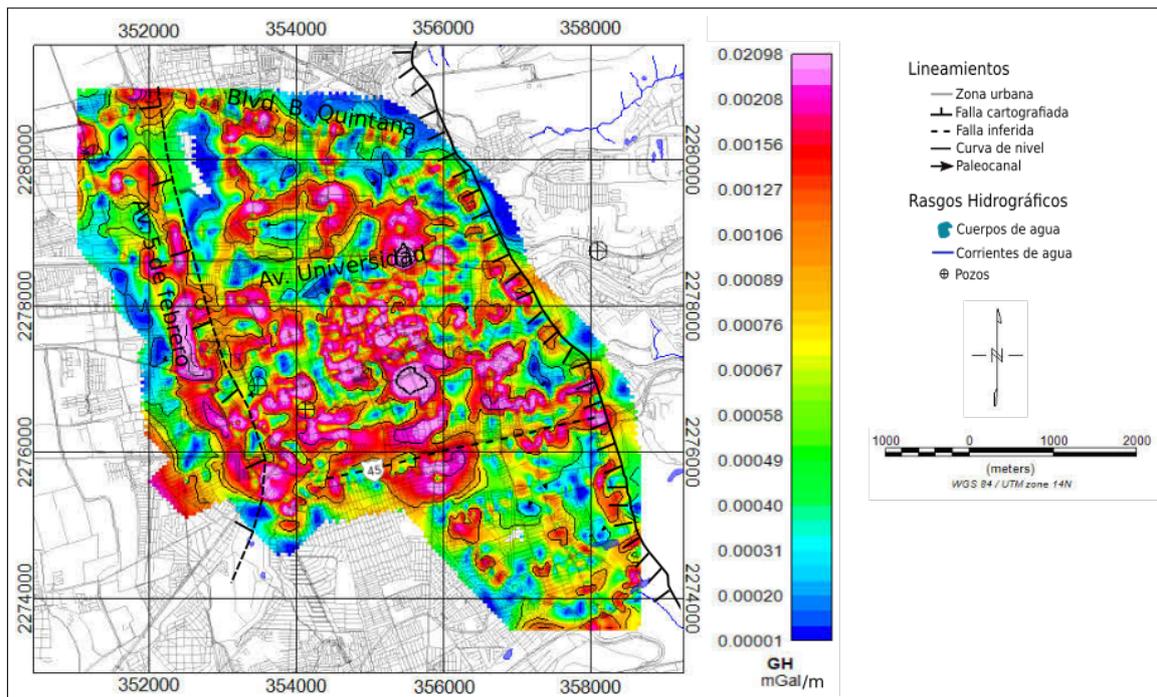


Figura 12: Mapa del gradiente horizontal de la ciudad de Querétaro. Los valores máximos pueden indicar discontinuidades en el subsuelo asociadas a fallas que coinciden con algunos lineamientos estructurales como la Falla 5 de Febrero (línea punteada).

5. Anomalías en el Centro Histórico

5.1. Mapas de ABC y residual del Centro Histórico

El basamento rocoso de la Ciudad de Querétaro es poco conocido. Solo la interpretación de [Pacheco-Martínez, 2007b] muestra una aproximación de la configuración del lecho rocoso debajo del relleno del graben con base en interpretaciones de datos geofísicos. Sin embargo, su investigación se centró hacia la zona poniente de la ciudad, en la parte central de lo que se conoce como el Valle de Querétaro. De igual manera, no se encontraron pozos en la zona centro y la información litológica de pozos aledaños es de difícil acceso.

Lo anterior demuestra que se necesitan elementos que den respuesta a las causas de los efectos estructurales perjudiciales que se dan en la zona de estudio. La zona centro de la ciudad de Querétaro ha reportado daños a la infraestructura por más de 30 años y que son reflejo de la irregularidad del basamento, entre

las principales causas, y de las trazas de las fallas que el mismo basamento pudiera estar favoreciendo su actividad. El análisis gravimétrico detallado en la zona centro se presenta ahora para inferir la geometría y mostrar zonas con posible presencia de discontinuidades estructurales.

El mapa de anomalía de Bouguer generado a partir de las mediciones realizadas en esta investigación a lo largo de los transectos en colores amarillo y rojo ilustrados en la **Figura 7** se muestra en la **Figura 13**. Se usó una densidad de 2.67 gr/cm^3 para la reducción por losa de Bouguer siendo la densidad media de la corteza terrestre. Se observa una variación entre -188.93 y -192.77 mGal, notándose una zona anómala de valores máximos en la zona entre las latitudes 2278000 y 2277000, lo que lleva a concluir que es una zona que presenta una estructura geológica de interés. Presenta un lineamiento E-W con valores bajos (tonos azules) siguiendo la avenida universidad y que coincide con la dirección del afluyente del río Querétaro (**Figura 13**).

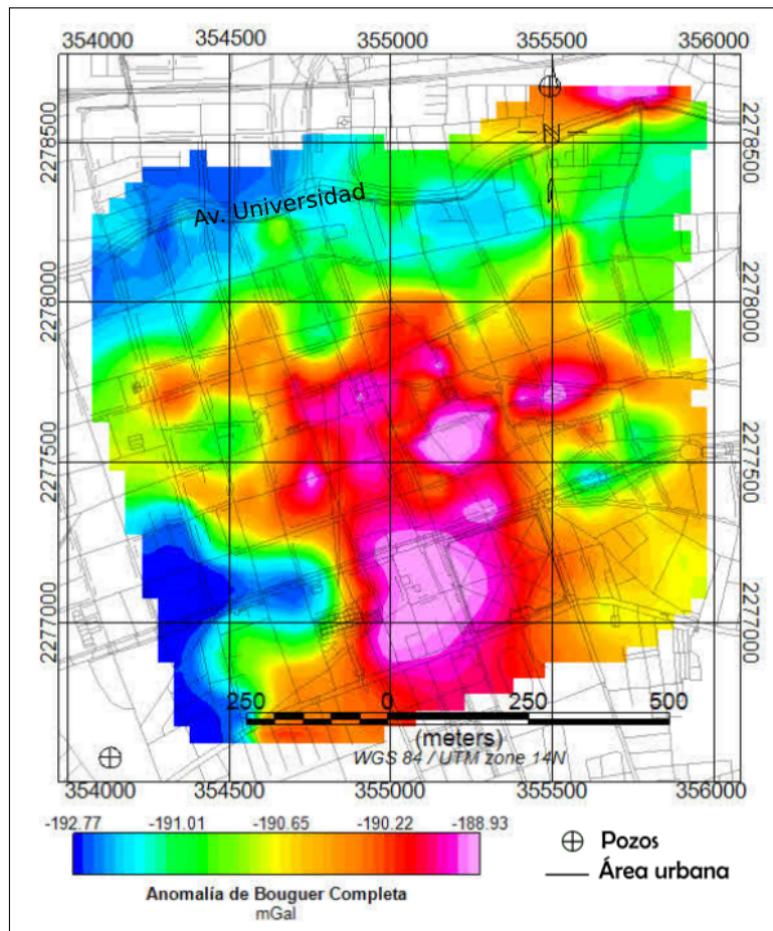


Figura 13: Anomalía de Bouguer Completa de la zona del Centro Histórico de la Ciudad de Querétaro.

Para inferir la geometría del lecho rocoso del área cubierta en la **Figura 13** es necesario aislar la anomalía que este produce, y que está sumada a las anomalías que generan las estructuras más profundas. Para lograr esto se resta la anomalía regional a la anomalía de Bouguer completa. El resultado es la anomalía residual que se cree que refleja la geometría del basamento rocoso de la zona. La **Figura 14** muestra el mapa del residual de la ABC del centro histórico de Querétaro donde resaltan valores máximos hacia la parte centro y sur en nuestra zona de estudio interrumpida hacia al norte por una estructura de orientación WSW-ENE de valores medios bajos en colores azul y verde siguiendo la Av. Universidad. El rango de valores varía de entre 1.81 para los valores máximos hasta -1.63 para los mínimos gravimétricos. La **Figura 14** se empleó como base para el análisis de derivadas y para la inversión bidimensional de 12 perfiles ahí marcados (**Figura 14**).

Como ya lo dijeron [Pacheco et al., 2006], zonas con fallamiento antropogénico en el terreno coinciden con valores máximos del gradiente horizontal. El gradiente horizontal (derivada horizontal total) resalta cambios de densidad laterales e infiere la presencia de discontinuidades en el basamento. La **Figura 15**

muestra el resultado obtenido de la estimación del gradiente horizontal a partir del residual de la ABC.

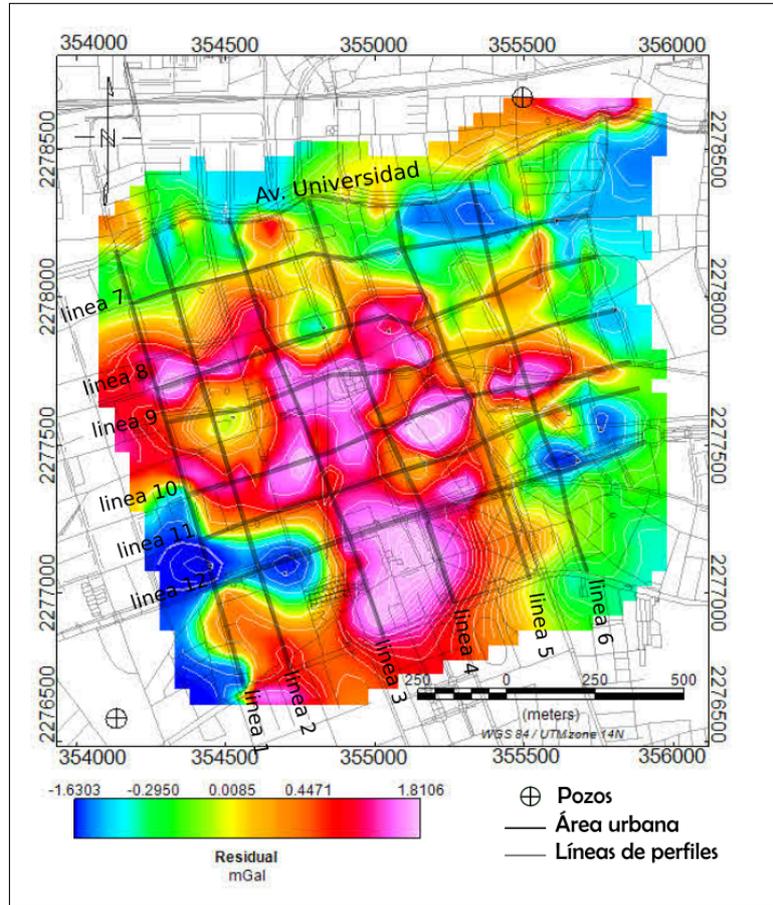


Figura 14: Mapa de la anomalía residual de la ABC del Centro Histórico de la Ciudad de Querétaro. Las líneas grises muestran los perfiles trazados para el análisis de inversión bidimensional.

En la **Figura 15** se observan algunas zonas elongadas con valores máximos hacia la zona sur-oeste, la localización y la orientación (NNW-SSE) de esta señal coincide con el cambio abrupto en los valores de la anomalía de Bouguer completa y del residual, pudiendo ser debida a una falla en el subsuelo. Existen otros lineamientos de valores máximos hacia la parte al norte del centro histórico que siguen la avenida Universidad (~E-W) y que también coinciden con las fuentes elongadas de valores mínimos de anomalías del residual y de la ABC (**Figuras 12 y 12**).

Cabe mencionar que algunas zonas con amplitudes máximas pudieran estar relacionadas directamente a la presencia de cauces fluviales antiguos o paleocanales enterrados por los sedimentos y que generan discontinuidades en el subsuelo. Se espera que estos paleocanales conserven la dirección de drenaje E-W que se observa en las expresiones hidrográficas actuales y que han servido para suministrar el recurso del agua a la población de la Ciudad de Querétaro desde su asentamiento ([**Gonzalez-Sosa et al., 2013**]). Es necesario hacer una comparación de los valores interpolados en superficie a partir del mapa del gradiente horizontal (**Figura 15**) con los perfiles de inversión bidimensional (**Figuras 16 y 17**) para hacer una correlación que pudiera ser consistente con la localización de fallas o de otro tipo de discontinuidades, y que además pudieran estar reflejadas en la topografía de la zona o en zonas con reportes de daños a la infraestructura urbana.

5.2. Modelos 2D e interpretación

Se trazaron 12 perfiles en el mapa de anomalía residual (**Figura 14**) a partir de los cuales se realizaron los modelos de inversión 2D (**Figuras 16 y 17**). Se empleó el *Software Oasis Montaj*[®] y el sustento teórico se explica en el **Apéndice B**. Para elaborar los modelos se consideró la existencia de únicamente dos unidades geológicas de acuerdo a interpretaciones previas ([**Pacheco et al., 2006**]), una secuencia

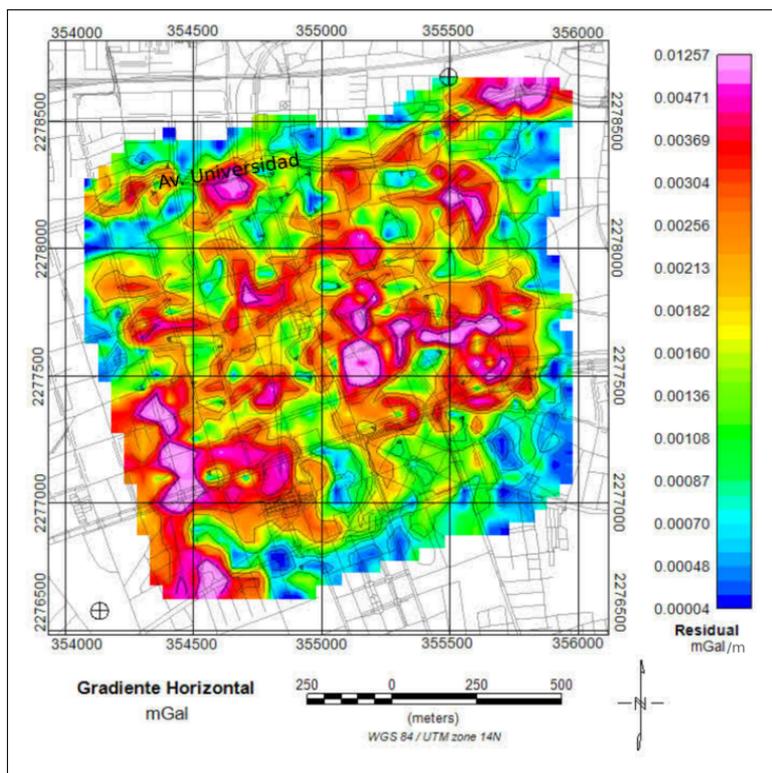


Figura 15: Mapa del gradiente horizontal del centro histórico de Querétaro.

volcano-sedimentaria (relleno sedimentario, material piroclástico y rocas volcánicas del Mioceno tardío) y un "basamento geohidrológico" (rocas andesíticas y basálticas del Mioceno medio). Se utilizaron valores de densidad obtenidos por [Pacheco-Martínez, 2007b] para las mismas unidades; $1,52 \text{ g/cm}^3$ para el paquete volcano-sedimentario y $2,67 \text{ g/cm}^3$ para las andesitas y basaltos que conforman el basamento rocoso. Por tanto, el contraste entre las dos unidades del modelo es $1,15 \text{ g/cm}^3$.

Junto con la información de algunos pozos y con las aproximaciones en el estimado de profundidad del espectro de potencia (Figura 11) fue posible restringir el modelo a valores conocidos. Para la modelación de Talwani de la zona centro de Querétaro, se proyectaron los datos adquiridos de los 12 perfiles, 6 de dirección N-S, y 6 ortogonales (E-W). Para definir el número de capas y sus densidades correspondientes, se realizó un análisis de los datos estratigráficos reportados por [Carreón-Freyre et al., 2005] y [Alaniz-Álvarez et al., 2001], además de un análisis de las estructuras topográficas resaltantes con respecto a un mapa hipsométrico que se presentará más adelante, para comparar la respuesta gravimétrica en profundidad con las estructuras vistas en superficie.

Las Figuras 16 y 17 muestran los perfiles con orientación aproximada N-S y E-W respectivamente, con una extensión máxima de 1,556 metros, y una longitud mínima de 1,360 metros. En las gráficas se presenta el mejor ajuste entre la anomalía residual de la ABC y la respuesta calculada, junto con el error calculado en el ajuste. El resultado de este trabajo permite elaborar un modelo de forma de la superficie que separa al relleno sedimentario del lecho rocoso en la base del acuífero. La profundidad al lecho rocoso varía desde los 100 a los 200 m de profundidad desde la superficie.

El programa utilizado para calcular la respuesta gravimétrica de un modelo geológico fue GM-SYS del software Oasis Montaj®. GM-SYS proporciona herramientas sencillas para crear y manipular modelos de manera interactiva para ajustar los datos de gravedad observada. El modelado involucra la creación de modelos geológicos hipotéticos y calcula la respuesta geofísica a ese modelo. Los modelos 2D asumen que la Tierra es bidimensional y cambia con la profundidad y en la dirección del perfil.

Las unidades en los modelos geológicos (Figuras 16 y 17) fueron agrupadas, para fines de este trabajo, en las unidades que constituyen el lecho rocoso formado por rocas volcánicas del Mioceno (Tmm AB) donde no existe mucha diferencia entre los valores de densidad entre un basalto y una andesita; y en las

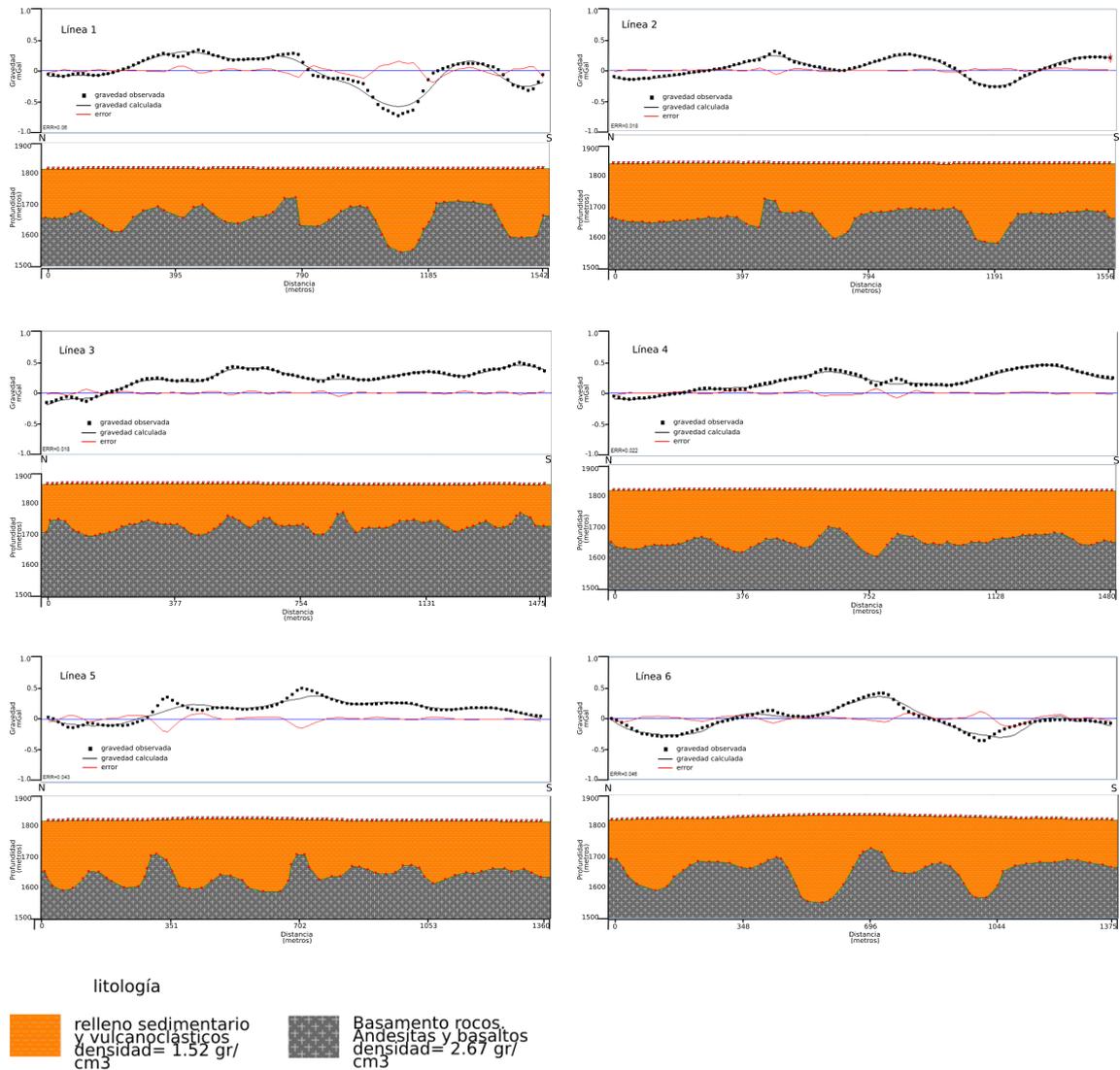


Figura 16: Perfiles gravimétricos ~N-S que permiten la elaboración de un modelo de la interfase lecho rocoso-relleno vulcano-sedimentario que contiene al acuífero granular en el graben de Querétaro

unidades que constituyen el relleno sedimentario que incluye los sedimentos vulcanoclásticos de Querétaro (**Tpy lac**) que alberga al acuífero, a las lavas basálticas (**T AB**) y al relleno sedimentario (**Tmp Lm**) del Plioceno.

5.2.1. Geometría tridimensional del basamento

Todos los perfiles bidimensionales (**Figuras 16 y 17**) generados fueron dispuestos en el programa de modelado geológico *Leapfrog Geo*® donde se pudo visualizar la distribución espacial de estos haciendo empatar las coordenadas de cada perfil con sus respectivas profundidades. La **Figura 18** muestra los modelos de perfiles bidimensionales en el visualizador 3D del *software*, y que servirán para su posterior modelado geológico generado a partir de polilíneas delineando cada una de las capas en cada uno de los perfiles 2D.

Leapfrog Geo® utiliza una función de polilíneas para establecer la cronología litológica o las secuencias estratigráficas de las unidades que se cargan como datos de entrada en el mismo programa. La geometría tridimensional del basamento fue generada entonces con el algoritmo de interpolación para la unidad del basamento. Cabe mencionar que la topografía del basamento cercano a los bordes del área modelada es una superficie plana, esto sucede porque no se tienen datos a interpolar en zonas contiguas al área de estudio. Es decir, es un efecto de borde.

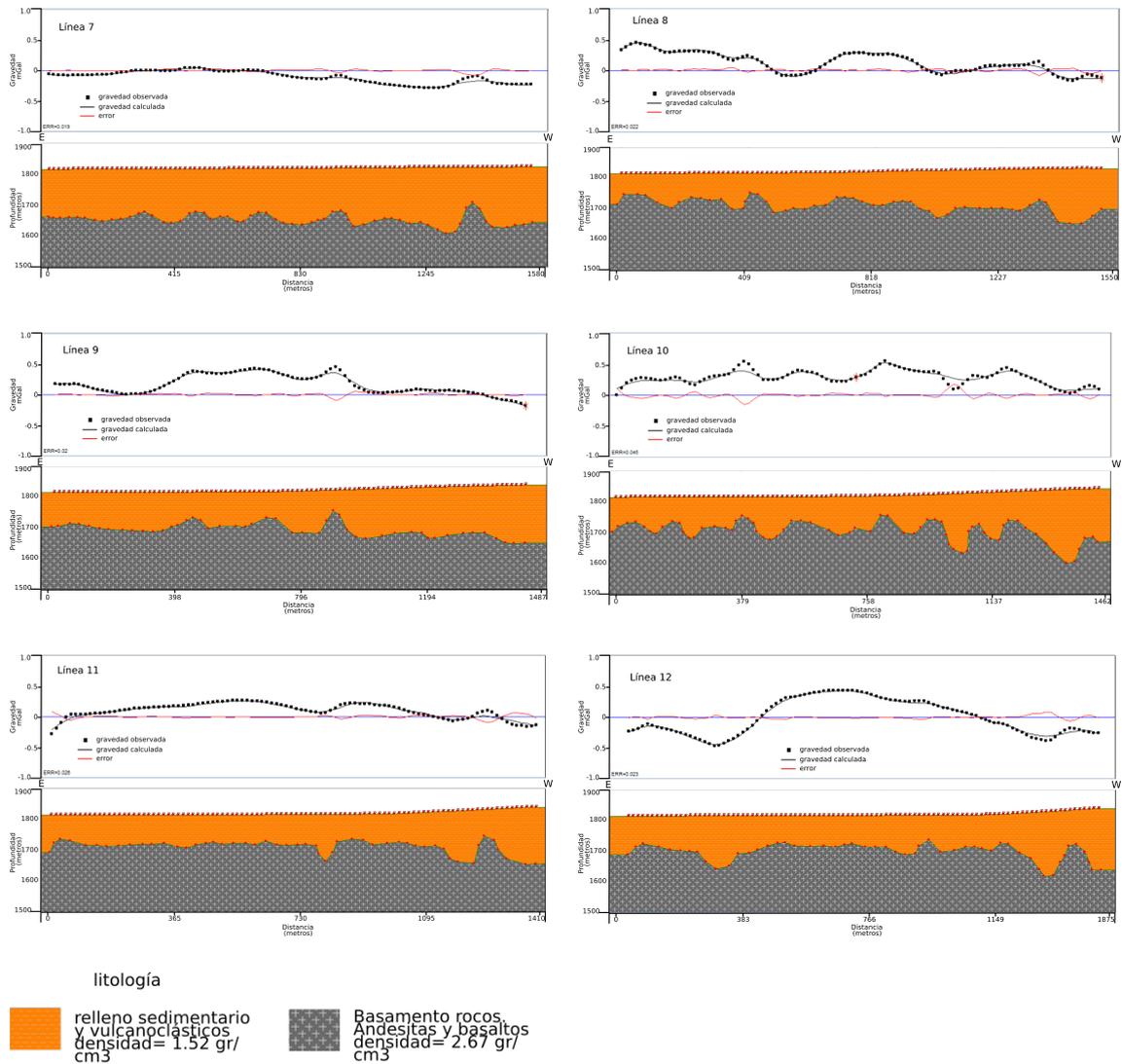


Figura 17: Perfiles gravimétricos ~E-W que permiten la elaboración de un modelo de la interfase lecho rocoso-relleno vulcano-sedimentario que contiene al acuífero granular en el graben de Querétaro

6. Discusión

Los resultados que se presentan en este trabajo de tesis busca dar respuesta a los problemas estructurales en superficie de la ciudad de Querétaro dando lugar a posibles interpretaciones geofísicas y geológicas de la zona en base a la configuración del subsuelo. Se cuentan con muy pocos estudios geofísicos en la zona y las interpretaciones del subsuelo se basan en estudios litológicos de núcleos de perforación de agua y la densidad mayor de los pozos se encuentran en zonas fuera de la zona de estudio. Por esto se realizaron levantamientos gravimétricos de precisión para generar una imagen de la interfase lecho rocoso-unidad volcano-sedimentaria (acuífero granular), principalmente en el área que subyace al centro histórico de Querétaro.

La configuración estructural entre ambos conjuntos de fallas puede tener gran influencia en las direcciones del fallamiento local y dominar el arreglo ortogonal ([Carreón-Freyre and Cerca, 2006], como lo es el caso del graben de Querétaro. Se espera que algunas estructuras menores sigan la misma tendencia N-S y E-W, y con ayuda de los análisis gravimétricos, identificar estas tendencias puede resultar tarea fácil. En la zona centro de Querétaro no hay fallas antropogénicas registradas hasta ahora. Aquí se presenta una nueva contribución a la interpretación estructural de la zona.

La carta de anomalía de Bouguer completa representa la respuesta gravimétrica que producen tanto los

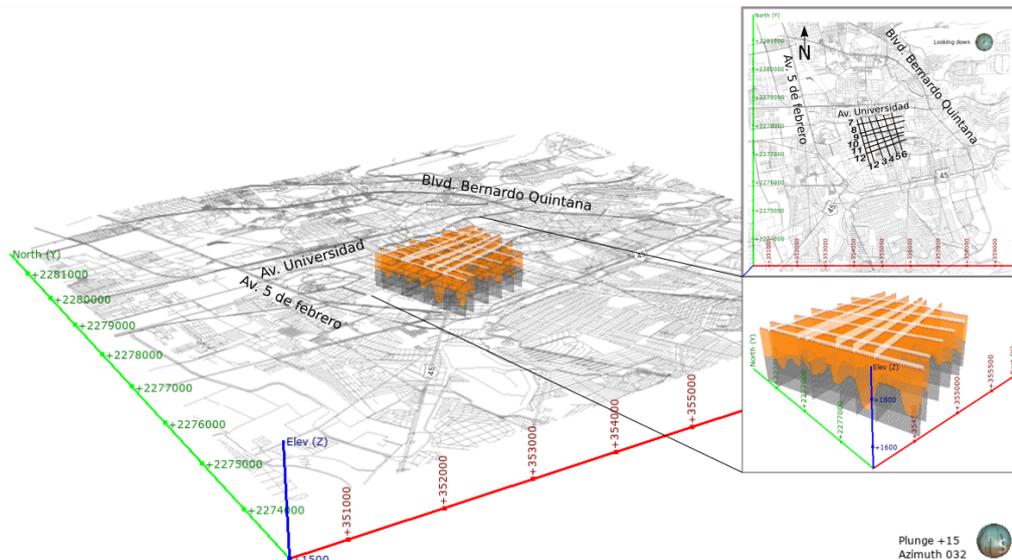


Figura 18: Distribución espacial de los perfiles de inversión bidimensional.

cuerpos regionales profundos como las estructuras locales a poca profundidad. En la **Figura 19a**, los cuerpos con valores bajos (tonos azules) al occidente de la Falla 5 de Febrero, representan a estructuras en la zona del Valle de Querétaro donde se encuentran los espesores mayores del relleno sedimentario con espesores que pueden alcanzar los 400 metros, de acuerdo con lo reportado por [Carreón-Freyre et al., 2005]. Las zonas con anomalías en la señal gravimétrica de $-189,8$ a $-190,8$ mGal se agrupan hacia la zona del centro histórico y en zonas que rodean al mismo, formando una estructura de semi-círculo que se corta al sur sobre la carretera federal 57.

Los valores máximos (tonos rojos) en el **mapa** del residual **19b** están agrupados y numerados en áreas elongadas separadas entre sí por valores menores. Las zonas **I**, **II** y **III** corresponden a zonas de origen volcánico provenientes de las lavas del volcán El Cimatario, que han sido levantadas tectónicamente por la interacción del sistema de fallas del lugar ([Carreón-Freyre et al., 2016]). La zona **IV** es también producto de la misma fuente y su elevación es porque forma parte de la falda del volcán que se encuentra a unos 5 km al sur. Esto nos dice que la mayor parte de la zona de estudio está influenciada por las irregularidades del basamento que controla el acomodo de las unidades que constituyen el relleno volcano-sedimentario debajo de la superficie. Bajo esta premisa se infiere que el cuerpo **V** es también un producto del volcán El Cimatario.

Muchos de los límites de los cuerpos anómalos coinciden con valores máximos en el gradiente horizontal del residual (**Figura 19c**), donde, de acuerdo con [Pacheco et al., 2006] hay discontinuidades laterales en el subsuelo. Esta información sirvió de guía para modificar la traza de la Falla 5 de Febrero haciendo un cambio de rumbo hacia al oeste en el **Cerro de las Campanas (CC)** y continuar hacia el sur. El límite al norte de la zona **II** corresponde a una zona con un cambio abrupto de elevación tratándose de la zona elevada de San Roque (**SR**, **Figura 19d**), y se ubica en una franja de valores máximos del gradiente horizontal donde se infirió una falla con rumbo aproximado E-W, y que pudiera estar asociada a la formación de una de las cañadas que se tienen al oriente de esta zona (**Figura 19d**). De igual manera, el límite sur de la zona **V** está marcado por una lineamiento de valores máximos del gradiente horizontal y un cambio en los valores de los mapas de anomalías gravimétricas. Esta zona no presenta rasgos superficiales que pongan en evidencia la existencia de un cuerpo anómalo por debajo, y la geología mostrada por los autores aquí mencionados registran esta zona como parte del relleno sedimentario, lo que podría indicar que se trata de un cuerpo volcánico somero emplazado en alguna irregularidad del lecho rocoso. Entre la zona **IV** y **V** se tiene una franja con valores bajos en tonos azules que se observa en las **Figuras 19a** y **19b** donde los trabajos del [IMPLAN-UNAM, 2017] proponen una falla de orientación casi E-W, siguiendo a la carretera federal 57. Sin embargo, el mapa del gradiente horizontal hace evidente la traza de la posible falla, y solo en algunos partes de la misma si se pueden observar valores máximos. Estas fallas con tendencia E-W pueden ser las causantes de la topografía del lugar porque coinciden con la localización proyectada hacia el oriente de la zona de estudio de las cañadas más grandes desarrolladas en las mesetas de basalto claramente observadas

en las curvas de nivel de la **Figura 19d**.

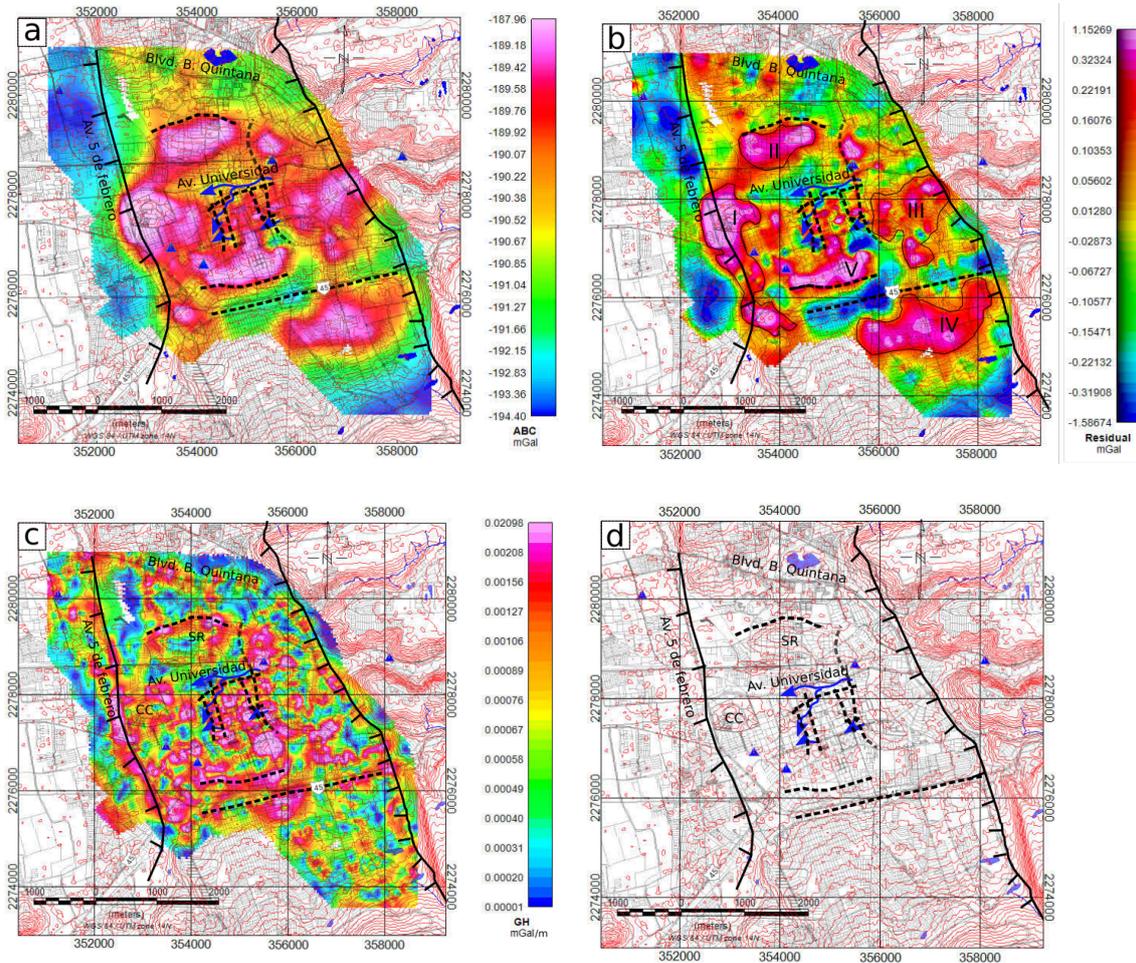


Figura 19: a) carta de anomalía de Bouguer completa, en donde los tonos rojos representan una densidad aparente mayor de las zonas azules; b) carta del residual de la ABC que ilustra la ubicación de los cuerpos de roca más superficiales con valores anómalos. Las anomalías muestran una tendencia preferencial ~E-W; c) la carta del gradiente horizontal; en ella se relacionan los valores máximos de anomalías con discontinuidades a profundidad (líneas negras); CC: Cerro de las Campanas; SR: San Roque; d) mapa con hipsometría de la zona de estudio sobreponiendo las estructuras propuestas en este trabajo. Las trazas de las fallas inferidas se muestran en líneas negras discontinuas. Las direcciones de paleo-drenajes se muestran en flechas azules.

Todos los lineamientos gravimétricos presentados en la **Figura 19** (líneas punteadas) se trazaron con base en los valores máximos del gradiente horizontal y correlacionando con los elementos obtenidos en la ABC y su anomalía del residual, para posteriormente compararlos con los modelos bidimensionales y con el modelo 3D generado a partir de estas imágenes de inversión, para una mejor correlación entre la ocurrencia de fallas con rasgos topográficos del basamento. De la misma manera, las flechas azules señalan las direcciones de paleo-corrientes que se infirieron en base al modelo bidimensional. Se asume que las depresiones en el modelo de basamento 3D, a partir de los perfiles bidimensionales, que se encuentren formando lóbulos alargados que asemejen una superficie de paleocanal, y que a su vez coincidan con algún rasgo característico en la señal gravimétrica, puedan ser tomadas en cuenta como superficies de paleocorrientes. Es de resaltar que este trabajo es el primero en presentar resultados acerca de la configuración detallada del subsuelo de parte de la zona urbana de Querétaro con base en datos de exploración geofísica.

El centro histórico de la ciudad de Querétaro presenta zonas con afluencia de ríos y de drenaje en general que se ve reflejado en el mapa de la ABC para esta zona (**Figura 20a**) y que es claro como los valores mínimos corresponden al río Universidad que corre a lo largo de la avenida Universidad. La zona central del mapa de la ABC (**Figura 20a**) concentra los valores máximos, delimitado al suroeste por un cuerpo

contrastante de valores mínimos. La **Figura 20b** muestra los valores de la anomalía residual de la ABC evidenciando que la mayoría de estos cuerpos se tratan de cuerpos profundos y solo algunos rasgos sub-superficiales son de carácter somero.

El gradiente horizontal del residual de la ABC se muestra en la **Figura 20c**, e indica que la zona centro de la ciudad presenta numerosas zonas con anomalías elongadas de valores máximos relacionadas directamente a discontinuidades en el subsuelo, y que muchas coinciden con los límites en las señales gravimétricas observadas en las **Figuras 20a** y **20b**. Con base en estos resultados se proponen varias fallas para esta zona que comparten orientaciones similares y pueden ser debidas a la interacción del sistema estructural N-S y E-W que afecta toda la región. Se enumeran las fallas aquí propuestas y los agrupamientos de los cuerpos anómalos en números arábigos y números romanos respectivamente (**Figura 20d**). Los elementos espaciales con la información de fallas, los lineamientos de flujos de drenaje y los límites de los grupos de anomalías observados de la **Figura 20d**, fueron superpuestos al mapa original de la **Figura 20c** para hacer empatar las anomalías calculadas con los lineamientos trazados en este trabajo (**Figura 20d**).

Los lineamientos interpretados para esta zona mantienen direcciones preferenciales, siendo más abundantes los lineamientos ~N-S (zona I, II, IV, V) que los ~E-W (zonas III y VI). Estas direcciones están asociadas a estructuras locales que se dan en el basamento de la zona, generadas por eventos de deformación [Alaniz-Álvarez et al., 2001] modificando la superficie del propio basamento generando zonas con irregularidades donde se generan nuevas discontinuidades asociadas a actividades de explotación de agua [Pacheco et al., 2006]; [Ochoa-González et al., 2013]. Muchas de estas fallas no afloran en superficie y con los datos obtenidos aquí, estos lineamientos marcados por los máximos valores del gradiente horizontal serán tratados como fallas inferidas, sepultadas por el relleno volcano-sedimentario.

La zona I al SW del área es la señal más evidente y se interpreta como una falla ①) sepultada N-S. Siguiendo la misma orientación, la zona II coincide con límites de anomalías observados en el mapa de anomalía de Bouguer (**Figura 13**). Con base en la delimitación de esta zona, y de los valores del gradiente horizontal, se trazó una falla inferida debajo de la avenida Constituyentes hasta la avenida Universidad. Las zonas IV y VI son menos evidentes y la decisión de agruparlas de esta manera se basa en la evidencia de inversión bidimensional donde las fallas marcadas (③ y ④) se correlacionan con quiebres de nivel en la topografía de la superficie del basamento. Estas fallas se interpretan como producto de la extensión en la apertura del graben de Querétaro dejando escalonamientos en el área que caen hacia el oeste reflejándose en la topografía, con ligeros decrementos en la elevación.

Las estructuras que siguen una orientación E-W parecen ser la continuación de los drenajes mayores que se observan hacia las mesetas elevadas al oriente como se observa en la figura 19d. La falla ⑤ corre casi paralelo al drenaje del río Universidad que pasa a lo largo de la avenida Universidad y que forma una cañada muy profunda hacia las mesetas elevadas. La ocurrencia de esta falla pudiera ser el factor que facilitara la formación del canal de escorrentía del río Universidad. La zona VI es un lineamiento corto (0.25 km) y angosto con valores máximos en la señal gravimétrica tratándose de una falla en esa zona (falla ⑥).

Todas las fallas tectónicas inferidas en el lecho rocoso debajo de la zona del centro histórico de Querétaro tienen una de las dos orientaciones preferenciales que se cree son producto de dos eventos de deformación independientes en la región ([Alaniz-Álvarez et al., 2001]; [Carreón-Freyre et al., 2005]; [Aguirre-Díaz et al., 2005]), este arreglo se interpreta como una cuenca de menor escala, abierta por las fallas que siguen la estructura del subsuelo, causadas por fallas antropogénicas derivadas de actividades de extracción de agua del acuífero.

En este trabajo se presenta la primera imagen 3D del basamento rocoso debajo del centro histórico de la ciudad de Querétaro. El modelo tridimensional generado a partir de los 12 perfiles bidimensionales que se muestra en la **Figura 21a** con las unidades interpoladas del basamento (color gris) y el relleno volcano-sedimentario (color naranja). De acuerdo al modelo generado (**Figura 21b**), las profundidades máximas al basamento rocoso son del orden de 200 metros hacia la zona SW del mapa, valor que concuerda con el espesor que reportan [Carreón-Freyre et al., 2005], [Carreón-Freyre et al., 2016] y [Ochoa-González et al., 2018] en perfiles de profundidad basadas en información litológica recabada de pozos en el relleno sedimentario y volcanoclástico. Algunas de estas irregularidades observadas se correlacionan directamente con los valores máximos del gradiente horizontal, y que pueden estar relacionadas a fallas antropogénicas expuestas en superficie y que causan daños a la infraestructura. Las irregularidades en el subsuelo asociadas a

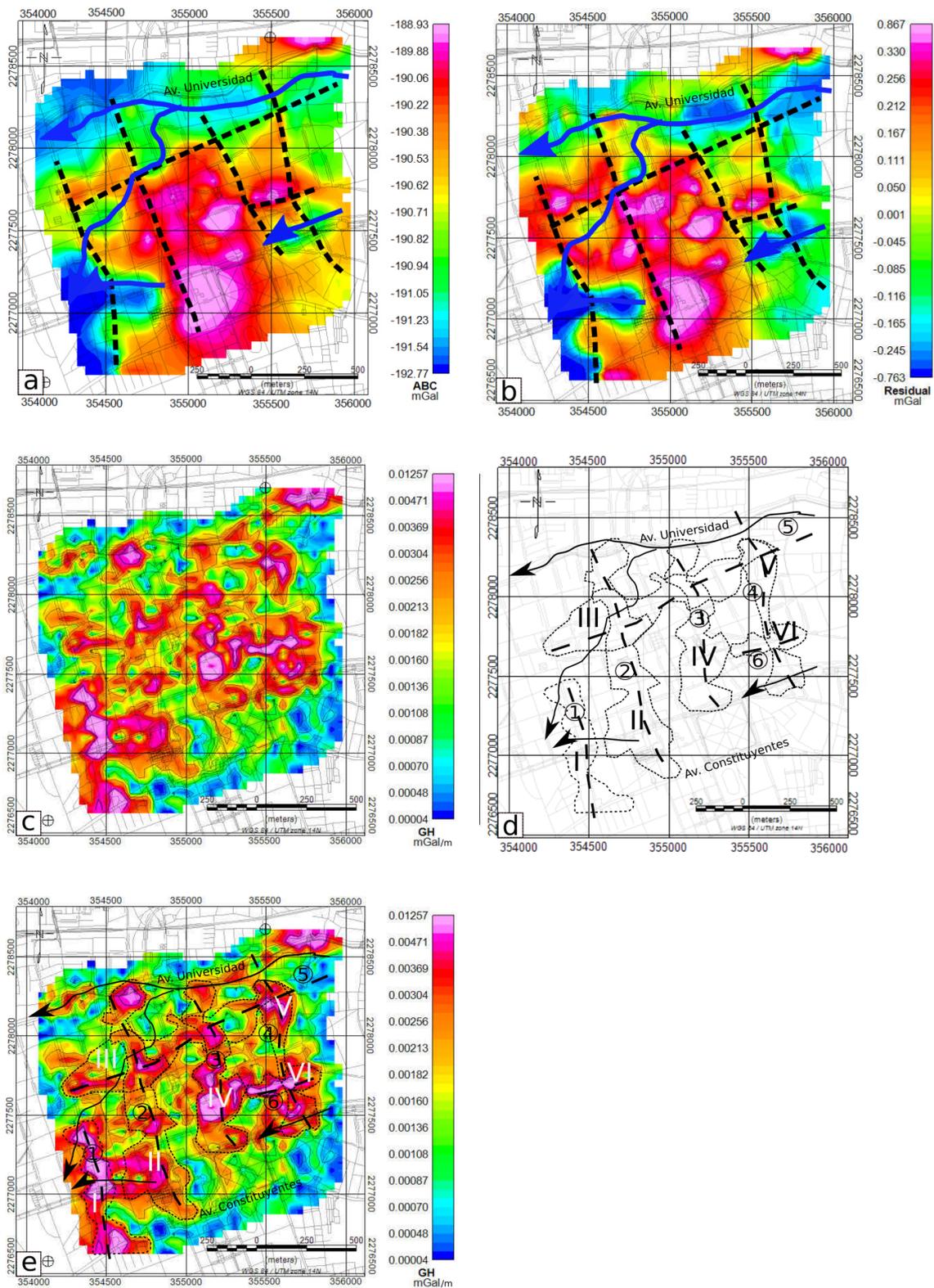


Figura 20: a) ABC de la zona del centro histórico de Querétaro mostrando estructuras inferidas a partir de las anomalías observadas; b) mapa de la anomalía residual de la ABC, se relaciona muy bien la zona del río Querétaro con valores bajos en tonos azules; c) Gradiente horizontal de gravedad hacia la zona centro de Querétaro; d) elementos espaciales sobrepuestos en el mapa del centro histórico de Querétaro; i) con número arábigo se muestran las fallas inferidas a partir de los valores de anomalía del gradiente horizontal; ii) agrupamientos de anomalías del gradiente horizontal señalados con números romanos; y iii) las flechas negras indican los escurrimientos de los paleo-drenajes; e) vectores mostrados en d) sobrepuestos en el mapa del gradiente horizontal de c).

fallas tectónicas en el basamento pueden ser de hasta 2 kilómetros en su longitud (Figura 21c).

Las fallas con orientaciones preferentes hacia el norte (en color rojo de la Figura 21c) presentan valores de azimut de 355° para la falla ①, 330° para la falla ②, y 345° y 355° para las fallas ③ y ④ respectivamente. Este sistema de fallas concuerda con las orientaciones presentadas por [Alaniz-Álvarez et al., 2001] en el conjunto estructural que llama Sistema de fallas de Querétaro y que se asocian a los eventos de deformación del Cenozoico y que constituye un evento regional con influencia en la zona de estudio. El fallamiento E-W (en color azul de la Figura 21c) tiene direcciones de azimut de 25° y 20° en las fallas ⑤ y ⑥ respectivamente. La geomorfología del área es controlada principalmente por el sistema de fallas ~N-S formadas en varios eventos de deformación en el Mioceno-Plioceno ([Alaniz-Álvarez et al., 2001]). Sin embargo, la presencia de fallas E-W también es evidente en el arreglo topográfico y en la geología de la región. Este sistema de fallas tiene su actividad en el Mioceno-Plioceno ([Alaniz-Álvarez et al., 2001]) y es resultado de los eventos de deformación del CVTM con extensión N-S. Debido a la falta de información referente al control estructural de la zona, el fallamiento se trazó sin buzamiento aparente y las fallas se reportan como verticales.

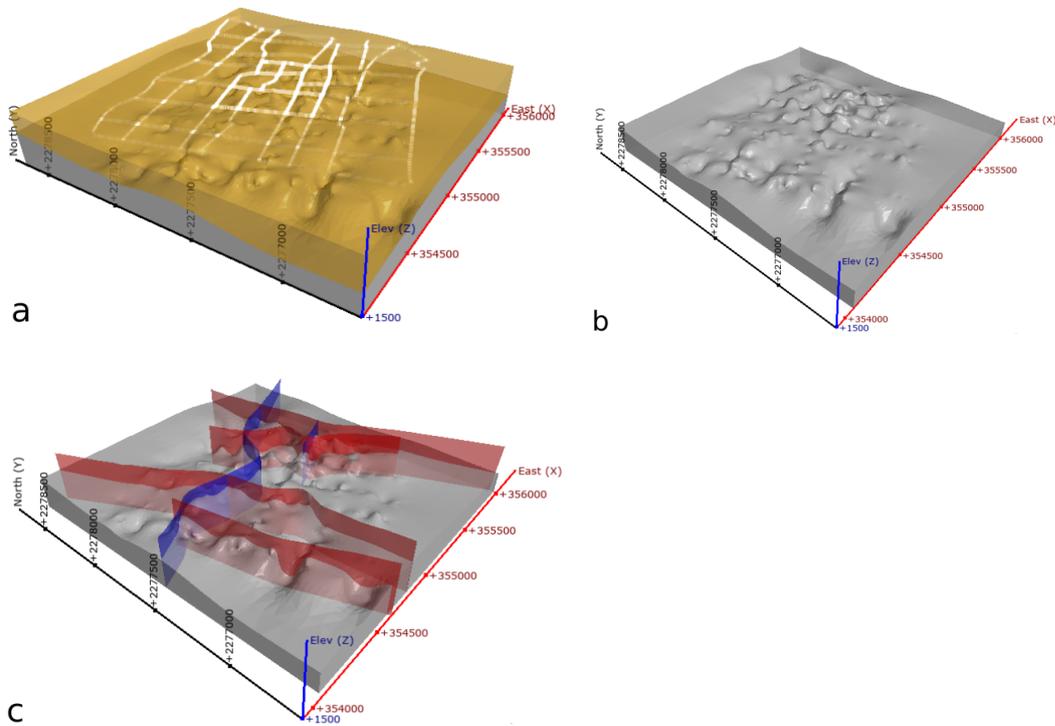


Figura 21: Modelo tridimensional de las unidades sub-superficiales. En a) se muestran las unidades del relleno volcánico-sedimentario en color naranja, y el basamento rocoso en color gris; en b) se modela la morfología irregular de la cima del lecho rocoso; c) muestra en color azul la morfología inferida de los planos de las fallas tectónicas principales. El modelo está basado principalmente en los mapas del gradiente horizontal (Figuras 19 y 20)

En base al arreglo estructural que se presenta aquí se propone una estructura local de semi-graben localizado en el flanco oriental del graben de Querétaro controlado las fallas tectónicas sepultadas que propicia una subsidencia en el terreno debida a la sobre-explotación del acuífero siguiendo la configuración regional del fallamiento. Las anomalías gravimétricas de este trabajo son congruentes con la ubicación de las fallas propuestas en la zona metropolitana y la zona centro de Querétaro. En esta última se tiene una fuerte correlación de las fallas inferidas con las irregularidades y discontinuidades del basamento rocoso observadas en el modelo tridimensional de la Figura 21c. Esta nueva estructura de depresión está limitada por la falla del extremo oriente del mapa 20c que va paralela a la falla Oriental, hacia el norte se tiene la única barrera estructural encontrada de la falla en la zona de **San Roque** que expone un alto topográfico caracterizada por la zona II de la Figura 19. En la misma figura, hacia el sur se cuenta con la falla de la carretera 57 que aparentemente delimita la ladera septentrional del volcán El Cimatario. No se tienen evidencias convincentes

para delimitar la parte occidental de esta fosa, por lo cual se maneja como una estructura de semi-graben siendo la falla 5 de Febrero su límite hacia el W. Con base en el modelo generado, es posible interpretar y zonificar discontinuidades en la superficie del terreno para la mitigación de daños a la infraestructura.

Esta interpretación se basa en los resultados presentados aquí, no existe alguna interpretación previa de la configuración del subsuelo en esta zona y cualquier interpretación aquí dada, debido a metodología indirecta empleada, queda como hipótesis.

7. Conclusión

Se efectuó un levantamiento gravimétrico en donde se recolectaron 3,509 estaciones, empleando instrumentos de alta resolución. La información se empleó para elaborar el primer mapa de micro-gravimetría del centro histórico de Querétaro y parte del área metropolitana circundante. El estudio fue acompañado de un levantamiento topográfico para mejorar la resolución del estudio y localizar de manera precisa los cambios de nivel superficial. Los filtros aplicados a los datos de la ABC se utilizaron para inferir la presencia de estructuras en el subsuelo y calcular la profundidad al basamento rocoso. Con esto se configuró, mediante modelado, la morfología de la interfase entre el lecho rocoso y el relleno volcano-sedimentario. La técnica del gradiente horizontal, así como la inversión bidimensional de datos gravimétricos resultaron ser una herramienta útil para localizar discontinuidades y para configurar la cima del lecho rocoso.

El método gravimétrico es una técnica apropiada para determinar la configuración del basamento rocoso porque permite conocer su profundidad debajo de la superficie terrestre y delimita límites con muy buena precisión ($1 \mu\text{Gal}$) que pueden ser proyectados a superficie para dar respuesta a los problemas estructurales que sufren las zonas urbanas sujetas a un sistema de fallas antropogénicas activas. El estudio en la zona metropolitana de Querétaro, y en particular la zona centro resalta múltiples lineamientos que se infieren como fallamiento causado por actividad antropogénica, y que su acomodo coincide con el arreglo de los sistemas de falla regionales que configura las estructuras mayores de la zona de estudio.

El uso exclusivo de la gravimetría como método de prospección es una de las limitaciones del estudio. Las interpretaciones se vuelven más robustas combinando varias técnicas geofísicas y las incertidumbres se reducen teniendo una visión más amplia conociendo las diferentes propiedades físicas de los cuerpos que causen las anomalías. Sin embargo, el método gravimétrico por si solo te da una respuesta suficiente para inferir la morfología de la cima del lecho rocoso de la zona.

Los mapas de anomalías elaborados, junto con los perfiles de inversión bidimensional nos ayudan a darle una validez y coherencia al modelo tridimensional del basamento. El análisis del residual de gravedad da una primera aproximación al arreglo de las estructuras sub-superficiales que proyectan su arreglo hacia la superficie. Al igual que [Pacheco et al., 2006], se propuso el empleo del mapa de gradiente horizontal para dar una asociación espacial entre los máximos del mismo, con la localización de fallas tectónicas a profundidad. Este método constituye una herramienta importante para la zonificación del riesgo por generación de fallamiento por subsidencia del terreno.

Con base en el mapa de gradiente horizontal se lograron inferir nuevas fallas previamente desconocidas y que están reflejadas en el arreglo topográfico superficial (**Figura 19**). Estas fallas modelan el arreglo de la topografía en la superficie y controlan la red hidrográfica, como se observa en las cañadas hacia la zona de las mesetas de lava al E de la zona. Las estructuras de paleo-canales asociadas a las fallas fueron rellenadas por el material volcano-sedimentario y son evidenciadas por las fallas por subsidencia. La traza de la Falla 5 de Febrero se modifica con una traza que sigue la estructura de semi-círculo al oeste, siendo evidente en las **Figuras 19a** y **19b**, y se reafirmó esta idea con los valores máximos de la señal del gradiente horizontal. Las zonas más propensas a fracturamiento superficial se dan al oeste de esta falla donde la señal gravimétrica sugiere un mayor espesor en el relleno sedimentario. Sin embargo, la zona del valle que delimita al alto topográfico del CC es una discontinuidad muy marcada y es en esa zona donde los daños en las vialidades y en las zonas habitacionales son muy evidentes (ver [Ochoa-González et al., 2018]).

La modelación tridimensional a partir de los perfiles bidimensionales es una herramienta de apoyo muy importante para la interpretación de la configuración del basamento, basándose en la topografía y en la carta del gradiente horizontal, resaltando las irregularidades que están directamente relacionadas al fallamiento presente en la misma unidad del basamento y que derivan un acomodo superficial típico, que puede auxiliar

a las autoridades competentes a realizar un estudio zonal de riesgo por agrietamiento bien definido para la planeación urbana.

Los resultados encontrados en este trabajo sugieren la presencia de una depresión tipo semi-graben dentro del flanco oriental del graben de Querétaro. Esta estructura pudiera seguir el arreglo estructural regional con direcciones de extensión preferencial N-S y E-W, que puede tener sus límites hacia la zona centro de Querétaro y se delimita al W con la falla \oplus (**Figura 20c**), misma que pudiera tener continuación hacia el norte y hacia el sur, extendiéndose hasta las fallas en la zona de San Roque y en la carretera 57 de la **Figura 19**, siendo éstos los límites N y S respectivamente. No se encontró alguna estructura que delimitara la parte occidental de la depresión aquí propuesta.

El objetivo principal de este trabajo fue obtener una imagen indirecta del basamento rocoso de la zona centro de la Ciudad de Querétaro empleando el método de micro-gravimetría por tratarse de un método conciso, económico y preciso para determinar este tipo de estructuras. El objetivo se logró trabajando en dos etapas distintas con un total de 3,509 estaciones con una estación base de segundo orden para obtener una precisión de μ . Los datos fueron procesados y filtrados para obtener el mapa del residual y del gradiente horizontal, que dan una visión de la configuración sub-superficial aproximada. Estos mapas, junto con los perfiles 2D sirvieron de base para realizar el modelo 3D del basamento rocoso con su respectivo arreglo topográfico.

Para tener una visualización más detallada del basamento se espera, para trabajos futuros, que métodos geofísicos complementarios se empleen en el análisis del arreglo litológico sub-superficial, además de contar con información litológica de los pozos, y que estos tengan acceso libre a la información. Además, se requiere hacer una inversión bidimensional más rigurosa que defina las distintas unidades que componen la estratigrafía del lugar y no de una manera agrupada como se muestra en esta tesis.

A. Apéndice: Tratamiento operacional de los datos

A.1. Correcciones aplicadas a lecturas del instrumento

Las siguientes correcciones son normalmente aplicadas a las lecturas del instrumento para obtener un valor observado de la gravedad (g_{obs}):

A.1.1. Corrección por ladeo instrumental

Se realiza la descarga de los datos e importados a Excel donde se realizó un ordenamiento de los mismos. Debido a que el valor de "tilt" permitido en cada medición era de hasta ± 10 arcsec en los sensores de ladeo en x y y , a las estaciones con valores que excedían ese valor se les aplicaba una corrección por *tilt*. Consiste en transformar el valor de arcsec a grados y obtener el coseno de los grados. Una vez hecho esto, se procede a sacar el valor corregido por tilt mediante la fórmula:

$$Corr_{tilt} = g_{ec}(1 - \cos tilt_x \times \cos tilt_y) \quad (13)$$

donde g_{ec} es el valor promedio de la aceleración de gravedad en el ecuador ($= 980,6 Gal$) y los valores de *tilt* en grados.

A.1.2. Corrección por presión barométrica

Se procedió a realizar la corrección por presión barométrica (atmosférica). Aquí se toman los datos de valores de presión a lo largo de los días de medición y se determina el cambio en la presión (dp) en kbar con respecto al tiempo, tomando como 0 el valor de apertura de la base. Estos datos fueron obtenidos a partir de la página <https://www.meteored.mx/queretaro/historico>, aquí se presentan los datos de la estación meteorológica del Aeropuerto Intercontinental de Querétaro (Lat.20,617289 Long.-100,185654) con registros históricos de los factores climáticos. Una vez obtenido el diferencial de presión para todos los valores, se aplica la siguiente fórmula:

$$Corr_{atm} = 3,6 \times dp \times 0,001 \quad (14)$$

El primer término se refiere al efecto de la presión sobre el valor de la gravedad medido en un punto de la superficie, se tienen valores estimados de $\sim 3,6$ mGal por 1 kPa de presión. El segundo término es el diferencial de presión en cada uno de los 3,509 valores, y, el tercer término es la conversión a Pascales (Pa). Los valores obtenidos de estas correcciones se adicionan (o sustraen según sea el caso) al valor crudo de gravedad observada para obtener un valor corregido de la gravedad observada.

A.1.3. Corrección por deriva

Se realiza entonces la corrección por deriva obteniendo un coeficiente de deriva el cual es obtenido mediante la diferencia entre la última medida de gravedad observada del día menos la primera, ambas medidas se obtienen de la estación base, dividida entre la diferencia de hora de medición, de igual manera, ambos tiempos son tomados de la medición en la base. Una vez obtenido el coeficiente, se aplica la siguiente fórmula para obtener el valor de gravedad corregido por deriva:

$$g_{Corr_{deriva}} = g'_{obs} \pm C_D(t_n - t_{Base}) \quad (15)$$

la g'_{obs} se refiere al valor crudo corregido por presión barométrica y por tilt. El C_D es el coeficiente de deriva, los valores de t_n y t_{Base} son los valores del tiempo de cada medición y del tiempo de medición en la base respectivamente. Es importante mencionar que se tiene que realizar una diferencia entre el valor de la base del siguiente día y el valor de la base del primer día. El valor resultante es restado a todos los valores corregidos en la ecuación (15) para que el valor de g en la base sea constante.

A.1.4. Valor absoluto en la estación base

Es necesario obtener el valor absoluto de gravedad de la base por ser una estación de referencia, las mediciones regulares en este punto tienen que tener un valor más o menos estable y la repetibilidad de estos datos es primordial, mientras que la precisión será estimada a partir de una estación de gravedad absoluta de orden cero, y ésta, a su vez, haciendo comparaciones con otros instrumentos.

Para poder transformar el valor absoluto de gravedad en la base local se obtiene el diferencial de gravedad (dg) de la base del CC menos el valor de gravedad del LEG, ambas mediciones realizadas con el Autograv CG-5, posteriormente, se obtiene un promedio de todos los valores de dg y se adicionan al valor de gravedad absoluto medido en la estación del LEG con el gravímetro absoluto FG5X-252. El valor resultante será el valor absoluto de la base local del CC. Con este valor tendremos un nuevo valor de gravedad observada en cada punto de medición que se obtiene con la siguiente fórmula:

$$g_{obs} = g_{abs_{CC}} + g_{Corr_{deriva}} - g_{0_{base}} \quad (16)$$

El primer término se refiere al valor absoluto de la base del CC, el valor de la gravedad corregido por deriva de la ecuación (15) en todos los puntos medidos se refieren al segundo término, y el tercer término es el valor crudo de gravedad al inicio de cada jornada en la base del CC.

A.1.5. Gravedad teórica

Como se explicó anteriormente, el valor de gravedad varía con la latitud (ecuación (4)), estos valores obtenidos están referidos a un sistema de referencia que, en este caso son tomados del elipsoide de referencia GRS80 (Geodetic Reference System de Moritz 1980). Se toman los valores de los factores de excentricidad antes mencionados, el valor de gravedad en el ecuador y el valor de latitud en todos los puntos.

A.2. Reducciones a datos corregidos

Hechas las correcciones anteriores a los datos del campo se procede a realizar las reducciones con el objetivo de eliminar el efecto de altitud y de la masa entre el punto de la estación y la altura media del mar para obtener la gravedad al nivel del geoide y poderla comparar con la teórica dada por la fórmula de gravedad de 1967 ([Pacheco-Martínez, 2007b]):

A.2.1. Reducción de aire libre

Para la reducción de **aire libre**, se usaron las ecuaciones (5) y la (6) con los valores de altura obtenidos con el modelo digital de elevación (MDE) del levantamiento de GPS conjunto en cada una de las estaciones medidas. El valor obtenido en ambas ecuaciones va a representar si el punto de medición está sobre o por debajo del nivel de la estación de referencia.

A.2.2. Reducción de Bouguer

Como la reducción de Bouguer toma en cuenta la atracción gravitacional entre el elipsoide y la estación, el cálculo está representado por una losa horizontal infinita y dada por la ecuación (8). Para este cálculo, se utilizaron dos valores de densidad distintos estimados por la geología del lugar, el primero de ellos, $\rho_1 = 2,300 \text{ kg/m}^3$ por tratarse de una cuenca sedimentaria; y el segundo, $\rho_2 = 2,670 \text{ kg/m}^3$ siendo la densidad promedio de la corteza terrestre. La altura h (espesor de la losa con respecto al plano de referencia) se tomó de los valores dados, nuevamente, del MDE del GPS. Esto nos dirá, dependiendo si es positivo o negativo, si la estación está por encima o por debajo del nivel de referencia.

B. Apéndice: Procedimiento en el *software* Oasis Montaj[®].

B.1. Corrección por terreno

La corrección por terreno se determinó con el programa Oasis Montaj[®] por medio de un algoritmo que calcula una cuadrícula de corrección regional, luego calcula correcciones locales en cada estación con la

misma distancia de corrección local y suma las correcciones obtenidas (locales y regional) en cada estación para obtener una corrección total.

El cálculo de la corrección regional (valores mayores a 1,000 m) se obtiene a partir de un modelo digital de elevación (DEM por sus siglas en inglés) sobre un modelo de DEM local más puntualmente muestreado que cubra el área de estudio. Esto produce una cuadrícula de corrección regional que representa las correcciones de terreno más allá de la distancia de corrección local. Las correcciones en cada estación se obtienen sustrayendo el valor interpolado en miliGal de la cuadrícula de corrección regional y se adiciona la corrección local que se calcula del DEM local. Esta última se calcula a partir del DEM local, muestreando con una malla de cuadrícula centrada en la estación a ser calculada. El cálculo se basa en contribuciones de zonas cercanas, zonas intermedias y zonas lejanas.

B.2. Anomalías gravimétricas

Para fines de este trabajo las anomalías gravimétricas buscadas son aquellas que revelen la geometría del basamento rocoso bajo la capa de relleno sedimentario con amplitudes de pocas decenas de miligales.

B.2.1. Cálculo de anomalías

Las secciones 3.2.2.5 y 3.2.2.7 resumen el procedimiento para calcular las anomalías de Aire Libre y Bouguer completa respectivamente, a partir de los datos reducidos preparados para su posterior modelado. El programa *Oasis Montaj* del software de *Geosoft* fue utilizado para el procesado de las interpolaciones de los valores de anomalías. Este programa tiene distintas opciones para el interpolado y filtros para los datos gravimétricos.

La anomalía de Aire Libre obtenida a partir de la ecuación (9) fue interpolada por el método de *Mínima Curvatura* que ajusta una superficie de curvatura mínima a los datos. Se basa básicamente en obtener un promedio de la distancia inversa de los datos dentro de un radio de búsqueda y la celda que contiene los datos es dividido entre 2. Este proceso es iterativo hasta alcanzar la superficie de mínima curvatura. Como dato de entrada se requirió únicamente del tamaño de celda que depende de la distribución espacial de los datos, para este caso se utilizó un tamaño de celda de 30 metros.

De igual manera, la interpolación de datos de la anomalía de Bouguer completa se realizó por el método de curvatura mínima únicamente variando el tamaño de celda a 50 por la mayor variabilidad en los valores de los datos vecinos. La anomalía de Bouguer completa se determinó usando la fórmula de la ecuación (11).

La separación de las anomalías regionales y residuales en este trabajo se realizó en el programa de *Oasis Montaj*® usando el algoritmo del filtro de *Butterworth* en el dominio de Fourier, y se calcula con el siguiente expresión:

$$L(k) = \frac{1}{1 + \left(\frac{k}{k_0}\right)^n} \quad (17)$$

siendo k_0 el número de onda central del filtro, en unidades de *ciclos/unidad terrestre*, n el grado de la función del filtro de *Butterworth*.

Se realiza un análisis de series de tiempo, en este caso, la anomalía de gravedad varía con la posición y no con el tiempo como lo hace una señal sísmica. Para una distribución espacial el número de onda $k = 2\pi/\lambda$, es la contraparte de la frecuencia de las series de tiempo. Si se asume que su variación es periódica, la función de gravedad con respecto a la posición se puede expresar como una suma de series de armónicos discretos ([Lowrie, 2007]). Cada armónico es una función de senos o cosenos que son múltiplos del número de onda fundamental ([Long and Kaufmann, 2013]). La expresión para la función se llama *series de Fourier*. La descomposición de una anomalía compleja en términos de variaciones periódicas simples de distintas longitudes de onda se llama *análisis de Fourier* y es muy útil para resolver los componentes de la señal original ([Lowrie, 2007]).

La variación bidimensional de la anomalía gravimétrica mapeada se puede expresar de manera similar con la ayuda de las series dobles de Fourier siendo una sumatoria ponderada de las funciones sinusoidales (Figura 22). Como parte de este proceso, el software calcula además el promedio radial del espectro del

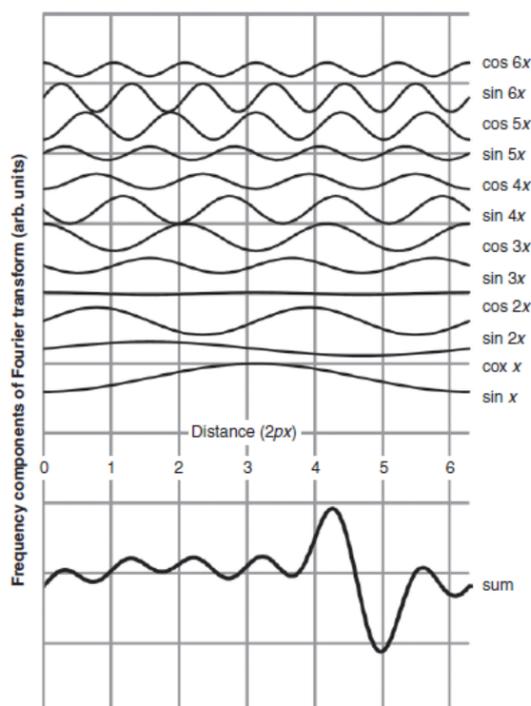


Figura 22: La forma de la anomalía en la parte inferior es la suma de las curvas independientes de senos y cosenos que se muestran en la parte superior. Tomado y modificado de [Long and Kaufmann, 2013]

energía de la *transformada de Fourier* siendo esta una función compleja que involucra los números de onda definidos por la longitud de onda del campo gravimétrico.

B.3. Interpretación de anomalías gravimétricas

La interpretación de datos geofísicos nos ayuda a proponer una geometría del subsuelo y calcular la anomalía que produce. Se utilizan métodos indirectos para generar la geometría del basamento a partir de la anomalía del residual de gravedad.

B.3.1. Cálculo de detección de límites

El cálculo del gradiente horizontal de gravedad fue realizado en el programa GRIDGRAD GX del *software* Oasis Montaj[®] donde se obtuvo el valor de magnitud de gradiente sin utilizar un valor direccional. El cálculo de la magnitud de gradiente horizontal viene explicado en la sección 3.3.2.1. El filtro de convolución se aplica al grid para producir el resultado del gradiente. El filtro de convolución usa los vecinos locales para calcular el promedio ponderado, y cada pixel es utilizado muchas veces por su vecino. El filtro detecta cambios de gradiente a los largo de distintas direcciones utilizando kernels de 3x3 llamados máscaras de gradiente. Se calcula la magnitud de estos kernels y se obtiene el resultado.

Las derivadas horizontales $\frac{\partial g}{\partial x}$ y $\frac{\partial g}{\partial y}$ de las ecuaciones (12) se obtuvieron con la extensión *MAGMAP*. Todos los procesos realizados en la extensión *MAGMAP* del *software* Oasis Montaj[®] se llevan a cabo con la aplicación de filtros en el dominio de Fourier. Una vez que se realiza la transformada de Fourier, la aplicación de los filtros es un proceso sencillo. Se usaron los valores de la anomalía residual como dato de entrada definiendo el filtro de *Derivadas* dentro de *MAGMAP*, primeramente en la dirección x y posteriormente en la dirección y . Con la ayuda del constructor de la expresión matemática del *grid* del mismo *software* se logró obtener el mapa con los valores de la PDH de la ecuación (12).

B.3.2. Cálculo de profundidad y modelado bidimensional

El análisis espectral de datos gravimétricos se ha utilizado para determinar la profundidad de ciertas estructuras geológicas como el basamento de una zona en particular. El programa *software* Oasis Montaj[®]

utiliza la metodología propuesta por [Spector and Grant, 1970], que estipula que el factor de profundidad invariablemente domina la forma del espectro de potencia promediado radialmente. Para saber más de la metodología matemática utilizada, leer a [Spector and Grant, 1970] y [Maus and Dimri, 1996].

El método utilizado por el programa para calcular la respuesta del modelo se basan en los métodos de [Talwani et al., 1959]. GM-SYS utiliza el algoritmo de inversión de Marquardt para linealizar e invertir el cálculo (para profundizar en las bases del algoritmo de Marquardt se recomienda leer [Marquardt, 1963]). GM-SYS utiliza un modelo de Tierra plana 2D para el cálculo de la gravedad, cada unidad estructural se extiende de más a menos infinito en dirección perpendicular al perfil. Se asume que la Tierra tiene una topografía pero no una curvatura. El modelo además se extiende a $\pm 30,000\text{km}$ a lo largo del perfil para eliminar efectos de límite ([Nor, 2004]).

El modelo de respuesta se compone de líneas definidas por una serie de puntos que limitan áreas o bloques con diferentes densidades y que pueden ser manipuladas para obtener la respuesta gravimétrica que mejor se ajusta a los valores de gravedad observada. El límite superior del modelo es la superficie que define la topografía de las secciones.

Referencias

- E. Aboud, N. El-Masry, and S. Ahmed. Microgravity mapping for king abdulaziz university campus: imaging subsurface. *Arabian Journal of Geosciences*, 11(22), nov 2018. doi: 10.1007/s12517-018-4029-x.
- G. J. Aguirre-Díaz, J. Nieto-Obregón, and F. R. Zúñiga. Seismogenic basin and range and intra-arc normal faulting in the central mexican volcanic belt, querétaro, méxico. *Geological Journal*, 40(2):215–243, apr 2005. doi: 10.1002/gj.1004.
- A. S. Al-Banna and A. N. Daham. Tectonic boundaries and depth estimate of some gravity sources in diyala area, east central iraq. *Iraqi Journal of Science*, 60(2):308–320, 2019. ISSN 0067-2904.
- S. Alaniz-Álvarez, A. Nieto Samaniego, M. Reyes Zaragoza, T. Orozco Esquivel, C. Ojeda García, and L. Vasallo. Estratigrafía y deformación extensional en la región san miguel de allende-querétaro, méxico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 18(2):129–148, Jan. 2001.
- H. Alsadi and E. Baban. *Introduction to gravity exploration method*. University of Sulaimani, Sulaimaniyah, Kurdistan Region- Iraq., 07 2014.
- R. J. Blakely. *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge University Press, 2009. ISBN 052141508X. URL https://www.ebook.de/de/product/8369572/richard_j_blakely_potential_theory_in_gravity_and_magnetic_applications.html.
- C. Braitenberg and J. Ebbing. New insights into the basement structure of the west siberian basin from forward and inverse modeling of GRACE satellite gravity data. *Journal of Geophysical Research*, 114 (B6), jun 2009. doi: 10.1029/2008jb005799.
- D. Carreón-Freyre and M. Cerca. Delineating the near-surface geometry of the fracture system affecting the valley of querétaro, mexico: Correlation of GPR signatures and physical properties of sediments. *Near Surface Geophysics*, 4(10), feb 2006. doi: 10.3997/1873-0604.2005031.
- D. Carreón-Freyre, M. Cerca, G. Ochoa-González, P. Teatini, and F. R. Zúñiga. Shearing along faults and stratigraphic joints controlled by land subsidence in the valley of queretaro, mexico. *Hydrogeology Journal*, 24(3):657–674, mar 2016. doi: 10.1007/s10040-016-1384-0.
- D. Carreón-Freyre, M. Cerca, L. L. González, and F. G. González. Influencia de la estratigrafía y estructura geológica en el flujo de agua subterránea del valle de querétaro. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol. 22, núm. 1, 2005, pp. 1-18, 22(1):1–18, 2005. ISSN 1026-8774.
- CEA-UAQ. Estudio integral del recurso agua en los acuíferos del estado de querétaro (geq)plan hidráulico del estado de querétaro: Tomo i. agua potable y saneamiento. Technical report, Comisión Estatal del Agua, Gob. del Edo. de Qro., 2002.
- L. M. Cerca-Martínez, G. D. J. Aguirre-Díaz, and M. López-Martínez. The geologic evolution of the southern sierra de guanajuato, mexico: A documented example of the transition from the sierra madre occidental to the mexican volcanic belt. *International Geology Review*, 42(2):131–151, feb 2000. doi: 10.1080/00206810009465073.
- E. Chaussard, S. Wdowinski, E. Cabral-Cano, and F. Amelung. Land subsidence in central mexico detected by alos insar time-series. *Remote Sensing of Environment*, 140:94–106, jan 2014. doi: 10.1016/j.rse.2013.08.038.
- R. Constantino and E. C. Molina. Basement structures in santos basin (brazil) from satellite altimetry and marine geophysics. *Brazilian Journal of Geophysics*, 33(1):29–43, 2015. ISSN 0102-261X. doi: 10.1590/rbgf.v33i1.599.
- G. R. J. Cooper and D. R. Cowan. Edge enhancement of potential-field data using normalized statistics. *Geophysics*, 73(3):H1–H4, may 2008. doi: 10.1190/1.2837309.
- M. Dhaoui, , and H. Gabtni. Depth to basement analysis from gravity field over the guelb ahmer horst (ghadames petroleum province, southern tunisia, north africa). *(IOSR) Journal of Applied Geology and Geophysics*, 2(5):122–127, 2014. doi: 10.9790/0990-025122127.
- T. A. Elkins. The second derivative method of gravity interpretation. *Geophysics*, 16(1):29–50, jan 1951. doi: 10.1190/1.1437648.

- A. Eshaghzadeh. Image edge detection of the total horizontal gradient of gravity data using the normalized tilt angle. *Geodynamics Research International Bulletin*, 3:XXVIII to XXXIII, 01 2015.
- P. Farina, J. A. Avila-Olivera, V. H. Garduño-Monroy, and F. Catani. (dinsar) analysis of differential ground subsidence affecting urban areas along the mexican volcanic belt (MVB). *Italian Journal of Remote Sensing*, pages 103–113, jun 2008. doi: 10.5721/itjrs20084029.
- A. Franceschini, P. Teatini, C. Janna, M. Ferronato, G. Gambolati, S. Ye, and D. Carreón-Freyre. Modelling ground rupture due to groundwater withdrawal: applications to test cases in china and mexico. *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences*, 372:63–68, nov 2015. doi: 10.5194/piahs-372-63-2015.
- E. Gonzalez-Sosa, N. Ramos-Salinas, C. Mastachi-Loza, and R. Becerril-Pin. Effect of water resources in the queretaro river: Climate analysis and other changes. In *Climate Change - Realities, Impacts Over Ice Cap, Sea Level and Risks*. InTech, jan 2013. doi: 10.5772/55259.
- J.-L. Granja-Bruña, A. Gorosabel, and A. Muñoz-Martín. Análisis de mapas de anomalías gravimétricas en el borde ne de la placa caribe. *Departamento de Geodinámica. Universidad Complutense de Madrid*, 01 2006.
- S. Hammer. Terrain corrections for gravimeter stations. *Geophysics*, 4(3):184–194, jul 1939. doi: 10.1190/1.1440495.
- W. A. Heiskanen and H. Moritz. *Physical Geodesy*. W. H. Freeman and Company, 1967.
- W. J. Hinze, C. Aiken, J. Brozena, B. Coakley, D. Dater, G. Flanagan, R. Forsberg, T. Hildenbrand, G. R. Keller, J. Kellogg, R. Kucks, X. Li, A. Mainville, R. Morin, M. Pilkington, D. Plouff, D. Ravat, D. Roman, J. Urrutia-Fucuguchi, M. Véronneau, M. Webring, and D. Winester. New standards for reducing gravity data: The north american gravity database. *Geophysics*, 70(4):J25–J32, jul 2005. doi: 10.1190/1.1988183.
- W. J. Hinze, R. R. B. von Frese, and A. H. Saad. *Gravity and Magnetic Exploration*. Cambridge University Press, 2009. doi: 10.1017/cbo9780511843129.
- W. J. Hinze, R. R. B. von Frese, and A. H. Saad. *Gravity and Magnetic Exploration*. Cambridge University Press, 2018. ISBN 0521871018. URL https://www.ebook.de/de/product/19038174/william_j_hinze_ralph_r_b_von_frese_afif_h_saad_gravity_and_magnetic_exploration.html.
- IMPLAN-UNAM. Estudio de subsidencia en el centro histórico de querétaro con base en micro-gravimetría urbana, con fines de planeación y conservación del patrimonio histórico arquitectónico. techreport, Instituto Municipal de Planeación-Universidad Nacional Autónoma de México, Oct. 2017.
- A. Johnson and I. MacLeod. Using power spectra for potential field data interpretation : Challenges and cautions. *Journal of Geophysics*, XXXVII(4):187–190, Oct. 2016.
- L. R. Lines and R. T. Newrick. *Fundamentals of Geophysical Interpretation (Geophysical Monograph No. 13)*. Society Of Exploration Geophysicists, 2004. ISBN 978-1-56080-125-2. URL <https://www.amazon.com/Fundamentals-Geophysical-Interpretation-Monograph-No/dp/1560801255?SubscriptionId=0JYN1NVW651KCA56C102&tag=techkie-20&linkCode=xm2&camp=2025&creative=165953&creativeASIN=1560801255>.
- L. T. Long and R. D. Kaufmann. *Acquisition and Analysis of Terrestrial Gravity Data*. Cambridge University Press, 2013. ISBN 1107024137. URL http://www.ebook.de/de/product/19864480/leland_timothy_long_ronald_douglas_kaufmann_acquisition_and_analysis_of_terrestrial_gravity_data.html.
- W. Lowrie. *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge University Press, 2007. ISBN 9780521675963. URL <https://www.amazon.com/Fundamentals-Geophysics-William-Lowrie/dp/0521675960?SubscriptionId=0JYN1NVW651KCA56C102&tag=techkie-20&linkCode=xm2&camp=2025&creative=165953&creativeASIN=0521675960>.
- D. W. Marquardt. An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters. *Journal of the Society for Industrial and Applied Mathematics*, 11(2):431–441, jun 1963. doi: 10.1137/0111030.

- P. Martínez, M. E. Gimenez, O. A. Pontoriero, F. L. Klinger, F. Ruíz, M. Sánchez, F. Dávila, and R. Astini. A gravimetric study of heterogeneities in intermediate crust beneath the general levalle basin- córdoba province- argentina. In *12th International Congress of the Brazilian Geophysical Society (EXPOGEF), Rio de Janeiro, Brazil, 15-18 August 2011*. Society of Exploration Geophysicists and Brazilian Geophysical Society, aug 2011. doi: 10.1190/sbgf2011-102.
- S. Maus and V. Dimri. Depth estimation from the scaling power spectrum of potential fields? *Geophysical Journal International*, 124(1):113–120, Jan. 1996.
- J. Milsom. *Field Geophysics (Geological Field Guide)*. Wiley, 2003. ISBN 0470843470. URL <https://www.amazon.com/Field-Geophysics-Geological-Guide/dp/0470843470?SubscriptionId=0JYN1NVW651KCA56C102&tag=techkie-20&linkCode=xm2&camp=2025&creative=165953&creativeASIN=0470843470>.
- GM-SYS Gravity/Magnetic Modeling Software User's Guide*. Northwest Geophysical Associates, Inc, 1600 SW Western Boulevard, Suite 200 • Corvallis, OR 97333 USA, 4.9 edition, June 2004.
- G. Ochoa-González, P. Teatini, D. Carreón-Freyre, and G. Gambolati. Modeling the deformation of faulted volcanosedimentary sequences associated to groundwater withdrawal in the querétaro valley, mexico. In *20th International Congress on Modelling and Simulation, Adelaide, Australia*, Dec. 2013.
- G. Ochoa-González, D. Carreón-Freyre, A. Franceschini, M. Cerca, and P. Teatini. Overexploitation of groundwater resources in the faulted basin of querétaro, mexico: A 3d deformation and stress analysis. *Engineering Geology*, 245:192–206, nov 2018. doi: 10.1016/j.enggeo.2018.08.014.
- J. Pacheco, J. Arzate, E. Rojas, M. Arroyo, V. Yutsis, and G. Ochoa. Delimitation of ground failure zones due to land subsidence using gravity data and finite element modeling in the querétaro valley, méxico. *Engineering Geology*, 84(3-4):143–160, may 2006. doi: 10.1016/j.enggeo.2005.12.003.
- J. Pacheco-Martínez. *Modelo de Subsistencia del Valle de Querétaro y Predicción de Agrietamientos Superficiales*. phdthesis, Universidad Nacional Autónoma de México, 2007a.
- J. Pacheco-Martínez. Modelo de subsidencia del valle de querétaro y predicción de agrietamientos superficiales., Aug. 2007b. URL http://terra.geociencias.unam.mx/geociencias/posgrado/tesis/doctorado/pacheco_mj.pdf.
- J. Pacheco-Martínez and J. Arzate-Flores. Análisis multicapa de la subsidencia en el valle de querétaro, méxico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24(3), Dec. 2007. ISSN 1026-8774.
- J. D. Phillips. Locating magnetic contacts: A comparison of the horizontal gradient, analytic signal, and local wavenumber methods. In *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2000*. Society of Exploration Geophysicists, jan 2000. doi: 10.1190/1.1816078.
- J. M. Reynolds. *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. Wiley-Blackwell, 2011. ISBN 0471485357. URL https://www.ebook.de/de/product/13448299/john_m_reynolds_an_introduction_to_applied_and_environmental_geophysics.html.
- E. Rojas, J. Arzate, and M. Arroyo. A method to predict the group fissuring and faulting caused by regional groundwater decline. *Engineering Geology*, 65(4):245–260, sep 2002. doi: 10.1016/s0013-7952(01)00135-1.
- M. S. Rosid and H. Siregar. Determining fault structure using first horizontal derivative (fhd) and horizontal vertical diagonal maxima (hvdM) method: A comparative study. Author(s), 2017. doi: 10.1063/1.4991275.
- A. Setyawan, H. Yudianto, J. Nishijima, and H. Saibi. Gradient analysis of gravity and magnetic data beneath gedongsongo geothermal manifestations, ungaran, indonesia. 04 2015.
- A. Spector and F. S. Grant. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35(2):293–302, apr 1970. doi: 10.1190/1.1440092.
- M. E. Sánchez-Ramírez. Interpretación de datos gravimétricos y magnéticos en las inmediaciones del volcán popocatepetl. Bachelor's thesis, Universidad Nacional Autónoma de México, 2012.

- M. Talwani, J. L. Worzel, and M. Landisman. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the mendocino submarine fracture zone. *Journal of Geophysical Research*, 64(1):49–59, jan 1959. doi: 10.1029/jz064i001p00049.
- L. Timmen. Absolute and relative gravimetry. In *Sciences of Geodesy - I*, pages 1–48. Springer Berlin Heidelberg, 2010. doi: 10.1007/978-3-642-11741-1_1.
- W. Torge. *Geodesy*. De Gruyter, 2001. ISBN 3110170728. URL <https://www.amazon.com/Geodesy-Wolfgang-Torge/dp/3110170728?SubscriptionId=0JYN1NVW651KCA56C102&tag=techkie-20&linkCode=xm2&camp=2025&creative=165953&creativeASIN=3110170728>.
- D. L. Turcotte and G. Schubert. *Geodynamics*. Cambridge University Press, 2014. ISBN 0521186234. URL http://www.ebook.de/de/product/21880842/donald_l_turcotte_gerald_schubert_geodynamics.html.
- J. Wahr. *Geodesy and Gravity*. Samizdat Press, July 1996. URL <http://landau.mines.edu/~samizdat>.
- P. L. S. Wolfgang Jacoby. *Gravity Interpretation*. Springer-Verlag GmbH, 2009. ISBN 3540853286. URL http://www.ebook.de/de/product/7590264/wolfgang_jacoby_peter_l_smilde_gravity_interpretation.html.
- F. Zúñiga, J. Pacheco, M. Guzmán-Speziale, G. Aguirre-Díaz, V. Espíndola, and E. Nava. The sanfandila earthquake sequence of 1998, queretaro, mexico: activation of an undocumented fault in the northern edge of central trans-mexican volcanic belt. *Tectonophysics*, 361(3-4):229–238, jan 2003. doi: 10.1016/s0040-1951(02)00606-6.