



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

INSTITUTO DE GEOFÍSICA

ESTRUCTURA CORTICAL SOMERA DE LA FAJA VOLCÁNICA  
TRANSMEXICANA (SECTOR CENTRO-ORIENTAL). RELACIONES CON EL  
TERRENO GUERRERO Y LA SIERRA MADRE ORIENTAL (DOMINIO  
CONTINENTAL) A PARTIR DE DATOS GRAVIMÉTRICOS

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:  
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA  
(EXPLORACIÓN GEOFÍSICA)

PRESENTA:

VÍCTOR MANUEL RAMÓN MÁRQUEZ

TUTOR:

Dr. JOSÉ OSCAR CAMPOS ENRÍQUEZ (Instituto de Geofísica, UNAM)

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR

Dr. Jorge Arturo Arzate Flores (Centro de Geociencias, UNAM)

Dr. Luis Mariano Cerca Martínez (Centro de Geociencias, UNAM)

Dra. Elisa Fitz Díaz (Instituto de Geología, UNAM)

Dr. Arturo Ortiz Ubilla (POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA)

MÉXICO, D. F., Diciembre de 2014



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.

## **AGRADECIMIENTOS**

Agradezco muy sinceramente al Posgrado en Ciencias de la Tierra y al Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México, por cumplir mi sueño de ser parte de esta máxima casa de estudios.

Al CONACyT por la beca de Maestría otorgada en el periodo del 2011-2013.

Al Dr. Oscar Campos Enríquez, tutor de esta tesis, por su apoyo incondicional, por la paciencia que mostró durante el desarrollo del trabajo, así como su amistad y los conocimientos brindados que siempre estarán en mi memoria.

A mis sinodales, a los doctores Elisa Fitz Díaz, Mariano Cerca Martínez y Arturo Ortíz Ubilla, por las sugerencias y comentarios en la revisión final de la tesis, que enriquecieron y mejoraron el trabajo aquí presentado. Y en especial a la Dra. Elisa, por su ayuda y franqueza en este trabajo, así como su amistad y sus consejos para seguir creciendo en el mundo de las Ciencias de la Tierra.

A las personas que me brindaron su amistad durante mi estancia en la maestría: Albero Vásquez, Elizabeth Granados, Gonzalo Cid, Mariana Castillo, Ernesto González, Carmen Millán, Dr. Joshep y Bernardo García.

A mi madre: Celia Márquez Durán y a mi padre: Jacobo Ramón Goxcón, por su enorme apoyo y por todo su amor. A mi hermana: Celina Ramón Márquez por su apoyo incondicional. A ellos por confiar siempre en mí y estar conmigo en todo momento, gracias.

Finalmente, a una persona muy especial a Lina Santillán Espinoza, el amor de mi vida, quiero decirte que te quiero mucho y siempre me haces muy feliz día a día. Gracias por compartir grandes momentos juntos, por tú compañía, paciencia, y amor, y por supuesto ser tal y como es, ... te amo y te amaré siempre.

---

**ÍNDICE**

<b>RESUMEN</b>	<b>III</b>
<b>CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN</b>	<b>1</b>
<b>I.1 Objetivos</b>	<b>2</b>
<b>I.1.1 Objetivo General</b>	<b>2</b>
<b>I.1.2 Metas Específicas</b>	<b>2</b>
<b>I.2 Metodología</b>	<b>3</b>
<b>I.3 Localización</b>	<b>3</b>
<b>I.4 Estructura de esta tesis</b>	<b>3</b>
<b>CAPÍTULO II. MARCO TEÓRICO</b>	<b>5</b>
<b>II.1 Generalidades del método gravimétrico</b>	<b>5</b>
<b>II.2 Campo gravimétrico de la Tierra</b>	<b>5</b>
<b>II.3 Anomalías gravimétricas</b>	<b>8</b>
<b>II.3.1 Gravedad Teórica</b>	<b>8</b>
<b>II.3.2 Anomalía de gravedad de aire libre</b>	<b>9</b>
<b>II.3.3 Anomalía de gravedad de Bouguer</b>	<b>12</b>
<b>II.3.4 Anomalía de gravedad de Bouguer completa</b>	<b>15</b>
<b>CAPÍTULO III. MARCO GEOLÓGICO</b>	<b>18</b>
<b>III.1 Dominio Continental</b>	<b>19</b>
<b>III.1.1 El micro-continente Oaxaqueño</b>	<b>19</b>
<b>III.1.2 Complejo Acatlán</b>	<b>19</b>
<b>III.1.3 Rocas ígneas del Cabornífero-Triásico Inferior</b>	<b>20</b>
<b>III.1.4 Abanico Potosí</b>	<b>21</b>
<b>III.1.5 Las sucesiones del Jurásico y Cretácico</b>	<b>21</b>
<b>III.2 Terreno Guerrero</b>	<b>24</b>
<b>III.2.1 Complejo Arteaga</b>	<b>25</b>
<b>III.2.2 Sucesiones del Jurásico y Cretácico</b>	<b>25</b>
<b>III.3 Depósitos Volcánicos del Cenozoico</b>	<b>28</b>
<b>III.4 Geología Estructural</b>	<b>29</b>
<b>III.4.1 Sistema de Fallas Taxco-Querétaro</b>	<b>29</b>
<b>III.4.2 Zona de Cizalla Tenochtitlán</b>	<b>29</b>

---

III.4.3 Sistema de Fallas Este-Oeste	31
<b>CAPÍTULO IV. ESTUDIOS GEOFÍSICOS PREVIOS</b>	<b>32</b>
IV.1 Estudios geofísicos a escala regional	32
IV.1 Estudios geofísicos a escala local	35
<b>CAPÍTULO V. PROCESAMIENTO Y MODELADO</b>	<b>41</b>
V.1 Introducción	41
V.2 Adquisición de datos	41
V.3 Procesado de la anomalía gravimétrica	42
V.3.1 Filtro Pasa-baja	43
V.3.2 Primera y Segunda Derivada	43
V.4 Perfiles Gravimétricos	48
V.4.1 Anomalías Regional y Residual	50
V.5 Modelado Geofísico-Estructural	59
V.5.1 Método de Talwani	60
V.5.2 Modelado Directo	60
<b>CAPÍTULO VI. ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS</b>	<b>80</b>
VI.1 Conclusiones	89
<b>BIBLIOGRAFÍA</b>	<b>91</b>
<b>ANEXO A</b>	<b>100</b>
<b>ANEXO B</b>	<b>103</b>

**Resumen**

Basados en la interpretación de 9 perfiles gravimétricos regionales, con orientación NE-SW y longitudes entre 160 y 340 km, se estableció la estructura cortical somera de la Faja Volcánica Transmexicana, del sector centro-oriental. En la porción más occidental, el área de estudio está limitada por una línea NE-SW que pasa por las calderas de Los Azufres y Amealco y el semi-graben de Aljibes. Mientras que al oriente está limitada por una línea NE-SW que pasa por el volcán Zempoala, al occidente del volcán Telapón, y al occidente de la caldera de Acoculco. La disposición de estas líneas permite analizar, de oeste a este, la estructura cortical somera de la parte centro-oriental de la Faja Volcánica Transmexicana.

En general, se establecen las relaciones espaciales de la Faja Volcánica Transmexicana con la parte nororiental del Terreno Guerrero, así como con el denominado Dominio Continental (Sierra Madre Oriental). En particular se establece la estructura del Valle de Toluca, y la parte norte del Valle de México.

De acuerdo a los resultados, entre la parte nororiental del Terreno Guerrero, y la parte suroccidental de la Sierra Madre Oriental, se establece la existencia de una gran depresión que varía de 10 a 78 km de ancho (tipo semi-graben), con espesor máximo promedio de 3 km, rellena por productos volcánicos del Cenozoico. Sólo en las porciones correspondientes al Valle de Toluca, y la porción norte del Valle de México, esta depresión tienen una expresión geomorfológica clara. El graben de Acambay se encuentra ubicado sobre la falla norte de esta gran depresión. La caldera de los Azufres y el campo volcánico de Zitácuaro se encuentran sobre un bloque cortical levantado que limita al sur de dicha depresión.

Se infiere el límite entre el dominio Terreno Guerrero y el Dominio Continental, así como sus principales estructuras y unidades geológicas que lo conforman. El límite entre los dominios, aflora en el suroeste del área de estudio, mientras que, hacia el norte está cubierto por depósitos volcánicos del Cenozoico, se deduce que se prolonga hacia el límite sur de la gran depresión.

## CAPÍTULO I

### INTRODUCCIÓN

La configuración tectónica de la parte central de México es muy compleja, en parte resultado de los diferentes terrenos tectónicos o bloques corticales desde Proterozoico, los cuales de oeste a este son (p. ej. Ortega-Gutiérrez, 1981; Campa & Coney, 1983): Guerrero, Sierra Madre, Mixteco y Oaxaca. Dichos terrenos difirieren en edad, estructura y litología. Y otra parte, debido a que estos terrenos están cubiertos parcialmente por vulcanismo relacionado a la subducción del Cenozoico al reciente, el cual se asocia a dos arcos mayores: la provincia volcánica Sierra Madre Occidental de orientación nor-noroeste y la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) con dirección este-oeste (Ferrari *et al.*, 1999), los dos arcos se traslapan entre la costa del Pacífico y la Ciudad de México.

La configuración tectónica del centro-sur de México puede dividirse en dos grandes dominios paleogeográficos en el Mesozoico (Martini *et al.*, 2012; 2013): el Dominio Continental (compuesto por terrenos -Oaxaca y Mixteco- ensamblados durante el Paleozoico) y el Terreno Guerrero (compuesto por un complejo sistema de arcos); el límite actual entre estos dos dominios es una zona de sutura que aflora en la parte más sur donde el Terreno Guerrero está cabalgando sobre el Terreno Mixteco, y que hacia el norte esta sutura es inferida debido a que está cubierta por el vulcanismo del Cenozoico.

A pesar de que el número de estudios geofísicos en la parte centro-sur de México han aumentado en los últimos años, hay muy pocos estudios gravimétricos, y pocos de ellos se han enfocado a estudiar la estructura cortical somera. Algunos ejemplos tomando en cuenta estos criterios son: el trabajo efectuado por Campos-Enríquez *et al.* (2000) quien infirió la estructura cortical en la porción norte del sector central de la FVTM; los estudios llevados a cabo en las subcuencas de Chalco y Xochimilco (Chávez *et al.*, 1994; Campos-Enríquez *et al.*, 1997) y los trabajos en la parte nororiental de la cuenca de México (Huizar-Álvarez *et al.*, 1997; Campos-Enríquez *et al.*, 2003); quienes infirieron las características estructurales más importantes de la región.

Los modelos gravimétricos estudian las variaciones del campo gravimétrico causadas por las variaciones de densidad entre las rocas del subsuelo y estudiar las

características de estructuras que no tienen expresión superficial, de aquí la importancia de la aplicación de éstas técnicas en el centro de México, donde la presencia de la cubierta volcánica es considerable.

El presente trabajo pretende ubicar la zona de sutura entre el Terreno Guerrero y el Dominio Continental que se encuentra por debajo de los depósitos volcánicos del Cenozoico, así como la configuración cortical somera debajo del sector centro-oriente de la FVTM y sus zonas aledañas, mediante la modelación de 9 perfiles gravimétricos con dirección NE-SW obtenidos con el método de Talwani. El estudio integra información geológica y geofísica para constreñir el modelado gravimétrico, los cuales permitirán obtener modelos que mejor representen el área de estudio.

## **I.1 Objetivos**

### **I.1.1 Objetivo General**

Realizar un estudio gravimétrico para modelar como una primera aproximación la estructura cortical somera en el centro-sur de México, integrando estudios geológicos y geofísicos previos.

### **I.1.2 Metas Específicas**

- Compilar una base de datos gravimétricos a partir de trabajos previos a lo largo del área de estudio.
- Obtener modelos geofísicos-estructurales acorde con la respuesta gravimétrica observada, que servirá de base para entender la configuración cortical somera del área de estudio.
- Delimitar la posible transición entre el Terreno Guerrero y el denominado Dominio Continental.
- Obtener las características estructurales más importantes en el Dominio Continental.
- Comparar los modelos resultantes de este trabajo con los modelos gravimétricos de trabajos anteriores.

## **I.2 Metodología**

Se recabó y se integró información de estudios geológicos y geofísicos previos, y en conjunto con el procesamiento e interpretación de datos gravimétricos, se logró obtener modelos geofísicos-estructurales que permitieron dar una visión de los rasgos tectónicos más importantes en esa área. La metodología que se llevó a cabo durante este trabajo fue la siguiente:

- Recopilación bibliográfica.
- Compilación de una base de datos con información existente.
- Procesamiento de datos gravimétricos.
- Generación de mapas gravimétricos, y de perfiles a partir de éstos.
- Elaboración de modelos geofísicos-estructurales.
- Interpretación de los modelos gravimétricos.

## **I.3 Localización**

Las coordenadas que define el área de estudio son aproximadamente  $18^{\circ}$  –  $20.6^{\circ}$  latitud norte y  $100.7^{\circ}$  –  $98^{\circ}$  longitud oeste (Figura 1). El área de estudio comprende partes de los Estados de Michoacán, Querétaro, Hidalgo, Guerrero, Estado de México, Morelos, Puebla, Tlaxcala, y el D.F.

## **I.4 Estructura de esta tesis**

La tesis está estructurada en 6 capítulos:

**Capítulo I. Introducción.** El capítulo proporciona una visión global de los estudios de las estructuras geológicas en la zona de estudio, así como la importancia que tienen los métodos gravimétricos para proporcionar información acerca de estas estructuras.

**Capítulo II. Marco Teórico.** En este apartado se resumen las bases teóricas del análisis gravimétrico que se realizó, incluyendo aquellas relacionadas con las correcciones que deben realizarse a los datos gravimétricos.

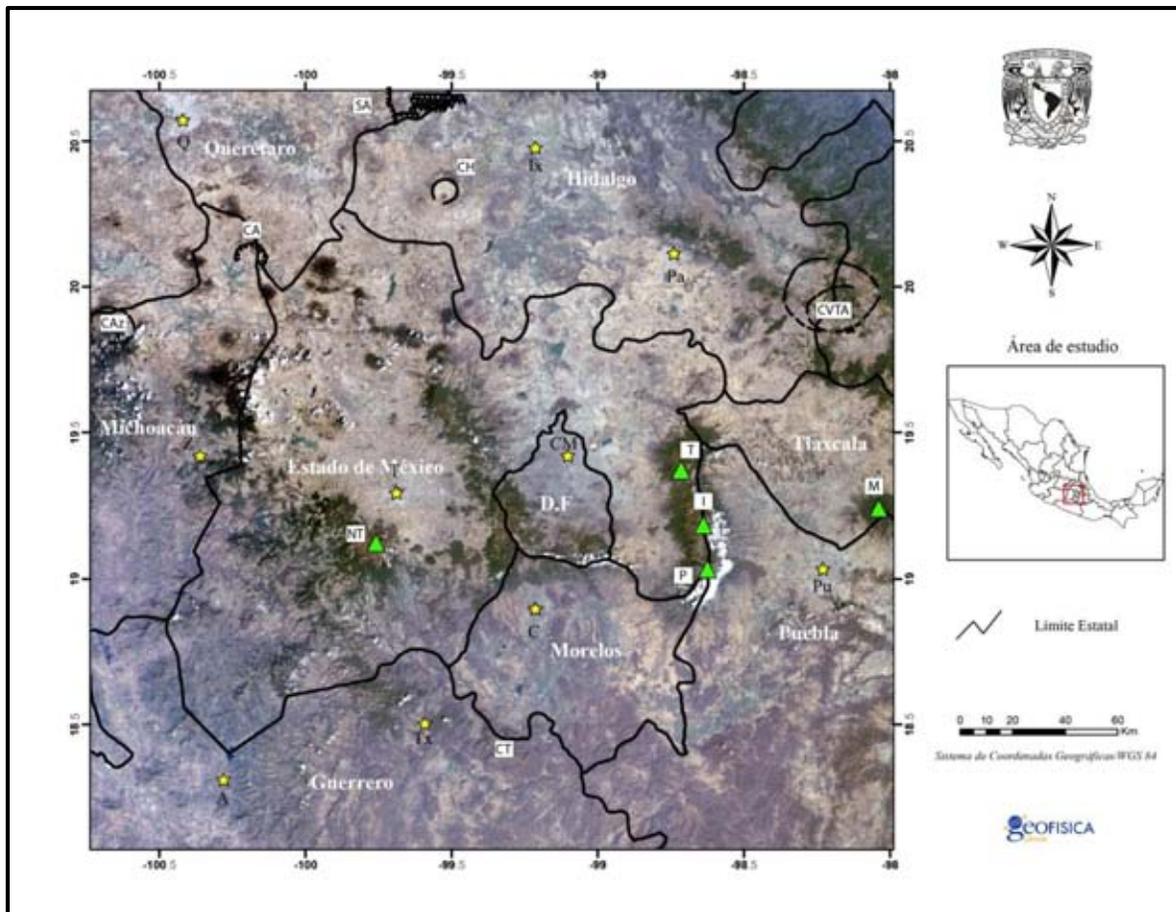


Figura 1.1. Ubicación del área de estudio. SA-Semi-graben de Aljibes; CA-Caldera de Amealco; CAZ-Caldera Los Azufres; CH-Caldera de Huichapan; CT-Caldera de Tilzapotla; CVTA-Complejo Volcánico Tulancingo-Acozulco. Los triángulos indican algunos volcanes importantes: NT-Nevado de Toluca; P-Popocatepetl; I-Iztaccíhuatl; T-Telapón; M-Malinche. Las estrellas indican algunas localidades: Q-Querétaro, Ix-Ixmiquilpan; Pa-Pachuca; Pu-Puebla, CM-Ciudad de México; T-Toluca; Z-Zitácuaro; C-Cuernavaca; Tx-Taxco; A-Arcelia.

**Capítulo III. Marco Geológico.** Este capítulo incluye una revisión de la evolución geológica del área de estudio

**Capítulo IV. Estudios Geofísicos previos.** El capítulo tiene como objetivo hacer un resumen de los estudios geofísicos que se han realizado en diversas partes del área de estudio, los cuales sirven como base en los modelos gravimétricos descritos en esta tesis.

**Capítulo V. Procesamiento y Modelado.** En este capítulo se realiza un procesamiento, el cual consiste en el filtrado realizado para resaltar la señal de acuerdo al objetivo de interés; por otra parte, se realiza el modelado de diferentes perfiles gravimétricos tomando en cuenta aspectos del capítulo III y IV.

**Capítulo VI. Análisis y Discusión de Resultados.** En esta sección se hace un análisis integrando los modelos gravimétricos, y los trabajos geológicos y geofísicos en esa área, para determinar la expresión gravimétrica de rasgos tectónicos (terrenos y límites entre ellos) en la zona de estudio.

## CAPÍTULO II

### MARCO TEÓRICO

#### II.1 Generalidades del método gravimétrico

En un estudio gravimétrico, la geología es investigada con base en las variaciones, sobre la superficie terrestre, del campo gravimétrico de la Tierra. Las diferencias o distorsiones de este campo, son causadas por variaciones de densidad entre las rocas del subsuelo.

Debido a que la Tierra no es una esfera homogénea perfecta, la aceleración gravitacional no es constante sobre su superficie. La variación de la gravedad depende de los siguientes factores: latitud, elevación, topografía de la zona de estudio, mareas terrestres, sensibilidad del gravímetro, variación regional de la densidad y variación vertical de la misma (efecto de isostasia). Para el estudio de la geología del subsuelo, las anomalías causadas por los factores anteriores, excepto los referentes a la variación de la densidad, deben ser removidas para obtener sólo la anomalía de interés.

En este capítulo se resumen los conceptos teóricos así como las correcciones que se deben realizar para eliminar efectos de los factores mencionados anteriormente.

#### II.2 Campo gravimétrico de la Tierra

La gravedad es la atracción de un cuerpo debido a la masa de otro cuerpo. La fuerza de atracción de un cuerpo en función de otro cuerpo está dada por la “Ley de Newton de Gravedad” (Figura 2.1a),

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad (2.1)$$

donde  $F$  es la fuerza de atracción entre los dos cuerpos ( $N$ ),  $G$  es la Constante de Gravitación Universal ( $6.67 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2/\text{kg}^2$ ),  $m_1$  y  $m_2$  son la masa de los dos objetos ( $kg$ ) y  $r$  es la distancia entre los cuerpos ( $m$ ).

La fuerza ( $F$ ) ejercida en un cuerpo con masa  $m_1$  por el cuerpo con masa  $m_2$ , está dada por la “Segunda Ley de Newton de Movimiento” (Figura 2.1b),

$$F = m_1 a \quad (2)$$

donde  $a$  es la aceleración del objeto de masa  $m_1$  debido a la atracción del cuerpo con masa  $m_2$  ( $m/s^2$ ).

Despejando la aceleración en la ecuación (2) y sustituyendo en la ecuación (1), tenemos que (Figura 2.1c):

$$a = \frac{F}{m_1} = \frac{G}{r^2}$$

$$a = G \frac{M}{r^2} \quad (3)$$

Para el campo de gravedad de la Tierra (Figura 2.2a),

$$g = G \frac{M}{R^2} \quad (4)$$

donde  $g$  es la aceleración de gravedad observada por encima de la superficie de la Tierra,  $M$  es la masa de la Tierra y  $R$  es la distancia desde el punto de observación al centro de la masa de la Tierra.

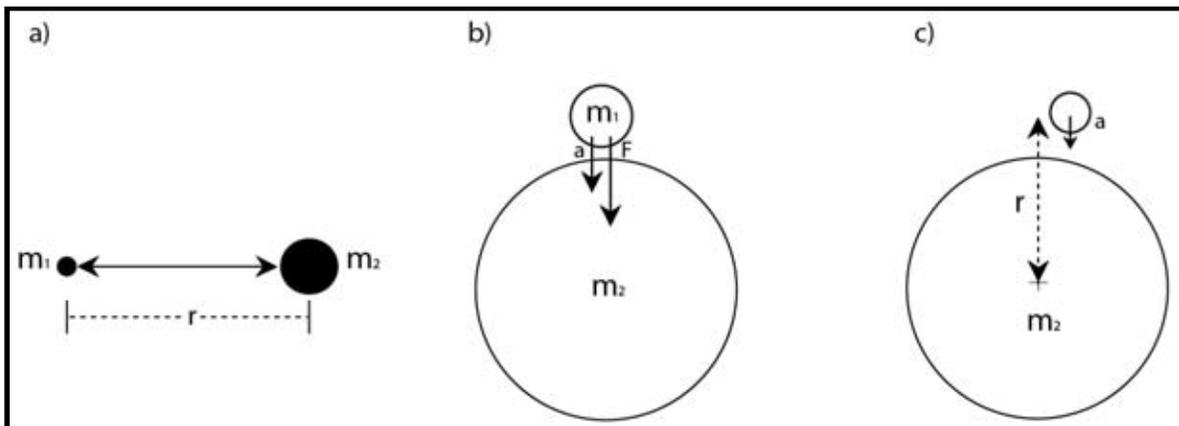


Figura 2.1. a) La fuerza gravitacional entre dos objetos es directamente proporcional a sus masas ( $m_1$ ,  $m_2$ ), e inversamente proporcional al cuadrado de sus distancias ( $r$ ). b) La masa ( $m_1$ ), la aceleración ( $a$ ) debido a la masa ( $m_2$ ), determinan la fuerza gravitacional ( $F$ ). c) La aceleración debido a la gravedad de un cuerpo depende únicamente en la masa del cuerpo de atracción ( $m_2$ ) y la distancia al centro de la masa ( $r$ ).

La ecuación (4) proporciona dos propiedades fundamentales de la gravedad: 1) en ausencia de la resistencia del aire, la aceleración debido a la gravedad ( $g$ ) no depende de la masa ( $m_i$ ) atraída a la Tierra (Figura 2.2b); 2) una masa cuánto más lejos de la superficie de la Tierra se encuentre (que tiene un radio  $R$  más grande), tendrá una aceleración gravitacional más pequeña (Figura 2.2c), esto obedece a la ley inversa al cuadrado.

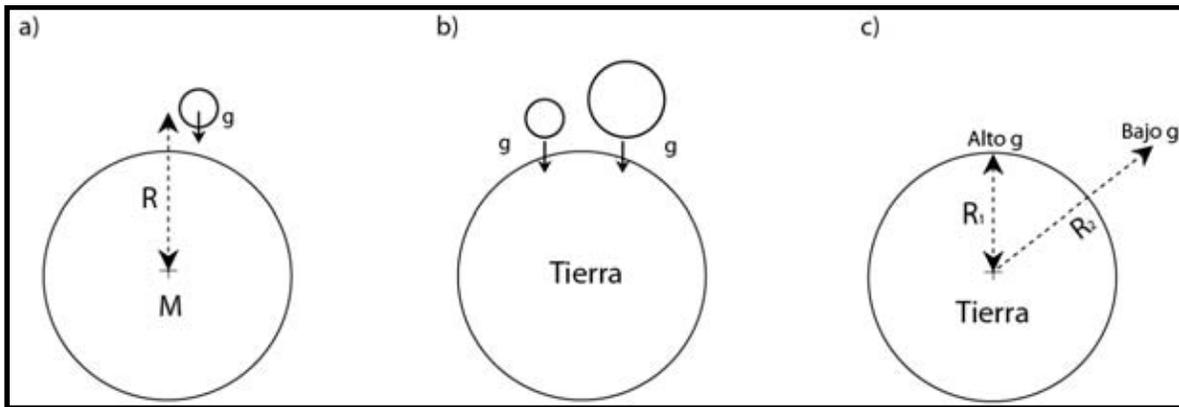


Figura 2.2. a) La masa ( $M$ ) de la Tierra y radio ( $R$ ) al centro de la Tierra determinan la aceleración gravitacional ( $g$ ) de los cuerpos por encima de la superficie de la Tierra. b) La aceleración es la misma ( $g$ ), independientemente de la masa del cuerpo. c) Los cuerpos en la superficie de la Tierra ( $R_1$ ) tiene más aceleración que los cuerpos a mayores distancias por encima de la superficie ( $R_2$ ).

El valor de la aceleración gravitacional de la superficie varía desde  $9.78 \text{ m/s}^2$  en el Ecuador a  $9.83 \text{ m/s}^2$  en los polos (Figura 2.3a). La aceleración es mucho menor en el Ecuador, comparada con su magnitud en los polos, debido a la combinación de tres factores: 1) Hay menor aceleración hacia adentro (fuerza centrípeta) debido a la aceleración hacia afuera (fuerza centrífuga) causada por el giro de la Tierra; el giro (rotación) es más grande en el Ecuador y se reduce a cero en los polos; 2) hay menos aceleración en el Ecuador porque tiene un radio ( $R$ ) más grande hacia el centro de la masa; y 3) el exceso de masa en el Ecuador crea mayor aceleración. Notar que los dos primeros factores disminuyen la aceleración, mientras el tercer factor incrementa la aceleración. El efecto neto es la diferencia observada de aproximadamente  $-0.05 \text{ m/s}^2$ .

La aceleración gravitacional (gravedad) es comúnmente expresada en unidades de miligales ( $mGal$ ), donde:

$$1 \text{ Gal} = 1 \text{ cm/s}^2 = 0.01 \text{ m/s}^2$$

Así que:

$$1 \text{ mGal} = 10^{-3} \text{ Gal} = 10^{-3} \text{ cm/s}^2 = 10^{-5} \text{ m/s}^2$$

La gravedad varía alrededor de  $5,000 \text{ mGal}$  desde el Ecuador al polo.

### II.3 Anomalías gravimétricas

Las observaciones gravimétricas pueden ser usadas para interpretar cambios en la distribución de la masa en el subsuelo en diferentes regiones de la Tierra. Para ver las diferencias de las masas, los grandes cambios en gravedad desde el Ecuador al polo deben ser restados del valor medido en la estación de observación. Esto se logra mediante la predicción del valor de gravedad en función de la latitud de la estación (gravedad teórica), entonces restando el valor de gravedad teórica al valor observado de la estación (gravedad observada), se tiene una anomalía de gravedad (Lillie, 1999).

#### II.3.1 Gravedad Teórica

El valor promedio de la gravedad para una latitud dada es aproximadamente calculado a partir de la Fórmula de Gravedad de Referencia, adoptado en la Asamblea General de la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica (IUGG, por sus siglas en inglés). Algunas fórmulas son las de 1930, 1967 y 1980, que corresponden respectivamente a los elipsoides de Helmert 1960, Internacional 1924, GRS 67 y GRS 80 (Li & Hans-Jürgen, 2001). Por ejemplo, la Fórmula de Gravedad Internacional de 1967 es:

$$g_t = g_e \left( 1 - \frac{3}{2} \sin^2 \phi \right) \quad (5)$$

donde  $g_t$  es la gravedad teórica para la latitud del punto de observación ( $\text{mGal}$ ),  $g_e$  es la gravedad teórica en el Ecuador ( $\text{mGal}$ ) y  $\phi$  es la latitud del punto de observación ( $\text{grados}$ ).

La ecuación (5) tiene en cuenta el factor que la Tierra es un elipsoide equipotencial de revolución, que se abulta en el Ecuador debido a su rotación alrededor de un eje a través de los polos (Figura 2.3a).

Para tal elipsoide (Figura 2.3b), se estima que la aceleración gravitacional en el Ecuador ( $\phi = 0^\circ$ ) es  $978,031.85 \text{ mGal}$ , gradualmente incrementa con la latitud a  $983,217.72 \text{ mGal}$  en los polos ( $\phi = 90^\circ$ ).

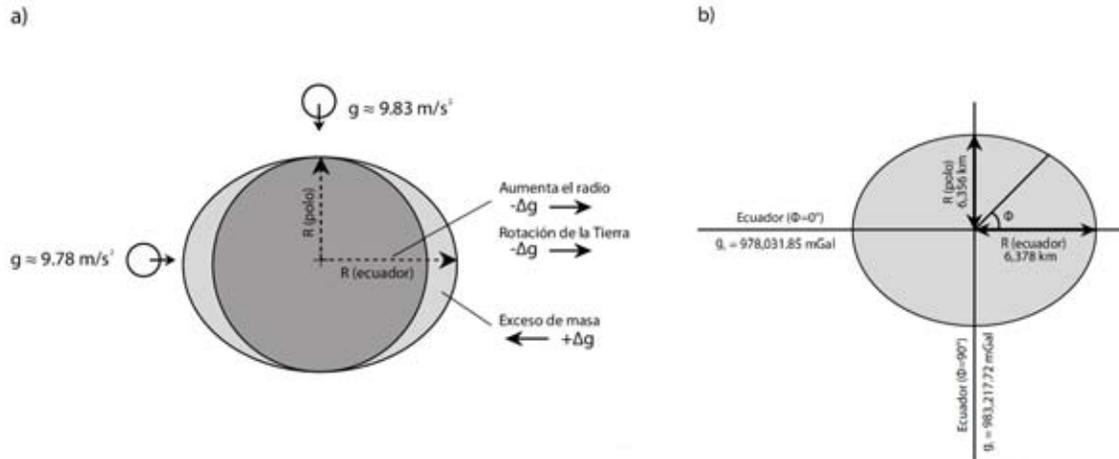


Figura 2.3. a) Tres principales factores responsables para la diferencia en la aceleración gravitacional en el Ecuador comparado con los polos. b) Variación en gravedad desde el Ecuador al polo, conforme a la Fórmula de Gravedad de Referencia.

### II.3.2 Anomalía de gravedad de aire libre

La gravedad observada en un punto específico sobre la superficie de la Tierra puede ser vista como una función de tres principales factores (Figura 2.4): 1) la latitud ( $\phi$ ) del punto de observación, explicado por la fórmula de gravedad teórica; 2) la elevación ( $\Delta R$ ) de la estación, es decir la variación en el radio ( $R$ ) desde el punto de observación al centro de la Tierra; y 3) la distribución de masa ( $M$ ) en el subsuelo, relativo al punto de observación.

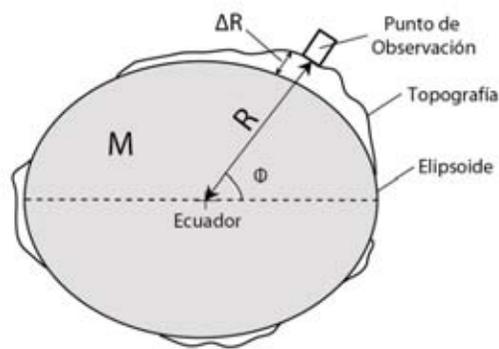


Figura 2.4. Tres factores que determinan la gravedad en un punto de observación.

La corrección de aire libre considera el segundo factor, y toma en cuenta el cambio local de la gravedad debido a la elevación. Esta desviación se puede aproximar mediante la

consideración de la variación de la gravedad en función de la variación de la distancia al punto de observación desde el centro de masa de la Tierra (Figura 2.5a). Considerando la ecuación de la aceleración de gravedad ( $g$ ) como una función del radio ( $R$ ).

$$g = \frac{GM}{R^2}$$

La primera derivada de  $g$ , con respecto a  $R$ , proporciona el cambio en gravedad ( $\Delta g$ ) en función del incremento de la distancia desde el centro de la Tierra (esto es, incrementando una elevación,  $\Delta R$ ).

$$\Delta g = \frac{dg}{dR} \Delta R = \left( \frac{d}{dR} \left( \frac{GM}{R^2} \right) \right) \Delta R = -\frac{2GM}{R^3} \Delta R = -2g \frac{\Delta R}{R}$$

Asumiendo los valores promedios de  $g \approx 980,625 \text{ mGal}$  y  $R \approx 6,367 \text{ km} \approx 6,367,000 \text{ m}$ , y sustituyendo en la ecuación (6),

$$\frac{dg}{dR} = -0.308 \text{ Gal/m} \quad (7)$$

donde  $dg/dR$  es el valor promedio para el cambio en gravedad con el incremento de la elevación.

La ecuación (7) implica que aproximadamente por cada 3 metros hacia arriba desde la superficie de la Tierra, la aceleración debido a la gravedad decrece alrededor de  $1 \text{ mGal}$ . Observaciones realizadas a grandes alturas por encima del elipsoide de referencia (*datum*) por consiguiente tienen lectura de gravedad más baja en comparación con las estaciones que están cerca del elipsoide de referencia (Figura 2.5b). Para comparar observaciones de gravedad para estaciones con diferentes elevaciones, una corrección de aire libre se añade a los valores observados (Figura 2.5c),

$$CAL = h \times (0.308 \text{ mGal/m}) \quad (8)$$

donde  $CAL$  es la corrección de aire libre ( $\text{mGal}$ ) y  $h$  es la elevación de la estación por encima del elipsoide de referencia ( $m$ ).

La anomalía de gravedad de aire libre es la gravedad observada, corregida por la latitud y la elevación de la estación,

$$\Delta g_{al} = g - g_t + CAL \quad (9)$$

donde  $\Delta g_{al}$  es la anomalía de gravedad de aire libre,  $g$  es la aceleración gravitacional observada en la estación,  $g_t$  es la gravedad teórica para la latitud del punto de observación y  $CAL$  es la corrección de aire libre.

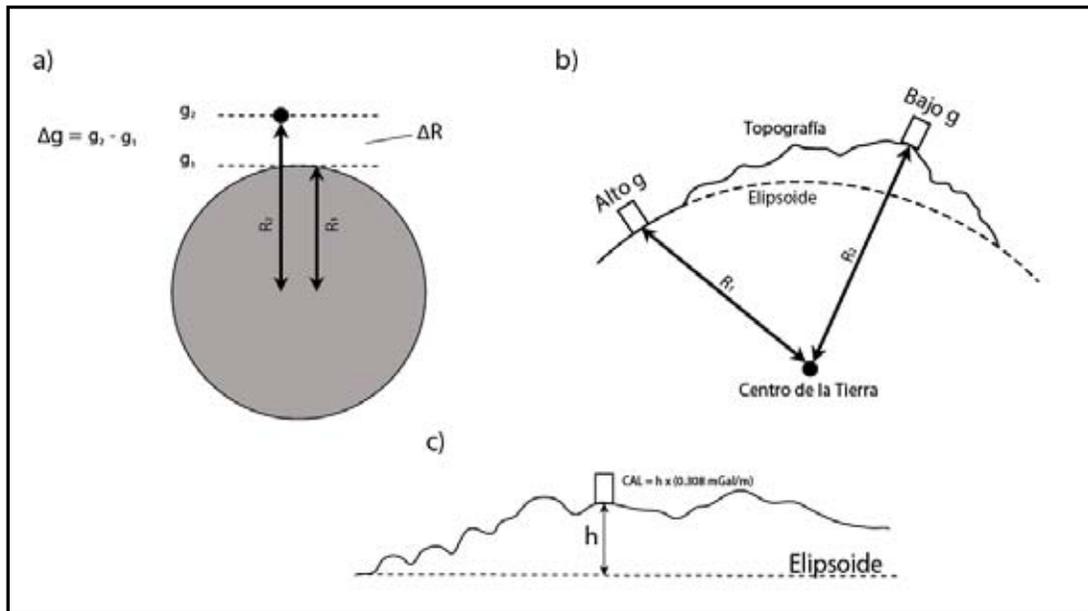


Figura 2.5. Corrección de aire libre. a) La aceleración gravitacional decrece alrededor de 0.308  $mGal$  por cada metro de altura; b) una estación de gravedad a una mayor elevación tiende a tener menor aceleración gravitacional que una estación a una baja elevación; c) la corrección de aire libre (CAL) corresponde a un radio extendido hasta el punto de observación, a una elevación de  $h$  metros por encima del elipsoide de referencia.

En la ecuación (9), tenemos que: 1) restada de la gravedad observada ( $g$ ), la gravedad teórica ( $g_t$ ) (lo cual tiene en cuenta la rotación y comba de la Tierra) corregida por latitud; y 2) añadiendo la corrección de aire libre ( $CAL$ ) para compensar la pérdida de la gravedad por la elevación, para sí corregir el incremento del radio ( $R$ ) al centro de la Tierra.

Una vez que los efectos de latitud y elevación ( $\phi$  y  $\Delta R$ ) han sido corregidos, la anomalía de gravedad de aire libre es una función de las variaciones de masa lateral. En la

Figura 2.6 se muestra que un perfil de anomalía de aire libre variable podría verse como cuerpos con déficit o exceso de masa. Nota que la anomalía muestra relativamente lecturas altas cerca del exceso de masa, mientras que cerca de lecturas bajas hay presencia de déficit de masa.

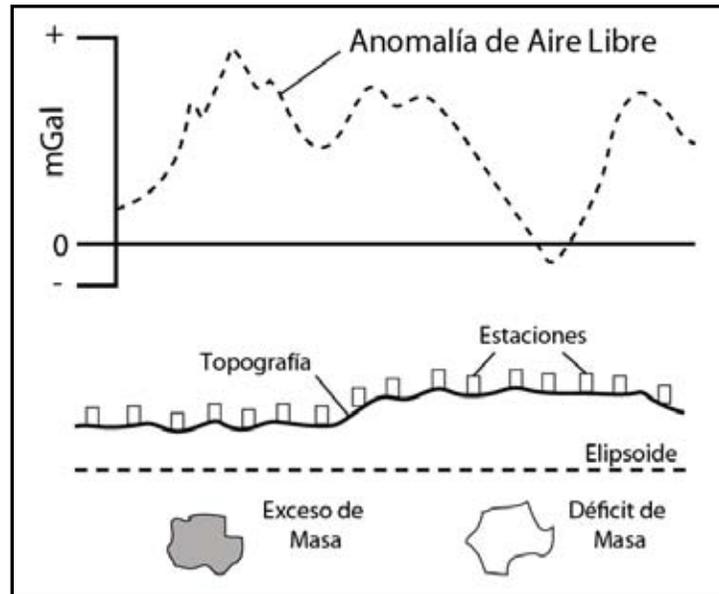


Figura 2.6. Perfil de anomalía de aire libre que atraviesa áreas de exceso y de déficit de masa.

### II.3.3 Anomalía de gravedad de Bouguer

Incluso después de las correcciones por elevación, la gravedad puede variar de estación a estación debido a las diferencias en masas entre los puntos de observación y el elipsoide de referencia. Con relación a áreas cerca del elipsoide, áreas montañosas podrían tener exceso de masa, teniendo a incrementarse la gravedad (Figura 2.7a).

La corrección de Bouguer considera la atracción gravitacional debida a las masas por encima del elipsoide de referencia. La corrección en una primera aproximación considera el efecto de una placa uniforme infinita teniendo un espesor ( $h$ ) igual a la elevación de la estación como se muestra en la Figura 2.7 b (Nabighian *et al.*, 2005). La atracción de tal placa es,

$$CB = 2\pi\rho Gh \quad (10)$$

donde  $CB$  es la corrección de Bouguer,  $\rho$  es la densidad de la placa,  $G$  es la constante de Gravitación Universal y  $h$  es el espesor de la placa (elevación de la estación).

Sustituyendo en la ecuación (10) los valores de  $G$  y  $\pi$ , tenemos que:

$$CB = \rho h \quad (11)$$

donde  $CB$  está en  $mGal$ ;  $\rho$  en  $g/cm^3$  ( $10^3 \text{ kg/m}^3$ );  $h$  en  $m$ .

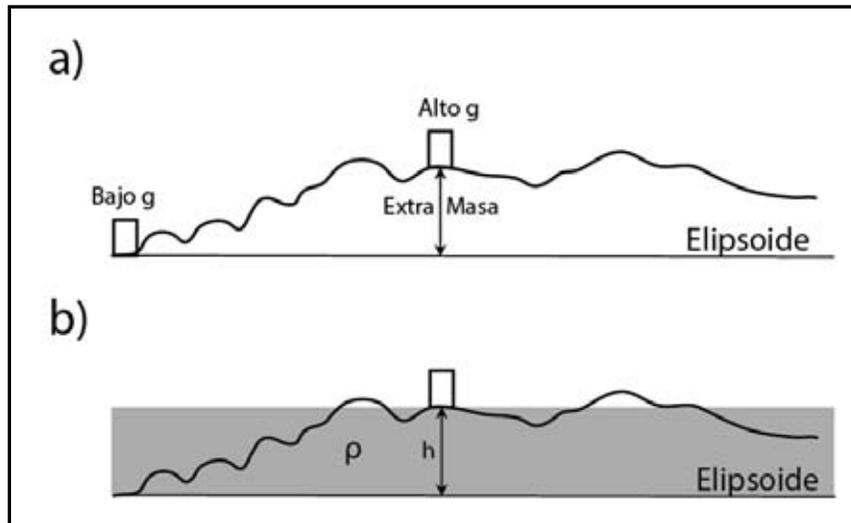


Figura 2.7. Corrección de Bouguer. a) La masa extra de las montañas resulta en un alto gravimétrico relativo a las áreas cerca del elipsoide de referencia; b) para tomar en cuenta el exceso de masa por encima del elipsoide de referencia, la corrección de Bouguer asume una placa infinita de densidad ( $\rho$ ), con espesor ( $h$ ) igual a la elevación de la estación.

Para regiones por encima del elipsoide (Figura 2.8), la anomalía de gravedad de Bouguer simple ( $\Delta g_B$ ) es el resultado de restar el efecto de la placa infinita ( $BC$ ) a la anomalía de aire libre, así que:

$$\Delta g_B = \Delta g_{al} - CB \quad (12)$$

Para determinar la corrección de Bouguer, la densidad de la placa infinita ( $\rho$ ) debe suponerse (densidad de la reducción). La densidad de reducción es comúnmente tomada como  $2.67 \text{ g/cm}^3$ , densidad típica del granito.

La corrección de Bouguer estándar para áreas por encima del elipsoide de referencia es,

$$CB = 0.419 \rho h = (0.0419) (2.67 \text{ g/cm}^3) h$$

$$CB = (0.112 \text{ mGal/m}) \times h \quad (13)$$

donde  $h$  está dada en  $m$ .

La ecuación (13) ilustra que, aproximadamente por cada 9 metros de elevación desde la superficie de referencia, la masa por debajo del punto de observación incrementa alrededor de  $1 \text{ mGal}$  a la gravedad observada. Usando la corrección estándar, la anomalía de gravedad de Bouguer simple es calculada a partir de la anomalía de gravedad de aire libre conforme a la fórmula:

$$\Delta g_B = \Delta g_{al} - (0.112 \text{ mGal/m}) h \quad (14)$$

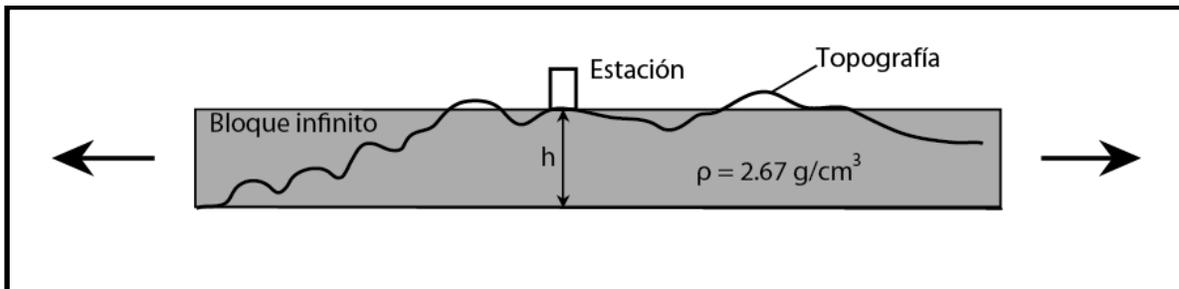


Figura 2.8. Valores de la corrección de Bouguer estándar. La densidad ( $\rho$ ) de reducción es comúnmente tomada como  $2.67 \text{ g/cm}^3$ . El espesor de la placa infinita es igual a la elevación de la estación ( $h$ ).

La anomalía de gravedad de Bouguer refleja cambios en la distribución de la masa debajo de la superficie. La anomalía de Bouguer, sin embargo, se ha corregido por exceso de masa, removiendo el efecto de exceso de masa por encima del elipsoide de referencia. Al aplicar las correcciones de Bouguer al perfil de gravedad de aire libre obtenemos un perfil como ilustrado en la Figura 2.9. Los dos perfiles ilustran tres propiedades generales de anomalías gravimétricas: 1) para estaciones por encima del elipsoide de referencia, la anomalía de Bouguer es siempre menor que la anomalía de aire libre (debido a que el efecto de la atracción de gravedad de la masa por encima del elipsoide de referencia ha sido

eliminado de la anomalía de aire libre); 2) los cambios de longitud de onda corta en la anomalía de aire libre, es debido a los cambios topográficos abruptos, y que han sido removidos en la corrección de Bouguer; por lo tanto, la señal de la anomalía de Bouguer es más suave que la del aire libre; 3) el comportamiento de la anomalía de Bouguer cuando existe exceso de masa resulta cambios positivos, mientras que, la deficiencia de masa causa cambios negativos.

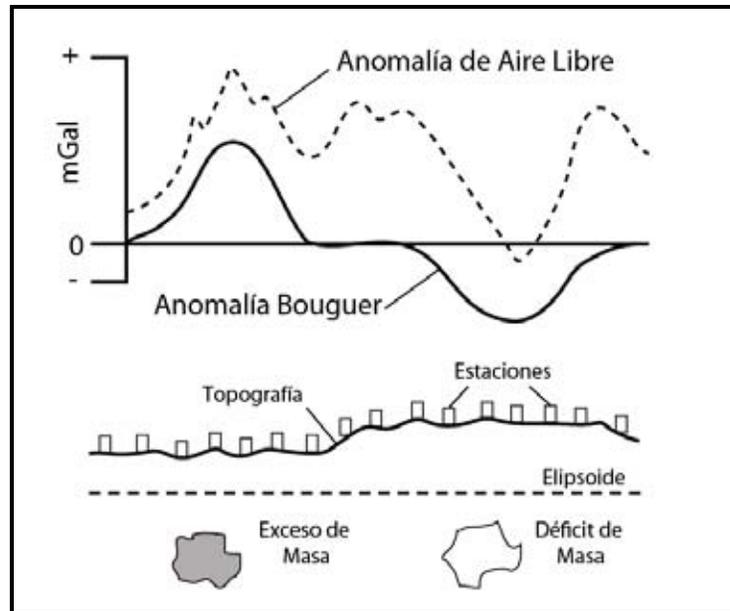


Figura 2.9. Corrección de Bouguer aplicado al perfil de anomalía de aire libre.

### II.3.4 Anomalía de gravedad de Bouguer completa

La corrección de la placa infinita descrita arriba da origen a la anomalía de Bouguer simple. Estas correcciones son normalmente suficientes para aproximar masas arriba del elipsoide de referencia en la vecindad de la estación (Figura 2.10a). Sin embargo, en áreas rugosas, existen significantes efectos debido a la atracción de montañas cercanas por arriba de la estación, o valles que no contienen masa que fueron restadas como se muestra en la Figura 2.10b (Hammer, 1939). Para tales estaciones, la corrección del terreno ( $CT$ ) es aplicada a las anomalías de Bouguer simple ( $\Delta g_B$ ), produciendo la anomalía de gravedad de Bouguer completa ( $\Delta g_{BC}$ ):

$$\Delta g_{BC} = \Delta g_B + CT \quad (20)$$

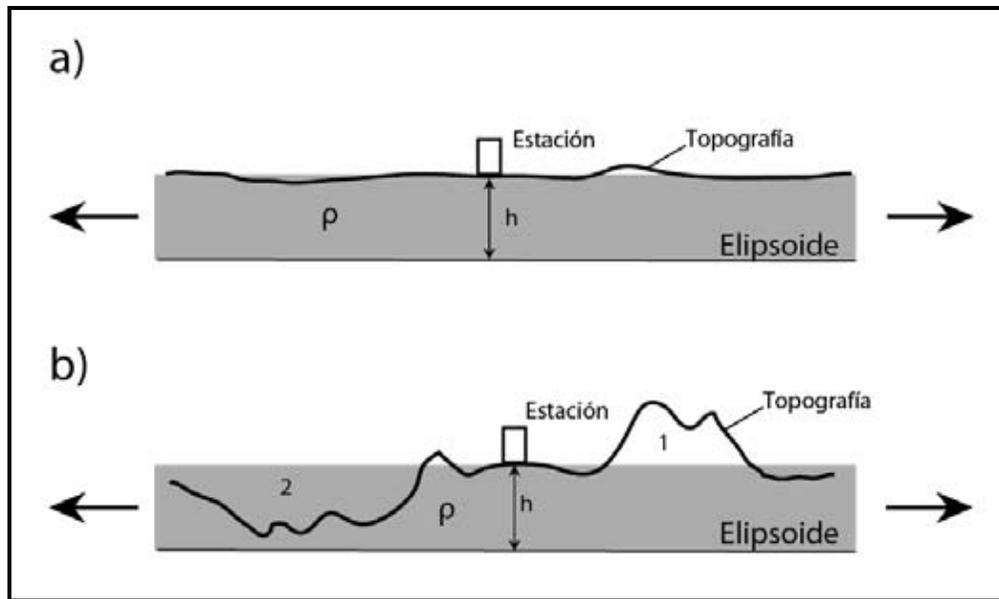


Figura 2.10. *Corrección del terreno.* a) En áreas de bajo relieve, la aproximación de la placa de Bouguer es adecuada; la corrección por terreno no es necesaria. b) En áreas de gran relieve se requiere la corrección de los efectos topográficos, para tener en cuenta la disminución de la gravedad observada debido a las masas por encima de la placa infinita (1), y una sobrecorrección debido a los valles (2). Para ambas situaciones, la corrección por terreno es positiva, haciendo la anomalía de Bouguer completa más grande que la anomalía de Bouguer simple.

Un método, que fue generalmente usado para realizar la corrección del terreno es el uso de una retícula conocida como la retícula de Hammer, dividida por líneas radiales y concéntricas en un gran número de compartimientos. La corrección del terreno es entonces calculado por la sumatoria de la contribución gravitacional de todos los compartimientos de la retícula (Kearey *et al.*, 2002). Actualmente, se utiliza el Modelo Digital de Elevación (MDE), que es una representación visual y matemática de los valores de altura. Este método depende de que tan preciso el MDE represente el terreno en la vecindad de la estación gravimétrica (Cogbill, 1990).

Una vez obtenida la anomalía de Bouguer, ésta servirá para analizar, filtrar y extraer información acerca de zonas de fallas y límites de las diferentes unidades geológicas que conforman el área de estudio. En adición, se realiza un modelo directo bidimensional para simular estructuras geológicas a profundidad.

El trabajo de Yuan *et al.* (2012) utilizaron mapas de anomalía de Bouguer, de anomalía residual y segundas derivadas para determinar sistemas de fallas en la cuenca de Lamu, Kenya. Los lineamientos presentes en dichos mapas forman grupos dominantes y sus rumbos son consistentes con las fallas regionales anteriormente cartografiadas. Además, realizaron modelos bidimensionales a partir de perfiles gravimétricos empleando el método directo ajustando a los datos gravedad, e integraron información sísmica como parte de las restricciones en su modelado. Sus resultados mostraron modelos de 5 capas (incluyendo el basamento), afectados por una serie de fallas normales que forman estructuras de *horts* y *grabens*.

### CAPÍTULO III

### MARCO GEOLÓGICO

El área de estudio cubre parcialmente varios terrenos tectonoestratigráficos del sur de México, éstos están limitados por fallas mayores, los cuales están caracterizados por una sucesión estratigráfica y basamento característicos, distintos a aquellos de los terrenos contiguos (Campa & Coney, 1983). Los terrenos que se encuentran en el área de estudio son: el Terreno Compuesto Guerrero, Terreno Mixteca y el Terreno Oaxaqueño; éstos se encuentran parcialmente cubiertos por vulcanismo del Cenozoico (Figura 3.1).

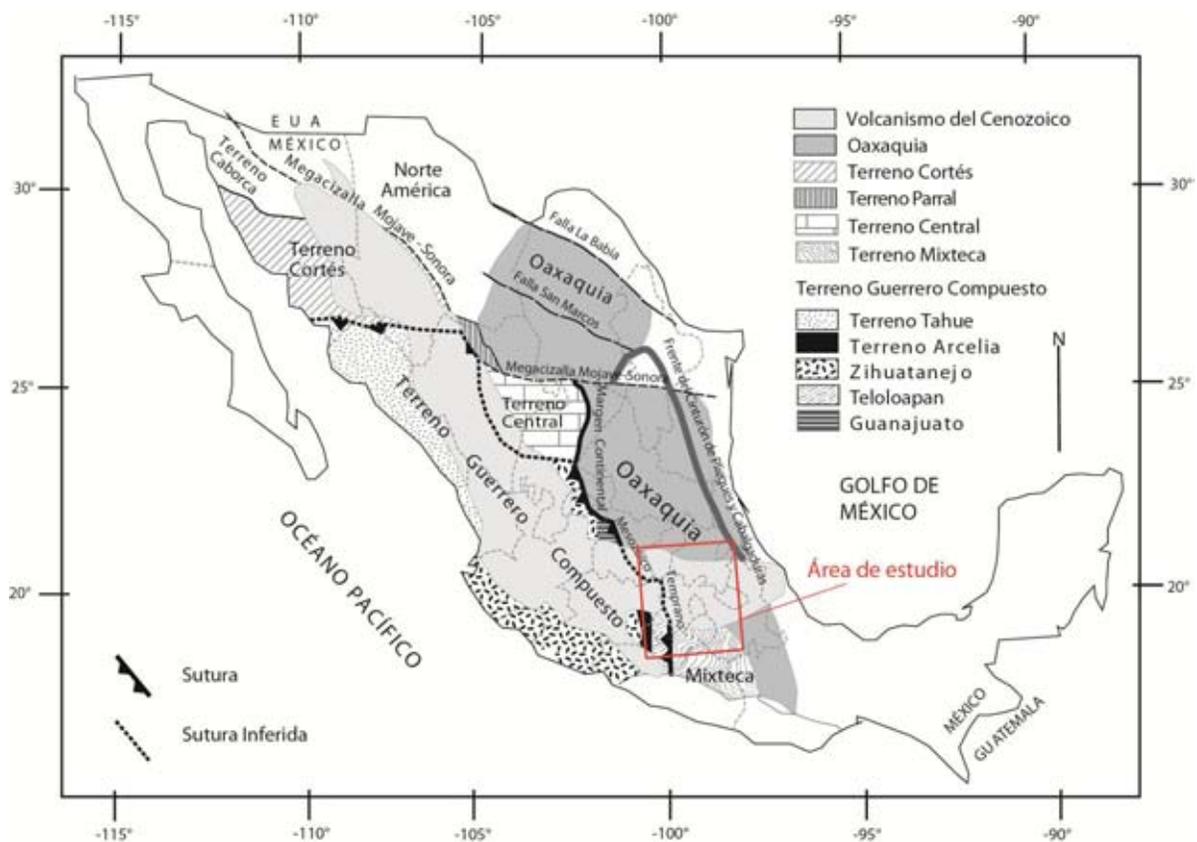


Figura 3.1. Terrenos tectonoestratigráficos, y localización del área de estudio (tomado, y modificado, de Centeno-García *et al.*, 2008).

El área de estudio se puede dividir en dos grandes dominios paleogeográficos, un dominio de corteza continental y otro de naturaleza oceánica, el Terreno Compuesto Guerrero, el límite de estos dominios está representado por una zona de sutura, la Cuenca

de Arperos (Martini *et al.*, 2012; 2013); el cual, está parcialmente cubierto por rocas volcánicas del Cenozoico (Figura 3.1).

### **III.1 Dominio Continental**

El dominio continental está compuesto por el micro-continente Oaxaqueño y por el Complejo Acatlán, juntos formaron parte del margen continental durante el Mesozoico, además de rocas intrusivas del Cabornífero-Triásico Inferior, cuyas rocas son cubiertas en disconformidad por rocas sedimentarias del Triásico Superior al Cretácico.

#### **III.1.1 El micro-continente Oaxaqueño**

El micro-continente Oaxaqueño ha sido definido por Ortega-Gutiérrez *et al.* (1995), como un fragmento de corteza continental de afinidad Grenvilliana. Estas rocas de edad Grenvilliana afloran de manera aislada (excepto en Oaxaca) por debajo de la cubierta sedimentaria en la parte más oriental de México, actuando como un basamento Proterozoico, extendiéndose continuamente sobre un área de alrededor de 1,000,000 km<sup>2</sup> en México (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995) (Figura 3.1). La exposición más extensa está representada por el Complejo Oaxaqueño, el cual aflora al SE del área de estudio (Figura 3.1), y su edad oscila alrededor de los 1080 Ma.

#### **III.1.2 Complejo Acatlán**

El Complejo Acatlán ha sido definido originalmente por Ortega-Gutiérrez (1981) como basamento del Terreno Mixteco, está compuesto por rocas metamórficas polideformadas del pre-Misisípico (Ortega-Gutiérrez, 1981). Hacia el oriente está en contacto con las rocas del micro-continente Oaxaqueño (Figura 3.1) por medio de una zona de cizalla lateral derecha llamada falla Caltepec. Este complejo es considerado como el resultado de previas interacciones complejas entre Gondwana y Laurencia, y durante el ensamble de Pangea (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999).

El Terreno Guerrero está cabalgando a la Plataforma Guerrero-Morelos al sur de la FVTM, la cual forma parte del Terreno Mixteca, mientras que se infiere que al norte de la FVTM es el micro-continente Oaxaqueño el que está cabalgado por el Terreno Guerrero (en Guanajuato) (Figura 3.1).

### III.1.3 Rocas ígneas del Cabornífero-Triásico Inferior

Son rocas intrusivas granítico-granodioríticas con edades que varían entre el Cabornífero y el Triásico Inferior formando un cinturón de intrusivos, interpretada como raíces de un arco continental, resultado de la subducción paleo-Pacífica por debajo del paleo-margen del dominio paleogeográfico continental (Torres *et al.*, 1999; Dickinson & Lawton, 2001; Centeno-García, 2005). La Figura 3.2 muestra que el cinturón de intrusivos se extiende a través de los márgenes occidental del Oaxaquia y oriental del Complejo Acatlán (la distribución del cinturón de intrusivos se tomó en base a las figuras sintetizadas del trabajo de Palacios-García, 2013) (Figura 3.2).

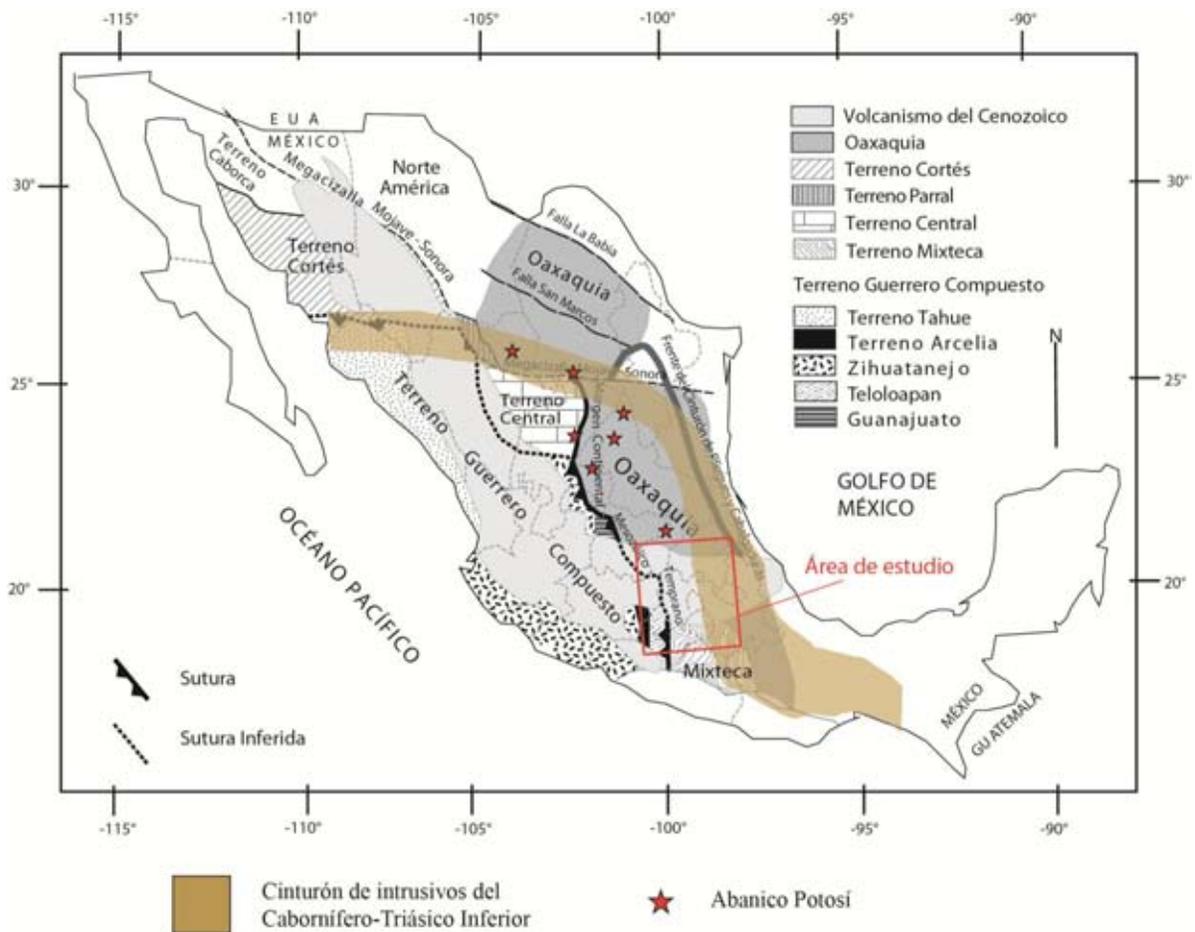


Figura 3.2. Localización de las rocas ígneas del Carbonífero-Triásico Inferior y del Abanico Potosí (tomado, y modificado, de Centeno-García *et al.*, 2008).

### III.1.4 Abanico Potosí

El Abanico Potosí fue definido formalmente por Centeno-García (2005) como parte de un abanico submarino de gran escala, resultado del drenaje de ríos en una porción extensa del oeste ecuatorial de Pangea durante el Triásico, con flujo al margen paleo-Pacífico de Norte América (Silva-Romo *et al.*, 2000; Centeno-García, 2005, Barboza *et al.*, 2010). Estas rocas marinas del Triásico Superior afloran de manera aislada (Figura 3.2), las exposiciones reconocidas como el Abanico Potosí están ubicadas entre los poblados de Torreón, Matehuala, Zacatecas, San Luis Potosí y Tolimán (Formación La Ballena, Formación Taray, Formación Zacatecas, Complejo Chilar). El Abanico Potosí está compuesto por una alternancia rítmica de arenisca y lutita siliciclástica. La extensión original de este abanico es difícil de determinar. Sin embargo, estas rocas que afloran de manera aislada se encuentran actualmente distribuidas en un área de aproximadamente 120,000 km<sup>2</sup>. En la Figura 3.2, la distribución del Abanico Potosí se basó en las figuras sintetizadas del trabajo de Martini *et al.* (2012).

### III.1.5 Las sucesiones del Jurásico y Cretácico

Durante el Jurásico y Cretácico, la sedimentación en el dominio continental fue asociada a pulsos magmáticos que determinaron el emplazamiento de rocas volcánicas de composición riolítico-dacítica localizadas en varias áreas puntuales, distribuidas de norte a sur a lo largo de una franja sub-paralela a la zona de sutura con el Terreno Guerrero Compuesto (Figura 3.3). Estas rocas están ubicadas entre los poblados de Guanajuato, Tolimán, Taxco y Tierra Colorada (Formación Esperanza, Formación San Juan de la Rosa, Esquisto Taxco, Formación Chapolapa) (p. ej. Campa & Iriondo, 2004; Dávila-Alcocer *et al.*, 2009; Martini *et al.*, 2013). La Figura 3.3 muestra los afloramientos de las rocas volcánicas del Jurásico Superior y Cretácico Inferior; esta distribución de los afloramientos se basó en las figuras sintetizadas del trabajo de Palacios-García (2013).

Por otra parte, hacia el noreste del área de estudio aflora la provincia geológica llamada “Cinturón Mexicano de Pliegues y Cabalgaduras” que se extiende desde el norte de México hasta el centro-sur de México, donde se estrecha y cambia de orientación, y bifurca, una rama que continua a lo largo de la costa del Golfo de México y la otra corre dentro de la plataforma Guerrero-Morelos (Fitz-Díaz *et al.*, 2011) (Figura 3.4a). Esta

provincia está predominantemente constituida por sucesiones carbonatadas de edad Cretácica, su particularidad en el centro de México es el abrupto cambio lateral de facies de plataforma gruesa (plataformas El Doctor y Valles-San Luis Potosí; Suter, 1987) a facies de cuenca delgada (cuencas Zimapán y Tampico-Misantla; Suter, 1987), las cuales tienen un efecto importante en los estilos de deformación en éstas rocas (Fitz-Díaz *et al.*, 2011).

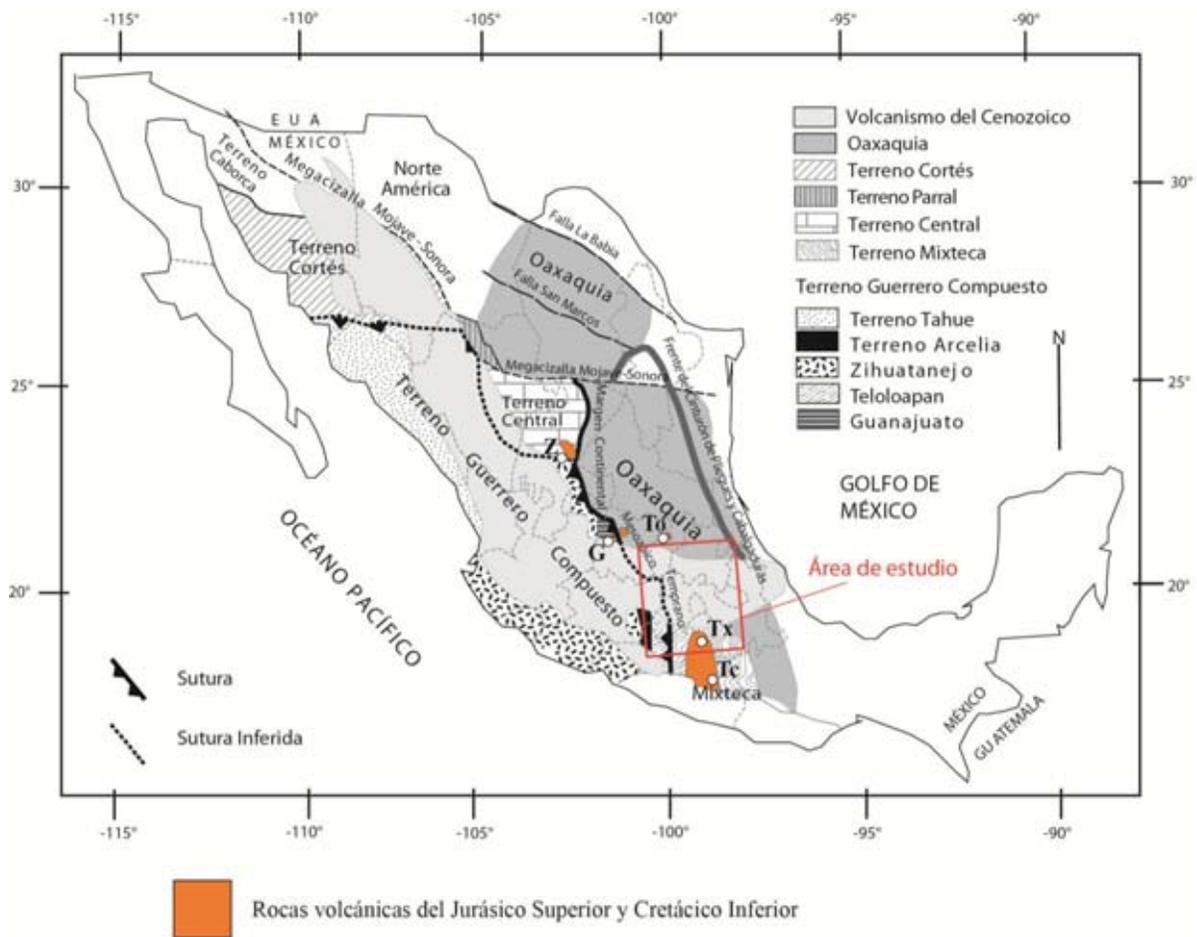


Figura 3.3. Localización de las rocas volcánicas del Jurásico Superior y Cretácico Inferior. Z-Zacatecas; G-Guanajuato; To-Tolimán; Tx-Taxco; Tc-Tierra Colorada (tomado, y modificado, de Centeno-García *et al.*, 2008).

Para el área norte cerca del área de estudio, Fitz-Díaz *et al.* (2012) realizó un perfil geológico con dirección NE-SW, la Figura 3.4b muestra un mapa geológico simplificado y la localización del perfil, que a continuación se describirá: 1) la Cuenca Tampico-Misantla tiene un espesor de alrededor de 600 m; al sur, estas capas descansan en una secuencia

relacionada a un arco volcánico del Paleozoico que aflora en el área de Molango (Rosales-Lagarde *et al.*, 2005) y en algunas áreas, de acuerdo a registros de pozos descasan directamente en un basamento de gneis granulítico del Grenvilliano; 2) las rocas de la Plataforma Valles-San Luis Potosí tiene un espesor de más de 2000 m, duplicado por cabalgamiento, y constituida por caliza masiva y dolomita de plataforma carbonatada de gran estratificación, y están cubiertos por depósitos clásticos del Cretácico Superior, ésta plataforma a lo largo del margen oeste está cabalgada por rocas de la Cuenca Zimapán; 3) la Cuenca Zimapán acortada por plegamiento de escala kilométrica, consiste de calizas de cuenca estratificadas muy delgadas del Cretácico Temprano con un espesor de más de 1,000 m, y cubiertos por depósitos clásticos del Cretácico Tardío, en su margen oeste la cuenca está cabalgada por rocas de la Plataforma El Doctor; 4) la Plataforma El Doctor es cortada principalmente por cabalgamientos con desplazamientos a escala de kilómetros, consiste de calizas masivas del Cretácico con un espesor mayor de 800 m y son cubiertos por depósitos clásticos del Cretácico Superior. El margen oeste de la plataforma representa el límite oeste del Cinturón Mexicano de Pliegues y Cabalgaduras, este límite está representado por la cabalgadura Higuerillas.

Por último, hacia el sur aflora una gruesa sucesión de calizas del Albiano al Cenomaniano que representa la Plataforma Guerrero-Morelos (PGM) que se extiende en una banda con dirección aproximada de norte-sur, de poco más de 170 km de largo y 80 km de ancho. El término de Plataforma Guerrero-Morelos (PGM) ha sido utilizado informalmente para designar un área caracterizada por afloramientos extensivos de calizas depositadas en ambiente de plataforma marina de la Formación Morelos. Hacia el norte de Cuernavaca, estas rocas desaparecen por debajo de las rocas volcánicas de la FVTM (Cerca-Martínez, 2004). El basamento regional consiste de rocas metamórficas del Paleozoico (Complejo Acatlán). La PGM sobreyace al Esquisto Taxco, y está cubierto por rocas clásticas del Turoniano-Maastrichtiano de la Formación Mexcala (Talavera-Mendoza *et al.*, 1995) (Figura 3.4a). La Figura 3.4a muestra la localización y extensión del Cinturón Mexicano de Pliegues y Cabalgadura, según el trabajo previo de Fitz-Díaz *et al.* (2012).

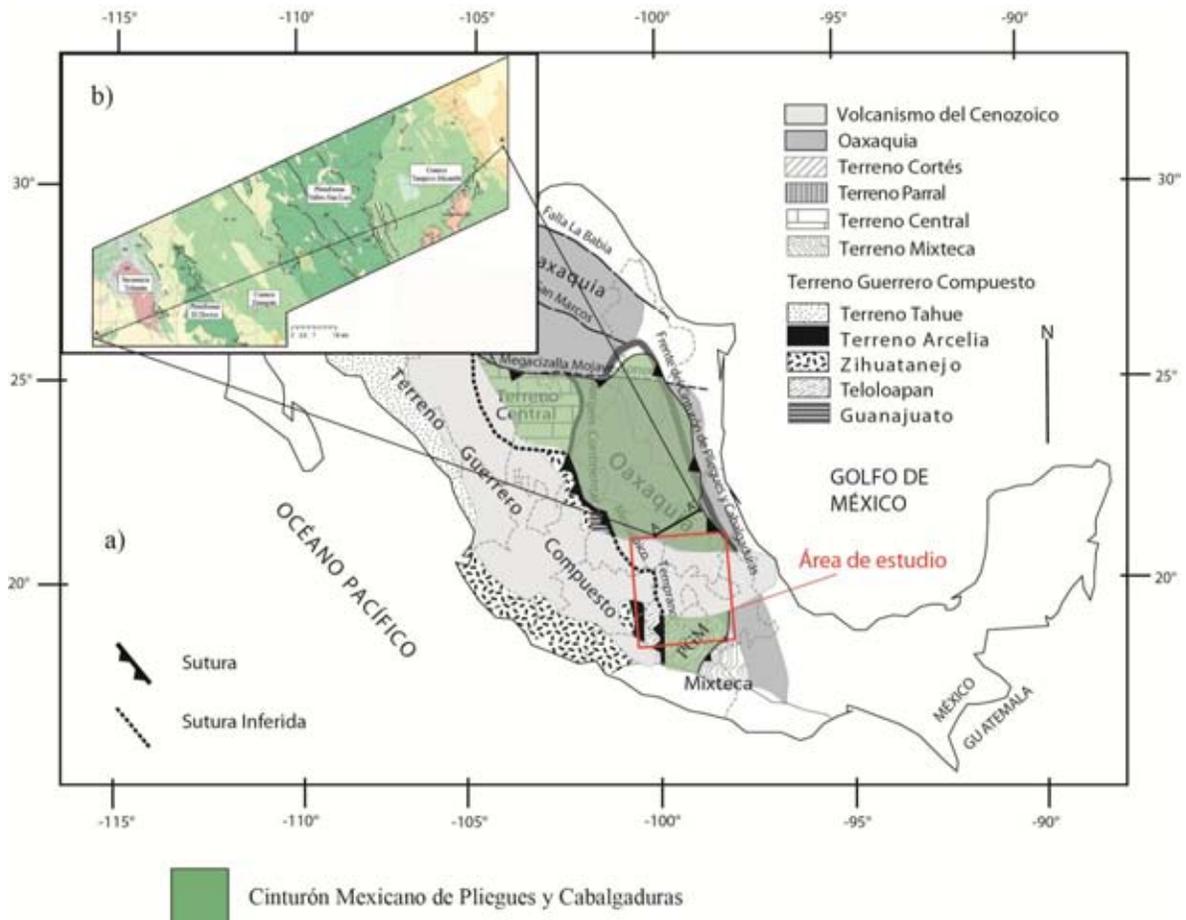


Figura 3.4. (a) Localización y extensión del Cinturón Mexicano de Pliegues y Cabalgaduras. PGM-Plataforma Guerrero-Morelos (tomado, y modificado, de Centeno *et al.*, 2008). (b) Mapa geológico simplificado, mostrando la distribución de la diferentes unidades geológicas (tomado, y modificado, de Fitz-Díaz *et al.*, 2011).

### III.2 Terreno Guerrero

El Terreno Guerrero comprende una tercera parte de México, y está compuesto de grandes volúmenes de rocas volcánicas y volcanoclásticas, localizados al oeste del micro-continente Oaxaqueño y del Terreno Mixteco. Basado en la distribución de las rocas de arco expuestas en superficie, y en sus características geoquímica Talavera *et al.* (1995) dividieron al Terreno Guerrero en al menos de 5 subterrenos: Tahue, Zihautanejo, Guanajuato, Arcelia y Teloloapan (Figura 3.1), sobrepuestos a un basamento del Triásico Superior llamado Complejo Arteaga (Centeno-García *et al.*, 1993; Centeno-García, 2005).

### III.2.1 Complejo Arteaga

El Complejo Arteaga es definido como un *melange* tectónico compuesto por una matriz de arenisca, lutita, radiolarita y escaso conglomerado, donde se alojan bloques exóticos de rocas ígneas máficas y ultramáficas, radiolaritas y escasa caliza (Centeno-García *et al.*, 1993). Este complejo representa el nivel estratigráfico-estructural más profundo que se conoce actualmente del Terreno Guerrero.

Las exposiciones más reconocidas del Complejo Arteaga han sido descritas alrededor de los poblados de Arteaga, Zihuatanejo, entre los poblados de Tzitzio y Huetamo, Pizán Morado y en la región de Tejupilco (Complejo Las Ollas, Sucesión Metamórfica de Tzitzio, Formación Río Placeres, Esquistos Tejupilco). Varios autores han propuesto que el Complejo Arteaga pueda representar el equivalente más distal del Abanico Potosí (p. ej. Centeno-García *et al.*, 2008). La Figura 3.5 muestra la distribución del Complejo Arteaga, basado en las figuras sintetizadas del trabajo de Martini *et al.* (2012).

### III.2.2 Sucesiones del Jurásico y Cretácico

El Complejo Arteaga está cubierto por sucesiones volcano-sedimentarias del Jurásico Superior y Cretácico (Terreno Guerrero), y de acuerdo a las variaciones laterales de estas sucesiones, el Terreno Guerrero ha sido subdividido en subterrenos, por lo cual se le considera como un Terreno Compuesto (Mendoza & Suastegui, 2000; Centeno-García *et al.*, 2008). A continuación se describen los subterrenos que conforman el área de estudio adoptando la subdivisión propuesta por Centeno-García *et al.* (2008) (Figura 3.6a).

#### III.2.2.1 Subterreno Teololoapan

El subterreno Teololoapan está expuesto en la parte más oriental del Terreno Guerrero Compuesto, entre los sistemas de cabalgaduras de Teololoapan y Arcelia (Figura 3.6b), formando un cinturón con orientación N-S de 300 km de largo y 100 km de ancho aproximadamente (Talavera-Mendoza *et al.*, 1995). Este subterreno consiste de dos regiones distintas: la región más al este está caracterizada por depósitos volcano-sedimentario marino someros desarrollada entre el Jurásico Superior y el Cenomaniano, y la región más oeste está caracterizada por facies volcánicas y sedimentarias profundas con una edad por lo menos del Berriasiano al Barremiano (Ramírez-Espinoza *et al.*, 1991; Talavera-

Mendoza *et al.*, 1995; Mendoza & Suastegui, 2000). El subterreno Teloloapan cabalga a la Plataforma Guerrero-Morelos o a los sedimentos clásticos de la Formación Mexcala.

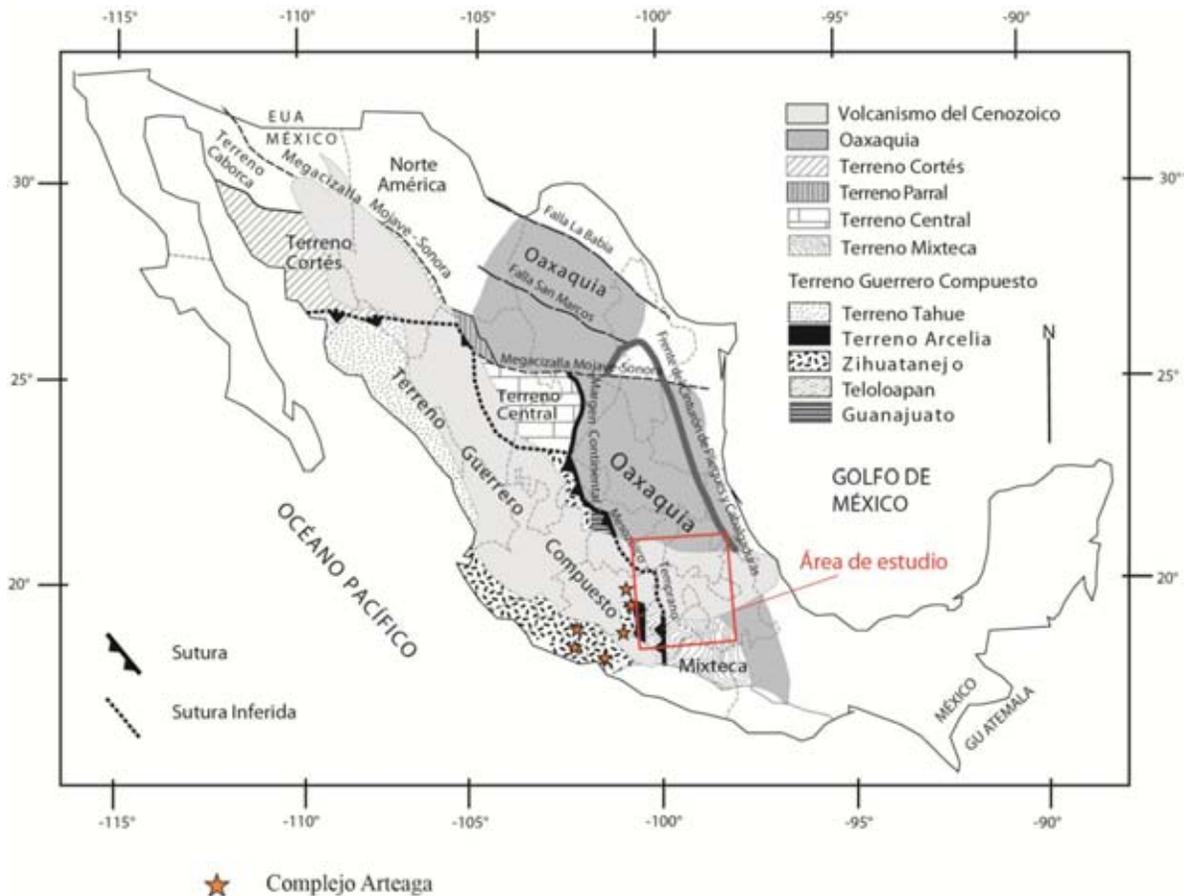


Figura 3.5. Localización de los afloramientos del Complejo Arteaga (tomado, y modificado, de Centeno-García *et al.*, 2008).

### III.2.2.2 Subterreno Arcelia

El subterreno Arcelia está expuesto al occidente del Terreno Teloloapan (Figura 3.6b), formando un cinturón de orientación N-S de 250 km de largo y 15 km de ancho aproximadamente (Talavera-Mendoza *et al.*, 1995; Mendoza & Suastegui, 2000). Este subterreno está compuesto de lavas basálticas almohadilladas y cuerpos ultramáficos, pizarra y turbiditas, todas intensamente deformadas y parcialmente metamorfizadas (Ramírez-Espinoza *et al.*, 1991; Talavera-Mendoza *et al.*, 1995). El subterreno Arcelia aparentemente no tiene basamento (Mendoza & Suastegui, 2000; Centeno-García *et al.*, 2008), aunque se ha sugerido que las rocas graníticas del Mesozoico temprano ubicado en

la parte norte del área del ensamble Teloloapan podrían representar un basamento pre-arco (Elías-Herrera *et al.*, 2000). Por otro lado, las rocas volcánicas de Arcelia muestran firmas geoquímicas e isotópicas de arco de isla toleítica y basalto oceánico que se formaron sobre corteza oceánica (Talavera-Mendoza *et al.*, 2007). La edad de la sucesión del subterreno Arcelia varía entre 103 y 93 Ma (Elías Herrera *et al.*, 2000), aunque es posible que éstas edades sean edades de metamorfismo (Martini *et al.*, 2014). Hacia el límite oriental, el subterreno Arcelia está cabalgando tectónicamente sobre el subterreno Teloloapan (Mendoza & Suastegui, 2000); esto se puede observar en algunas regiones como Valle de Bravo (Fitz-Díaz *et al.*, 2008; Martini *et al.*, 2014). Por otra parte, hacia el límite occidental, el subterreno Arcelia está cabalgado por el subterreno Zihuatanejo. Sin embargo, este contacto es inferido porque están cubiertos por rocas del Cenozoico (Centeno-García *et al.*, 2008).

### **III.2.2.3 Subterreno Zihuatanejo**

Es el más extenso de todos los subterrenos y ocupa la parte más occidental del Terreno Guerrero (Figura 3.6a y 3.6b). Está conformado por sucesiones volcano-sedimentarias del Jurásico Superior-Cenomaniano que descansan de sobre rocas del Triásico Superior del Complejo Arteaga (Mendoza & Suastegui, 2000; Centeno *et al.*, 2008). Este subterreno se desarrolló en ambientes marinos someros a relativamente profundos, asociados con una actividad magmática intensa. El contacto entre el subterreno Zihuatanejo y el microcontinente Oaxaqueño está expuesto al norte de la FVTM (Centeno-García *et al.*, 2008) (Figura 3.6a).

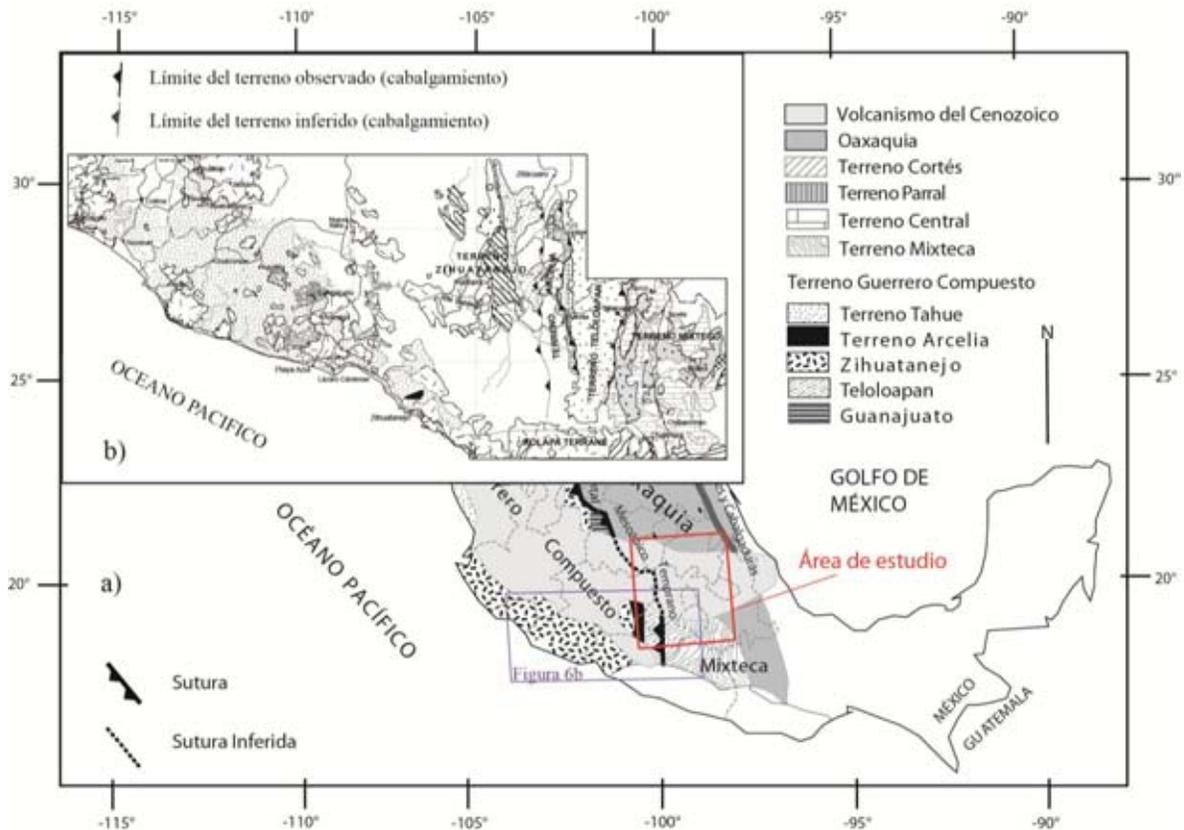


Figura 3.6. (a) Localización del Terreno Guerrero Compuesto. (b) Mapa geológico del suroeste de México, mostrando los subterrenos Teloloapan, Arcelia y Zihuatanejo (tomado, y modificado, de Centeno *et al.*, 2008).

### III.3 Depósitos Volcánicos del Cenozoico

Los Depósitos Volcánicos del Cenozoico cubren total o parcialmente a las rocas del Precámbrico, Paleozoico y del Mesozoico anteriormente descritas (Figura 3.1). Estos depósitos se pueden subdividir en tres secuencias volcánicas: 1) la secuencia inferior, que puede estar correlacionada con la porción final del volcanismo de la Sierra Madre Occidental, consiste de riolitas, tobas y flujos de basalto-andesita (Nichols, 1970; Venegas *et al.*, 1985; Milán & Herrera, 1987). 2) la secuencia intermedia, que está dada por un episodio del Mioceno Tardío-Plioceno Temprano del volcanismo máfico acompañado de un episodio silícico del Mioceno Tardío que llegó a ser bimodal (máfico-silícico) en el Plioceno temprano (Gómez-Tuena *et al.*, 2007b; Ferrari *et al.*, 2012); puede ser identificado como la secuencia basal de la provincia geológica llamada Faja Volcánica Transmexicana.

3) la secuencia superior, que está conformado por rocas asociadas con el desarrollo de un arco del Plioceno Tardío-Pleistoceno caracterizado por una variabilidad de composición notable (Gómez-Tuena *et al.*, 2007b; Ferrari *et al.*, 2012).

### **III.4 Geología Estructural**

El área de estudio se encuentra afectada por tres grandes sistemas de fallas activas de carácter regional. Estos sistemas son, del más antiguo al más reciente: Sistema de Fallas de Taxco-Querétaro, la Zona de Cizalla Tenochtitlán, y el Sistema de Fallas Este-Oeste.

#### **III.4.1 Sistema de Fallas Taxco-Querétaro**

El Sistema de Fallas Taxco-Querétaro definido por Demant (1978), después detallado por Pasquaré *et al.* (1987) y Garduño Monroy & Gutiérrez Negrin (1991) como un sistema regional que separa los sectores central y oriental de la FVTM. Este sistema presenta una geometría similar a la provincia *Basin and Range* del sur de los Estados Unidos de América y del norte de México, y diversos autores han interpretado su prolongación más al sur de México (Pasquaré *et al.*, 1988; Henry & Aranda Gómez, 1992; Suter *et al.*, 1995a). Este sistema de fallas más antiguo está localizado en el límite de dos bloques corticales de diferente espesor, geología y topografía (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002a); y se extiende desde la ciudad de Taxco de Alarcón, Guerrero, al sur, hasta la ciudad de Querétaro al norte alcanzando aproximadamente 250 km de longitud y 30 km de ancho, con una orientación aproximadamente NW-SE (Alaniz-Álvarez & Nieto Samaniego, 2007; ver Figura 3.7); la falla Perales, la caldera de Amealco y el volcán Nevado de Toluca están localizados a lo largo de este sistema de fallas (Suter *et al.*, 1992; Suter *et al.*, 1995b).

#### **III.4.2 Zona de Cizalla Tenochtitlán**

De acuerdo con De Cserna *et al.* (1988) la Zona de Cizalla Tenochtitlán es un sistema de fallas que corre desde el área de Zihuatanejo-Petatlán hasta la parte norte de la cuenca del Valle de México. Estos autores concluyeron que la Cuenca de México está afectada por 14 fallas con orientación NE-SW.

En las inmediaciones del volcán Nevado de Toluca, García Palomo *et al.* (2000) lo nombraron el Sistema de Fallas San Antonio. En el área de la Sierra de Las Cruces también está presente la Zona de Cizalla Tenochtitlán, presentando un rumbo general N45°E a

N65°E (García Palomo *et al.*, 2008). Por otra parte, al NE del área de estudio también está afectado por esta zona de cizalla (De Cserna *et al.*, 1988), el cual forman una serie de *grabens* y *horts* (García-Palomo *et al.*, 2002) (Figura 3.7).

Finalmente este sistema de fallas normales ha controlado el volcanismo y la deformación desde las inmediaciones de Toluca hasta la región de Apan.

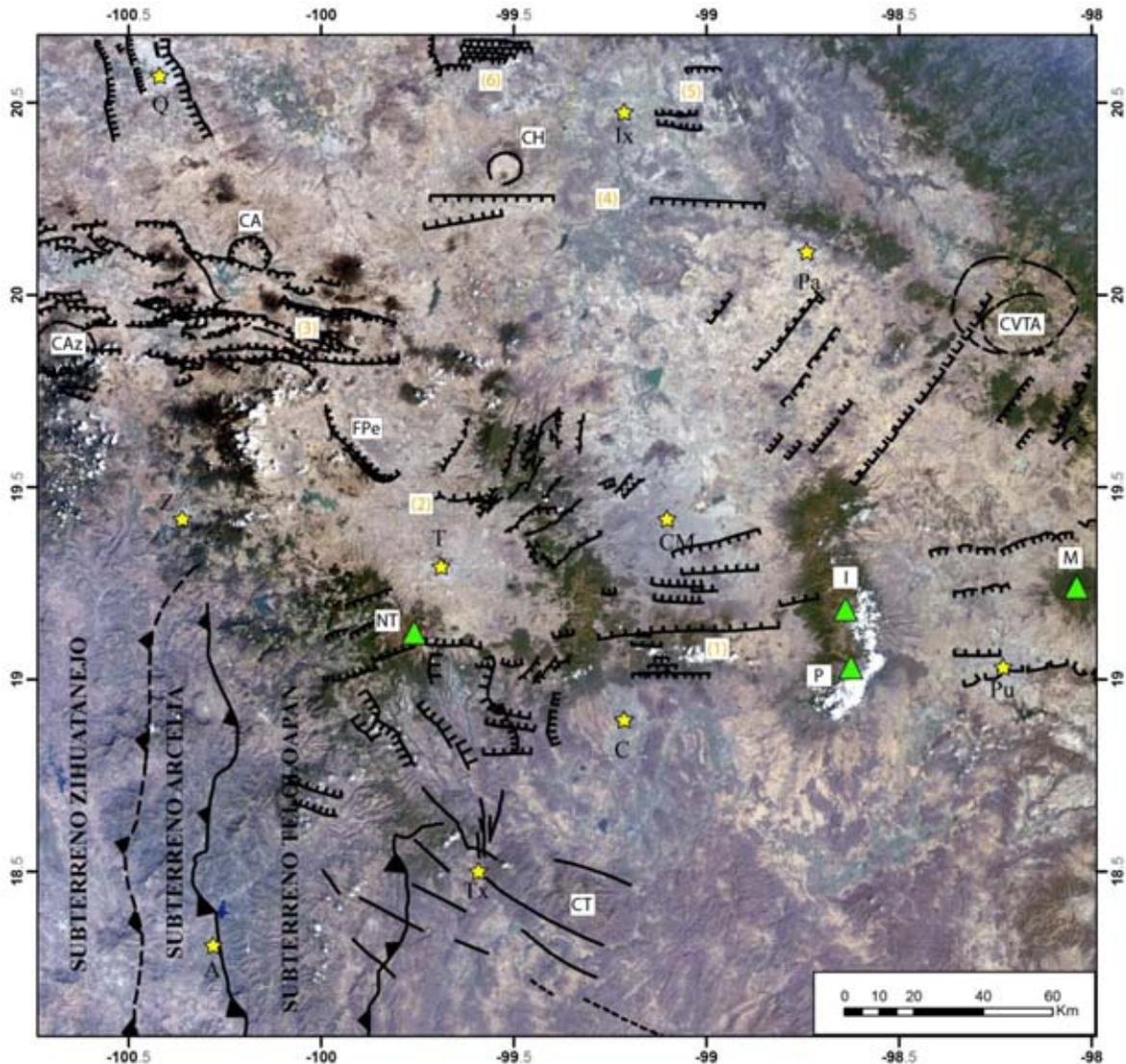


Figura 3.7. Los tres sistemas de fallas activas. FPe-Falla Perales; CA-Caldera de Amealco; CAz-Caldera Los Azufres; CH-Caldera de Huichapan; CT-Caldera de Tilzapotla; CVTA-Complejo Volcánico Tulancingo-Acoaculco. Los números indican las estructuras más importantes del Sistema de Fallas Este-Oeste. Los triángulos indican algunos volcanes importantes: NT-Nevado de Toluca; P-Popocatepetl; I-Iztaccihuatl; M-Malinche. Las estrellas indican algunas localidades: Q-Querétaro, Ix-Ixmiquillopan; Pa-Pachuca; Pu-Puebla, CM-Ciudad de México; T-Toluca; Z-Zitácuaro; C-Cuernavaca; Tx-Taxco; A-Arcelia.

### III.4.3 Sistema de Fallas Este-Oeste

El sistema de fallas con orientación este-oeste probablemente pertenezca a la Zona de Fallas Chapala-Tula (Johnson & Harrison, 1990) que se extiende aproximadamente unos 450 km desde el Lago de Chapala hasta la parte norte de la Cuenca de México, y/o pertenezcan al denominado sistema de fallas Acambay-Morelia (Suter *et al.*, 1991). Este sistema de fallas inició ~10 Ma, en el Mioceno tardío (Suter *et al.*, 1995a).

En un contexto regional, un grupo de seis estructuras tectónicas orientadas E-W se puede observar dentro y fuera del área de estudio, las estructuras de sur a norte son: (1) Chichinautzin, (2) semi-graben de Perales; (3) graben de Acambay, (4) graben de Nopala; (5) graben del Mezquital, (6) semi-graben de Aljibes (Martínez-Reyes & Nieto-Samaniego, 1990; Suter *et al.*, 1992, 1995a, 1995b, Márquez *et al.*, 1999b; Campos Enríquez *et al.*, 2000; Quintanar *et al.*, 2004; ver Figura 3.9). Estas estructuras forman una zona de extensión N-S de más de 150 km de ancho que atraviesa la FVTM (Márquez *et al.*, 1999b; ver Figura 3.7); así como también, se ha sugerido que esta extensión ha controlado el emplazamiento del volcanismo monogenético en la FVTM (Alaniz-Álvarez *et al.*, 1998).

## CAPÍTULO IV

### ESTUDIOS GEOFÍSICOS PREVIOS

#### IV.1 Estudios geofísicos a escala regional

Algunos estudios geofísicos de carácter regional se han realizado a lo largo del área de estudio, entre los que se realizaron en el marco del proyecto MASE, que comprendió la instalación de 100 estaciones de banda ancha, fue desarrollado durante 2005-2007; el respectivo perfil sísmico se extiende desde Acapulco, en la costa del Pacífico, a Tempoal cerca del Golfo de México, pasando a través de la Ciudad de México (Pérez-Campos *et al.*, 2008) (Figura 4.1). Los resultados del proyecto MASE indican que la placa de subducción se inclina  $15^\circ$  cerca de la costa; hacia el continente la placa de subducción es aproximadamente horizontal a una profundidad de  $\sim 50$  km; y ésta se sumerge en el manto justo al sur de la FVTM con una inclinación  $\sim 75^\circ$  a una profundidad aproximada de 500-550 km (Pérez-Campos *et al.*, 2008; Husker, 2009; Kim, 2010).

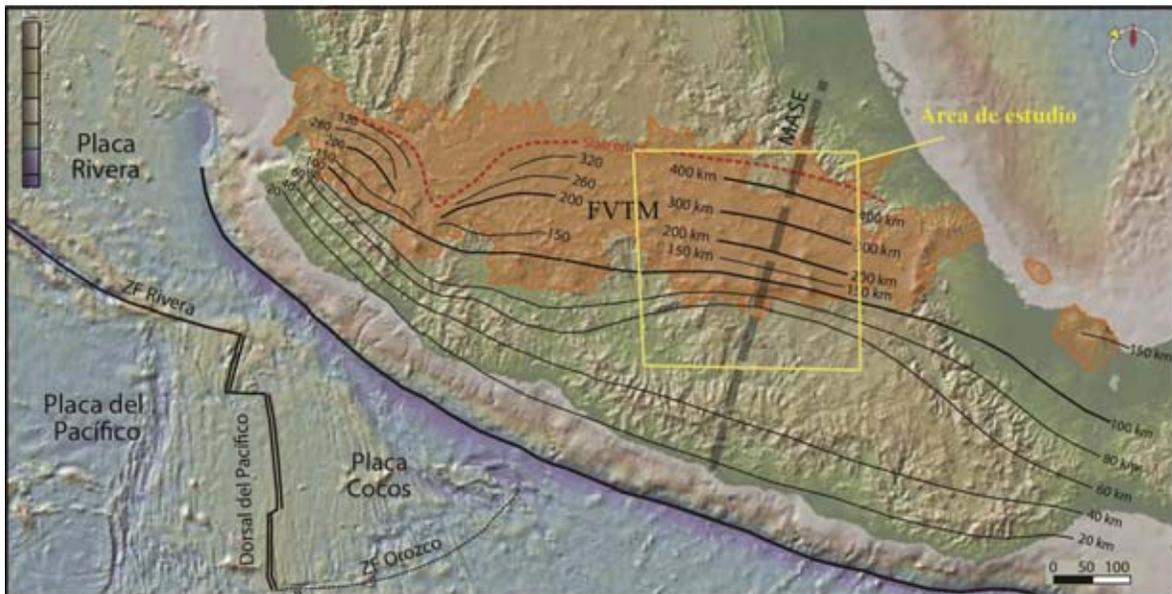


Figura 4.1. Las isobatas indican la profundidad de la placa de subducción debajo de la FVTM. La línea gris indica el perfil sísmico MASE (tomado, y modificado, de Ferrari *et al.*, 2012).

Por otra parte, la interpretación de datos gravimétricos muestran la existencia de un bajo gravimétrico (-200 a -250 mGal) sobre la FVTM, cuyo modelado gravimétrico indica

un espesor cortical máximo de 47 km por debajo del sector centro-oriente de la FVTM; hacia la costa del Pacífico y del Golfo de México, el espesor cortical es menor (~25 km) (Molina Garza & Urrutia Fucugauchi; 1993; Urrutia Fucugauchi & Flores Ruíz, 1996).

En el análisis de un perfil magnetotelúrico llevado a cabo por Jording *et al.* (2000), que se extiende al igual que el perfil sísmico MASE, sólo que se prolonga hasta el Golfo del México, cruzando varios terrenos mexicanos, observaron que el límite de los terrenos Guerrero y Mixteca no es claro, solamente denotaron una variación lateral dentro del mismo Terreno Guerrero. También caracterizaron los límites norte y sur de la FVTM y delimitaron una zona de transición que corresponde a la extensión de la Plataforma Valles-San Luis Potosí (ver las líneas naranjas de la figura 4.9). Por otro lado, estudios magnetotelúricos (Jödicke *et al.*, 2006) revelan una zona de alta conductividad en la corteza inferior por debajo del sector centro-este al sur de la FVTM que representa una zona parcialmente fundida. Otro trabajo de interpretación de un perfil gravimétrico (Campos-Enríquez & Sánchez-Zamora, 2000) se muestra una densidad ( $3.25 \text{ g/cm}^3$ ) un poco baja del manto superior por debajo del sector centro-oriente al sur de la FVTM, el cual está de acuerdo con la existencia de fusión parcial en esa parte del manto. Ambos estudios proponen que esta zona fundida está asociada con el volcanismo actual de la FVTM.

Como último ejemplo del efecto de estructuras tectónicas en las anomalías gravimétricas es el trabajo de Ortega-Gutiérrez *et al.* (2008) enfocado hacia la parte sur del área de estudio, como se muestra el mapa de anomalía gravimétrica de Bouguer de la Figura 4.2 de García-Pérez (1995). En éste se presenta un perfil gravimétrico de Bouguer que atraviesa el límite tectónico entre el Terreno Guerrero y el Terreno Mixteco (Figura 4.3), donde se observa un gradiente muy marcado con dirección N-S a lo largo de la longitud  $100.3^\circ \text{ W}$ ; de acuerdo a este estudio este gradiente divide una corteza más gruesa al este (probablemente corteza inferior del Mesoproterozoico) de una corteza más delgada al oeste, esencialmente corteza Mesozoica; la importancia tectónica de esta característica es que el contacto entre los terrenos Guerrero y Mixteco podría encontrarse a 40 km o a 200 km al oriente del gradiente gravimétrico (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2008; ver Figura 4.2). La interpretación del perfil gravimétrico que se muestra en este trabajo, indica un engrosamiento de la corteza hacia el oriente de dicho gradiente gravimétrico, estos autores

proponen que el cabalgamiento de las rocas Mesozoicas se extiende hasta la falla Papalutla (Figura 4.3). Sin embargo, los valores de este perfil gravimétrico se encuentran invertidos por lo que debería replantearse el modelo gravimétrico propuesto.

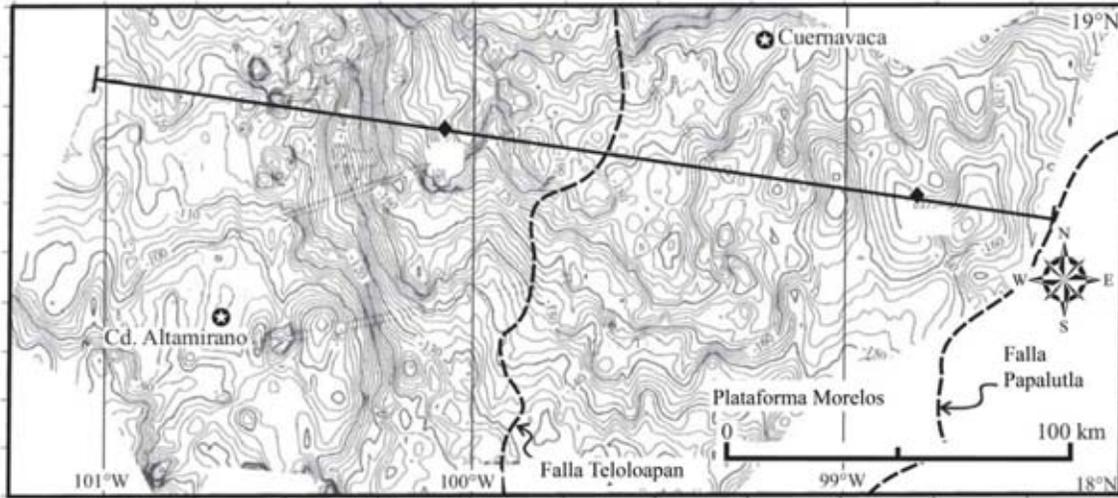


Figura 4.2. Mapa de anomalía gravimétrica de Bouguer (en mGal) en la región Cuernavaca, Morelos-Ciudad Altamirano, Guerrero (tomado, de Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2008).

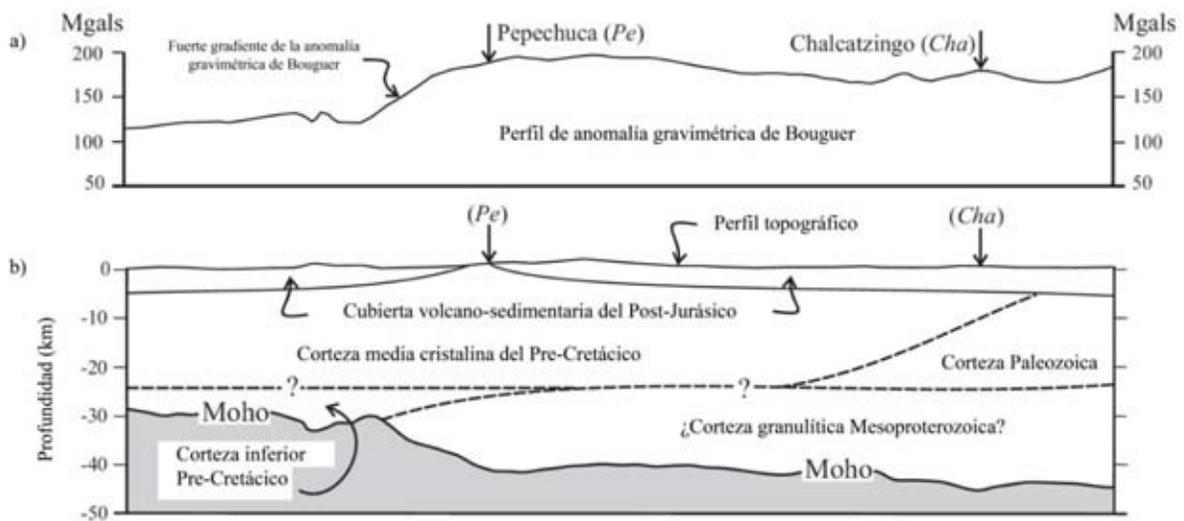


Figura 4.3. a) Perfil gravimétrico tomado a partir de la anomalía gravimétrica de Bouguer (Figura 4.2), mostrando el gradiente gravimétrico. b) Modelo gravimétrico (tomado, y modificado, de Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2008).

### IV.1 Estudios geofísicos a escala local

Otros estudios geofísicos de carácter más local se han llevado a cabo, por ejemplo el estudio sísmico de reflexión realizado por PEMEX a raíz del terremoto de 1985 (Pérez-Cruz, 1988), que en conjunto con la interpretación de cuatro pozos profundos también perforados por PEMEX en la Ciudad de México, evidenciaron una diferencia en las profundidades del basamento Mesozoico (Figura 4.4), que se interpretó como la Falla Mixhuca de tipo normal que atraviesa la Ciudad de México de NW-SE.

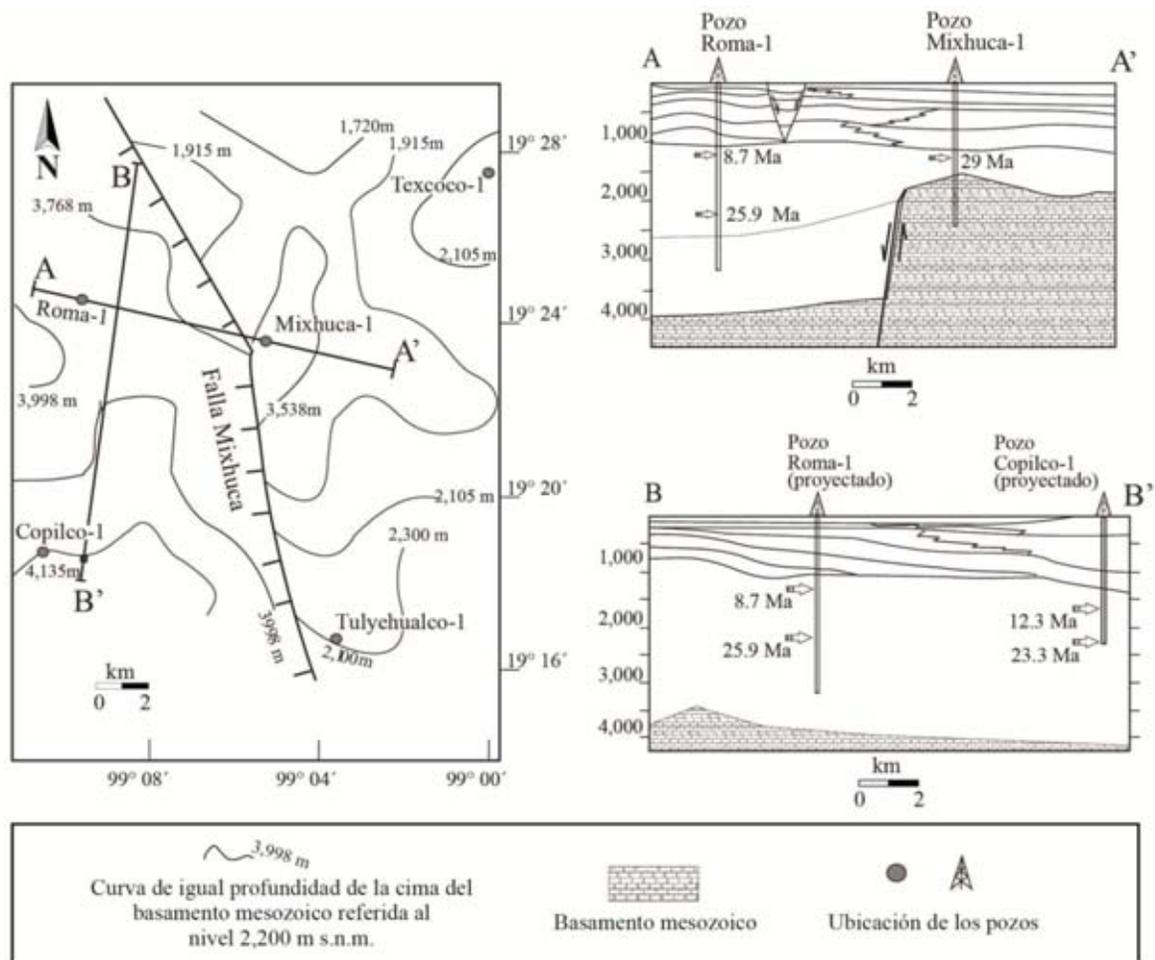


Figura 4.4. Mapa de líneas de igual profundidad de la parte superior del basamento Mesozoico en la cuenca de México (izquierda) y secciones geológicas obtenidas de los pozos y líneas sísmicas de reflexión de Pérez-Cruz (1988) (tomado, de Alaniz-Álvarez & Nieto-Samaniego, 2005).

El estudio geoelectrico realizado por Rodríguez & Ochoa (1989) en la porción centro-norte de la cuenca de México integrado por 70 sondeos eléctricos verticales, definió secuencias de capas superficiales compuestas de sedimentos (arcilla, arena) con resistividades bajas, seguidas de rocas ígneas y bloques con ceniza y/o escoria con resistividades intermedias, y por último basaltos sanos con resistividades muy altas. De igual manera se realizaron estudios electromagnéticos (magnetotelúrico y transitorio electromagnético) en la sub-cuenca de Chalco (parte sur de la Cuenca de México), se definieron capas geológicas, en general de menor a mayor profundidad: (i) sedimentos de baja resistividad, (ii) flujos piroclásticos y rocas volcánicas fracturadas de resistividad intermedia, (iii) el basamento asociado a basalto sano que sobreyace a las calizas con resistividad muy alta (Chouteau *et al.*, 1994; Krivochieva y Chouteau, 2001).

Por otra parte, se han realizado diversos trabajos gravimétricos a lo largo del área de interés, por ejemplo, el estudio gravimétrico realizado por Campos-Enríquez *et al.* (2000), que consistió en la interpretación de siete perfiles gravimétricos orientados norte-sur (ver las líneas azules de la Figura 4.9) para inferir la estructura cortical en la porción norte del sector central de la FVTM. Estos autores concluyeron la existencia de una depresión casi continua en dirección este-oeste. La Figura 4.5 muestra un modelo gravimétrico norte-sur (el perfil que se ubica en la parte más oriental) que atraviesa la Cuenca de la Ciudad de México y el Valle de Mezquital, este modelo infiere la presencia de un alto estructural (correspondiente al alto de Texcoco) delimitado por fallas normales que separan las cuencas anteriormente mencionadas. La falla norte del alto de Texcoco inclinándose hacia el norte podría corresponder a la continuación hacia el oriente de la falla Pastores. Por otro lado, al sur del perfil también se observa un alto estructural que se asocia a la Sierra Chichinautzin. Este alto estructural está limitado al norte por una falla normal con buzamiento hacia la Cuenca de México.

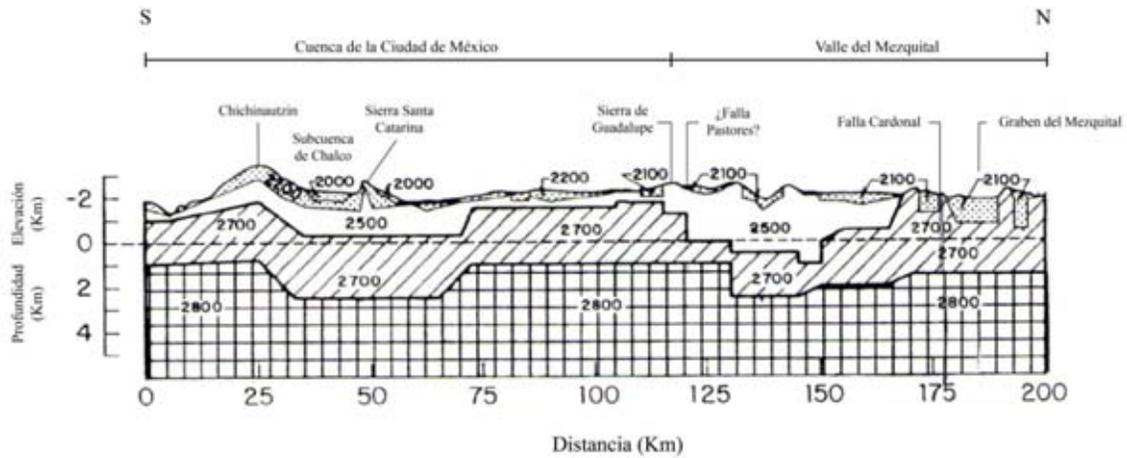


Figura 4.5. Modelo gravimétrico de la Cuenca de México y del Valle del Mezquital. La densidad es indicada en  $\text{kg/m}^3$ . El patrón cuadrado: basamento metamórfico; patrones diagonales: sustrato calcáreo; patrones punteados: cubierta (sedimentos o rocas volcánicas recientes); no patrones: rocas volcánicas no diferenciadas del Mioceno al Plioceno (tomado, y modificado, de Campos-Enríquez *et al.*, 2000).

Otro estudio gravimétrico fue llevado a cabo en las subcuencas de Chalco y Xochimilco (parte sur de la Cuenca de la Ciudad de México), que se asocia con un bajo gravimétrico con dirección este-oeste debido a la secuencia sedimentaria que rellena estas subcuencas, las cuales están separadas por un alto gravimétrico en las inmediaciones del volcán Xico (Chávez *et al.*, 1994; Campos-Enríquez *et al.*, 1997); en la subcuenca de Chalco se realizaron cuatro perfiles gravimétricos con orientación NE-SW (ver las líneas azules de la Figura 4.9), los modelos gravimétricos de Campos-Enríquez *et al.* (1997) indican que esta subcuenca está delimitada por fallas subverticales con dirección este-oeste que no alcanzan la superficie con inclinaciones hacia el sur y hacia el norte. La Figura 4.6 muestra dos perfiles ubicados en la parte más oriental.

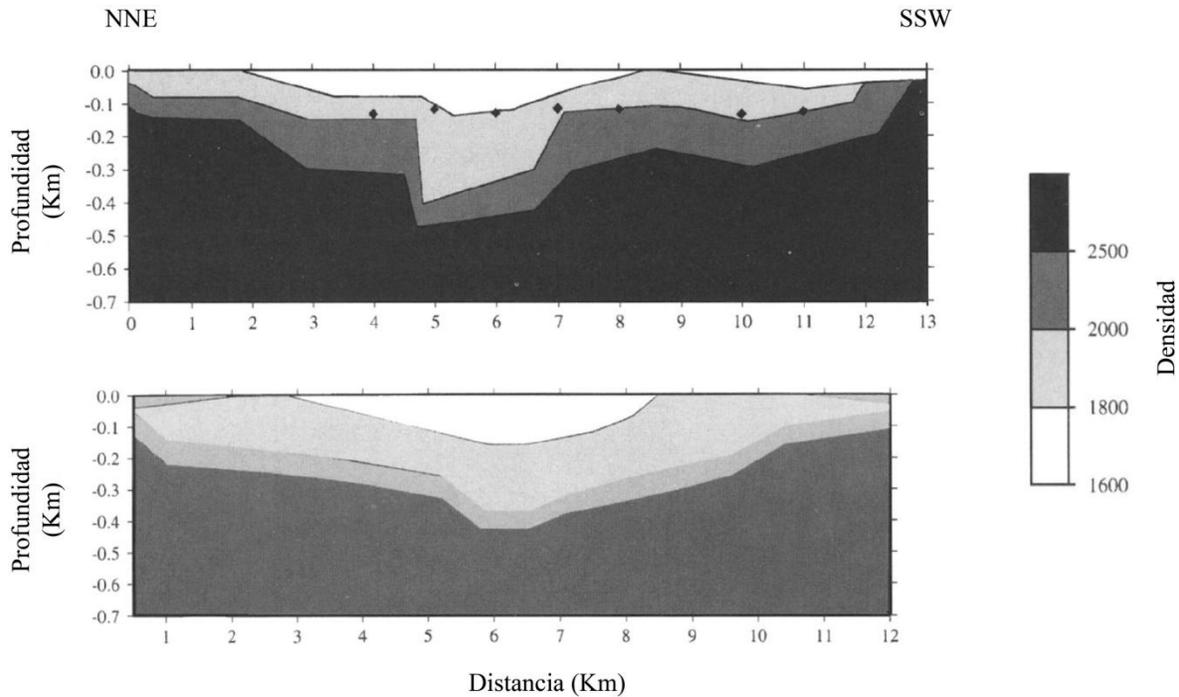


Figura 4.6. Modelos gravimétricos de las subcuencas de Chalco y Xochimilco. Las densidades están dadas en  $\text{kg/m}^3$  (tomado, y modificado, de Campos-Enríquez *et al.*, 1997).

Hacia el oriente del área de estudio, a lo largo de un perfil de 98 km de longitud con dirección NW-SE (ver la línea azul de la Figura 4.9), se ha establecido que en algunas partes el basamento calcáreo tiene altos estructurales el cual está delimitado por fallas con dirección NE-SW (Huizar-Álvarez *et al.*, 1997) (Figura 4.7). Por otra parte, cerca de esa área, seis perfiles gravimétricos se obtuvieron para inferir las características estructurales en la subcuenca de Tecocomulco (parte noreste de la Cuenca del Valle de México, ver las líneas azules de la Figura 4.9), y se infirió la existencia de un semigraben con orientación NE-SW buzando hacia el NW (Campos-Enríquez *et al.*, 2003). La Figura 4.8 muestra un modelo gravimétrico de esa zona.

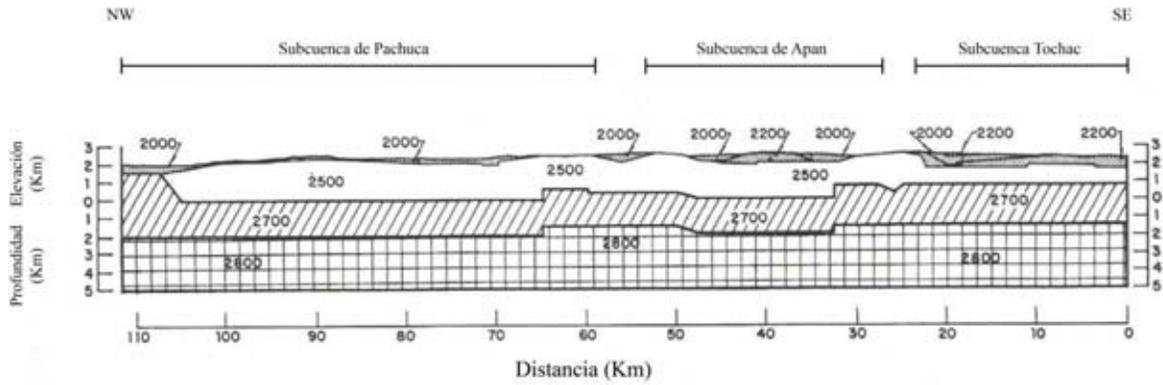


Figura 4.7. Modelo gravimétrico de la parte noreste de la Cuenca del Valle de México. La densidad es indicada en  $\text{kg/m}^3$ . El patrón cuadrado: basamento; patrones diagonales: sub-basamento calcáreo; patrones punteados: relleno volcánico-sedimentario; no patrones: rocas volcánicas no diferenciadas del Mioceno al Plioceno (tomado, y modificado, de Huizar-Álvarez *et al.*, 1997).

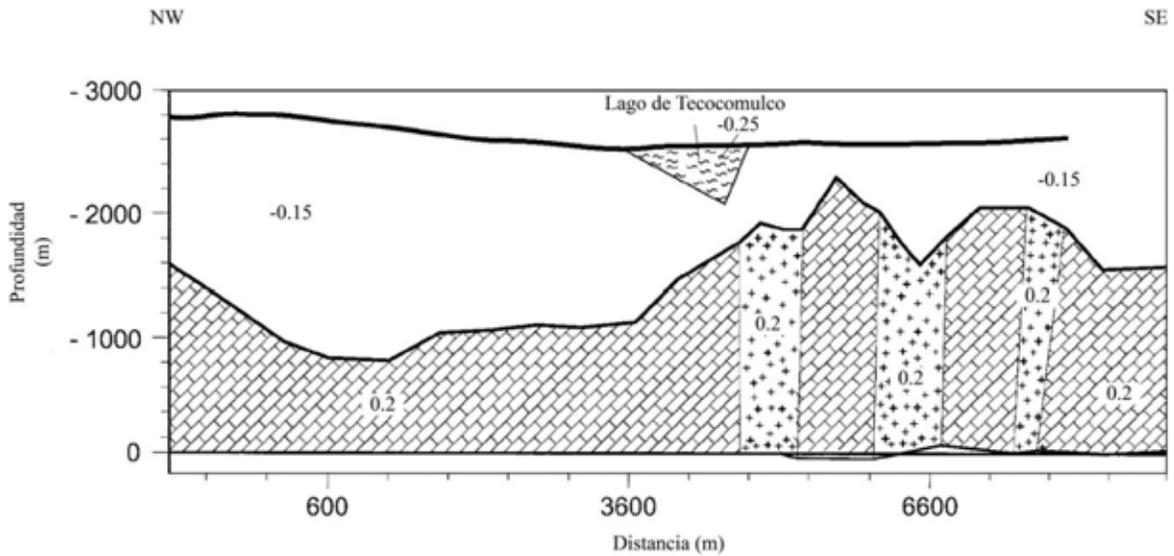


Figura 4.8. Modelo gravimétrico de la subcuenca de Tecocomulco. Las densidades están dadas en  $\text{g/cm}^3$  (tomado, y modificado, de Campos-Enríquez *et al.*, 2003).

La Figura 4.9 resume las fallas inferidas a partir de los trabajos previamente descritos.

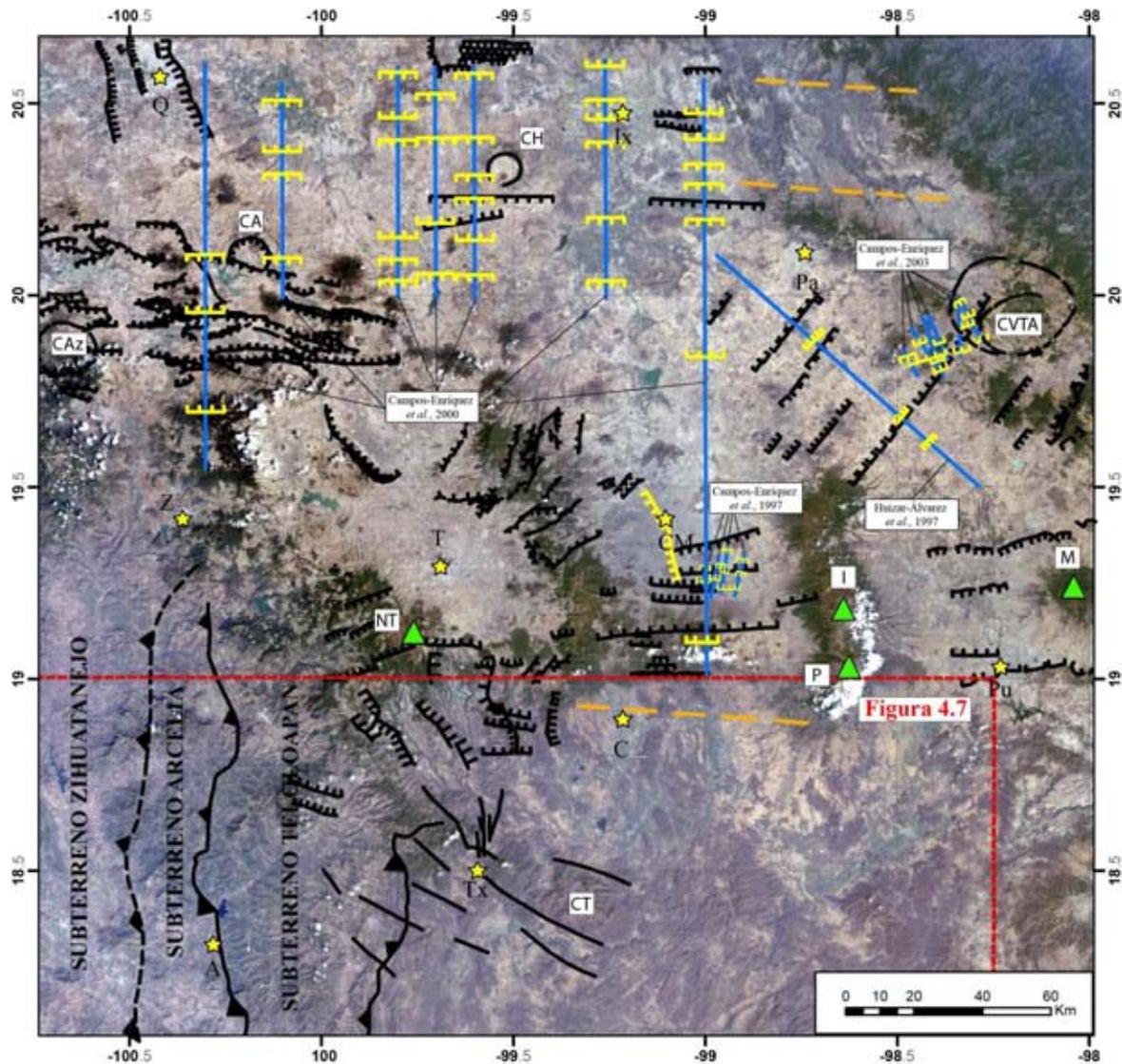


Figura 4.9. Mapa de fallas inferidas a partir de estudios geofísicos (color amarillo). Localización de los perfiles gravimétricos (líneas azules). Las líneas naranjas discontinuas son los límites de la FVTM y la extensión de la Plataforma Valles-San Luis Potosí propuesto por Jording *et al.* (2000). Las líneas rojas discontinuas representan el límite NE del mapa de anomalía gravimétrica de Bouguer tomado de Ortega-Gutiérrez *et al.* (2008, ver Figura 4.2). Las fallas en color negro se describieron en el capítulo II. CA-Caldera de Amealco; CH-Caldera de Huichapan; CT-Caldera de Tilzapotla. Los triángulos indican algunos volcanes importantes: NT-Nevado de Toluca; P-Popocatepetl; I-Iztaccíhuatl; M-Malinche. Las estrellas indican algunas localidades: Q-Querétaro, Ix-Ixmiquilpan; Pa-Pachuca; Pu-Puebla, CM-Ciudad de México; T-Toluca; Z-Zitácuaro; C-Cuernavaca; Tx-Taxco; A-Arcelia.

## CAPÍTULO V

### PROCESAMIENTO Y MODELADO

#### V.1 Introducción

La reducción de datos gravimétricos es un proceso que empieza con datos gravimétricos observados y terminan con valores de anomalía gravimétrica de Bouguer estos últimos valores son derivados a través de correcciones para remover varios efectos (ver Capítulo II). Una vez que los datos son reducidos, el siguiente paso es realizar una interpolación para obtener una rejilla de datos y así obtener un mapa, para posteriormente aplicar técnicas de filtrado o de realce de interés (Nabighian, 2005). Posteriormente se realizan perfiles gravimétricos a partir de la rejilla de datos que servirá para la interpretación cuantitativa (modelado 2D, por ejemplo).

#### V.2 Adquisición de datos

Se usó el conjunto de datos utilizados por Delgado-Rodríguez (1995), García-Pérez (1995), Campos-Enríquez *et al.* (2000) y Ortega-Gutiérrez *et al.* (2008). Las mediciones de gravedad fueron hechas con un gravímetro Worden Master, a cada 200 m a lo largo de una red de transectos cerrados; el máximo tiempo de cierre fueron de dos horas. El estudio gravimétrico fue ligado a la estación base de Tacubaya en la Ciudad de México (péndulo) que pertenece a la Red Internacional de Estándares de Gravedad, 1971 (IGSN 71, sus siglas en inglés). La precisión del conjunto de datos es de 0.5 mGal. El estudio de gravedad del área de la Ciudad de México (Hernández-Moedano y Groguel, 1954) también fue utilizado.

El conjunto de datos gravimétrico utilizados en este trabajo son de anomalía de Bouguer (con una densidad promedio de  $2.67 \text{ g/cm}^3$ ). La Figura 5.1 muestra la anomalía de Bouguer de la zona de estudio. La configuración respectiva se realizó, a partir de una rejilla con celdas de 500 m, mediante el uso del programa GEOSOFT Oasis Montaj; cabe mencionar la ausencia de datos en el valle de Toluca.

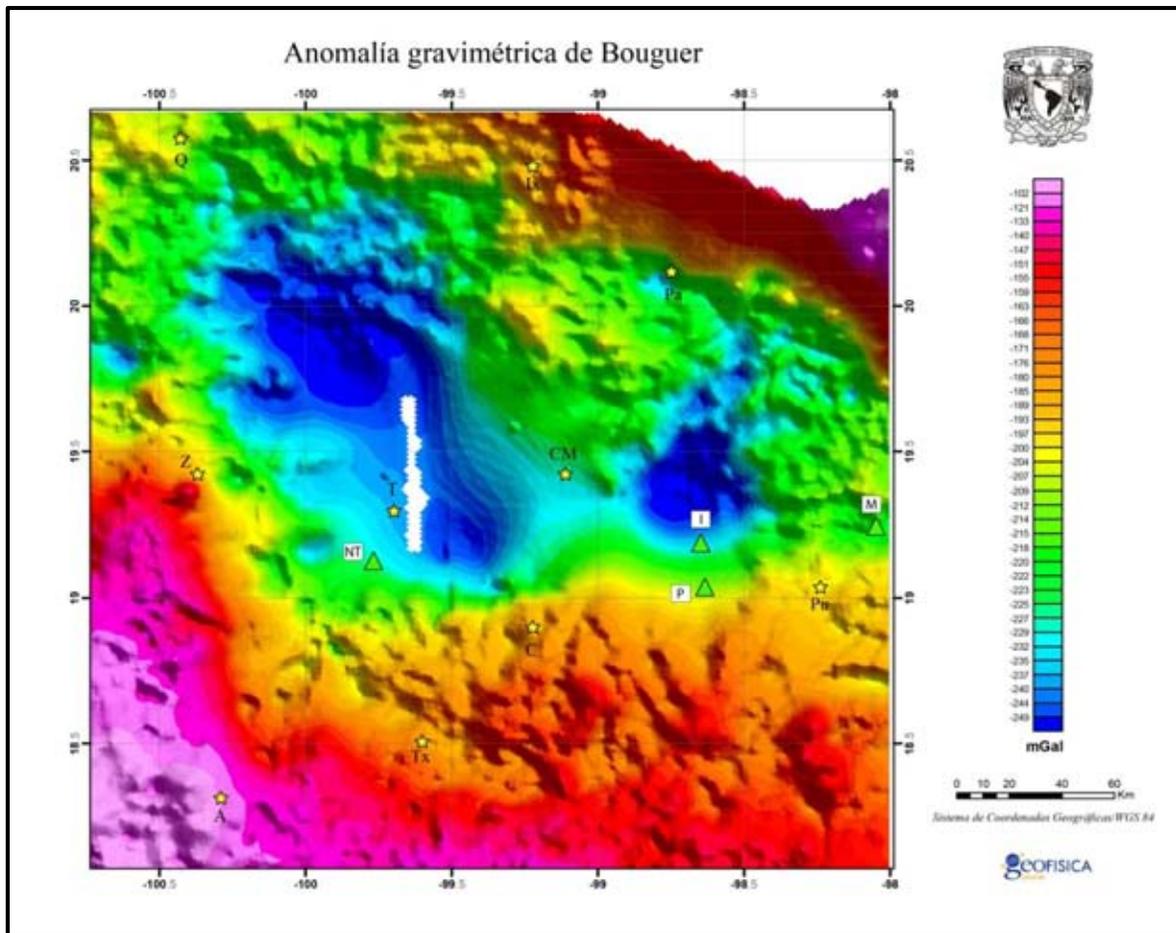


Figura 5.1. Mapa de la anomalía gravimétrica de Bouguer. Los triángulos indican algunos volcanes importantes: NT-Nevado de Toluca; P-Popocatepetl; I-Iztaccihuatl; M-Malinche. Las estrellas indican algunas localidades: Q-Querétaro, Ix-Ixmiquilpan; Pa-Pachuca; Pu-Puebla, CM-Ciudad de México; T-Toluca; Z-Zitácuaro; C-Cuernavaca; Tx-Taxco; A-Arcelia.

### V.3 Procesado de la anomalía gravimétrica

En general, los mapas de gravedad muestran la superposición de varias componentes con diferentes frecuencias. Para el procesado de la anomalía gravimétrica se aplicaron filtros, haciendo uso del programa GEOSOFT Oasis Montaj. En el tratamiento de la anomalía gravimétrica se hizo uso del filtro pasa baja, así como de las derivadas verticales de orden 1 y 2; el primer filtro tuvo como objetivo suavizar la anomalía gravimétrica y mejorar la visualización de las características anómalas en la zona, por otra parte, la aplicación del segundo filtro fue con el fin de realzar frecuencias altas que están relacionadas con características geológicas someras (Reynolds, 1997).

### V.3.1 Filtro Pasa-baja

Un filtro pasa baja permite el paso de las componentes de baja frecuencia o longitud de onda larga contenida en la información presente en el mapa, eliminando o atenuando las componentes de alta frecuencia o longitud de onda corta, tomando como referencia la frecuencia o longitud de onda de corte. Este tipo de filtros son comúnmente usados para remover ruido asociado a longitud de onda corta en los datos o eliminar los efectos de características geológicas someras que están relacionados con una longitud de onda corta. Sin embargo, no es posible aislar completamente las anomalías de longitud de onda larga o corta mediante este filtro, debido a que los espectros del número de onda de fuentes profundas y someras se superponen.

En este trabajo se utilizó el filtro pasa baja para suavizar la anomalía gravimétrica de Bouguer y mejorar las características de la longitud de onda larga en los datos, eliminar ruido y atenuar las altas frecuencias.

### V.3.2 Primera y Segunda Derivada

La primera y segunda derivada vertical es comúnmente calculada en los datos de gravedad, debido al hecho de que la derivación vertical y la doble derivación vertical con respecto a la profundidad tiende a enfatizar anomalías de longitud de onda corta (altas frecuencias) que es el resultado de fuentes someras, así eliminando la tendencia regional. Puesto que esta técnica de interpretación ayuda a conocer la tasa máxima del cambio del gradiente de una anomalía de gravedad (Blakely, 1996), esta técnica permite ubicar límites o zonas de falla. Este filtro está dado por:

$$L(\omega) = \omega^n$$

donde,  $\omega$  es el número de onda,  $n$  es el orden de diferenciación.

Una vez suavizados los datos gravimétricos por medio del filtro pasa baja, se aplicó el filtro de la derivada vertical a la rejilla de datos, así obteniendo la primera y segunda derivada de las anomalías gravimétricas de Bouguer (Figuras 5.2 y 5.3). El objetivo de este filtro es enfatizar las anomalías de longitud de onda corta (altas frecuencias) asociadas a fuentes someras. Cabe señalar que esta técnica es cualitativa, debido a que nos muestra

solamente la distribución de las altas frecuencia, si se quiere conocer la profundidad de las fuentes someras se recurre a técnicas cuantitativas (por ejemplo, el método estadístico-espectral).

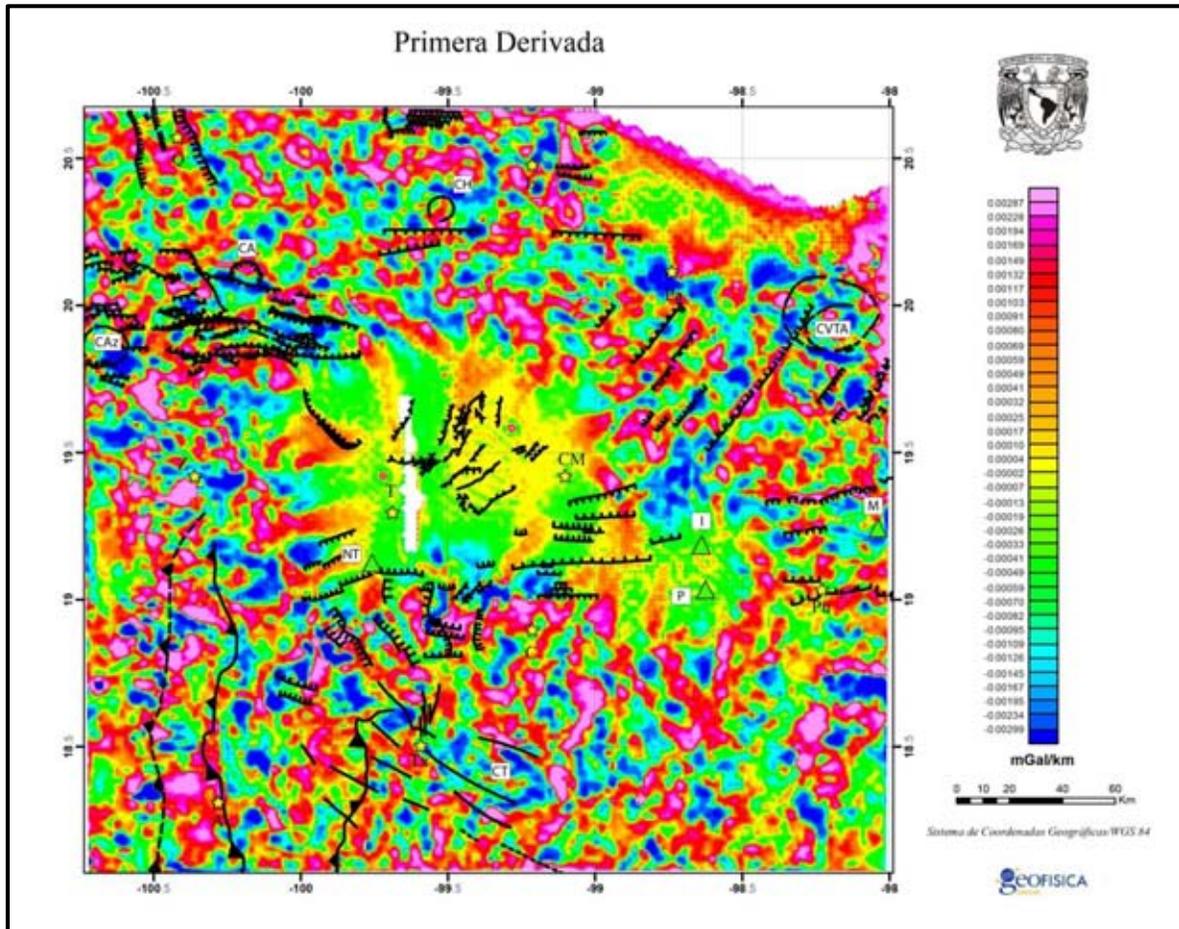


Figura 5.2. Mapa de la primera derivada vertical de la anomalía de Bouguer. Las fallas en color negro se describieron en el capítulo II. CA-Caldera de Amealco; CAz-Caldera Los Azufres; CH-Caldera de Huichapan; CT-Caldera de Tilzapotla; CVTA-Complejo Volcánico Tulancingo-Aocolco. Los triángulos indican algunos volcanes importantes: NT-Nevado de Toluca; P-Popocatepetl; I-Iztaccíhuatl; M-Malinche. Las estrellas indican algunas localidades: Q-Querétaro, Ix-Ixmiquilpan; Pa-Pachuca; Pu-Puebla, CM-Ciudad de México; T-Toluca; Z-Zitácuaro; C-Cuernavaca; Tx-Taxco; A-Arcelia.

### V.3.2.1 Interpretación de los mapas de la Primera y Segunda Derivada

La interpretación de los mapas de anomalía de Bouguer puede ser facilitado realizar efectos provocados por estructuras someras (asociado a altas frecuencias) mediante la primera y segunda derivadas verticales; la ventaja de este método es eliminar el efecto del campo

regional de la anomalía de Bouguer. Sin embargo, estos procesos amplifican el ruido, obteniendo muchas anomalías que no están asociadas con la geología (Reynolds, 1997). Por tal razón, primero se aplicó un filtro pasa-baja para eliminar altas frecuencias en la anomalía de Bouguer, y así evitar la amplificación de ruido presente en dichas altas frecuencias.

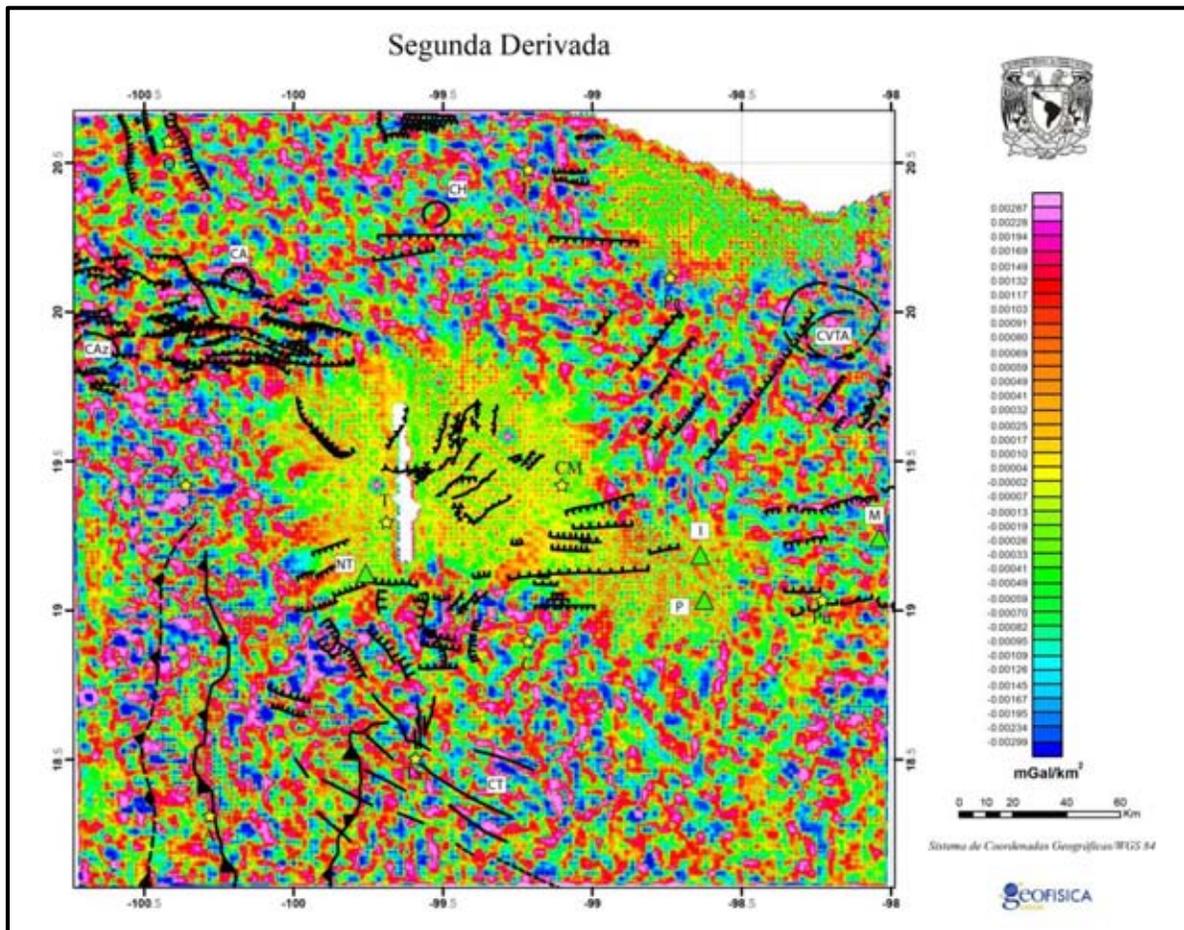


Figura 5.3. Mapa de la segunda derivada vertical de la anomalía de Bouguer. Las fallas en color negro se describieron en el capítulo II. CA-Caldera de Amealco; CAz-Caldera Los Azufres; CH-Caldera de Huichapan; CT-Caldera de Tilzapotla; CVTA-Complejo Volcánico Tulancingo-Acozulco. Los triángulos indican algunos volcanes importantes: NT-Nevado de Toluca; P-Popocatepetl; I-Iztaccíhuatl; M-Malinche. Las estrellas indican algunas localidades: Q-Querétaro, Ix-Ixmiquilpan; Pa-Pachuca; Pu-Puebla, CM-Ciudad de México; T-Toluca; Z-Zitácuaro; C-Cuernavaca; Tx-Taxco; A-Arcelia.

En el mapa de la primera derivada vertical (Figura 5.2), se realzan los gradientes verticales de la anomalía gravimétrica; se procedió a hacer una interpretación cualitativa con el fin de ubicar lineamientos relacionados a las anomalías de longitud de onda corta (frecuencias altas), se identificaron tres sistemas de lineamientos con direcciones: NE-SW, NW-SE y E-W. En la parte meridional del mapa predominan lineamientos con una dirección NE-SW y NW-SW, en la parte central los lineamientos en su mayoría tienen una dirección preferencial de E-W y en menor medida con dirección NW-SE, y por último la parte septentrional las direcciones preferenciales de los lineamientos son NW-SE y NE-SW (Figura 5.4). Por otro lado, en el mapa de la segunda derivada (Figura 5.3), se realzan aún más los gradientes verticales de la anomalía gravimétrica; se identificaron también tres sistemas de lineamientos: NE-SW, NW-SE y E-W. En la parte meridional del mapa, los lineamientos en su mayoría tienen una dirección NE-SW y en menor medida presentan la dirección NNW-SSE; en la parte central del mapa se encuentran coexistiendo los tres sistemas en donde predominan los lineamientos con dirección E-W y NW-SE; en menor medida los lineamientos con dirección NE-SW (hacia el oriente); y por último en la parte septentrional del mapa también se encuentran coexistiendo los tres sistemas, en el cual predominan los lineamientos con dirección NE-SW y NW-SE, y en menor medida E-W (Figura 5.5).

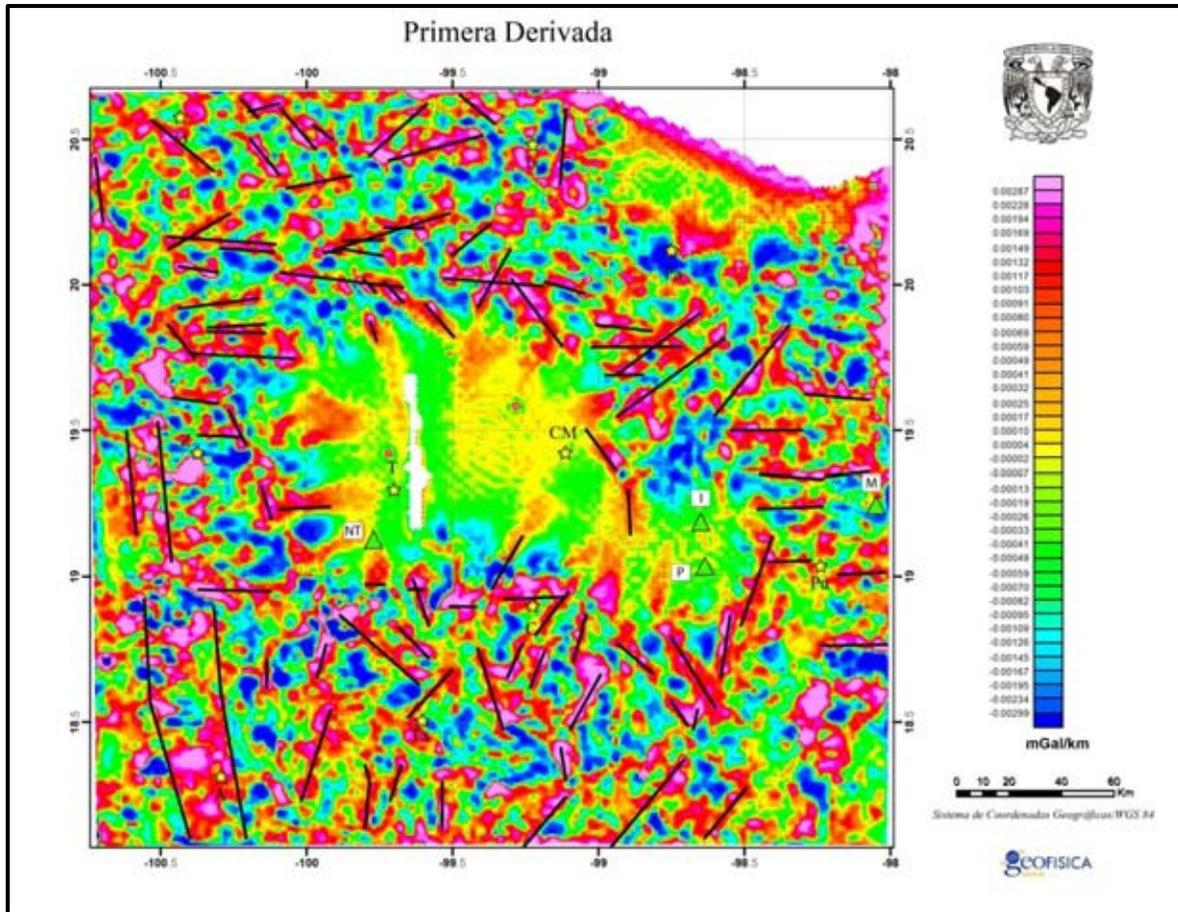


Figura 5.4. Mapa de la primera derivada vertical de la anomalía gravimétrica de Bouguer. Las líneas negras representan los lineamientos. Los triángulos indican algunos volcanes importantes: NT-Nevado de Toluca; P-Popocatépetl; I-Iztaccihuatl; M-Malinche. Las estrellas indican algunas localidades: Q-Querétaro, Ix-Ixmiquilpan; Pa-Pachuca; Pu-Puebla, CM-Ciudad de México; T-Toluca; Z-Zitácuaro; C-Cuernavaca; Tx-Taxco; A-Arcelia.

La mayoría de los lineamientos son consistentes con los sistemas de fallas descritas en el Capítulo III, y por lo tanto, se puede considerar que los gradientes (primera derivada vertical) o la razón de cambio de estos gradientes (segunda derivada vertical) pudieran proporcionar información acerca de límites o zonas de fallas que no tienen expresión superficial.

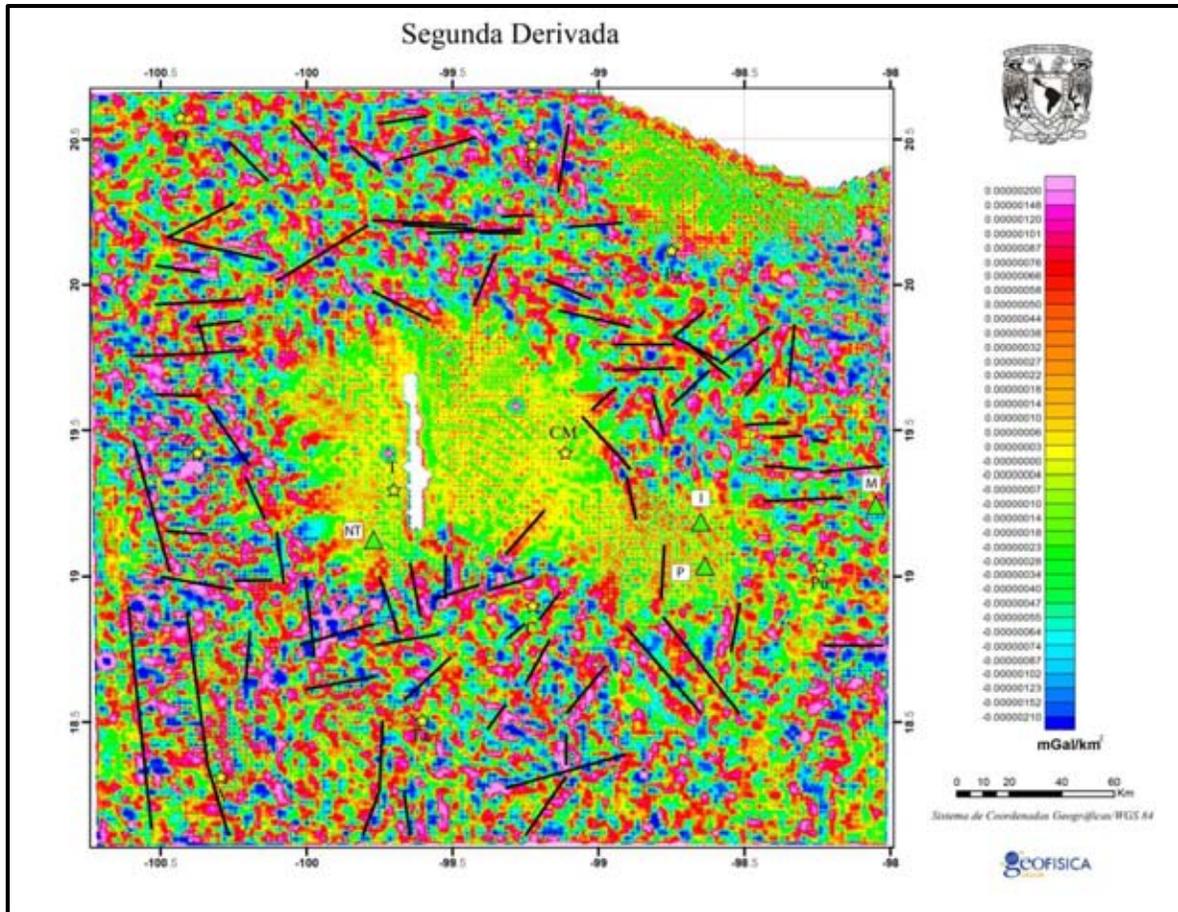


Figura 5.5. Mapa de la segunda derivada vertical de la anomalía gravimétrica de Bouguer. Las líneas negras representan los lineamientos. Los triángulos indican algunos volcanes importantes: NT-Nevado de Toluca; P-Popocatepetl; I-Iztaccíhuatl; M-Malinche. Las estrellas indican algunas localidades: Q-Querétaro, Ix-Ixmiquilpan; Pa-Pachuca; Pu-Puebla, CM-Ciudad de México; T-Toluca; Z-Zitácuaro; C-Cuernavaca; Tx-Taxco; A-Arcelia.

#### V.4 Perfiles Gravimétricos

Se trazaron y obtuvieron 9 perfiles gravimétricos con dirección NE-SW a partir del mapa de anomalía gravimétrica Bouguer, con el fin de estudiar grandes estructuras geológicas (Capítulo III) a nivel regional (Figura 5.6).

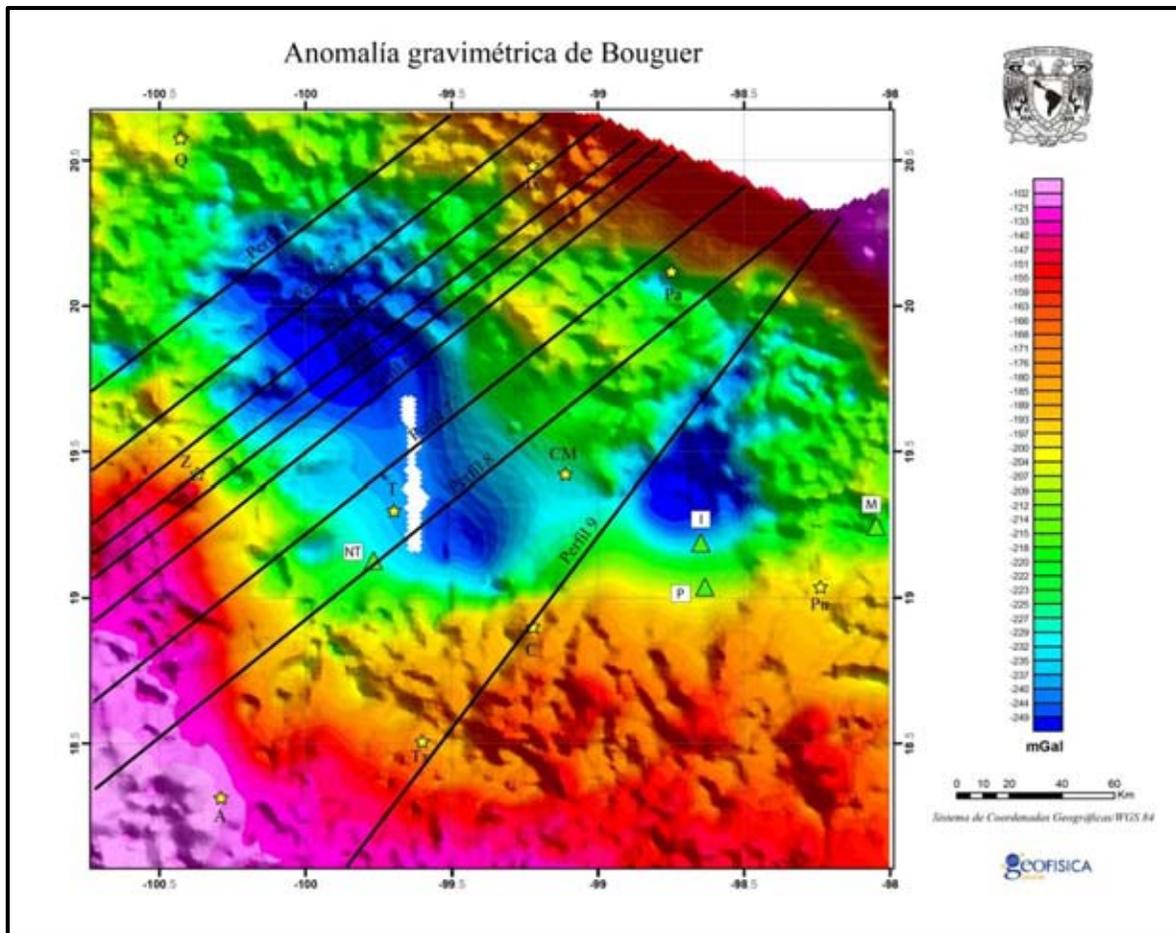


Figura 5.6. Perfiles gravimétricos (líneas negras) a partir del mapa de anomalía gravimétrica de Bouguer. Los triángulos indican algunos volcanes importantes: NT-Nevado de Toluca; P-Popocatepetl; I-Iztaccíhuatl; M-Malinche. Las estrellas indican algunas localidades: Q-Querétaro, Ix-Ixmiquilpan; Pa-Pachuca; Pu-Puebla, CM-Ciudad de México; T-Toluca; Z-Zitácuaro; C-Cuernavaca; Tx-Taxco; A-Arcelia.

Una vez obtenido los perfiles gravimétricos, se procedió a realizar la separación de anomalías, regional y residual, a partir de la anomalía gravimétrica de Bouguer; considerando la siguiente ecuación:

$$\text{Anomalía de Bouguer} = \text{Anomalía Regional} + \text{Anomía Residual}$$

La anomalía regional es el reflejo de la anomalía de gravedad de longitud de onda larga, atribuida a características corticales profundas; mientras que, las anomalías de longitud de onda corta son el resultado de características geológicas someras referidos a anomalías residuales (Reynolds, 1997), y estas anomalías son de interés en este trabajo.

#### V.4.1 Anomalías Regional y Residual

Existen muchas técnicas para separar las anomalías regional y residual, y, en este trabajo se utilizó la tendencia de superficies. Esta técnica consiste de superficies matemáticas que representan una superficie que mejor se ajuste a los datos de anomalía gravimétrica de Bouguer en un espacio “x-z”. Tales superficies están definidas por funciones polinomiales y la superficie es ajustada usando el método de mínimos cuadrados (Burger, 2006). Estas superficies pueden ser de cualquier orden, siempre y cuando represente de manera adecuada la tendencia regional. Una vez elegida la superficie, se restan estos valores a los datos de la anomalía de Bouguer, para obtener la anomalía residual; considerando la siguiente ecuación:

$$\textit{Anomalía Residual} = \textit{Anomalía de Bouguer} - \textit{Anomalía Regional}$$

A los 9 perfiles gravimétricos se les determinó su tendencia regional por tendencia de superficies con una función polinómica de grado dos que mejor se ajustaran a los datos, que representa de forma adecuada dicha tendencia. Posteriormente, se restaron los valores de la tendencia regional a los datos gravimétricos (anomalía de Bouguer) para obtener la anomalía residual.

Por otro lado, se definieron 9 perfiles topográficos respectivamente, dichas elevaciones se obtuvieron mediante el Continuo de Elevaciones Mexicano 3.0 (CEM 3.0) del Instituto Nacional de Estadística y Geográfica (INEGI, 2013), que en realidad es un Modelo Digital de Elevación (MDE) que representa los valores de altura.

- ***Perfil gravimétrico 1***

Tiene una longitud de 165.5 km, las coordenadas de los extremos del perfil son: 100.73° W-19.51° N, y 99.51° W-20.65° N. La anomalía de Bouguer tiene un rango de valores que varía de -248.3 a -191.9 mGal. Por otra parte, la anomalía residual varía de -14 a 13.2 mGal (Figura 5.7).

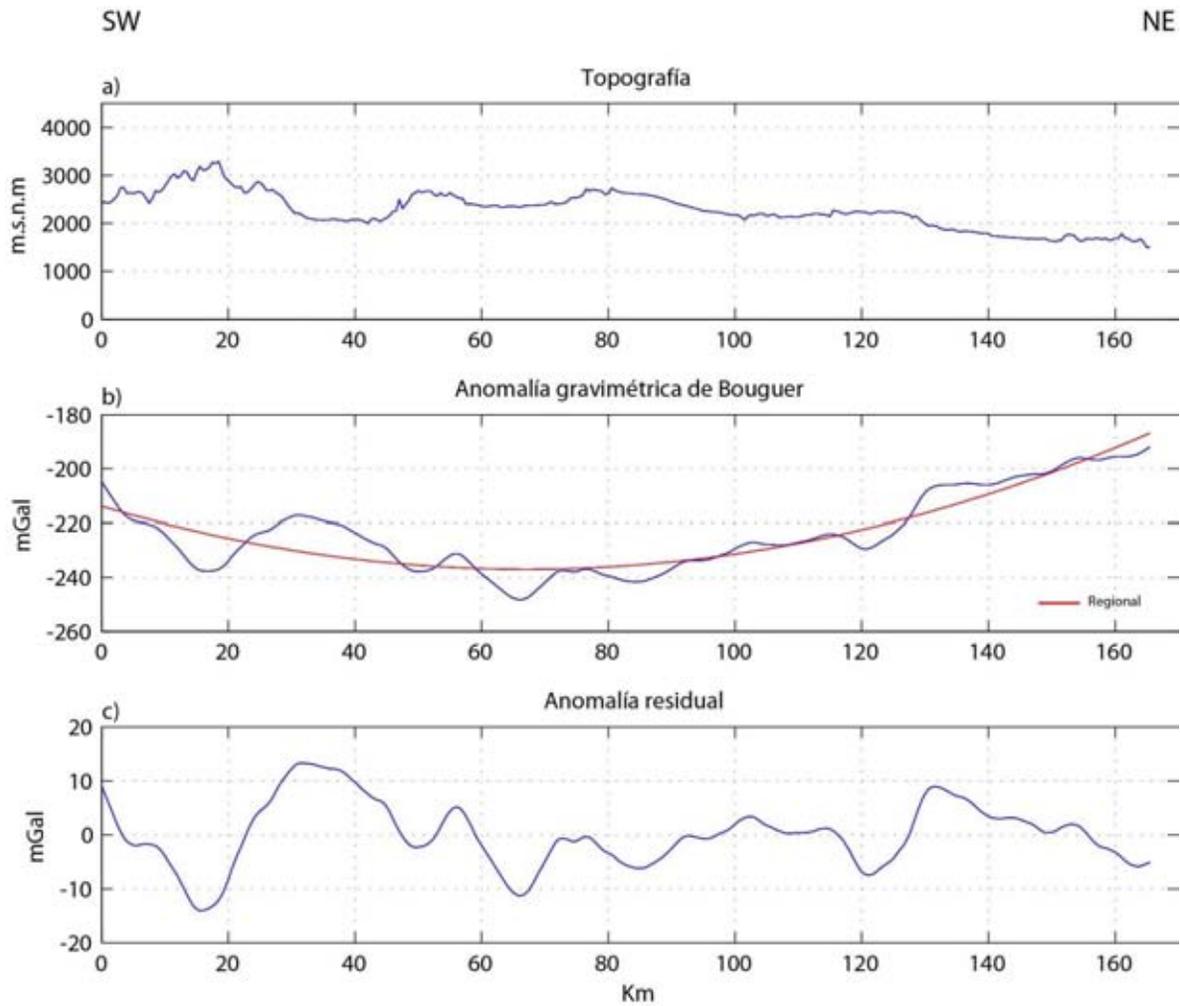


Figura 5.7. Perfil gravimétrico 1. a) topografía. b) anomalía gravimétrica de Bouguer (línea azul) y anomalía regional (línea roja). c) anomalía residual.

- ***Perfil gravimétrico 2***

Con una longitud de 211 km, sus coordenadas extremas son:  $100.73^{\circ}$  W- $19.43^{\circ}$  N, y  $99.18^{\circ}$  W- $20.65^{\circ}$  N. La anomalía de Bouguer varía de -256.7 a -170 mGal; mientras que, la anomalía residual varía de -14.9 a 16.4 mGal (Figura 5.8).

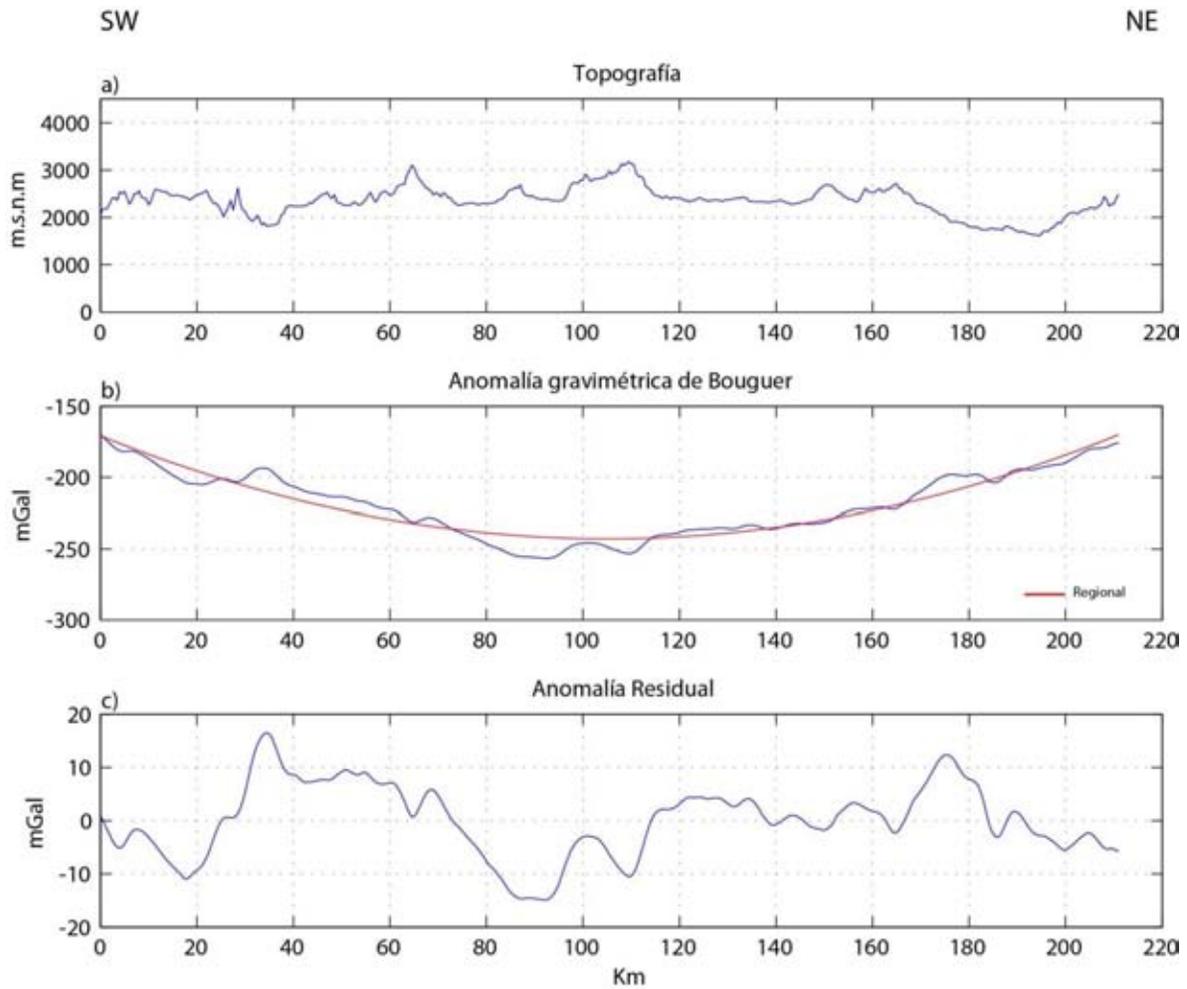


Figura 5.8. Perfil gravimétrico 2. a) topografía. b) anomalía gravimétrica de Bouguer (línea azul) y anomalía regional (línea roja). c) anomalía residual.

- **Perfil gravimétrico 3**

Se extiende aproximadamente 237.5 km, las coordenadas de sus extremos son: 100.73° W-19.25° N, y 98.99° W-20.63° N. La anomalía de Bouguer tiene un rango de valores que varía de -269.5 a -145.9 mGal, Por otra parte, la anomalía residual varía de -20.6 a 17.2 mGal (Figura 5.9).

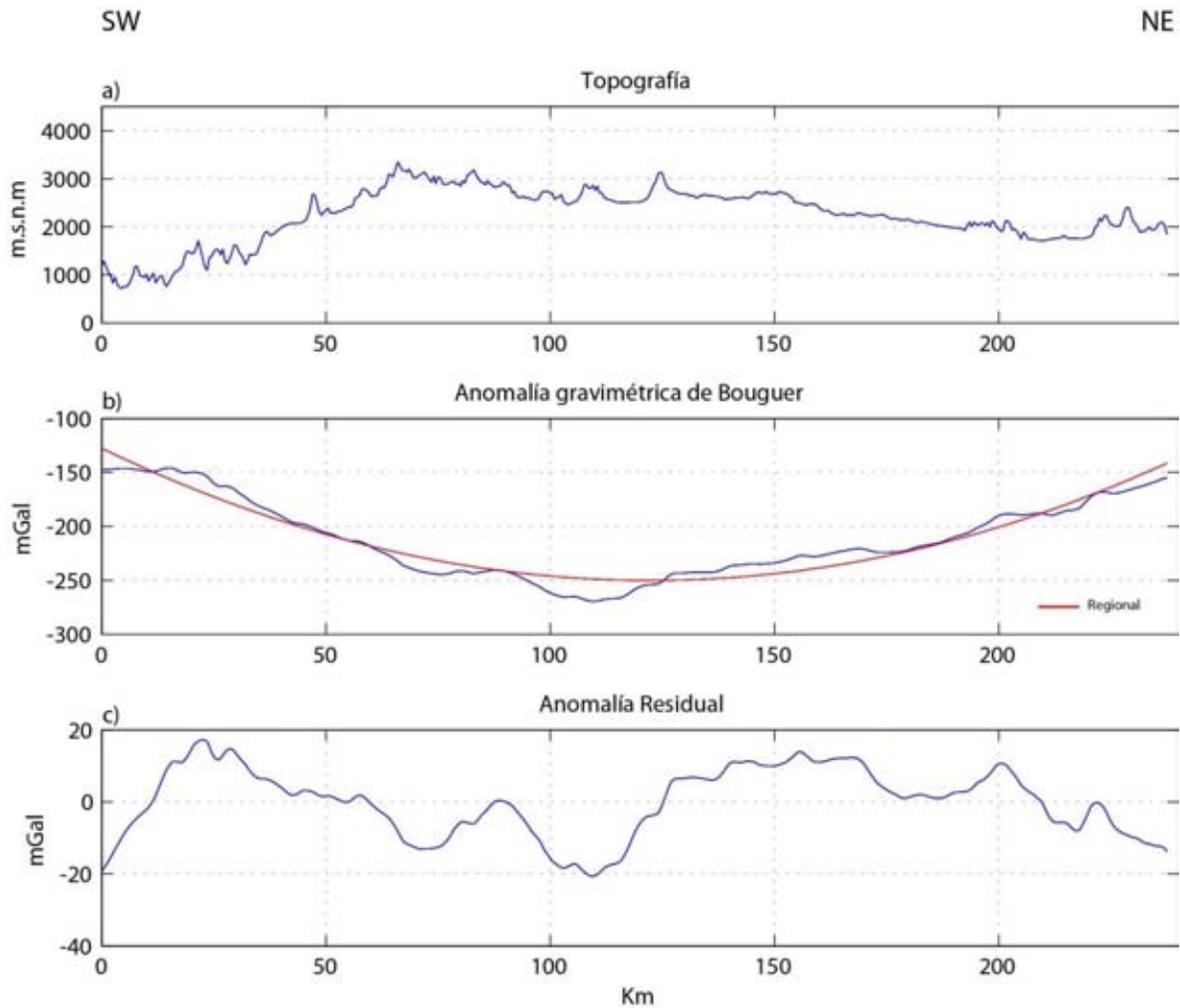


Figura 5.9. Perfil gravimétrico 3. a) topografía. b) anomalía gravimétrica de Bouguer (línea azul) y anomalía regional (línea roja). c) anomalía residual.

- ***Perfil gravimétrico 4***

Se prolonga unos 251 km, sus coordenadas son: 100.73° W-19.15° N, y 98.86° W-20.57° N. La anomalía de Bouguer varía de -262.8 a -136.5 mGal. Por otro lado, la anomalía residual varía de -29 a 23.4 mGal (Figura 5.10).

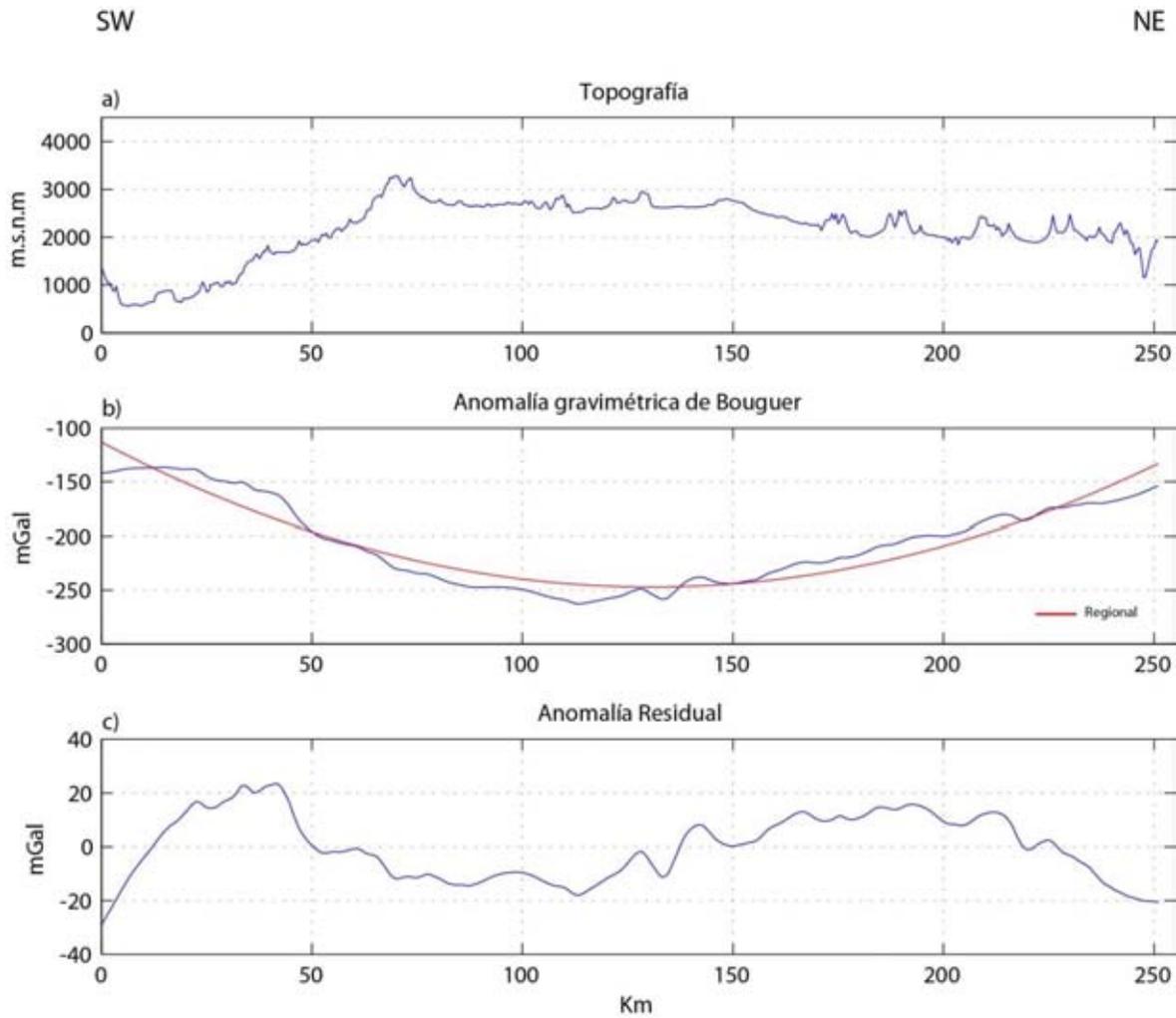


Figura 5.10. Perfil gravimétrico 4. a) topografía. b) anomalía gravimétrica de Bouguer (línea azul) y anomalía regional (línea roja). c) anomalía residual.

- **Perfil gravimétrico 5**

Cuenta con una longitud de 261 km. Las coordenadas de los extremos del perfil son: 100.72° W-19.06° N, y 98.79° W-20.54° N. La anomalía de Bouguer tiene un rango de valores que varía de -258 a -131.8 mGal. Por otra parte, la anomalía residual varía de -28.7 a 26.9 mGal (Figura 5.11).

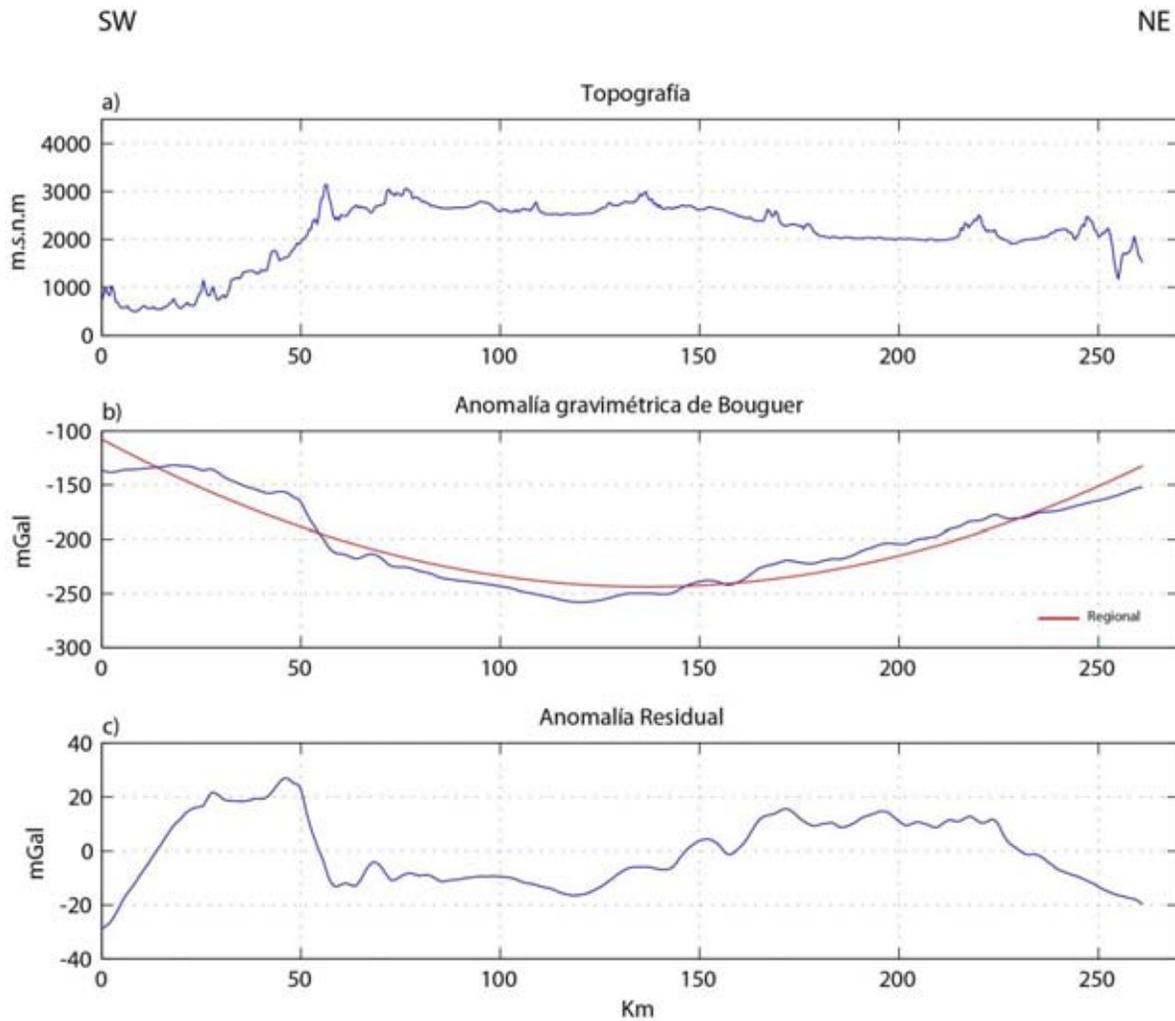


Figura 5.11. Perfil gravimétrico 5. a) topografía. b) anomalía gravimétrica de Bouguer (línea azul) y anomalía regional (línea roja). c) anomalía residual.

- **Perfil gravimétrico 6**

Tiene una longitud de 273.5 km y está limitado por los puntos de coordenadas: 100.72° W-18.91° N, y 98.73° W-20.51° N. La anomalía de Bouguer varía de -250.6 a -121.4 mGal; mientras que, la anomalía residual varía de -20.4 a 25.1 mGal (Figura 5.12).

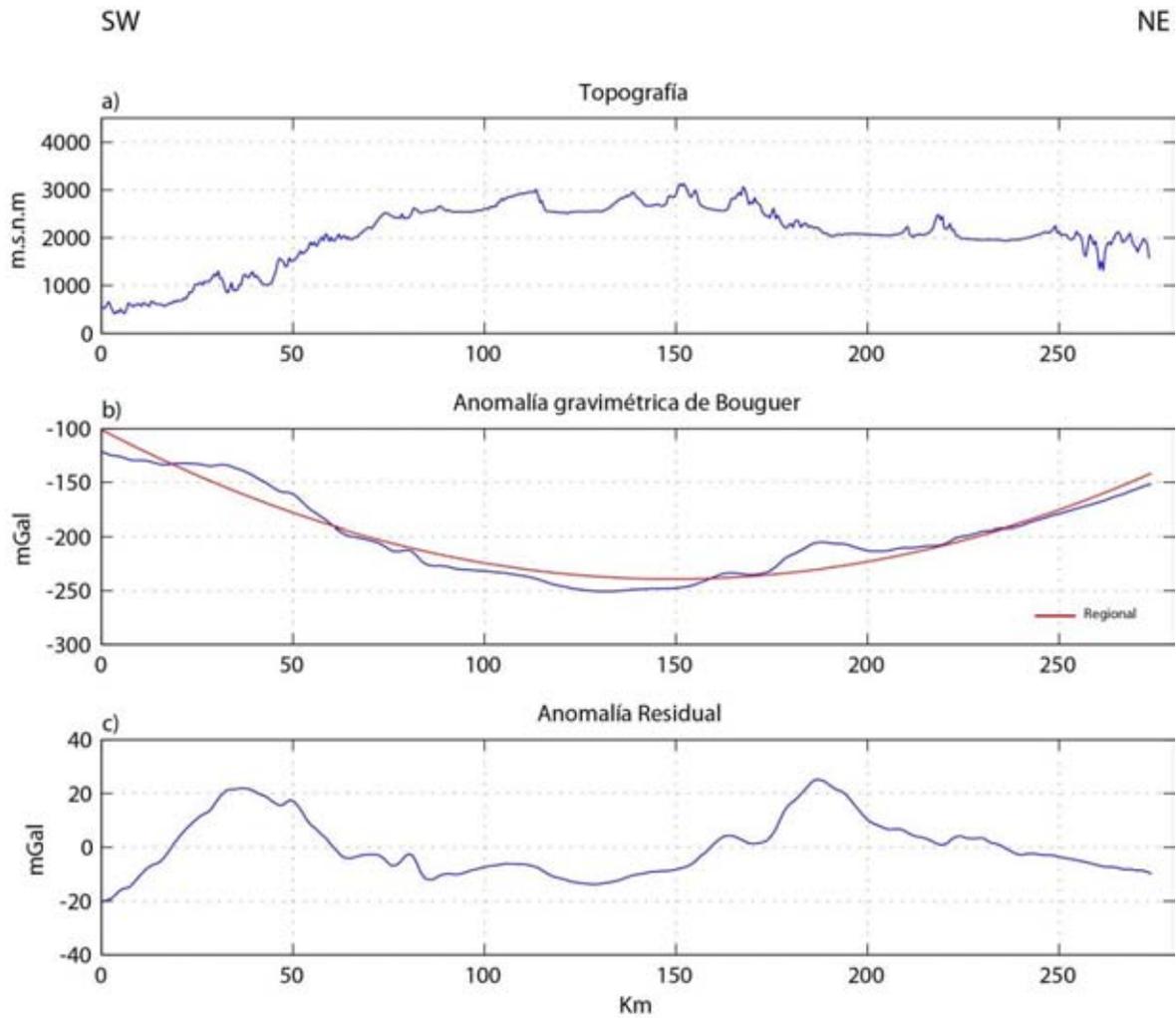


Figura 5.12. Perfil gravimétrico 6. a) topografía. b) anomalía gravimétrica de Bouguer (línea azul) y anomalía regional (línea roja). c) anomalía residual.

- **Perfil gravimétrico 7**

Con una longitud de 304.5 km. Las coordenadas de los extremos del perfil son:  $100.72^\circ$  W- $18.64^\circ$  N, y  $98.49^\circ$  W- $20.41^\circ$  N. La anomalía de Bouguer tiene un rango de valores que varía de -243.6 a -113.9 mGal. Por otro lado, la anomalía residual varía de -22.2 a 28 mGal (Figura 5.13).

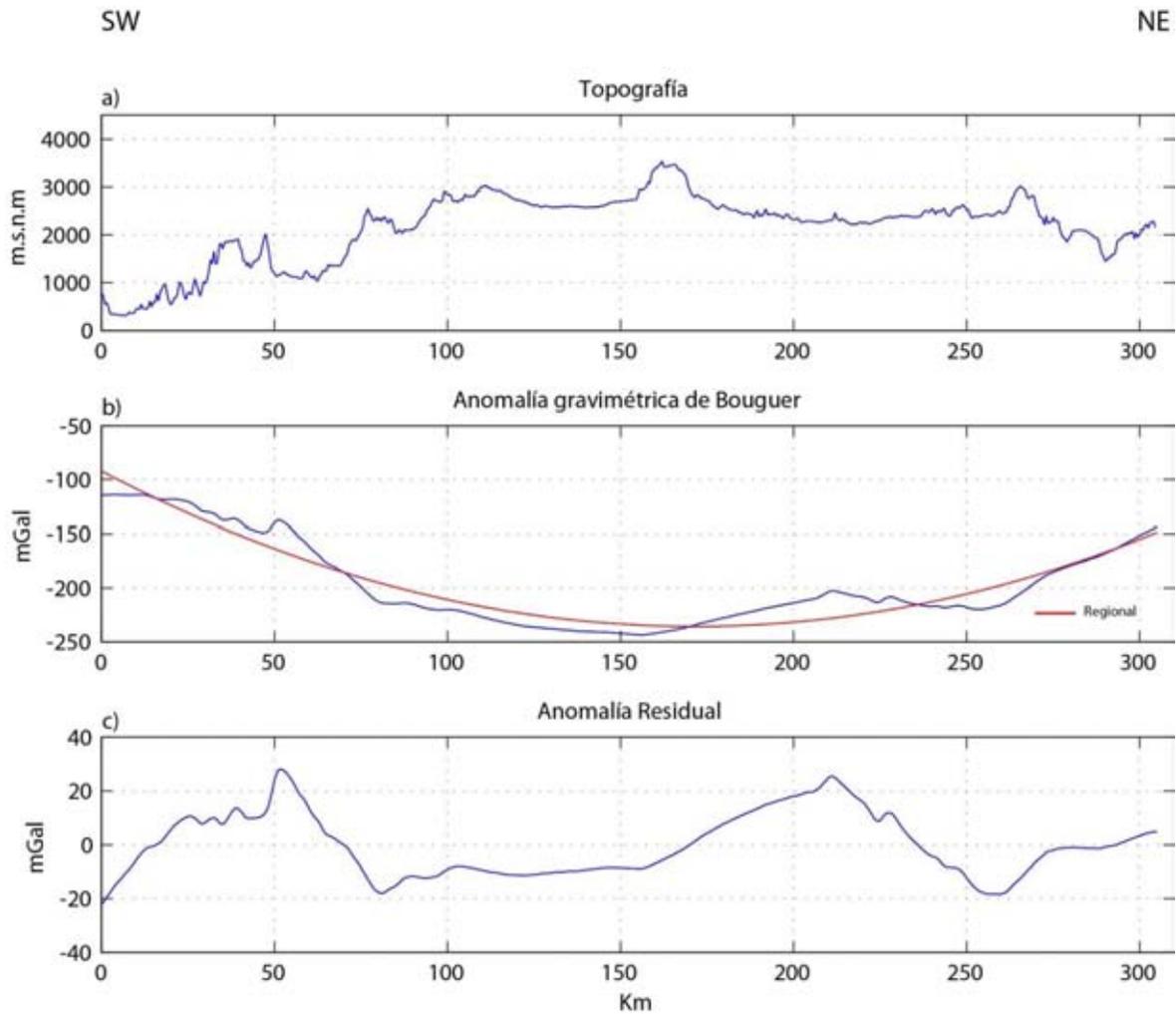


Figura 5.13. Perfil gravimétrico 7. a) topografía. b) anomalía gravimétrica de Bouguer (línea azul) y anomalía regional (línea roja). c) anomalía residual.

- **Perfil gravimétrico 8**

Se extiende aproximadamente 338.5 km y sus coordenadas son: 100.72° W-18.34° N, y 98.26° W-20.32° N. La anomalía de Bouguer varía de -244.2 a -97 mGal. Por otra parte, la anomalía residual varía de -24.6 a 19.12 mGal (Figura 5.14).

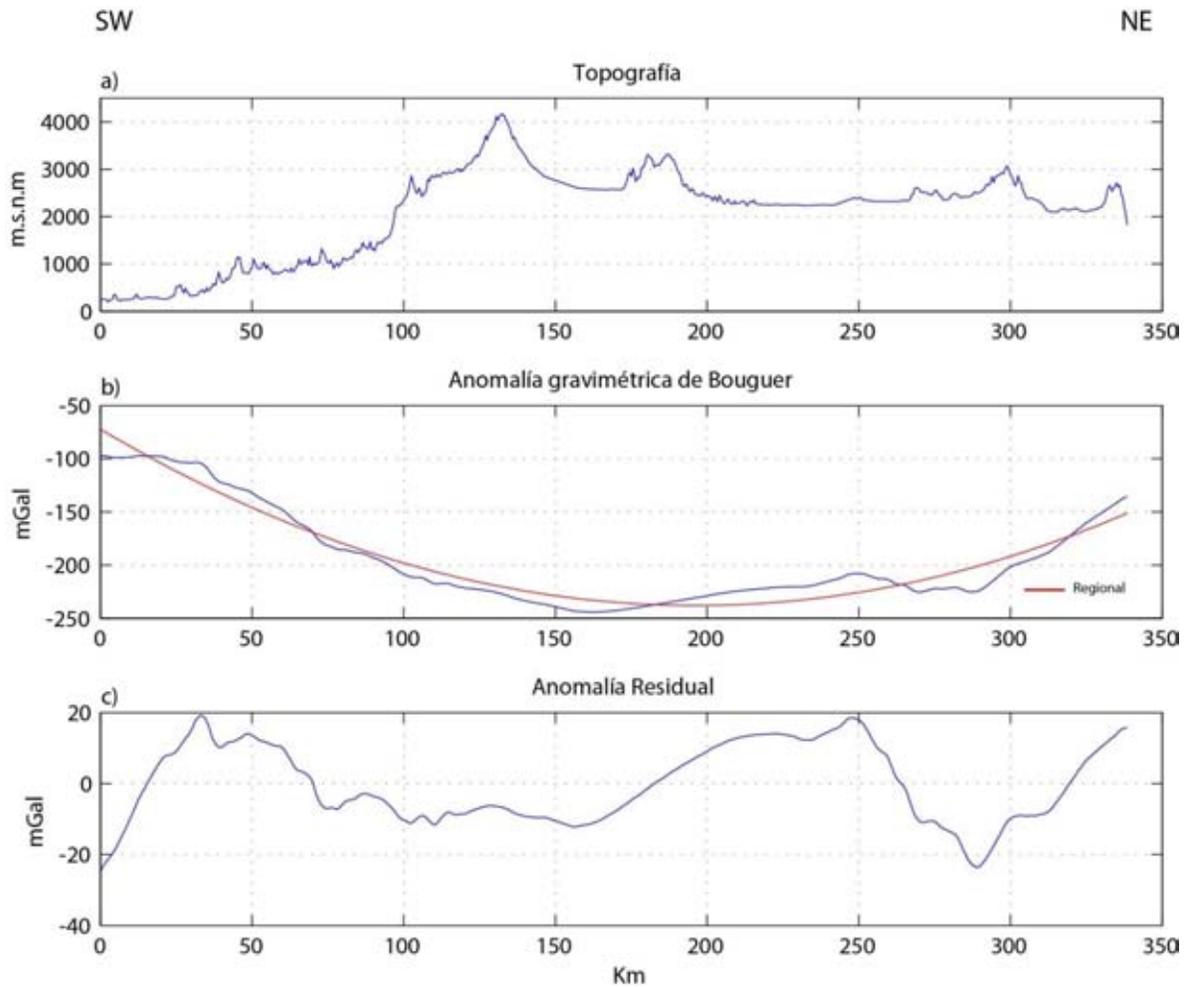


Figura 5.14. Perfil gravimétrico 8. a) topografía. b) anomalía gravimétrica de Bouguer (línea azul) y anomalía regional (línea roja). c) anomalía residual.

- **Perfil gravimétrico 9**

Con una longitud de 302.5 km. Las coordenadas de los extremos del perfil son: 99.85° W-18.07° N, y 98.17° W-20.30° N. La anomalía de Bouguer tiene un rango de valores que varía de -243 a -123.1 mGal; mientras que, la anomalía residual varía de -23 a 46.8 mGal (Figura 5.15).

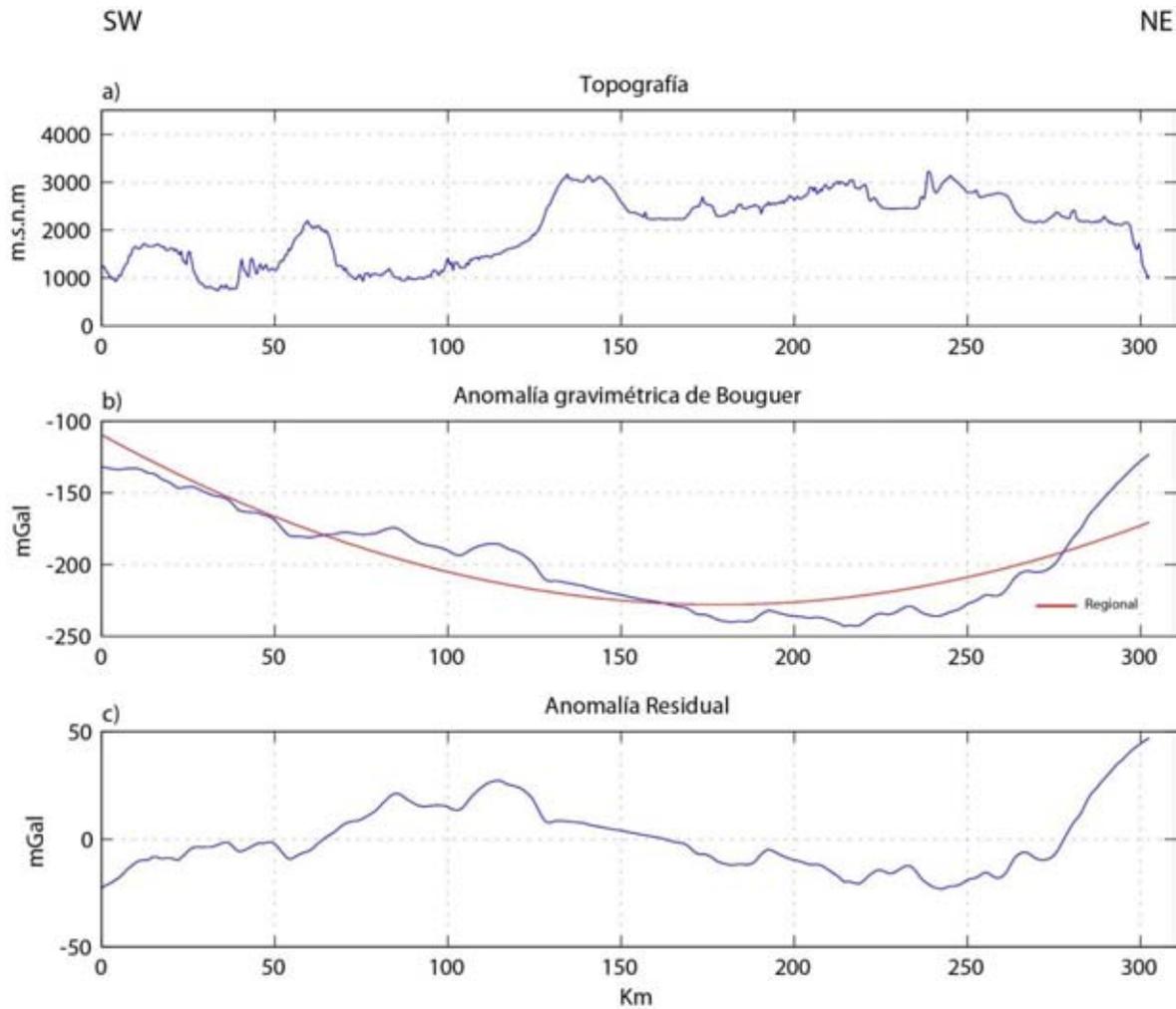


Figura 5.15. Perfil gravimétrico 9. a) topografía. b) anomalía gravimétrica de Bouguer (línea azul) y anomalía regional (línea roja). c) anomalía residual.

### V.5 Modelado Geofísico-Estructural

Una de las técnicas usadas para la interpretación cuantitativa de los datos de gravedad es el modelado directo, que consiste en calcular el efecto gravitatorio de una distribución supuesta de densidad para conocer su respuesta gravimétrica en superficie. Para realizar el modelo directo en este trabajo se utilizó el método de Talwani por medio del programa IX2D-GM (Interpex, 2010), el cual es útil para realizar modelos en 2-D (ver Anexo B).

### V.5.1 Método de Talwani

El método de Talwani es eficaz para calcular el efecto gravimétrico de cualquier cuerpo irregular de dos dimensiones mediante un polígono, con número de lados que aproximen en forma las estructuras supuestas (más detalle sobre el método, ver el Anexo A). Expresiones analíticas pueden ser obtenidas en cualquier punto dado, a partir de las componentes verticales y horizontales de la atracción de gravedad debido a este polígono. Estas expresiones pueden ser usadas sin limitaciones para el tamaño o posición del cuerpo. La precisión depende de que tanto se aproxime el polígono al cuerpo dado, y se puede aumentar mediante el incremento del número de lados del polígono (Talwani *et al.*, 1959).

En el modelado directo, se propone un modelo geológico para el cual se obtiene su gravedad calculada y se compara con la anomalía observada (anomalía residual). Sin embargo, la desventaja de este método es que es necesario especificar la densidad, tamaño y la posición del cuerpo, y por lo tanto, se pueden obtener muchos modelos que se ajusten a la anomalía observada, por lo que es necesario contar con información previa (p. ej. información geológica, geofísica, pozos, etc.) que ayude a restringir el modelo; y el modelo se modifica hasta lograr el mejor ajuste con un mínimo error y, por supuesto, que tenga coherencia geológica.

### V.5.2 Modelado Directo

Se modelaron de manera directa los 9 perfiles gravimétricos, generando un modelo geológico asignando contrastes de densidad esperados para las unidades geológicas que existen en el área de estudio, para esto se utilizó una densidad de referencia de  $2.67 \text{ g/cm}^3$  (densidad promedio de las rocas de la corteza terrestre). Las densidades que se utilizaron en la interpretación de los modelos gravimétricos se tomaron de trabajos geofísicos previos; y para aquellas unidades geológicas, las cuales no se obtuvo información acerca de su densidad, se estimó de la siguiente manera, para cada unidad geológica se tomó en cuenta la roca o rocas que más predominaran (que mejor representen la unidad) y se determinaba su densidad de acuerdo a las de tablas de densidades ya publicadas (p. ej. Telford *et al.*, 1990, Reynolds, 1997, Burger *et al.*, 2006). La Tabla 1 resume las densidades que se usaron para la interpretación de los perfiles gravimétricos.

Tabla 1. Densidades utilizadas en la modelación de datos gravimétricos.

Unidad	Densidad (g/cm <sup>3</sup> )	Observaciones	Referencias
Micro-continente Oaxaqueño.	2.9 - 3.0	Las densidades se tomaron directamente de los autores.	1
Complejo Acatlán	2.75 - 2.8	Las densidades se tomaron directamente de los autores.	1, 2, 3
Complejo Arteaga	2.58 - 2.75	Las densidades se tomaron directamente de los autores.	1, 4
Terreno Guerrero	2.55 - 2.9	> 80 % de la secuencia lito-estratigráfica son rocas volcánicas (predominan basaltos).	5, 6
Abanico Potosí	2.5 - 2.7	En comparación al Complejo Arteaga, las areniscas del Abanico Potosí muestra una concentración menos elevada de fragmentos de cuarzo.	6, 7, 8
Rocas Volcánicas del Jurásico-Cretácico	2.5 - 2.75	Conformado por rocas volcánicas de composición riolítico-dacítico.	9, 10, 11
Plataformas del Cretácico	2.7 - 2.9	> 80 % está conformado por calizas y dolomitas de acuerdo a las columnas estratigráficas de las plataformas de El Doctor y Valles-San Luis Potosí	12
Cuencas del Cretácico	2.55 - 2.7	> 70% está conformado por calizas y lutitas estratificadas de acuerdo a la columnas estratigráficas de las cuencas Zimapán y Tampico Misantla.	12
Depósitos Volcánicos del Cenozoico:		Las densidades se tomaron directamente de los autores.	2, 3, 13
-Rocas extrusivas	2.5 - 2.52		
-Relleno volcano-sedimentario	2 - 2.4		

1: Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2008; 2: Huizar-Álvarez *et al.*, 1997; 3: Campos-Enríquez *et al.*, 2000; 4: García-Pérez & Urrutia-Fucugauchi, 1997; 5: Mendoza & Suastegui, 2000; 6: Talavera-Mendoza *et al.*, 2007; 7: Barboza-Gudiño *et al.*, 2010; 8: Palacios-García, 2013; 9: Martini *et al.*, 2013; 10: Dávila-Alcocer *et al.*, 2009; 11: Campa & Iriondo, 2004; 12: Fitz-Díaz *et al.*, 2012; 13: Campos-Enríquez *et al.*, 2003.

Los modelos que se proponen a continuación no son definitivos, se pueden considerar como una aproximación de las condiciones geológicas del subsuelo presentes en el área de estudio. Estos modelos se pueden mejorar en cuanto haya más información generada a través de otros métodos geofísicos e información geológica del subsuelo más detallada.

- ***Modelo directo del perfil 1***

En el modelo del perfil 1 (~ 165.5 km) cruza en la parte suroeste desde la parte suroccidental de la caldera de los Azufres pasando por el graben de Acambay hasta el semi-graben de Aljibes en su porción noreste (Figura 5.16). Para la interpretación de los modelos se interpretará en dos partes, por un lado el dominio Terreno Guerrero (en su parte suroccidental) y por el otro el dominio Continental (en su parte nororiental), excepto el modelo del perfil 9, ya que sólo está ubicado dentro del dominio Continental, ambos cubiertos por los Depósitos volcánicos del Cenozoico.

El modelo del perfil 1, el dominio Terreno Guerrero se ubica dentro de dos altos y un bajo gravimétrico de gran amplitud y de longitud onda grande. De acuerdo al modelo este dominio consta de dos unidades geológicas: (i) Complejo Arteaga con una profundidad promedio de 2.5 km por debajo del nivel del mar, excepto hacia su parte más suroccidental donde tiene una profundidad de 1 km por debajo del nivel del mar el cual puede ser correlacionado con el alto gravimétrico, la extensión de este complejo es de 52 km, distancia en la cual está en contacto con el Complejo Acatlán; (ii) el Terreno Guerrero se prolonga casi igual que el Complejo Arteaga, en su parte occidental su espesor es de 1.7 km y hacia la oriental aumenta con un espesor promedio de 3.6 km; y se encuentra en contacto con las unidades Abanico Potosí y las rocas volcánicas del Jurásico-Cretácico. El contacto entre los dominios Terreno Guerrero y el Continental, está marcado por un fuerte gradiente gravimétrico (que varía de 13.3 a -2.4 mGal).

Para el Dominio Continental se ubica dentro de varios altos y bajos gravimétricos de amplitud y de longitud de onda variable. Este dominio consta de 5 unidades geológicas: (1) Complejo Acatlán se extiende de oeste a este por unos 12 km a una profundidad promedio de 3.3 km por debajo del nivel del mar, y se encuentra en contacto con el micro-continente

Oaxaqueño en el kilómetro 64; (2) Oaxaquia se extiende unos 101.5 km, a profundidades que varían de 2 a 3.1 km por debajo del nivel del mar de oriente a occidente, respectivamente; (3) sobreyaciendo al Complejo Acatlán y parcialmente al Oaxaquia se ubica el Abanico Potosí que se prolonga unos 77 km con un espesor promedio de 1.9 km; (4) sobreyaciendo a este último se sitúan las rocas volcánicas del Jurásico-Cretácico que con una extensión igual que el Abanico Potosí, con un espesor promedio de 2.2 km; (5) la Plataforma El Doctor abarca unos 37.5 km, con un espesor promedio de 2.8 km.

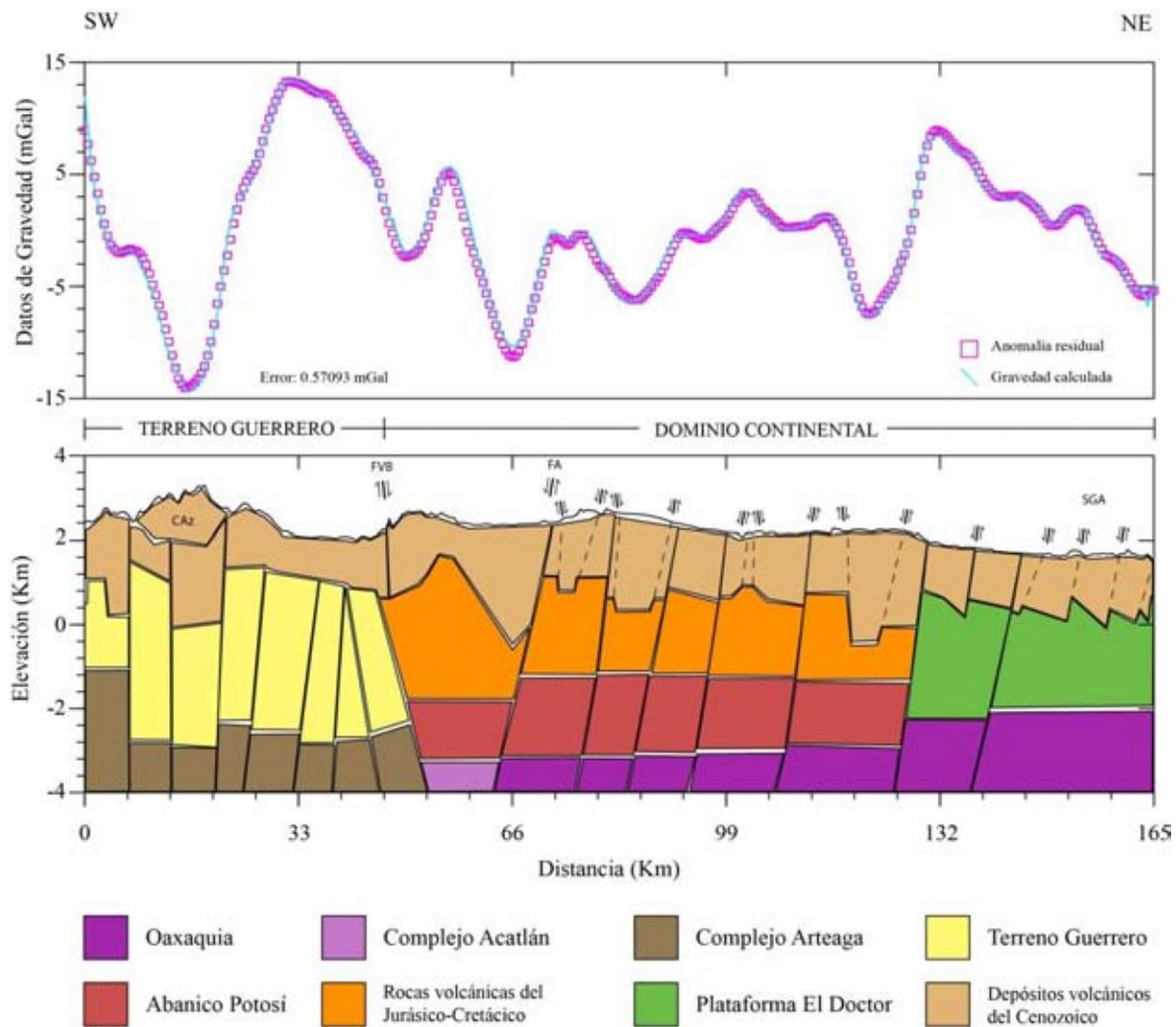


Figura 5.16. Modelo gravimétrico del perfil 1. FVB- Falla Venta de Bravo, FA-Falla Acambay, SGA-semi-graben de Aljibes, CAZ-Caldera de los Azufres.

A continuación tenemos una cobertura constituida por depósitos volcánicos del Cenozoico se encuentran cubriendo las rocas anteriormente descritas, con espesores variables. Los espesores máximos se localizan en los mínimos gravimétricos. Alrededor del kilómetro 66, alcanza su máximo espesor de 2.8 km.

Por otra parte, en los kilómetros 46, 72 y 153 km aproximadamente se localizan las fallas de Venta de Bravo, Acambay y fallas que conforman al semi-graben de Aljibes, respectivamente.

- ***Modelo directo del perfil 2***

Este modelo (~ 211 km) está localizado a 23 km al sureste del perfil 1. El dominio Terreno Guerrero se ubica dentro de altos y bajos gravimétricos de amplitud y longitud de onda variable. Este dominio de manera genérica está constituido por dos unidades geológicas: (i) Complejo Arteaga que se localiza a una profundidad promedio de 2.5 km por debajo del nivel del mar, en general, la profundidad aumenta de occidente a oriente, y su extensión en el perfil es del kilómetro 0 a 71; (ii) el Terreno Guerrero se prolonga al igual que el Complejo Arteaga, su espesor promedio es aproximadamente de 3.5 km. El límite entre los dominios Terreno Guerrero y Continental, se infiere a partir de un fuerte gradiente gravimétrico (que varía de 7.1 a -14.7 mGal).

El Dominio Continental se ubica dentro de varios altos y bajos gravimétricos de variable amplitud y de longitud de onda. Este dominio está compuesto de 6 unidades geológicas: (1) el Complejo Acatlán que se extiende del kilómetro 72 a 109, con una profundidad promedio de 3.1 km por debajo del nivel del mar; (2) el micro-continente Oaxaqueño se extiende unos 102 km, con profundidades que varían de 2 a 3 km por debajo del nivel del mar de oriente a occidente, respectivamente; (3) sobreyaciendo al Complejo Acatlán y parte del Oaxaquia se encuentra el Abanico Potosí que se prolonga unos 79 km con un espesor promedio de 1.8 km; (4) sobreyaciendo este último se sitúan las rocas volcánicas del Jurásico-Cretácico que se extiende al igual el Abanico Potosí, con un espesor promedio de 2.4 km; (5) la Plataforma El Doctor abarca unos 30 km con un espesor

promedio de 2.5 km; (6) la Cuenca Zimapán se prolonga por 30 km con un espesor promedio de 2.9 km.

Depósitos volcánicos del Cenozoico cubren continuamente las rocas anteriormente descritas, teniendo un espesor variable, el espesor máximo de esta secuencia volcánica, de 3 km se localiza un mínimo gravimétrico alrededor del kilómetro 94. Por otra parte, en los kilómetros 67 y 101 km aproximadamente se localizan las fallas de Venta de Bravo y Acambay, respectivamente.

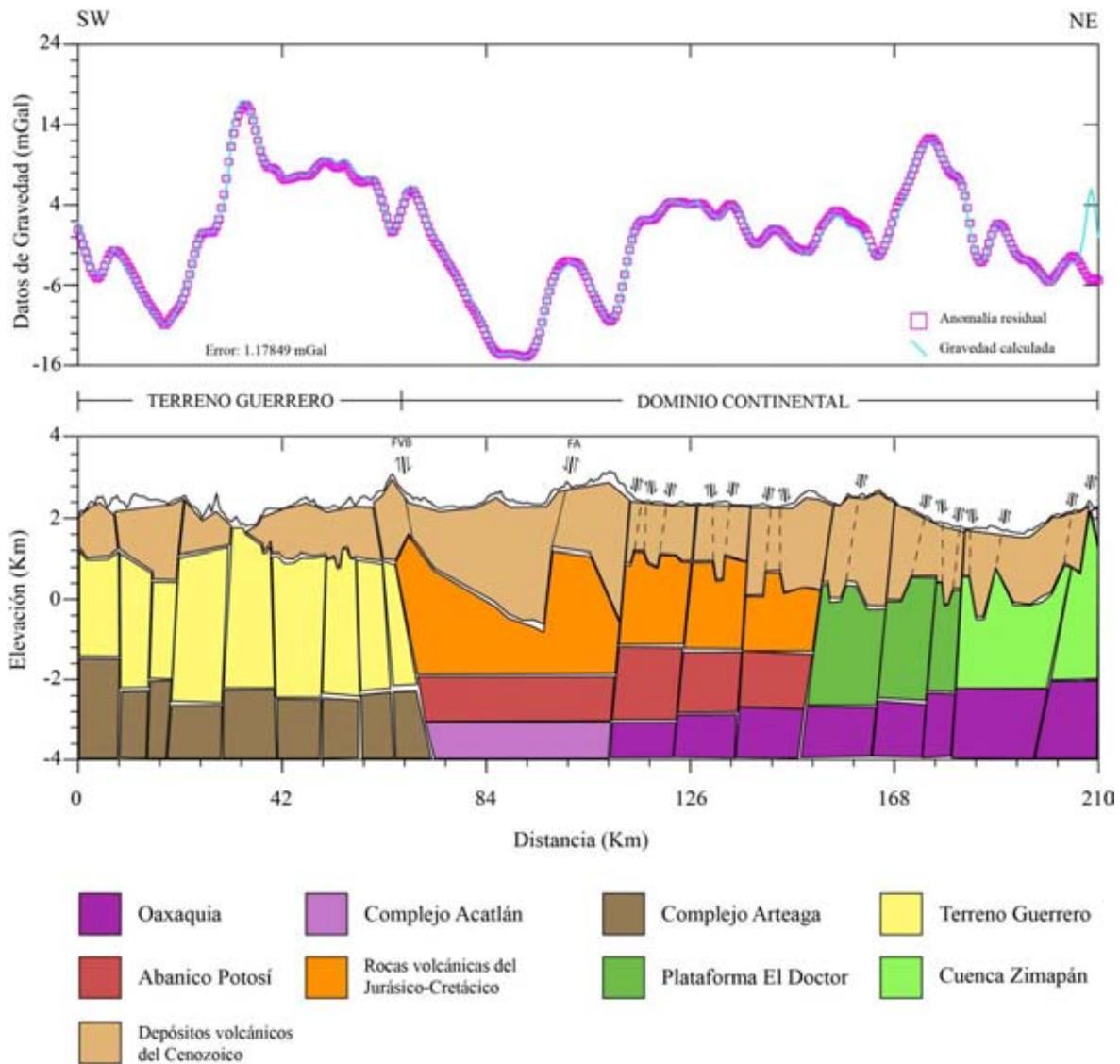


Figura 5.17. Modelo gravimétrico del perfil 2. FVB- Falla Venta de Bravo, FA-Falla Acambay.

- ***Modelo directo del perfil 3***

En el modelo del perfil 3 (~237.5 km) se ubica a 15 km al sureste del perfil 2. El dominio Terreno Guerrero se ubica en general entre dos bajos y un alto gravimétrico de amplitud y longitud de onda grande, en conjunto de altos y bajos gravimétricos de amplitud y longitud de onda corta. Este dominio consta de dos unidades geológicas: (i) Complejo Arteaga que se localiza a una profundidad promedio de 2.3 km por debajo del nivel del mar, en general, la profundidad aumenta de occidente a oriente, y su extensión en el perfil es del kilómetro 0 a 65; (ii) el Terreno Guerrero se prolonga al igual que el Complejo Arteaga, su espesor promedio es aproximadamente de 3.3 km. El límite entre los dominios Terreno Guerrero y Continental, se infiere a partir de un gradiente gravimétrico (que varía de 1.8 a -13 mGal).

El Dominio Continental se ubica dentro de varios altos y bajos gravimétricos de variable amplitud y de longitud de onda. Este dominio está compuesto de 7 unidades geológicas: (1) Complejo Acatlán se prolonga unos 50 km, con una profundidad promedio de 3.3 km por debajo del nivel del mar; (2) Oaxaquia se extiende unos 122.5 km, con profundidades que varían de 2 a 2.9 km por debajo del nivel del mar de oriente a occidente, respectivamente; (3) el Abanico Potosí descansa sobre estos basamentos que se prolonga unos 95 km con un espesor promedio de 2.1 km; (4) sobreyaciendo este último tenemos un espesor promedio de 2.6 km de rocas volcánicas del Jurásico-Cretácico que se extiende al igual el Abanico Potosí; (5) la Plataforma El Doctor que abarca unos 36 km con un espesor promedio de 2.4 km; (6) la Cuenca Zimapán con 22 km y un espesor promedio de 2.7 km; (7) la Plataforma Valles-San Luis Potosí se extiende en el perfil unos 18 km con un espesor promedio de 3.7 km.

Cubriendo la mayor parte de las rocas anteriormente descritas se sitúan los depósitos volcánicos del Cenozoico, teniendo un espesor variable, y alcanza su máximo espesor de 3.4 km en donde se localiza un mínimo gravimétrico alrededor del kilómetro 109. Hacia el occidente del espesor máximo (en el dominio Terreno Guerrero), los depósitos disminuyen significativamente su espesor, por otra parte, al oriente del máximo espesor, estos depósitos aumentan su espesor de occidente a oriente, hasta el kilómetro 220, en el cual se trunca en la Plataforma Valles-San Luis Potosí.

Por último, en los kilómetros 93, 102 y 119 km aproximadamente se localizan las fallas de Perales, Pastores y Acambay, respectivamente.

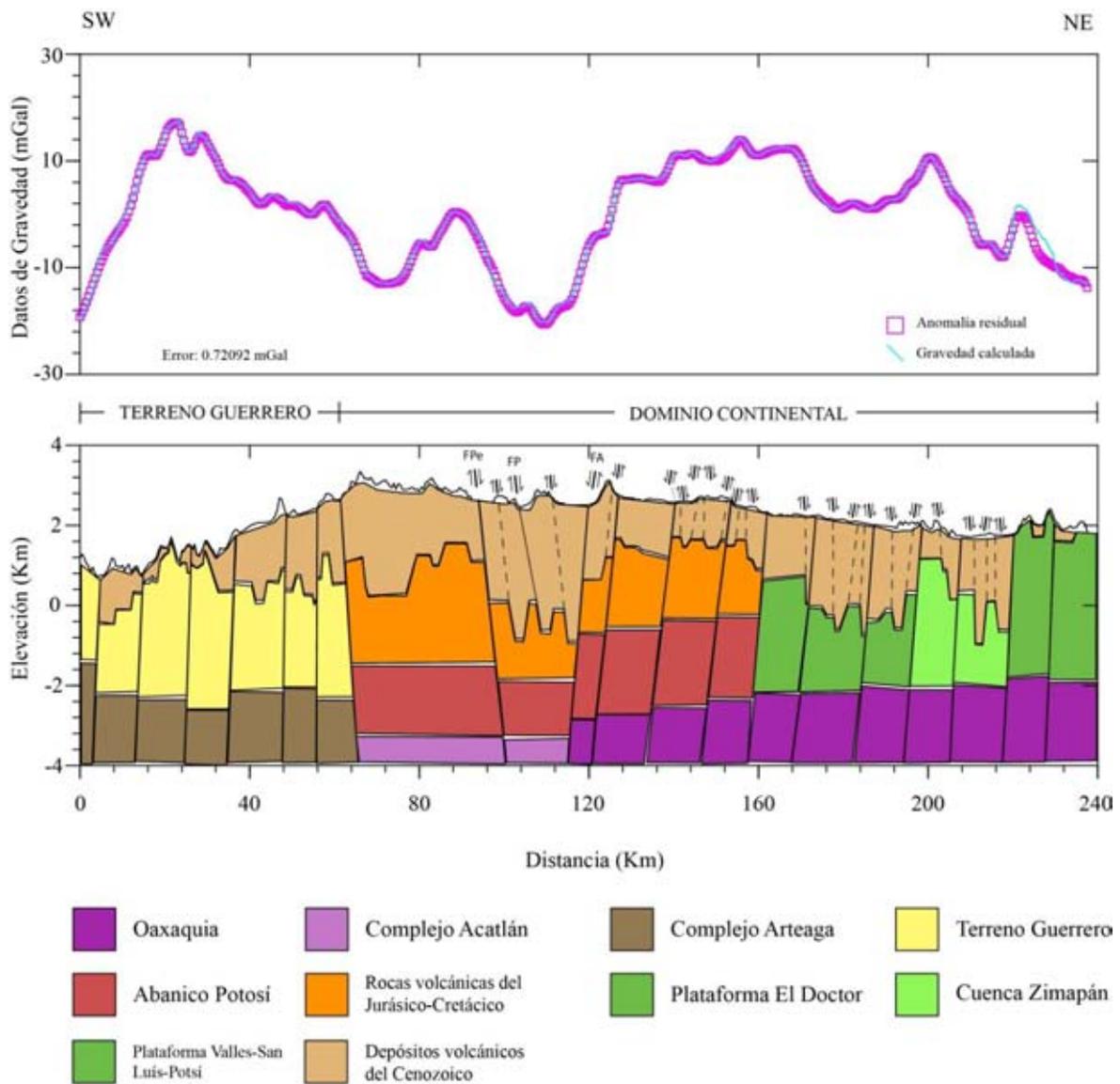


Figura 5.18. Modelo gravimétrico del perfil 3. FPe-Falla Perales, FP-Falla Pastores, FA-Falla Acambay.

- ***Modelo directo del perfil 4***

Este modelo (~ 251 km) se ubica a 10.5 km al sureste del perfil 3. El dominio Terreno Guerrero se ubica en general entre dos bajos y un alto gravimétrico de amplitud y longitud de onda grande. Este dominio consta de dos unidades geológicas: (i) Complejo Arteaga que se localiza a una profundidad varía de 1 a 3 km por debajo del nivel del mar, de occidente a oriente, respectivamente, y su extensión en el perfil es del kilómetro 0 al 68 (extremo suroccidental del perfil); (ii) el Terreno Guerrero se prolonga al igual que el Complejo Arteaga, su espesor varía de occidente a oriente (1.5 a 3.8 km, respectivamente). El límite entre los dominios Terreno Guerrero y Continental, se infiere a partir de un gradiente gravimétrico (que varía de 23.4 a -2.3 mGal).

El Dominio Continental se ubica dentro de varios altos y bajos gravimétricos de variable amplitud y de longitud de onda. Este dominio está compuesto de 7 unidades geológicas: (1) Complejo Acatlán se extiende unos 64.5 km, con una profundidad promedio de 3.3 km por debajo del nivel del mar; (2) Oaxaquia se extiende unos 118 km, con profundidades que varían de 2 a 2.7 km por debajo del nivel del mar de oriente a occidente, respectivamente; (3) sobreyaciendo al Complejo Acatlán y parte del Oaxaquia se encuentra el Abanico Potosí abarca unos 112 km con un espesor promedio de 2 km; (4) sobreyaciendo este último se sitúan las rocas volcánicas del Jurásico-Cretácico que se extiende al igual el Abanico Potosí, con un espesor promedio de 2.6 km; (5) la Plataforma El Doctor con una longitud a lo largo del perfil de unos 26.5 km con un espesor promedio de 2.4 km; (6) la Cuenca Zimapán se prolonga por 28.5 km con un espesor promedio de 3.6 km; (7) la Plataforma Valles-San Luis Potosí en el perfil abarca unos 16.5 km con un espesor promedio de 3.9 km.

Los depósitos volcánicos del Cenozoico tienen un espesor variable, y alcanza su máximo espesor de 3.3 km en donde se localiza un mínimo gravimétrico alrededor del kilómetro 113. Hacia el dominio Terreno Guerrero, los depósitos disminuyen significativamente su espesor, por otra parte, al oriente de la Falla Acambay estos depósitos aumentan su espesor de occidente a oriente.

Por último, en los kilómetros 96.5, 130 y 140 km aproximadamente se localizan las fallas de Perales, Pastores y Acambay, respectivamente.

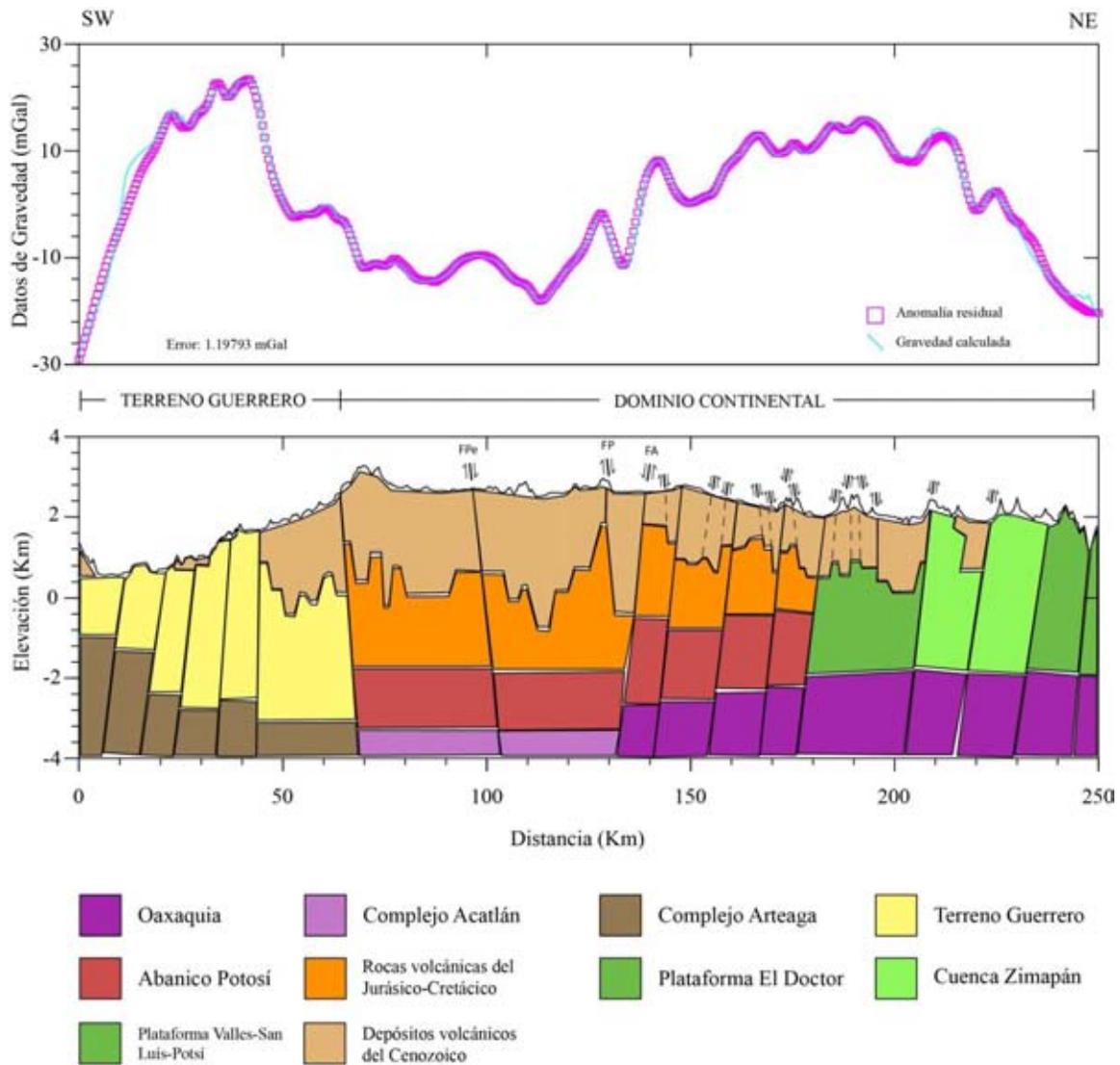


Figura 5.19. Modelo gravimétrico del perfil 4. FPe-Falla Perales, FP-Falla Pastores, FA-Falla Acambay.

- **Modelo directo del perfil 5**

En el modelo del perfil 5 (~ 261 km) se ubica a 7 km al sureste del perfil 4. El dominio Terreno Guerrero se ubica en general entre dos bajos y un alto gravimétrico de amplitud y longitud de onda grande. Este dominio consta de dos unidades geológicas: (i) El Complejo Arteaga que se localiza a una profundidad promedio de 3 km por debajo del nivel del mar,

excepto al occidente donde tiene una profundidad de 1 km, y su extensión en el perfil es del kilómetro 0 al 70; (ii) el Terreno Guerrero se prolonga al igual que el Complejo Arteaga, su espesor varía de occidente a oriente (1.6 a 4.2 km, respectivamente). El límite entre los dominios Terreno Guerrero y Continental, se infiere a partir de un gradiente gravimétrico (que varía de 26.9 a -13.2 mGal).

El Dominio Continental se ubica dentro de varios altos y bajos gravimétricos de variable amplitud y de longitud de onda. Este dominio está compuesto de 7 unidades geológicas: (1) Complejo Acatlán que se extiende unos 71.5 km, con una profundidad promedio de 3.2 km por debajo del nivel del mar; (2) Oaxaquia que comprende unos 120 km del perfil, con profundidades que varían de 2 a 2.7 km por debajo del nivel del mar de oriente a occidente, respectivamente; (3) sobreyaciendo al Complejo Acatlán y parte del Oaxaquia se encuentra el Abanico Potosí que se prolonga unos 105 km con un espesor promedio de 1.8 km; (4) las rocas volcánicas del Jurásico-Cretácico que se extiende al igual el Abanico Potosí, con un espesor promedio de 2.5 km; (5) la Plataforma El Doctor abarca unos 23 km y un espesor promedio de 3 km; (6) la Cuenca Zimapán de 38 km de ancho con un espesor promedio de 3.8 km; (7) la Plataforma Valles-San Luis Potosí con 25 km del perfil y un espesor promedio de 4.3 km.

Los depósitos volcánicos del Cenozoico cubre aproximadamente a las rocas anteriormente descritas, teniendo un espesor variable, y alcanza su máximo espesor de 2.8 km en donde se localiza un mínimo gravimétrico alrededor del kilómetro 119. Hacia el dominio Terreno Guerrero, estos depósitos sólo se encuentran en el kilómetro 50 a 69 con un espesor promedio de 2km, por otra parte, al oriente de la Falla Acambay estos depósitos disminuyen su espesor de occidente a oriente.

Por último, en el kilómetros 105 se muestra la Falla Perales, y a los kilómetros 134 y 147 se localizan fallas que podrían corresponder a la continuación de la Falla Pastores (¿?) y a la Falla de Acambay (¿?), respectivamente.

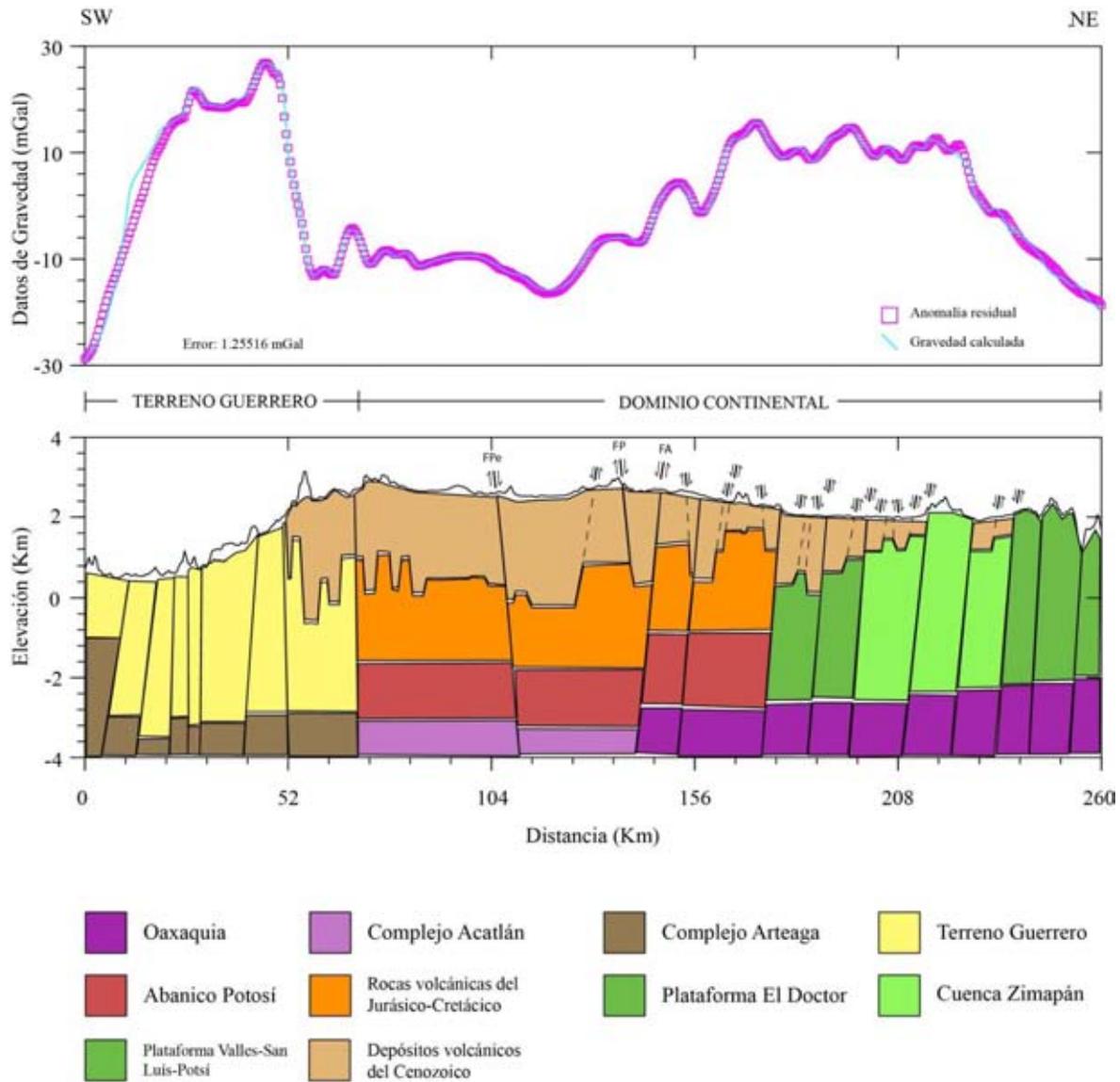


Figura 5.20. Modelo gravimétrico del perfil 5. FPe-Falla Perales, FP-Falla Pastores, FA-Falla Acambay.

- **Modelo directo del perfil 6**

De acuerdo al modelo (~ 273.5 km) se ubica a 11 km al sureste del perfil 5. El dominio Terreno Guerrero se ubica en general entre dos bajos y un alto gravimétrico de amplitud y longitud de onda grande. Este dominio consta de dos unidades geológicas: (i) Complejo Arteaga que se localiza a una profundidad varía de 0.6 a 3 km por debajo del nivel del mar, de occidente a oriente, respectivamente, y su extensión en el perfil es del kilómetro 0 a 82;

(ii) el Terreno Guerrero se prolonga al igual que el Complejo Arteaga, su espesor varía de occidente a oriente (1 a 3.4 km, respectivamente). El límite entre los dominios Terreno Guerrero y Continental, se infiere a partir de un gradiente gravimétrico (que varía de 17.5 a -12.1 mGal).

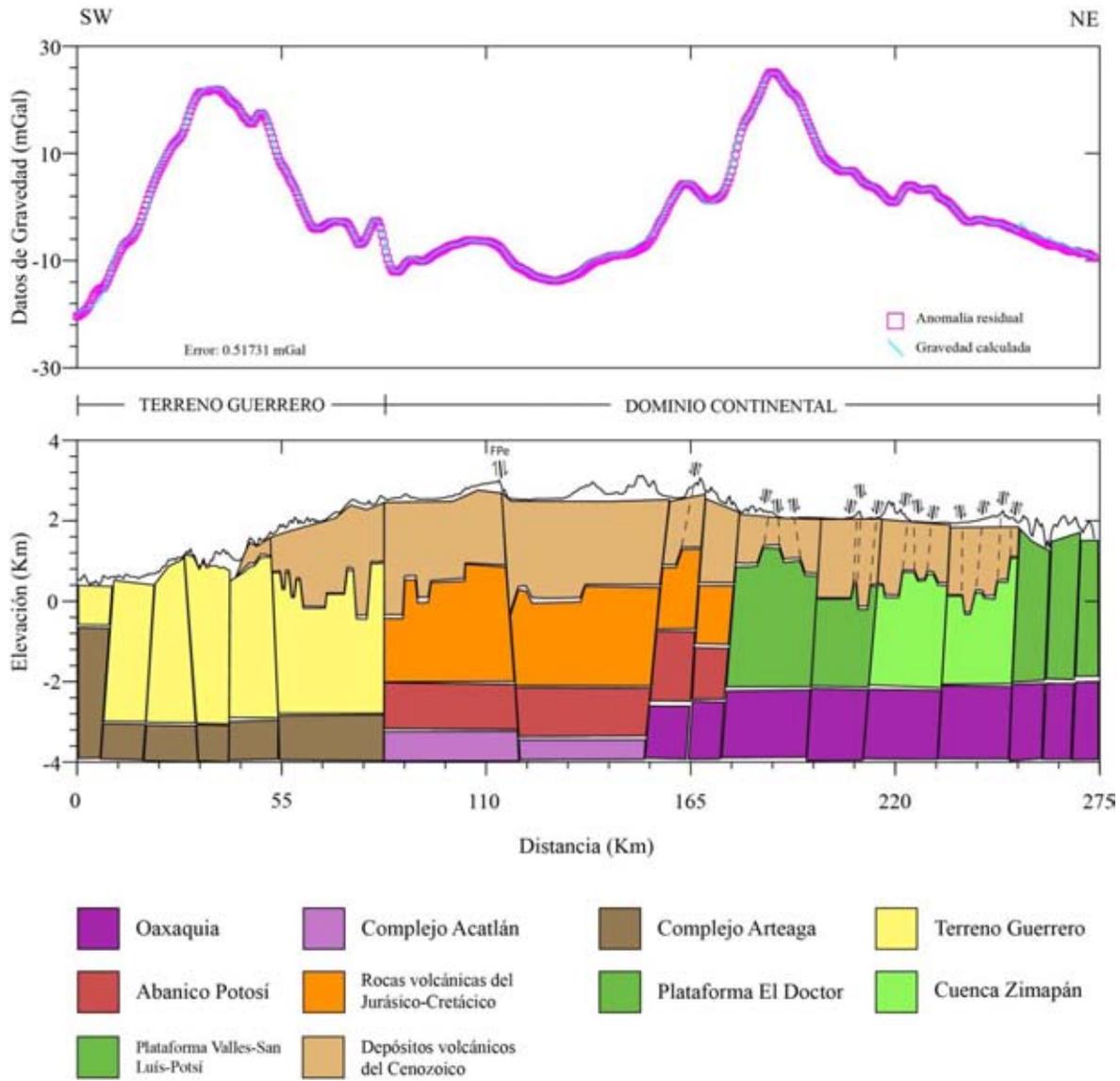


Figura 5.21. Modelo gravimétrico del perfil 6. FPe-Falla Perales.

El Dominio Continental se ubica dentro de varios altos y bajos gravimétricos de variable amplitud y de longitud de onda. Este dominio está constituido por 7 unidades geológicas: (1) Complejo Acatlán se extiende aproximadamente 70 km, con una

profundidad promedio de 3.3 km por debajo del nivel del mar; (2) Oaxaquia se extiende unos 120 km, con profundidades que varían de 2 a 2.6 km por debajo del nivel del mar de oriente a occidente, respectivamente; (3) el Abanico Potosí que sobreyace al Complejo Acatlán y parte del Oaxaquia, se prolonga por unos 92.5 km con un espesor promedio de 1.6 km; (4) sobreyaciendo este último se sitúan las rocas volcánicas del Jurásico-Cretácico que se extiende al igual el Abanico Potosí, con un espesor promedio de 2.4 km; (5) sobre el Oaxaquia tenemos a la Plataforma El Doctor abarca unos 38 km con un espesor promedio de 2.8 km; (6) la Cuenca Zimapán que se prolonga por 38.5 km con un espesor promedio de 2.8 km; (7) la Plataforma Valles-San Luis Potosí abarca en el perfil unos 21.5 km con un espesor promedio de 3.6 km.

Los depósitos volcánicos del Cenozoico cubriendo las rocas anteriormente descritas, teniendo un espesor variable, y alcanza su máximo espesor de 2.8 km en donde se localiza un mínimo gravimétrico alrededor del kilómetro 127. Hacia el dominio Terreno Guerrero, estos depósitos sólo se encuentran en el kilómetro 41 a 82 con un espesor promedio de 2.4 km, por otra parte, y al oriente de esta gran cuenca los depósitos aumentan su espesor de occidente a oriente. Por último, en el kilómetros 113 se localiza la Falla Perales.

- ***Modelo directo del perfil 7***

En el modelo del perfil 7 (~304.5 km) se ubica a 24 km al sureste del perfil 6. El dominio Terreno Guerrero se ubica en general entre dos bajos y un alto gravimétrico de amplitud y longitud de onda grande, aunque cabe destacar una serie de altos y bajos gravimétricos de baja amplitud y longitud de onda corta entre los kilómetros 23 a 47. Este dominio consta de dos unidades geológicas: (i) Complejo Arteaga se localiza a una profundidad promedio de 2.5 km por debajo del nivel del mar, y su extensión en el perfil es del kilómetro 0 a 86; (ii) el Terreno Guerrero se prolonga al igual que el Complejo Arteaga, su espesor promedio es de 3.5 km. El límite entre los dominios Terreno Guerrero y Continental, se infiere a partir de un gradiente gravimétrico (que varía de 28 a -17.7 mGal).

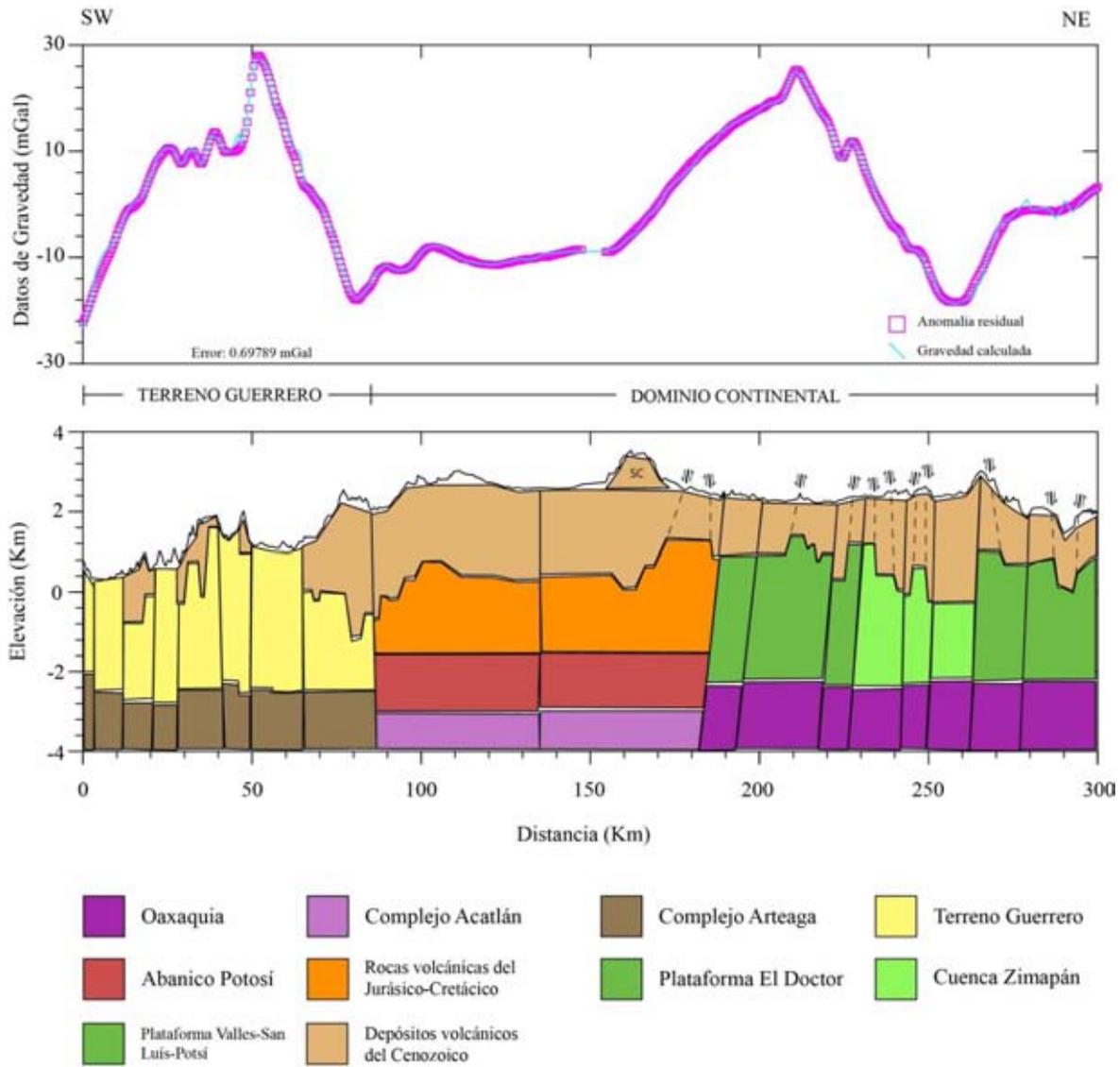


Figura 5.22. Modelo gravimétrico del perfil 7. SC-Sierra de Las Cruces.

El Dominio Continental se ubica en general entre dos bajos y dos altos gravimétricos de amplitud y de longitud de onda grande. Este dominio está compuesto de 7 unidades geológicas: (1) Complejo Acatlán se extiende unos 96 km, con una profundidad promedio de 3 km por debajo del nivel del mar; (2) Oaxaquia se extiende en el perfil unos 121.5 km, con profundidades que varían de 2 a 2.4 km por debajo del nivel del mar de oriente a occidente, respectivamente; (3) sobreyaciendo al Complejo Acatlán se encuentra el Abanico Potosí que se prolonga unos 98.5 km con un espesor promedio de 1.5 km; (4) sobreyaciendo este último se sitúan las rocas volcánicas del Jurásico-Cretácico que se

extiende al igual el Abanico Potosí, con un espesor promedio de 2 km; (5) el microcontinente Oaxaqueño está sobreyacido por la Plataforma El Doctor que abarca unos 42.5 km con un espesor promedio de 3 km; (6) la Cuenca Zimapán se prolonga por 35 km con un espesor promedio de 3.2 km; (7) la Plataforma Valles-San Luis Potosí abarca en el perfil unos 41 km y un espesor promedio de 3.1 km.

A lo largo del perfil, los depósitos volcánicos del Cenozoico se encuentran casi cubriendo las rocas anteriormente descritas, teniendo un espesor variable, y alcanza su máximo espesor de 3.2 km en donde se localiza un mínimo gravimétrico alrededor del kilómetro 80. Hacia el occidente, estos depósitos sólo se encuentran esparcidos, excepto en el kilómetro 65 a 85 con un espesor promedio de 2.5 km. En el dominio continental se localiza una gran cuenca del kilómetro 85 a 189, por otra parte, al oriente estos depósitos aumentan su espesor de occidente a oriente.

- ***Modelo directo del perfil 8***

Este modelo (~338.5 km) se ubica a 25.5 km al sureste del perfil 7. El dominio Terreno Guerrero se ubica en general entre dos bajos y un alto gravimétrico de amplitud y longitud de onda grande, en conjunto con altos y bajos gravimétricos de amplitud y longitud de onda corta. Este dominio consta de dos unidades geológicas: (i) Complejo Arteaga que se localiza a una profundidad promedio de 2.7 km por debajo del nivel del mar, y su extensión en el perfil es del kilómetro 0 a 121; (ii) el Terreno Guerrero se prolonga al igual que el Complejo Arteaga, su espesor varía de occidente a oriente (1.6 a 4 km, respectivamente). El límite entre los dominios Terreno Guerrero y Continental, se infiere a partir de un gradiente gravimétrico (que varía de -2.9 a -11.6 mGal).

El Dominio Continental se ubica en general entre dos bajos y dos altos gravimétricos de amplitud y de longitud de onda grande. Este dominio está compuesto de 8 unidades geológicas: (1) Complejo Acatlán se extiende unos 78.5 km, con una profundidad promedio de 2.6 km por debajo del nivel del mar; (2) Oaxaquia se extiende en el perfil unos 139 km, con profundidades que varían de 2 a 2.5 km por debajo del nivel del mar de oriente a occidente, respectivamente; (3) sobreyaciendo al Complejo Acatlán se encuentra el

Abanico Potosí que se prolonga unos 80.5 km con un espesor promedio de 1.4 km; (4) sobreyaciendo este último se sitúan las rocas volcánicas del Jurásico-Cretácico que se extiende al igual el Abanico Potosí, con un espesor promedio de 1.9 km; (5) la Plataforma El Doctor abarca unos 54 km con un espesor promedio de 3 km; (6) la Cuenca Zimapán se prolonga por 25.5 km con un espesor promedio de 3.1 km; (7) la Plataforma Valles-San Luis Potosí abarca unos 46.5 km con un espesor promedio de 3.2r km; 8) la Cuenca Tampico-Misantla se extiende en el perfil unos 10.5 km y con espesor promedio de 4 km.

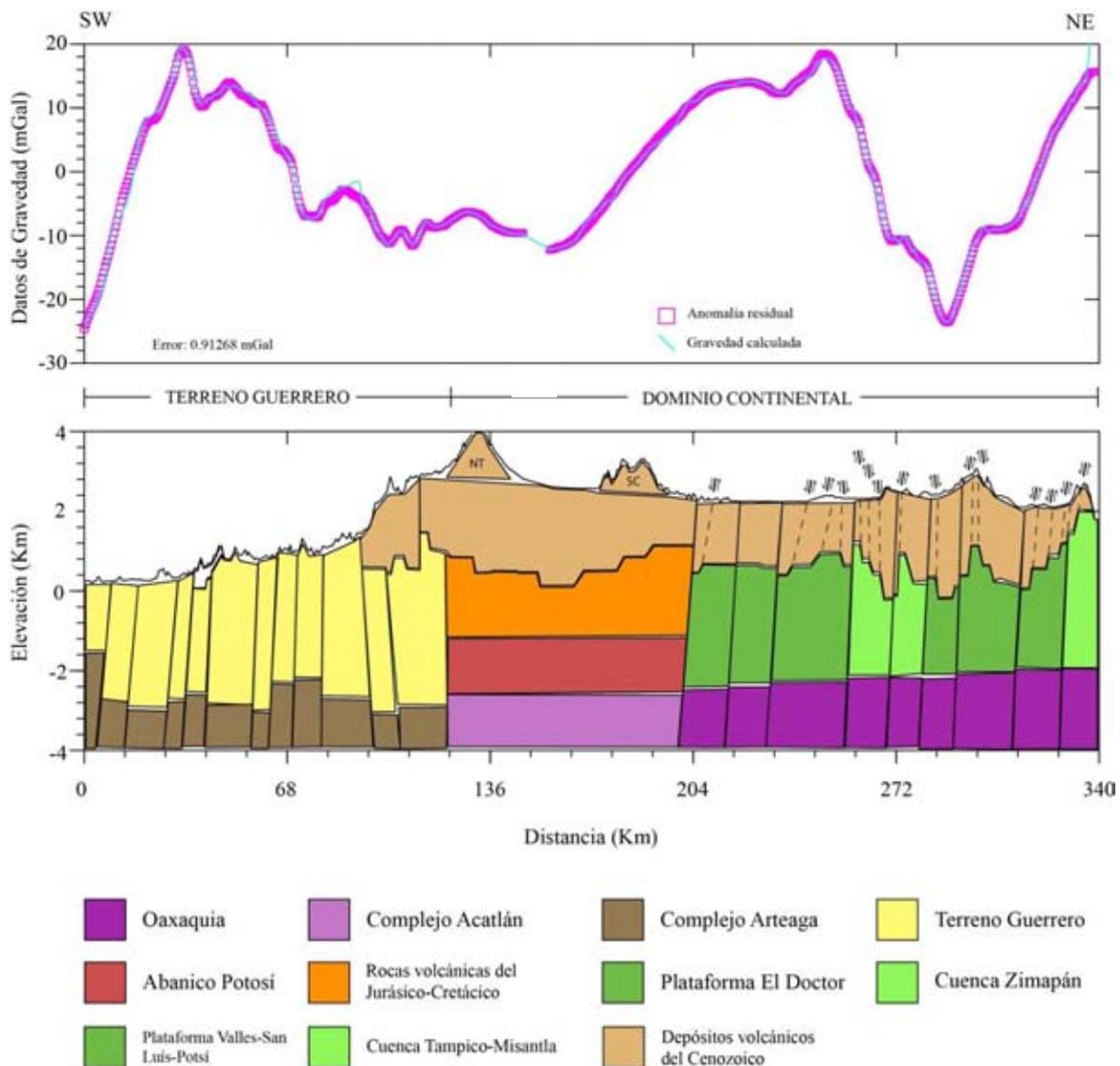


Figura 5.23. Modelo gravimétrico del perfil 8. NT-Nevado de Toluca, SC-Sierra de Las Cruces.

Los depósitos volcánicos del Cenozoico se encuentran casi cubriendo las rocas anteriormente descritas, teniendo un espesor variable, y alcanza su máximo espesor de 3.5 km en donde se localiza un mínimo gravimétrico alrededor del kilómetro 155. Hacia el dominio Terreno Guerrero, estos depósitos sólo se encuentran en el kilómetro 92 a 120.5 con un espesor promedio de 2.2 km, por otra parte, y al oriente de esta gran cuenca los depósitos aumentan su espesor de occidente a oriente.

- ***Modelo directo del perfil 9***

En el modelo del perfil 9 (~302.5 km) se ubica a 24 km al sureste del perfil 6. Este es el único perfil que se ubica totalmente en el Dominio Continental, consiste en general de dos bajos y dos altos gravimétricos de amplitud y de longitud de onda grande, en conjunto con altos y bajos gravimétricos de amplitud y longitud de onda corta. Este dominio está compuesto de 8 unidades geológicas: (1) Complejo Acatlán se extiende en el perfil del kilómetro 0 a 152.5, con una profundidad promedio de 1.2 km por debajo del nivel del mar, excepto del kilómetro 125 a 152.5, que se encuentra a una profundidad promedio de 2.5 km por debajo del nivel del mar; (2) Oaxaquia se extiende en el perfil unos 150 km, con profundidades que varían de 2 a 3 km por debajo del nivel del mar de oriente a occidente, respectivamente; (3) sobreyaciendo al Complejo Acatlán se encuentra la Formación Morelos que tiene una extensión similar al Complejo Acatlán con un espesor de 2.6 a 1.8 km; (4) de forma irregular está cubierta por la Formación Mexcala con un espesor aproximadamente de 400 m; (5) la Plataforma El Doctor sobreyace al micro-continente Oaxaqueño y abarca unos 59 km con un espesor promedio de 2.8 km aproximadamente; (6) la Cuenca Zimapán se prolonga unos 49 km con espesor promedio de 2.5 km; (7) la Plataforma Valles-San Luis Potosí se extiende en el perfil unos 40.5 km y un espesor promedio de 3.4 km.

Los depósitos volcánicos de Cenozoico cubriendo parcialmente las rocas anteriormente descritas, se extiende del kilómetro 115 al 296, alcanzando su espesor máximo de 3.7 km alrededor del kilómetro 130, hacia la parte nororiental de la Sierra Chichinautzin el espesor de estos depósitos disminuyen de occidente a oriente.

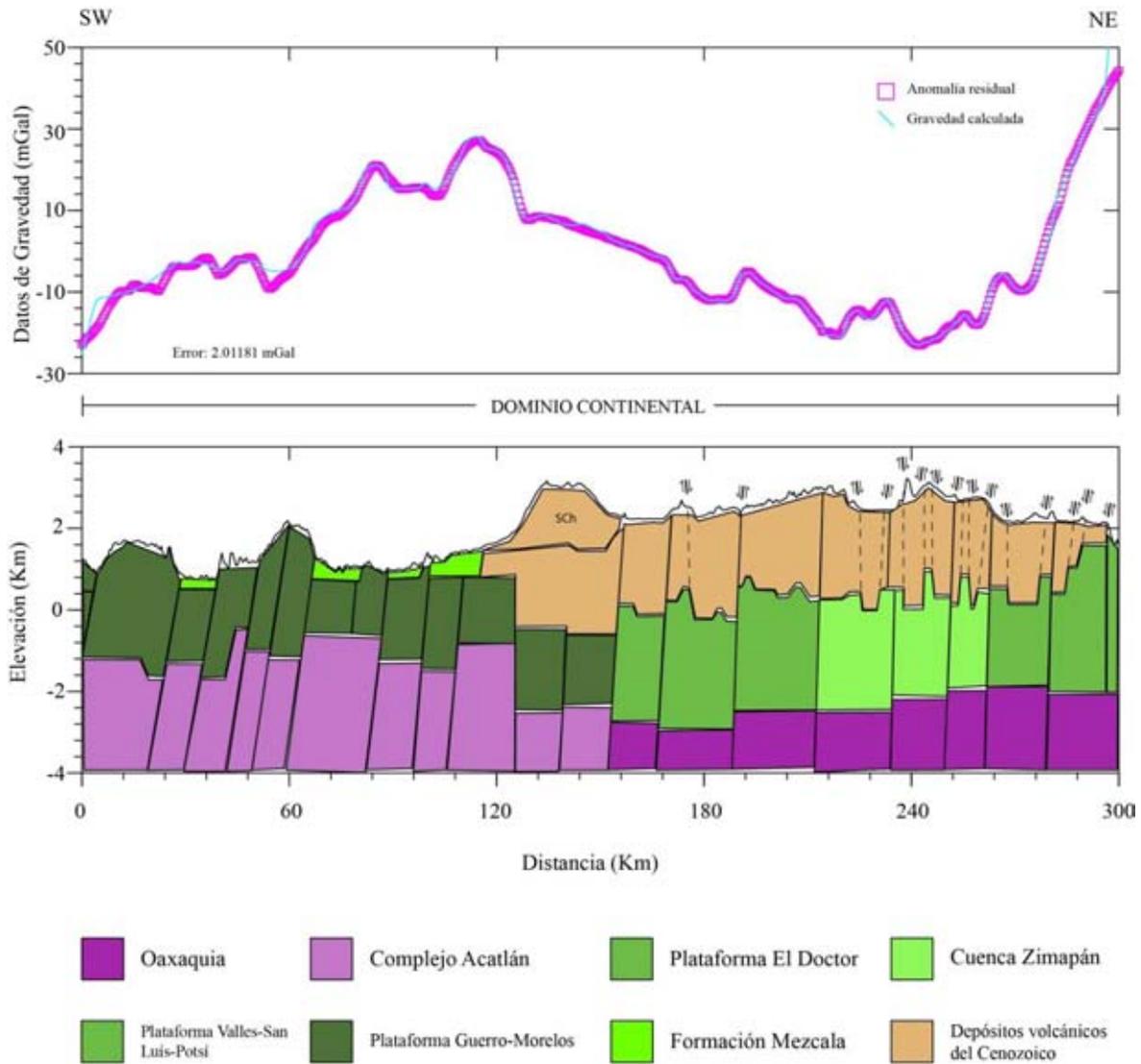


Figura 5.24. Modelo gravimétrico del perfil 9. SCh-Sierra Chichinautzin.

En resumen, se presentan los nueve modelos gravimétricos en un espacio tridimensional:

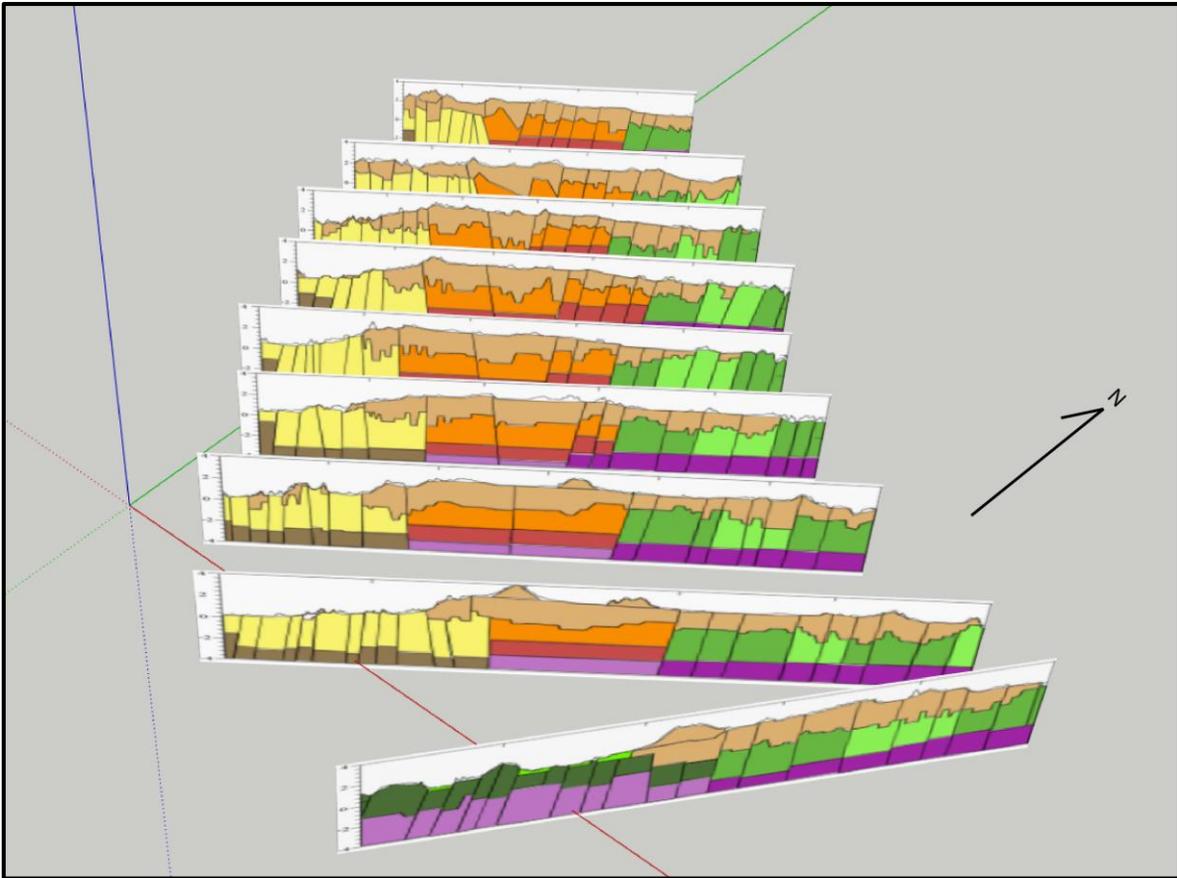


Figura 5.25. Vista 3D de los modelos gravimétricos.

**CAPÍTULO VI**

**ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS**

En esta sección se analizan todos los modelos gravimétricos obtenidos para realizar una correlación con la geología de la zona de estudio. Cabe señalar que todos los perfiles a excepción del perfil 9, en general tienen las mismas características gravimétricas, es decir, existen tres mínimos gravimétricos, uno en la parte central y dos en los extremos suroccidental y nororiental respectivamente, y la presencia de dos máximos gravimétricos situados entre los mínimos gravimétricos de longitud de onda grande; por otro lado, el perfil 9 está conformado por dos mínimos y dos máximos gravimétricos de longitud de onda grande, intercalándose entre ellos (Figura 6.1).

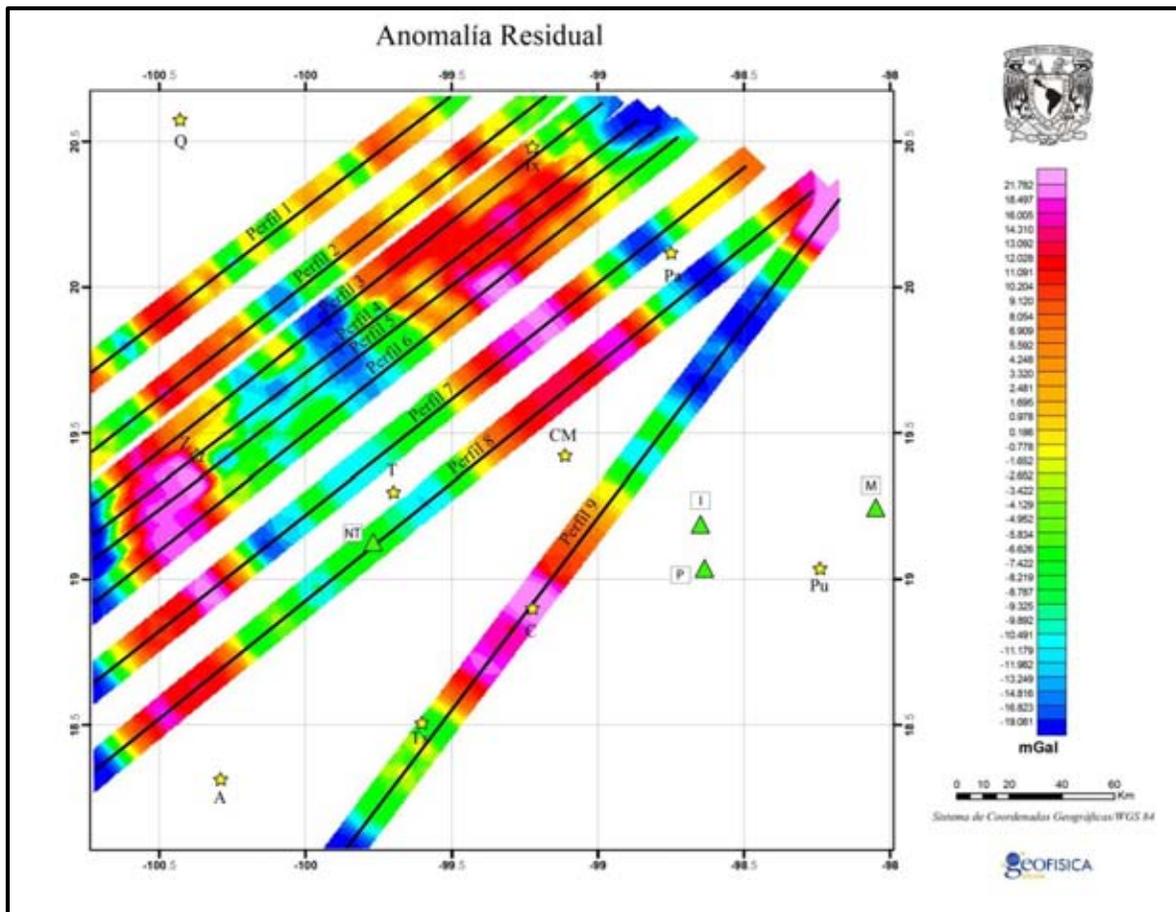


Figura 6.1. Mapa de anomalía residual. Los triángulos indican algunos volcanes importantes: NT-Nevado de Toluca; P-Popocatepetl; I-Iztaccihuatl; M-Malinche. Las estrellas indican algunas localidades: Q-Querétaro, Ix-Ixmiquilpan; Pa-Pachuca; Pu-Puebla, CM-Ciudad de México; T-Toluca; Z-Zitácuaro; C-Cuernavaca; Tx-Taxco; A-Arcelia.

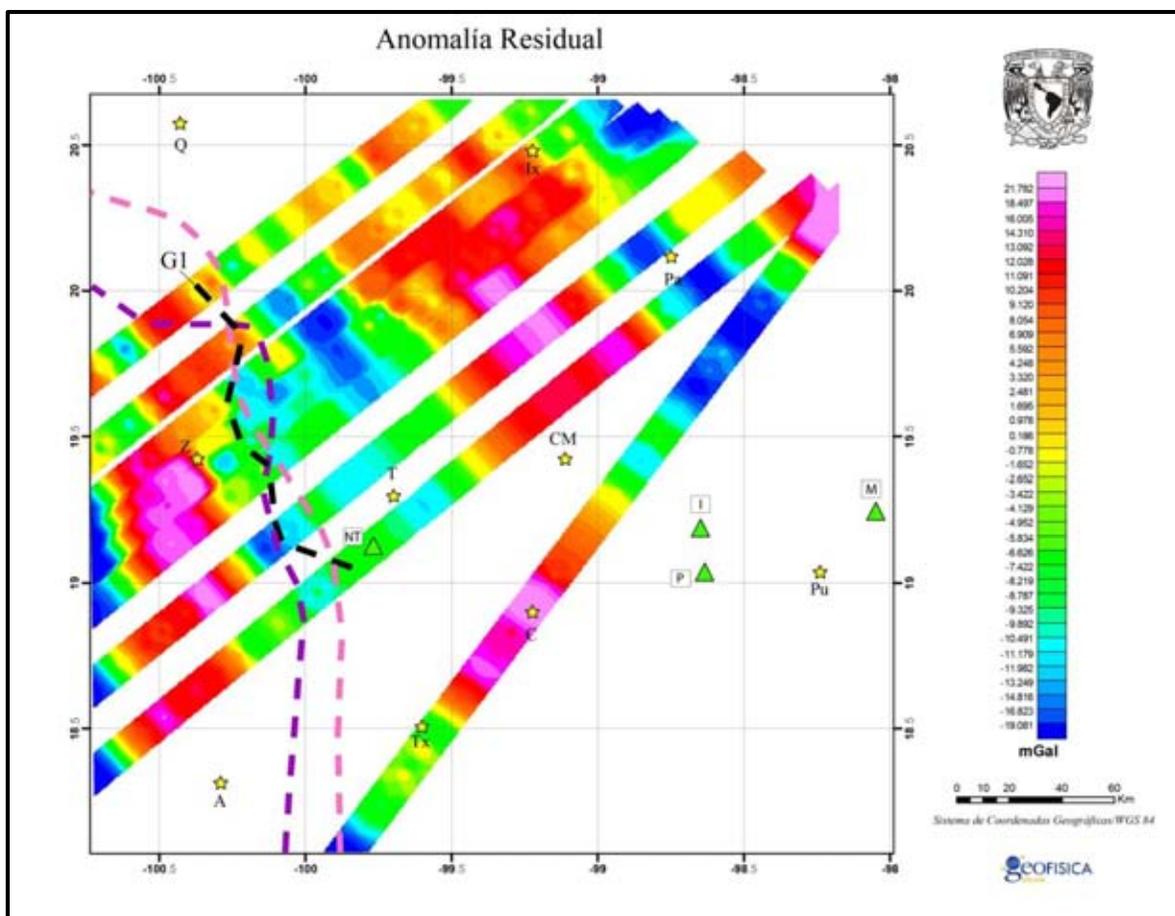


Figura 6.2. Límite propuesto en este trabajo de la sutura entre el Terreno Guerrero y el Dominio Continental (línea negra discontinua). Las líneas discontinuas morada y rosa son los límites que se muestran en las figuras sintetizadas de los trabajos de Centeno *et al.* (2008) y Palacios-García (2013), respectivamente. Los triángulos indican algunos volcanes importantes: NT-Nevado de Toluca; P-Popocatepetl; I-Iztaccíhuatl; M-Malinche. Las estrellas indican algunas localidades: Q-Querétaro; Ix-Ixmiquilpan; Pa-Pachuca; Pu-Puebla, CM-Ciudad de México; T-Toluca; Z-Zitácuaro; C-Cuernavaca; Tx-Taxco; A-Arcelia.

La sutura entre el Dominio Continental y el Terreno Guerrero aflora tanto en la parte sur como en la parte norte de los depósitos volcánicos del Cenozoico (ver Figura 3.1, del Capítulo III), por tal razón se ha inferido que dicha sutura se encuentra por debajo de estos depósitos (p. ej. Centeno *et al.*, 2008; Martini *et al.*, 2012; 2013). Dado que el presente trabajo trata de inferir la zona de sutura entre estos dos dominios que se encuentra por debajo de dichos depósitos volcánicos a partir de las características gravimétricas de cada perfil gravimétrico (excepto el perfil 9, ya que este se ubica dentro del Dominio Continental), se observó un gradiente gravimétrico que denominamos G1 (línea negra

discontinua con dirección NW-SE), este gradiente se correlaciona aproximadamente a los límites propuestos en trabajos previos (p. ej. Centeno *et al.*, 2008; Martini *et al.*, 2012; 2013), y por lo tanto, adjudicamos que este gradiente representa el límite entre el Terreno Guerrero y el Dominio Continental (Figura 6.2), y también representa el límite suroccidental de una gran depresión que se extiende hacia el Dominio Continental, que se discutirá más adelante.

El nivel estratigráfico-estructural más profundo del Terreno Guerrero representado por el Complejo Arteaga, no aflora en el área de estudio, aunque si lo hace al occidente del área de estudio (p. ej. Martini *et al.*, 2012) (ver figura 3.5, del Capítulo III). Este complejo por debajo del Terreno Guerrero tiene una profundidad muy variable; es menos profundo hacia el occidente y más profundo hacia el oriente. Hacia el oriente del Terreno Guerrero no hay evidencia de un basamento antiguo (p. ej. los subterrenos Arcelia y Teloloapan) (Talavera-Mendoza *et al.*, 1995; Mendoza & Suastegui, 2000; Talavera-Mendoza *et al.*, 2007). En los modelos gravimétricos, por debajo de la parte oriental del Terreno Guerrero, se proponen cuerpos de mayor densidad, los cuales podrían corresponder a la continuación del Complejo Arteaga que se encuentra a una mayor profundidad con respecto de la porción occidental del Terreno Guerrero, o bien, estos cuerpos se interpretarían como un posible basamento de la parte oriental del Terreno Guerrero, cuyo origen es incierto.

El Terreno Guerrero está cubriendo al Complejo Arteaga, y ha sido subdividido en subterrenos de acuerdo a sus características geoquímicas (Talavera *et al.*, 1995), pero en este trabajo en los modelos gravimétricos se les considera como una sola unidad llamada Terreno Guerrero, ya que los subterrenos que se sitúan en el área de estudio se le consideró que tienen la misma densidad, o bien que la densidad, varía muy poco entre estos subterrenos, de acuerdo a las rocas que la conforman (ver Tabla 1, Capítulo V).

Por otra parte, para el Dominio Continental es más complicado inferir su estructura cortical debido a que la mayor parte se encuentra sepultada por el vulcanismo del Cenozoico. Sin embargo, para definir sus límites se tomaron en cuenta los gradientes gravimétricos, las tendencias estructurales de algunas unidades geológicas, información de algunos pozos profundos, la estratigrafía del lugar y la evolución geológica.

El límite entre el micro-continente Oaxaqueño y el complejo Acatlán aflora en la parte suroriental del área de estudio, se encuentra bien expuesto en el área de Caltepec por medio de la falla denominada Caltepec que exhibe el contacto entre los basamentos metamórficos Oaxaqueño y Acatlán (Elías-Herrera *et al.*, 2005). Dicho límite se prolonga hacia el norponiente, pero estando sepultado por los depósitos volcánicos del Cenozoico. Hacia la parte norte de los depósitos volcánicos (en Guanajuato), el Terreno Guerrero está cabalgando al micro-continente Oaxaqueño, y hacia la parte sur de los depósitos volcánicos del Cenozoico, el Terreno Guerrero está cabalgando al Terreno Mixteco (ver Figura 3.1, del Capítulo III); lo que indica que límite del micro-continente Oaxaqueño y el Complejo Acatlán desaparece en algún punto por debajo de los depósitos volcánicos del Cenozoico.

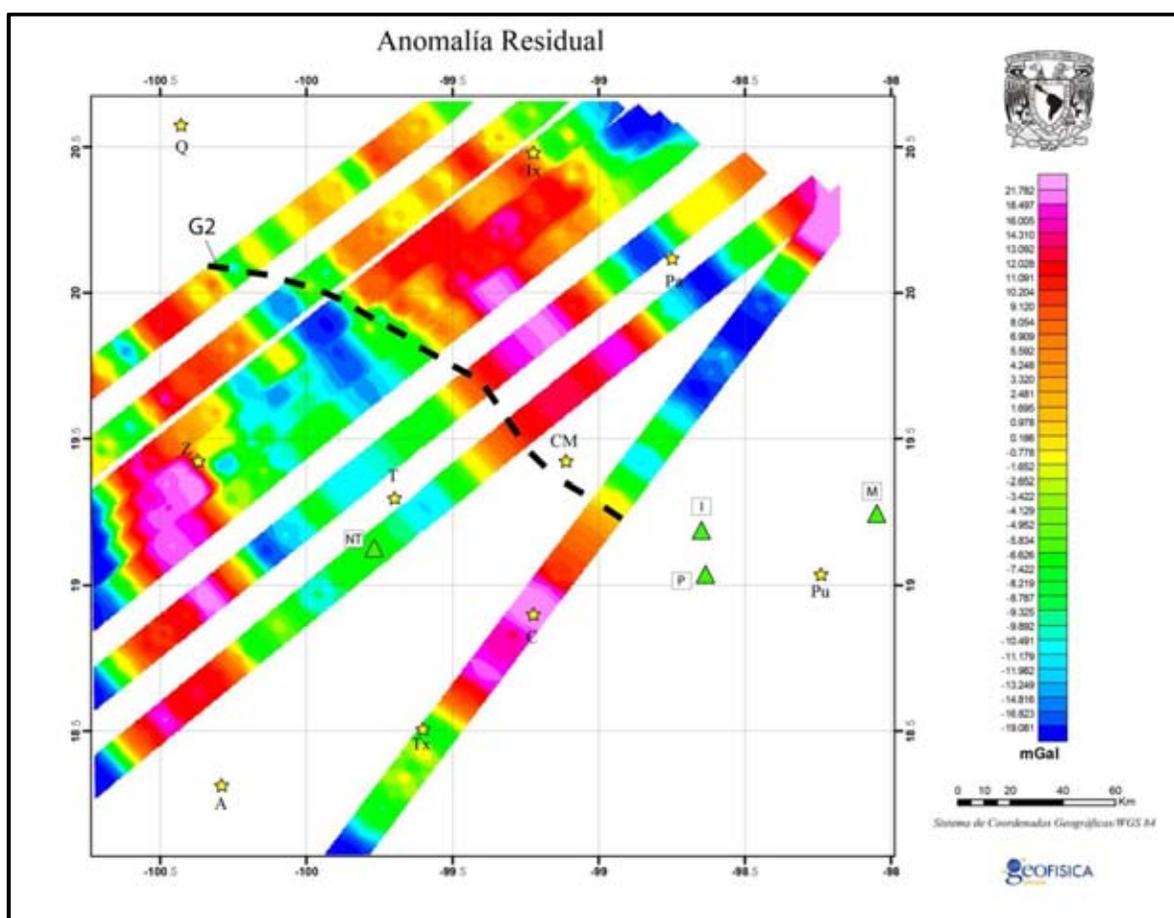


Figura 6.4. Límite propuesto entre el Complejo Acatlán y el micro-continente Oaxaqueño (línea negra discontinua). Los triángulos indican algunos volcanes importantes: NT-Nevado de Toluca; P-Popocatepetl; I-Iztaccíhuatl; M-Malinche. Las estrellas indican algunas localidades: Q-Querétaro, Ix-Ixmiquilpan; Pa-Pachuca; Pu-Puebla, CM-Ciudad de México; T-Toluca; Z-Zitácuaro; C-Cuernavaca; Tx-Taxco; A-Arcelia.

Para inferir el límite del micro-continente Oaxaqueño y el Complejo Acatlán que se encuentra por debajo del vulcanismo del Cenozoico se tomó en cuenta la tendencia geomorfológica hacia el norponiente, al norte del Valle de Tehuacán, que tiene este límite y la presencia de un gradiente gravimétrico (G2) que tiene la misma tendencia; este límite de acuerdo a los nueve modelos gravimétricos se extiende desde la parte norte de la Sierra Chichinautzin hasta límite norte del Graben de Acambay de suroriente a norponiente, respectivamente (Figura 6.4). Por otra parte este límite representa el límite nororiental de una gran depresión.

En los modelos gravimétricos, la profundidad del micro-continente Oaxaqueño en su parte oriental estuvo controlado por las secciones estructurales realizadas por Eguluz *et al.* (2000), este trabajo tomó en cuenta información de pozos profundos, las cuales se ubican al oriente del área de estudio. La profundidad que se consideró para el micro-continente Oaxaqueño fue de 2 km por debajo del nivel del mar en su parte oriental, y éste bascula al occidente como lo remarca Fitz-Díaz *et al.* (2011).

Por otro lado, rocas del Triásico al Cretácico sobreyacen los basamentos metamórficos del Dominio Continental (micro-continente Oaxaqueño y Acatlán). En los modelos propuestos el Abanico Potosí sobreyace al Complejo Acatlán y parte del micro-continente Oaxaqueño, y a su vez le sobreyacen las rocas volcánicas del Jurásico Superior-Cretácico Inferior; la transición de estas dos unidades geológicas así como el espesor de las mismas no es precisa debido a la falta de información como son datos de pozos y sobre las densidades de cada unidad geológica, pero lo que sí es claro, es que las rocas más profundas tengan una densidad mayor con respecto a las rocas más someras.

Por otra parte, rocas del Jurásico y rocas carbonatas de edad Cretácica sobreyacen al micro-continente Oaxaqueño, la particularidad de estos carbonatos es el abrupto cambio lateral de facies de plataforma gruesa (plataformas El Doctor y Valles-San Luis Potosí) a facies de cuenca delgada (cuencas Zimapán y Tampico-Misántla) (Fitz-Díaz *et al.*, 2011). Cabe señalar que el límite occidental de estas rocas carbonatadas debajo de los Depósitos Volcánicos del Cenozoico es incierto a falta de información (geológica, geofísica, pozos, etc.). Para delimitar estos cambios de facies de plataforma a cuenca, se tomaron en cuenta cinco consideraciones:

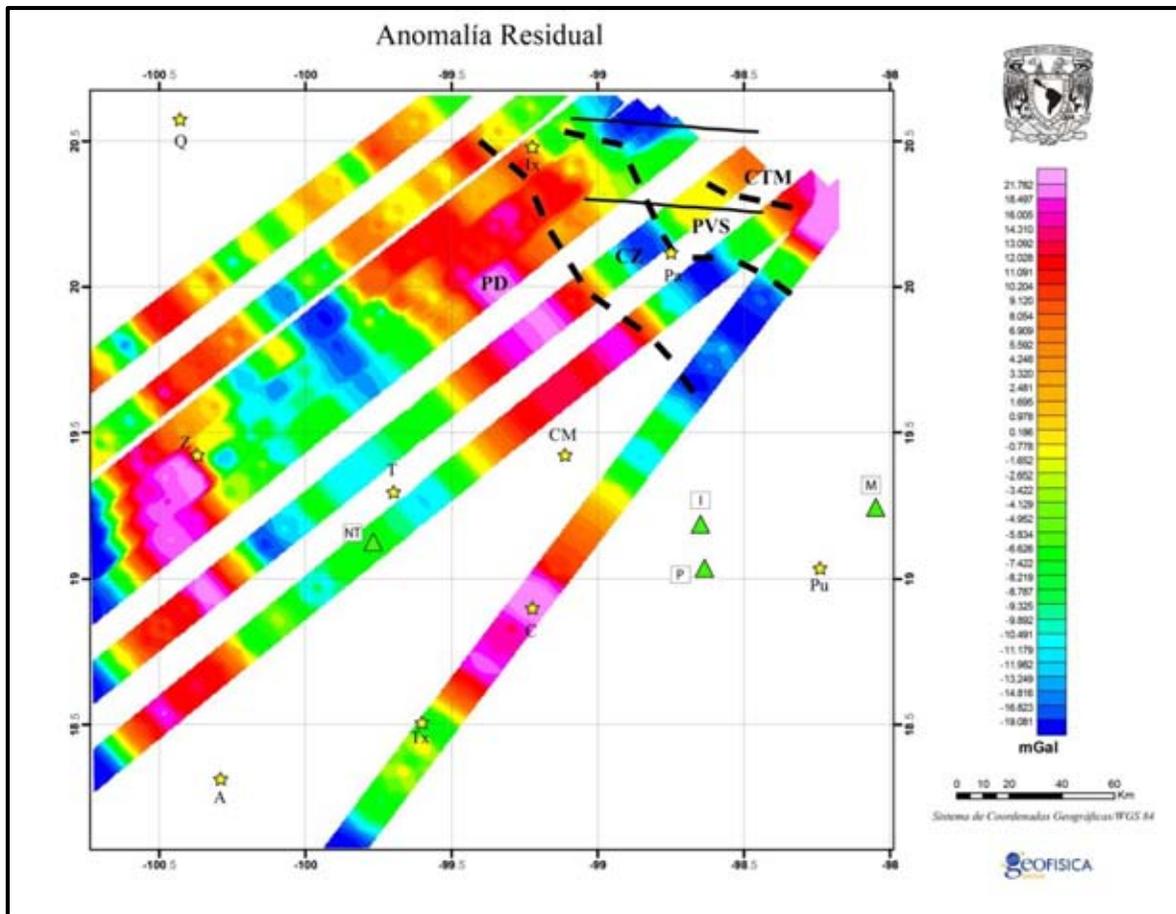


Figura 6.5. Límites propuesto entre la Plataforma El Doctor (PD), la Cuenca Zimapán (CZ), la Plataforma Valles-San Luis Potosí (PVS) y la Cuenca Tampico-Misantla (CTM) (líneas negras discontinuas). Las líneas continuas representan el límite de la PVS según el trabajo de Jording *et al.* (2000). Los triángulos indican algunos volcanes importantes: NT-Nevado de Toluca; P-Popocatepetl; I-Iztaccíhuatl; M-Malinche. Las estrellas indican algunas localidades: Q-Querétaro, Ix-Ixmiquilpan; Pa-Pachuca; Pu-Puebla, CM-Ciudad de México; T-Toluca; Z-Zitácuaro; C-Cuernavaca; Tx-Taxco; A-Arcelia.

- 1) Hacia el nororiente del área de estudio están expuestas estas sucesiones con un rasgo estructural con tendencia NW-SE, y de acuerdo a sus características geomorfológicas se extrapoló su continuación hacia el sureste.
- 2) El límite oeste de estas sucesiones cretácicas, hacia el nororiente del área de estudio está representada por el cabalgamiento Higuierillas (Fitz-Díaz *et al.*, 2011) y hacia el suroccidente está representado por el cabalgamiento Teololapan, sólo se consideraron estos dos límites para limitar la extensión occidental de estas rocas.

- 3) Las anomalías gravimétricas, las cuales en las plataformas se expresan por máximos gravimétricos reflejando mayor densidad, mientras que las cuencas se asocian a mínimos gravimétricos que refleja una menor densidad.
- 4) Las diferentes columnas estratigráficas de las cuencas y plataformas realizadas por Fitz-Díaz *et al.* (2011).
- 5) La extensión hacia el sur de la Plataforma Valles-San Luis Potosí de acuerdo al trabajo de Jording *et al.* (2000).

Al modelar las diferentes cuencas y plataformas se tomaron en cuenta las sucesiones que van del Jurásico al Cretácico como una sola unidad. Estas cinco consideraciones permitieron inferir los cambios de facies de plataforma a cuenca en el modelado gravimétrico (Figura 6.5).

Y por último, los depósitos volcánicos del Cenozoico cubren parcialmente las unidades geológicas anteriormente descritas; esta secuencia comprende productos de la provincia volcánica Sierra Madre Occidental y de la Faja Volcánica Transmexicana. Estos depósitos se pueden agrupar en tres regiones (Figura 6.6):

- 1) Al suroeste de la gran depresión, la cual cubre parcialmente el Terreno Guerrero, su espesor disminuye de noroeste a sureste, el espesor promedio es aproximadamente 2 km en los perfiles 1, 2, 3 y 4, mientras que para el resto de los perfiles (excepto el perfil 9 que no se ubica dentro de esa región) el espesor promedio es de 1.5 km.
- 2) La gran depresión se determinó en base a un mínimo gravimétrico entre el límite del Terreno Guerrero y el límite de los basamento metamórficos (Oaxaqueño y Acatlán), que varía de 10 a 78 km de ancho de noroeste a sureste, respectivamente; recordando que un mínimo gravimétrico representa cuando existe un déficit de masa, en tanto que una de las densidades más bajas ( $2-2.52 \text{ g/cm}^3$ ) se muestran en los modelos que están asociados al vulcanismo de Cenozoico (Huizar-Álvarez *et al.*, 1997; Campos-Enríquez *et al.*, 1997; 2000; 2003; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2008), el espesor máximo promedio de estos depósitos en la gran depresión es aproximadamente de 3 km. Esta gran depresión no tiene continuación hacia el suroriente debido a la presencia de un máximo gravimétrico en el perfil 9, lo que indica un exceso de masa.

- 3) Al noreste de la gran depresión, la cual cubre parcialmente al Dominio Continental, estos depósitos están presentes en todos los perfiles, y en general el espesor promedio es aproximadamente de 1.5 km, y se encuentra afectado por una serie de fallas de carácter local, las cuales podrían corresponder al sistema de fallas este-oeste.

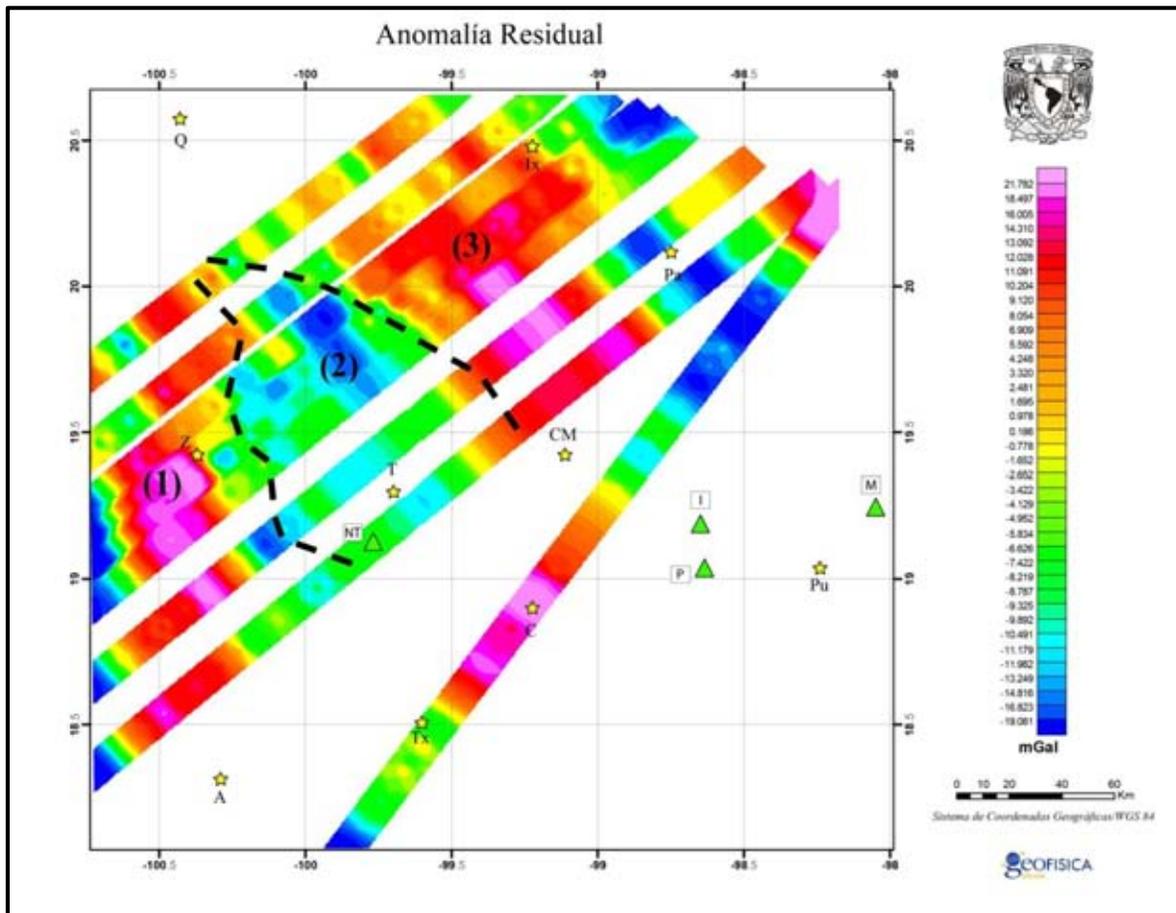


Figura 6.6. Las tres regiones de los depósitos volcánicos del Cenozoico (delimitados por las líneas negras discontinuas). Los triángulos indican algunos volcanes importantes: NT-Nevado de Toluca; P-Popocatépetl; I-Iztaccíhuatl; M-Malinche. Las estrellas indican algunas localidades: Q-Querétaro, Ix-Ixmiquilpan; Pa-Pachuca; Pu-Puebla, CM-Ciudad de México; T-Toluca; Z-Zitácuaro; C-Cuernavaca; Tx-Taxco; A-Arcelia.

En los modelos gravimétricos se tiene una buena certidumbre en las estructuras y/o contactos geológicos verticales, debido a que en áreas donde están expuestas aquellas estructuras y/o contactos se tomaron directamente para el modelado, y también se

compararon con la respuesta gravimétrica para extrapolar más adelante estas firmas gravimétricas en áreas donde no están expuestas. Por otra parte, los modelos gravimétricos no tienen una buena certidumbre en los contactos horizontales de las unidades geológicas en comparación con los contactos verticales; sin embargo, algunas unidades geológicas se tomaron en cuenta la estratigrafía, e información de pozos profundos dentro y fuera del área de estudio, que permitió restringir el espesor.

A continuación se presenta una tabla (Tabla 2) que resume de mayor a menor, las unidades que tienen buena certidumbre (tanto para los contactos verticales como los horizontales) en los modelos gravimétricos.

Tabla 2. Unidades geológicas con mayor o menor certidumbre.

	<b>Unidad Geológica</b>
<b>(-) Certidumbre (+)</b>	Plataformas del Cretácico
	Cuencas del Cretácico
	Depósitos Volcánicos del Cenozoico:
	Terreno Guerrero
	Micro-continente Oaxaqueño.
	Complejo Acatlán
	Complejo Arteaga
	Rocas Volcánicas del Jurásico-Cretácico
	Abanico Potosí

## VI.1 Conclusiones

El modelado directo (Método de Talwani), permite utilizar una serie de polígonos para representar las unidades geológicas presentes en el área de estudio, los parámetros y las restricciones utilizadas en este trabajo fueron: 1) determinar las densidades a partir de los trabajos previos, así como, la utilización de las tablas de densidades publicadas por diferentes autores de acuerdo a la geología presente; 2) características estructurales en cada unidad geológica o en la transición de las diferentes unidades geológicas; 3) la estratigrafía del lugar y la evolución geológica.

Los modelos gravimétricos presentan una buena resolución para estructuras relacionadas a altas frecuencias (estructuras someras), mientras que, las estructuras asociadas a bajas frecuencias proporcionan una idea sobre su geometría (estructuras profundas).

En general, los resultados muestran que modelos gravimétricos consisten principalmente de 3 capas: 1) un basamento; 2) sucesiones del Jurásico-Cretácico; y 3) depósitos del Cenozoico. Estos modelos proporcionan evidencia de la estructura cortical somera, así como de los principales límites geológicos del sector centro-oriente de la Faja Volcánica Transmexicana y zonas aledañas a partir de datos gravimétricos.

La sutura entre el Dominio Continental y el Terreno Guerrero queda marcada por un fuerte gradiente gravimétrico con dirección NW-SE aproximadamente, y junto con información previa se pudo determinar su extensión al norte, se infirió hasta el límite sur del Graben de Acambay.

El contacto entre el Complejo Arteaga y el Complejo Acatlán se infiere por un gradiente gravimétrico, este límite es el mismo que se consideró entre el dominio continental y el Terreno Guerrero.

El contacto entre el Complejo Acatlán y el micro-continente Oaxaquia se relaciona por un fuerte contraste de densidad, este límite se prolonga de sur a norte desde la porción norte de la Sierra Chichinautzin hasta el límite norte del Graben de Acambay, con una dirección NW-SE.

El límite entre el Abanico Potosí y las rocas volcánicas del Jurásico-Cretácico, así como, sus espesores es incierta, debido a la falta de información previa (p. ej. pozos, estratigrafía, geofísica, etc.) y del contraste de densidad entre estas dos unidades geológicas.

Los límites verticales de las plataformas y cuencas marinas son bien definidas por los gradientes gravimétricos, y el contraste de densidad que existe entre ambos. Mientras que, para delimitar sus estratos se tomaron en cuenta columnas estratigráficas. Por otro lado, el contacto entre las plataformas Guerrero-Morelos y El Doctor, es incierta, debido a que tienen densidades similares, y por lo tanto, no existe un contraste de densidad que pudiera definir este contacto.

La fosa del Valle de Toluca se sitúa en la denominada “gran depresión”, que varía de ancho de 10 a 78 km de noroeste a sureste, respectivamente. Esta gran depresión se encuentra colmatada por depósitos volcánicos del Cenozoico con un espesor máximo de 3 km caracterizado por un bajo gravimétrico; a diferencia de la parte norte de la Cuenca del Valle de México el cual tiene un espesor promedio máximo de 1.5 km. Esta gran depresión puede ser el reflejo de extensión debido a la tectónica de la apertura del Golfo de México, o bien, puede representar un *pull-apart basin*, o una depresión pre-existente.

**BIBLIOGRAFÍA**

- Alaniz-Álvarez, S., Nieto-Samaniego, A. & Ferrari, L., (1998), Effects of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geology*, v. 26, p. 591-594.
- Alaniz-Álvarez, S., Nieto-Samaniego, A., Orozco-Esquivel, M., Vassallo, L. & Xu, S., (2002a), El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende: Implicaciones en la deformación post-eocénica del centro de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LV, p. 12-29.
- Alaniz-Álvarez, S. & Nieto-Samaniego, A., (2005), El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Volumen Conmemorativo del Centenario. Grandes Fronteras Tectónicas de México, Tomo LVII, p. 65-82.
- Alaniz-Álvarez, S. & Nieto Samaniego, A., (2007), The Taxco-San Miguel de Allende fault system and the Trans-Mexican Volcanic Belt: Two tectonic boundaries in central Mexico active during the Cenozoic. *Geological Society of America Special Paper 422*, p. 301-316, doi: 10.1130/2007.2422.
- Barboza-Gudiño, J., Zavala-Monsiváis, A., Venegas-Rodríguez, G. & Barajas-Nigoche, L., (2010), Late Triassic stratigraphy and facies from northeastern Mexico: Tectonic setting and provenance. *Geosphere*, vol. 6, p. 621-640, doi: 10.1130/GES00545.1.
- Blakely, R. J., (1996), *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge: Cambridge University Press, p. 324-328.
- Burger, H. R., Sheehan, A. & Jones, C., (2006), *Introduction to Applied Geophysics: Exploring the Shallow Subsurface*. W. W. Norton and Company Incorporated. London, p. 554.
- Campa, M. & Coney, P., (1983), Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 20, p. 1040-1051.
- Campa, M. & Iriondo, A., (2004), Significado de dataciones cretácicas de los arcos volcánicos de Taxco, Taxco Viejo y Chapolapa, en la evolución de la plataforma Guerrero-Morelos. *Unión Geofísica Mexicana, Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, GEOS*, vol. 24, p. 173.
- Campos-Enríquez, O., Delgado-Rodríguez, O., Chávez-Segura, R., Gómez-Contreras, P., Flores-Márquez, E. & Birch, F., (1997), The subsurface of the Chalco sub-basin (Mexico City) inferred from geophysical data. *Geophysics*, vol. 62, p. 23-35.

- Campos-Enríquez, O. & Sánchez-Zamora, O., (2000), Crustal structure across southern Mexico inferred from gravity data. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 13, p. 479-489.
- Campos-Enríquez, O., Rodríguez, M., Delgado-Rodríguez, O. & Millán, M., (2000), Contribution to the tectonics of the northern portion of the central sector of the trans-Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Special Paper 334*, p. 223-235.
- Campos-Enríquez, O., Alatríste-Vilchis, D., Huizar-Álvarez, R., Marín-Campos, R. & Alatorre-Zamora, M., (2003), Subsurface structure of the Tecocomulco sub-basin (northeastern Mexico basin), and its relationship to regional tectonics. *Geofísica Internacional*, vol. 42, p. 3-24.
- Centeno-García, E., Ruiz, J., Coney, P., Patchett, P. & Ortega-Gutiérrez, F., (1993), Guerrero terrane of Mexico: its role in the Southern Cordillera from new geochemical data. *Geology*, vol. 21, p. 419-422.
- Centeno-García, E., (2005), Review of Upper Paleozoic and Lower Mesozoic stratigraphy and depositional environments of central and west Mexico: Constraints on terrane analysis and paleogeography. *Geological Society of America Special Paper 393*, p. 233-258, doi: 10.1130/2005.2393(08).
- Centeno-García, E., Guerrero-Suastegui, M. & Talavera-Mendoza, O., (2008), The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone. *The Geological Society of America Special Paper 436*, p. 279-308, doi: 10.1130/2008.2436(13).
- Cerca-Martínez, M., (2004), Deformación y magmatismo Cretácico Tardío-Terciario Temprano en la zona de la Plataforma Guerrero Morelos, Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, campus UNAM Juriquilla, Tesis de Doctorado en Ciencias de la Tierra, p. 24.
- Chávez, R., Campos-Enríquez, O., Gómez-Cabrera, P., Delgado, O. & Urrutia-Fucugauchi, J., (1994). Gravity and MT studies over the Xochimilco-Chalco sub-basins, México. 64<sup>th</sup> Annual Internat. Mtg. Soc. Expl. Geophys. (USA), Expanded Abstracts Book 94, p. 655-657.
- Chouteau, M., Krivochieva, S., Rodríguez-Castillo, R., González-Morán, T. & Jouanne, V., (1994), Study of the Santa Catarina aquifer system (Mexico Basin) using magnetotelluric soundings. *J. Appl. Geophys.* vo. 31, p. 85-106.
- Cogbill, A., (1990). Gravity terrain corrections calculated using digital elevation models. *Geophysics*, vol. 55, p. 102-106.

- Dávila-Alcocer, V., Centeno-García, E., Valencia, V. & Fitz-Díaz, E., (2009), Una nueva interpretación de la estratigrafía de la región de Tolimán, Estado de Querétaro. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, vol. 61, p. 491-497.
- De Cserna, Z., De La Fuente-Duch, M., Palacios-Nieto, M., Triay, L., Mitre-Salazar, L. & Mota-Palomino, R., (1988), Estructura geológica, gravimétrica, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la Cuenca de México. *Instituto de Geología, Boletín 104*, p. 1-71.
- Delgado-Rodríguez, O., (1995), Estudios geofísicos en la sub-cuenca de Chalco. Algunas consideraciones sobre la tectónica de la porción norte del sector central del Sistema Volcánico Trans-Mexicano, Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F., Tesis de Maestría en Ciencias de la Tierra, p. 95.
- Demant, A., (1978), Características del eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Instituto de Geología*, vol. 2, p. 172-187.
- Dickinson, W. & Lawton, T., (2001), Carbonaceous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 113, p. 1142-1160.
- Eguiluz-De Antuñano, S., Aranda-García, M. & Marrett, R., (2000), Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, vol. LIII, p. 1-26.
- Elías-Herrera, M., Sánchez-Zavala, J. & Macías-Romo, C., (2000), Geologic and geochronologic data from the Guerrero terrane in the Tejupilco area, southern Mexico: new constraints on its tectonic interpretation. *Journal of South American Earth Science*, vol. 13, p. 355-375.
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Sánchez-Zavala, J., Macías-Romo, C. Ortega-Rivera, A. & Iriondo, A., (2005), La falla Caltepec: raíces expuestas de una frontera tectónica de larga vida entre dos terrenos continentales del sur de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario, Grandes Fronteras Tectónicas de México, Tomo LVII*, p. 83-109.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G. & Carrasco-Núñez, G., (1999), Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology*, vol. 27, p. 303-306.
- Ferrari, L., Orozco, T., Manea, V. & Manea M., (2012), The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522-523, p. 122-149, doi: 10.1016/j.tecto.2011.09.018.

- Fitz-Díaz, E., Tolson, G., Camprubi, A., Rubio-Ramos, M. & Prol-Ledesma, R., (2008), Deformación, vetas, inclusiones fluidas y la evolución tectónica de las rocas cretácicas de Valle de Bravo, Estado de México, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol. 25, p. 59-81.
- Fitz-Díaz, E., Hudleston, P. & Tolson, G., (2011), Comparison of tectonic styles in the Mexican and Canadian Rocky Mountain Fold-Thrust Belt. *Geological Society London. Special Publications on Kinematics and Tectonic Styles of Gold-Thrust Belts*. vol. 349, p. 149-497, doi: 10.1144/SP349.8.
- Fitz-Díaz, E., Tolson, G., Hudleston, P. Bolaños-Rodríguez, D., Ortega-Flores, B. & Vásquez-Serrano, A., (2012), The role of folding in the development of the Mexican Fold-Thrust Belt. *Geosphere*. vol. 8, p. 931-949, doi:10.1130/GES00759.1.
- García-Palomo, A., Macías J. & Garduño, V., (2000), Miocene to Recent structural evolution of the Nevado de Toluca volcano región, Central Mexico. *Tectonophysics*, 318, p. 281-302.
- García-Palomo, A., Macías, J. Tolson, G., Valdez G. & Mora, J., (2002), Volcanic stratigraphy and geological evolution of the apan región, east-central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, vol. 41, p. 133-150.
- García-Palomo, A., Zamorano, J., López-Miguel, C., Galván-García, A., Carlos-Valerio, V., Ortega, R. & Macías, J, (2008), El arreglo morfoestructural de la Sierra de Las Cruces, México central. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol. 25, p. 158-178.
- García-Pérez, F., (1995), Caracterización geofísica de la región de Tierra Caliente y áreas colindantes, estados de Guerrero y Morelos, Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F., Tesis de Maestría en Ciencias de la Tierra, p. 55.
- García-Pérez, F. & Urrutia-Fucugauchi, J., (1997), Crustal structure of the Arteaga Complex, Michoacán, southern Mexico, from gravity and magnetic. *Geofísica Internacional*, vol. 36.
- Garduño-Monroy, V. & Gutiérrez-Negrin, L., (1991). Magmatismo, hiatus y tectonismo de la Sierra Madre Occidental y del Cinturón Volcánico Mexicano. *Geofísica Internacional*, vol. 31, p. 149-172.
- Geosoft Inc. 2007. Oasis montaj. Standard edition (software).
- Gómez Tuena, A., Orozco, T. & Ferrari, L., (2007b), Igneous petrogenesis of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Special Paper 442*, p. 129-181, doi: 10.1130/2007.2422(05).

- Hammer, S., (1939), Terrain Corrections for Gravimeter Stations. *Geophysics*, vol. 4, p. 184-194.
- Hernández-Moedano, G. & Grogüel, (1954), Levantamiento gravimétrico en el valle de México. Technical Report, INIC, p. 30.
- Henry, C. & Aranda-Gómez, J., (1992), The real southern Basin and Range: mid to late Cenozoic extension in Mexico. *Geology*, vol. 20, p. 701-704.
- Huizar-Álvarez, R., Campos-Enríquez, O., Lermo-Samaniego, J., Delgado-Rodríguez, O. & Huidobro-González, A., (1997), Geophysical and hydrogeological characterization of the sub-basins of Apan and Tochac (Mexico basin). *Geofísica Internacional*, vol. 36, p. 217-233.
- Husker, A. & Davis P., (2009), Tomography and thermal state of the Cocos plate subduction beneath Mexico City. *Journal of Geophysical Research*. 114, B04306, doi:10.1029/2008JB006039.
- Intexpex Limied. 2010. Instruction Manual IX2D-GM v. 1.0. Golden, CO 80401, USA.
- Instituto Nacional de Estadística y Geográfica. 2013. Continuo de Elevaciones Mexicano 3.0.
- Jödicke, H., Jording, A., Ferrari, L., Arzate, J., Mezger, K. & Rüpke, L., (2006), Fluid release from the subducted Cocos plate and partial melting of the crust deduced from magnetotelluric studies in southern Mexico: Implications for the generation of volcanism and subduction dynamics. *Journal of Geophysical Research*, 111, B08102, doi:10.1029/2005JB003739.
- Johnson, C. & Harrison, C., (1990), Neotectonics in central Mexico. *Phys. Earth Planet. Inter*, vol. 64, p. 187-210.
- Jording, A., Ferrari, L., Arzate, J. & Jödicke, H., (2000), Crustal variations and terrane boundaries in southern Mexico as imaged by magnetotelluric transfer functions. *Tectonophysics*, 327, p. 1-13.
- Kearey, P., Brooks, M. & Hill, I., (2002), *An Introduction to Geophysical Exploration*. Blackwell Science Ltd. Tercera Edición. London. p. 135.
- Kim, Y., Clayton, R. & Jackson, M., (2010) Geometry and seismic properties of the subducting Cocos plate in central Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 115, B06310, doi:10.1029/2009JB006942.
- Krivochieva, S. & Chouteau, M., (2001), Improvement in 1D TDEM interpretation by simultaneous inversion of data from two loop configurations. *Journal of Environmental Geophysics*, vol. 6, p. 19-32.

- Li, X. & Hans-Jürgen, G., (2001), Ellipsoid, geoid, gravity, geodesy, and geophysics. *Geophysics*, vol. 66, p. 1660-1668.
- Lillie, J., (1999), *Whole Earth Geophysics*. Prentice Hall, Inc. Primera Edición. Oregon. p. 224-232.
- Márquez, A., Verma, S., Anguita, F., Oyarzun, R. & Brandle, J., (1999b), Tectonics and volcanism of Sierra Chichinautzin: extensión at the front of the Central Trans-Mexican Volcanic belt. *Journal of volcanology and geothermal research*, vol. 93, p. 125-150.
- Martínez-Reyes, J. & Nieto-Samaniego, A., (1990), Efectos geológicos de la tectónica reciente en la parte central de México. *Inst. Geología*, vol. 9, p. 33-50.
- Martini, M., Fitz-Díaz, E., Solari, L., Camprubi, A., Hudleston, P., Lawton, T., Tolson, G. & Centeno-García, E., (2012), The Late Cretaceous fold-thrust belt in the Peña de Bernal-Tamazunchale area and its posible relationship to the accretion of the Guerrero Terrane. *The Geological Society of America Field Guide 25*, p. 19-38, doi:10.1130/2012.0025(02).
- Martini, M., Solari, L. & Camprubí, A., (2013), Kinematics of the Guerrero terrane accretion in the Sierra de Guanajuato. Central Mexico: new insights for the structural evolution of arc-continent collisional zones. *International Geology Review*, vol. 55, p. 574-589, <http://dx.doi.org/10.1080/00206814.2012.729361>.
- Martini, M., Solari, L. & López-Martínez, M., (2014), Correlating the Arperos Basin from Guanajuato, central Mexico, to Santo Tomás, southern Mexico: Implications for paleogeography and origin of the Guerrero terrane. *Geosphere*, vol. 10, p. 1-17. doi:10.1130/GES01055.1.
- Mendoza, O. & Suastegui, M., (2000), Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero Terrane (western Mexico): implications for the tectono-magmatic evolution of southwestern North America during the Late Mesozoic. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 13, p. 297-234.
- Milán, M. & Herrera, J., (1987), Aspectos geológicos importantes de la exploración geotérmica del campo Pethé, Estados de Hidalgo y Querétaro. *Revista Mexicana de Geoenergía, Geotermia*, vol. 3, p. 31-39.
- Molina-Garza, R. y Urrutia-Fucugauchi, J., (1993), Deep crustal structure of central Mexico derived from interpretation of Bouguer gravity anomaly data. *Journal of Geodynamics*, vol. 17, p. 181-201.
- Nabighian, M., Ander, M., Grauch, V., Hansen, R., LaFehr, T., Li, Y., Pearson, W., Peirce, J., Phillips, J. & Ruder, M., (2005). Historical development of the gravity method in exploration. *Geophysics*, vol. 70, p. 63ND-89ND, doi: 10.1190/1.2133785

- Nichols, R. 1970. The geology and geochemistry of the Pathe geothermal zone, Hidalgo, Mexico. Ph. D. Thesis. Norman, University of Oklahoma, p. 116.
- Ortega-Gutiérrez, F., (1981), Metamorphic belts in southern Mexico and their tectonic significance. *Geofísica Internacional*, vol. 20, p. 177-202.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruíz, J. & Centeno-García, E., (1995), Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geology*. vol. 23, p. 1127-1130.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Reyes-Salas, M., Macias-Romo, C. & López, R., (1999), Late Ordovician-Early Silurian continental collisional orogeny in southern Mexico and its bearing on Gondwana-Laurentia connections: *Geology*, vol. 27, p. 719-722.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M. & Dávalos-Elizondo, M., (2008), On the nature and role of the lower crust in the volcanic front of the Trans-Mexican Volcanic Belt and its fore-arc region, southern and central Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol. 25, p. 346-364.
- Palacios-García, B., (2013), Análisis petro-tectónico de la sucesión mesozoica de la Sierra de los Cuarzos, centro de México: Reconocimiento de un depósito sintectónico relacionado con la acreción del terreno Guerrero, Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F., Tesis de Maestría en Ciencias de la Tierra, p. 3-20.
- Pasquaré, G., Vezzoli, L. & Zanchi, A., (1987), Morphological and structural model of Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, vol. 26, p.159-176.
- Pasquaré, G., Garduño, V., Tibaldi, A. & Ferrari, M., (1988), Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 146, p. 353-364.
- Pérez-Campos, X., Kim, Y., Husker, A., Davis, P., Clayton, R., Iglesias, A., Pacheco, J., Singh, S., Manea, V. & Gurnis, M., (2008), Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico. *Geophysical Research Letters*, vol. 35, L18303, doi:10.1029/2008GL035127.
- Pérez-Cruz, G. 1988. Estudio sismológico de reflexión del subsuelo de la Ciudad de México, Universidad Nacional Autónoma de México, División de Estudios de Posgrado. Facultad de Ingeniería, Tesis de Maestría, p. 14-57.
- Quintanar, L., Rodríguez-González, M. & Campos-Enríquez, O., (2004), A Shallow Crustal Earthquake Doublet from the Trans-Mexican Volcanic Belt (Central Mexico). *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 94, p. 845-855.
- Ramírez-Espinoza, J., Campa-Uranga, M., Talavera-Mendoza, O. & Guerrero-Suástegui, M., (1991), Caracterización de los arcos insulares de la Sierra Madre del Sur y sus

- implicaciones tectónicas. Congreso Evolución Geológica de México, Soc. Mex. Miner., Instituto de Geología, UNAM, Memorias, p. 163-166.
- Reynolds, J. M., (1997), *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. John Wiley and Sons Ltd. p. 84.
- Rodríguez, R. & Ochoa, A., (1989), Estudio geoelectrico del sistema acuífero de la cuenca de México. *Geofísica Internacional*, vol. 28, p. 191-205.
- Rosales-Lagarde, L., Centeno-García, E., Dostal, J., Ochoa-Camarillo, H. & Quiroz-Barroso, S., (2005), The Tuzancoa Formation: Evidence of an Early Permian Submarine Continental Arc in East-Central Mexico. *International Geology Review*, vol. 47, p. 901-919.
- Silva-Romo, G., Arellano-Gil, J., Mendoza-Rosales, C. & Nieto-Obregon, J., (2000), A submarine fan in the Mesa Central, Mexico. *Journal of South America Earth Science*, vol. 13, p. 429-442.
- Suter, M., (1987), Structural traverse across the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt in east-central Mexico. *Geological Society of America Bulletin*. vol. 98, p. 249-264.
- Suter, M., Aguirre, G., Siebe, C., Quintero, O. & Komorowski, J. 1991. Volcanism and active faulting in the central part of the trans-Mexican volcanic belt, Mexico. *Geological excursions in southern California and Mexico*. Geological Society of America, Shidebook, Annual Meeting, p. 224-243.
- Suter, M., Quintero, O. & Johnson C., (1992), Active Faults and State of Stress in the Central Part of the Tran-Mexican Volcanic Belt, Mexico: 1. The Venta de Bravo Fault. *Journal of Geophysical Research*, vol. 97, p. 11983-11993.
- Suter M., Carrillo Martínez, M., López Martínez, M. & Farrar, E., (1995a), The Aljibes half-graben-Active extension at the boundary between the trans-Mexican volcanic belt and the Basin and Range Province, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 107, p. 627-641.
- Suter, M., Quintero, O., López Martínez, M., Aguirre-Díaz, G. & Farrar, E., (1995b), The Acambay graben: Active intraarc extension in the trans-Mexican volcanic belt, Mexico. *Tectonics*, vol. 14, p. 1245-1262.
- Talavera-Mendoza, O., Ramírez-Espinoza, J. & Guerrero-Suástegui, M., (1995), Petrology and geochemistry of the Teloloapan Subterranean: a Lower Cretaceous evolved intra-oceanic island arc. *Geofísica Internacional*, vol. 34, p. 3-22.
- Talavera-Mendoza, O., Ruíz, J., Valencia, V. & Centeno-García, E. 2007. Detrital zircon U/Pb geochronology of southern Guerrero and western Mixteca arc successions (southern Mexico): New insights for the tectonic evolution of southwestern North

- America during the late Mesozoic. Geological Society of America, vol. 119, p. 1052-1065, doi: 10.1130/B26016.1.
- Talwani, M., Worzel, J. & Landisman, M., (1959), Rapid Gravity Computations for Two-Dimensional Bodies with Application to the Mendocino Submarine Fracture Zone. *Journal of Geophysical Research*, vol. 64, p. 49-59.
- Telford, W., Geldart, L. & Sheriff, R., (1990), *Applied Geophysics*. Second Edition. Cambridge University Press. p. 16.
- Torres, R., Ruiz, J., Patchett, P. & Grajales-Nishimura, J., (1999), Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico: Tectonic implications for reconstructions of southern North America. *Geological Society of America Special Paper 340*, p. 191-196.
- Urrutia-Fucugauchi, J. & Flores-Ruíz, J., (1996), Bouguer Gravity Anomalies and Regional Crustal Structure in Central Mexico. *International Geology Review*, vol. 38, p. 176-194.
- Venegas, S., Herrera, J. & Maciel, F., (1985), Algunas características de la Faja Volcánica Transmexicana y de sus recursos geotérmicos. *Geofísica Internacional*, vol. 24, p. 47-83.

## ANEXO A. Método de Talwani

Es un método para calcular la atracción gravitacional causada por cuerpos con formas irregulares de dos dimensiones.

Para entender el método de Talwani, primero consideramos el potencial gravitacional ( $U$ ) para masas puntuales.

$$U = G \frac{m}{l}$$

Y en términos de densidad, tenemos que:

$$U = G \int \rho \frac{dv}{l}$$

Para considerar el potencial para cuerpos de dos dimensiones, consideremos un espacio de tres dimensiones, y suponemos que el cuerpo se extiende al infinito en una sola dirección. El potencial resultante se le conoce como el potencial logarítmico.

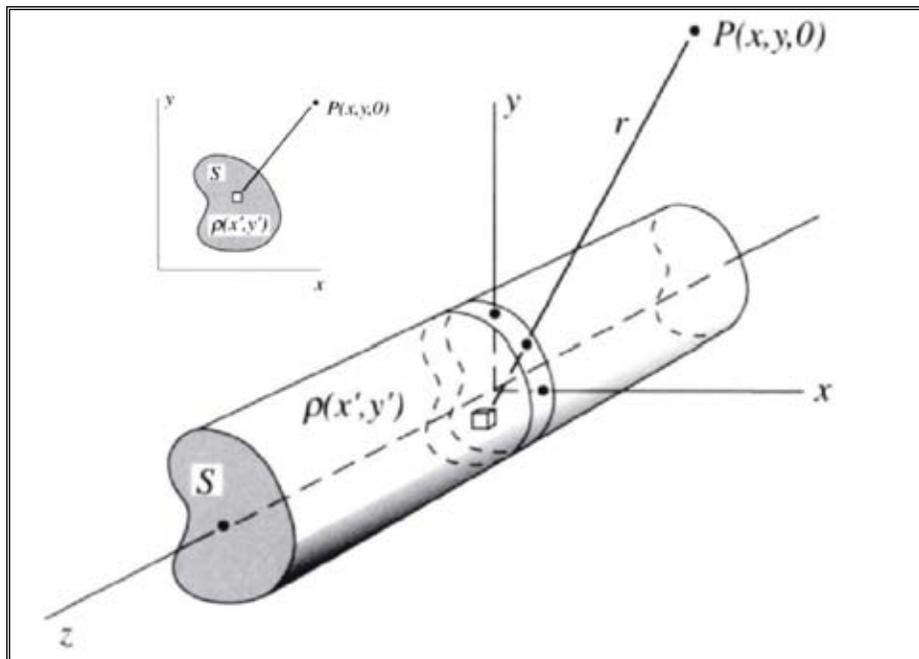


Figura A.1. Cuerpos de dos dimensiones (tomado de, Blakely, 1996).

La ecuación del potencial logarítmico, es:

$$U = -2G \int_{z_1}^{z_2} \int_{x_1}^{x_2} \rho \ln [(x - x_0)^2 + (z - z_0)^2]^{1/2} dx dz$$

Para calcular la atracción de gravedad, se determina con la siguiente ecuación:

$$g_z = -\frac{\partial U}{\partial z}$$

La ecuación anterior es la atracción de gravedad con respecto a  $z$ , por lo tanto, tenemos que la atracción gravitacional para un cuerpo bidimensional es:

$$g_z = -\frac{\partial U}{\partial z} = 2\gamma \int_{z_1}^{z_2} \int_{x_1}^{x_2} \frac{\rho(z - z_0)}{(x - x_0)^2 + (z - z_0)^2} dx dz$$

Nota: Si se quiere conocer la atracción de gravedad con respecto a  $x$ , sólo se tiene que realizar la respectiva operación con respecto a  $x$ .

Entonces el método de Tawani envuelve estas expresiones analíticas para determinar las componentes horizontal y vertical de la atracción de gravedad, y son usadas sin limitaciones para el tamaño y/o posición del cuerpo. La periferia de cualquier cuerpo en dos dimensiones puede aproximarse mediante un polígono. La precisión de este método depende únicamente en que tanto se aproxima el polígono al cuerpo a representar, y la precisión se puede aumentar mediante el incremento de número de lados del polígono (Talwani *et al.*, 1959).

Suponga el siguiente polígono con  $n$  lados (Figura A.2), y sea  $P$  el punto es la atracción de gravedad debido a este polígono. El punto  $P$  está en el origen en un sistema de coordenado  $xz$ , donde el polígono también se encuentra en el plano  $xz$ . Sea  $z$  la dirección vertical (positivo hacia abajo) y  $\theta$  es la medida desde el eje positivo  $x$  hacia el eje positivo  $z$ .

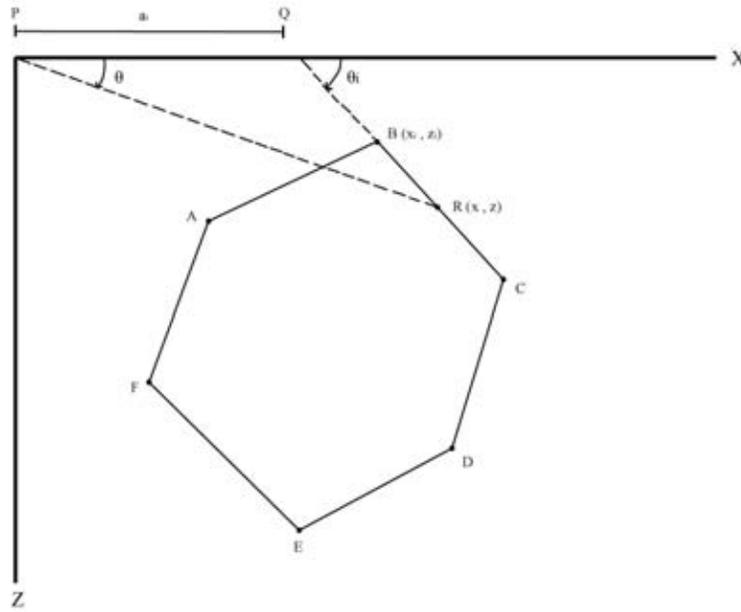


Figura A.2. Polígono de n lados en dos dimensiones (tomado de, Talwani *et al.*, 1959).

El cálculo de la atracción gravitacional se realiza a través de una integral de línea, debido a que sólo se toma en cuenta la contribución gravitacional de la periferia del polígono. La componente vertical y horizontal de la atracción gravitacional están dadas por las siguientes ecuaciones:

$$2 G\rho \oint z d\theta$$

$$2 G\rho \oint x d\theta$$

Por último, para calcular la atracción de gravedad por medio de este método es necesario especificar la densidad, tamaño y posición del cuerpo (parámetros). Por eso, el método de Talwani se le considera como un método directo, porque a partir de los parámetros se producen valores teóricos (predicción de datos).

## ANEXO B. Elaboración de modelos gravimétricos a partir del programa IX2D-GM

El programa IX2D-GM es una herramienta útil para la interpretación 2D de datos gravimétricos y magnéticos por medio de polígonos en forma de cuerpos o capas (Interpex, 2010). El programa tiene la opción de realizar el método directo (método de Talwani), que consiste en producir los valores teóricos (gravedad teórica) a partir del modelo para cada punto de datos (Figura B.1). Estos valores teóricos se comparan con la anomalía residual, el modelo se modifica hasta lograr el mejor ajuste con un mínimo error.

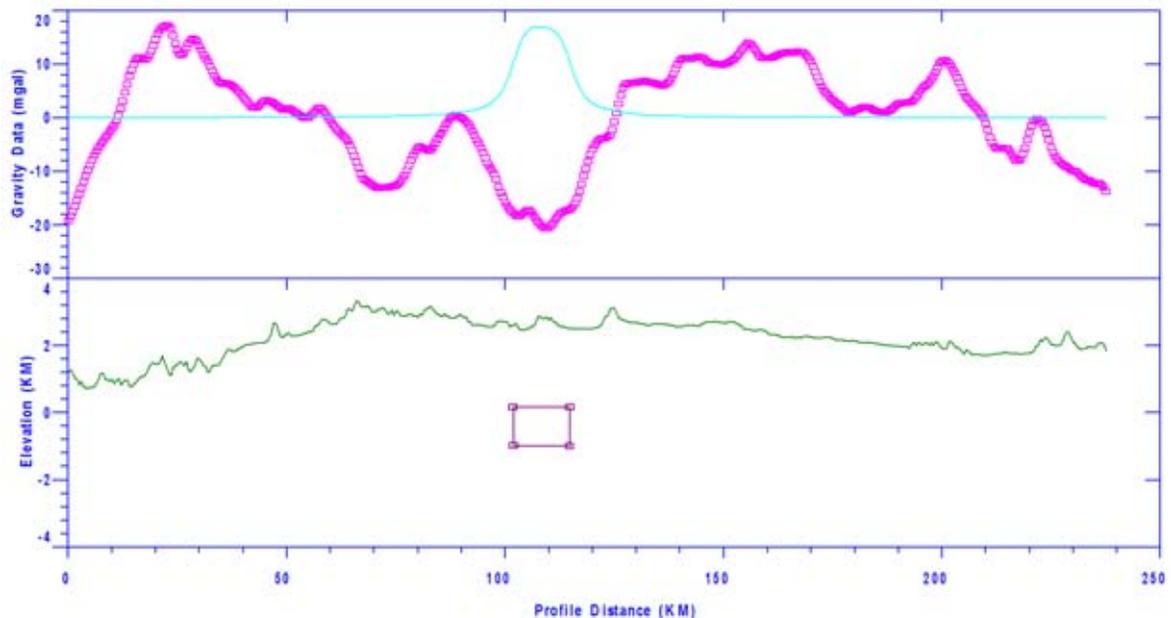


Figura B.1. Cálculo de la gravedad teórica a partir de un polígono. La línea con cuadros rosas representan anomalía residual, la línea azul es la gravedad teórica, la línea verde es la topografía y el polígono café representa el modelo.

En este trabajo, para la modelación gravimétrica se utilizó la anomalía residual de la Anomalía de Bouguer (ver Capítulo V). Para cada modelo gravimétrico se eliminó el efecto de borde. Este efecto se presenta en los extremos del modelo gravimétricos, puesto que las mediciones gravimétricas en los extremos del perfil tienen efectos de estructuras más allá de los límites del perfil. Los polígonos que conforman el modelo ubicados en los extremos tiene un efecto que decae casi inmediatamente fuera de sus límites (ver Figura B.2). Para eliminar este efecto, los polígonos se extienden al infinito, o bien, situarlos lo suficientemente lejos desde los extremos del modelo gravimétrico (Figura B.3).

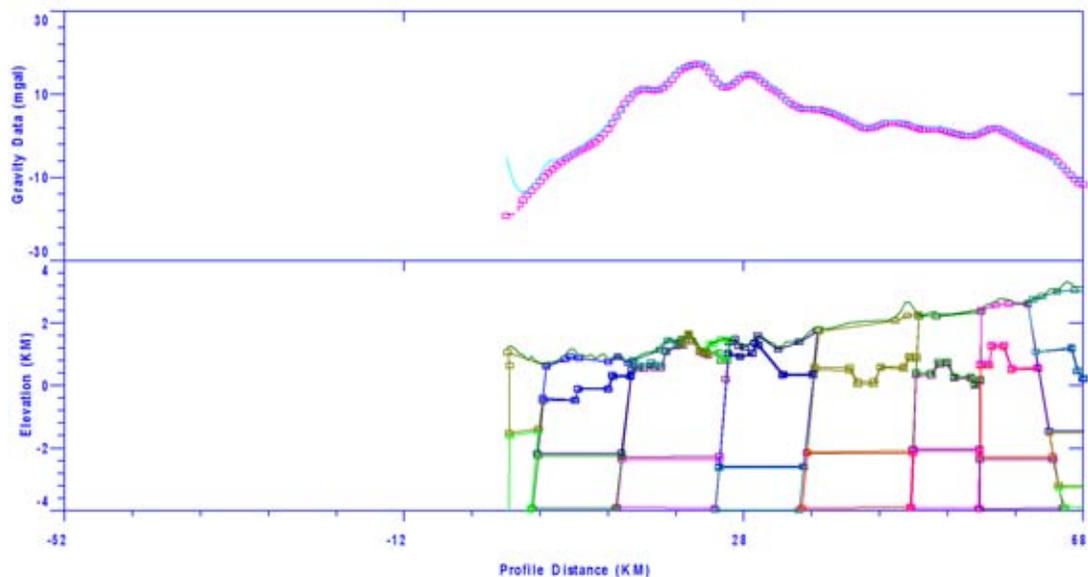


Figura B.2. Efecto de borde. La línea con cuadros rosas representan la anomalía residual, la línea azul es la gravedad teórica, la línea verde es la topografía y los polígonos de diferentes colores debajo de la topografía representa el modelo.

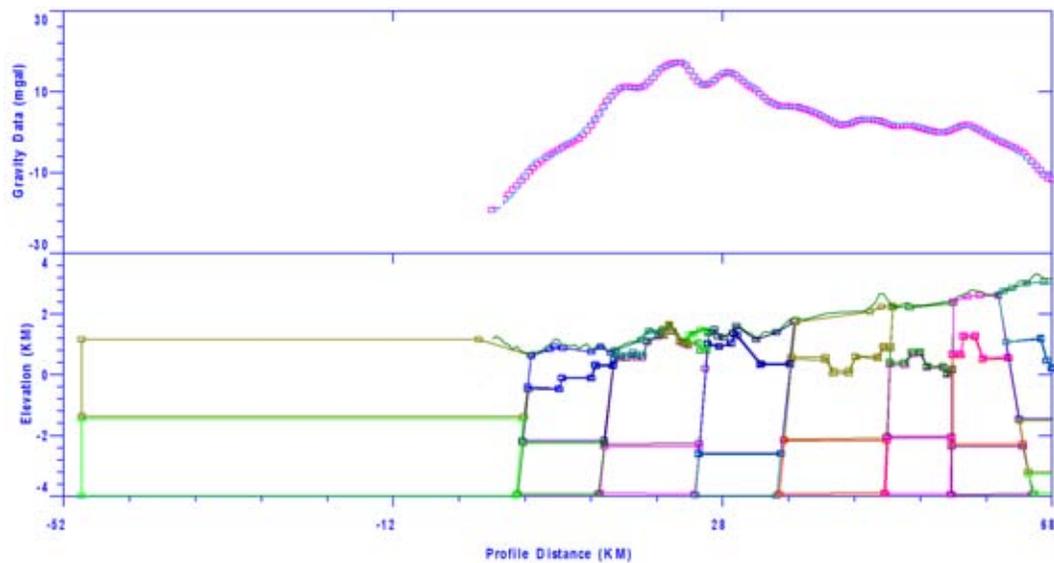


Figura B.3. Eliminación del efecto de borde. La línea con cuadros rosas representan la anomalía residual, la línea azul es la gravedad teórica, la línea verde es la topografía y los polígonos de diferentes colores debajo de la topografía representa el modelo.