



Universidad Nacional Autónoma de México

***INSTITUTO DE GEOFÍSICA
PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA***

**ESTRUCTURA CORTICAL SOMERA DE LA FAJA
VOLCÁNICA TRANS MEXICANA (PARTE
ORIENTAL)**

Tesis que para optar por el grado de:

Maestro en Ciencias de la Tierra

Presenta:

Carlos Vázquez-Domínguez

Tutor:

Dr. José Oscar Campos-Enríquez (Instituto de Geofísica, UNAM).

Jurado examinador:

Dr. Gilberto Silva-Romo (Facultad de Ingeniería).

Dr. René Chávez-Segura (Instituto de Geofísica).

Dr. Oscar Campos-Enríquez (Instituto de Geofísica).

Dr. Allen L. Husker (Instituto de Geofísica).

Dra. Elisa Fitz-Díaz (Instituto de Geología).

Ciudad de México, Enero 2020



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

CREDITOS DE LA INFORMACION PETROLERA PORPORCIONADA POR EL CNIH A LA UNAM.

“Esta tesis utilizó información petrolera proporcionada por la Comisión Nacional de Hidrocarburos, de acuerdo al anexo C de la licencia de uso de la información a favor de la UNAM, de fecha 11 de diciembre de 2017, bajo la nomenclatura CNIH-C-00417. Dicha información es propiedad de la Nación y su acopio, resguardo, uso administración y actualización, así como de publicación de la misma corresponde a la Comisión Nacional de Hidrocarburos.”

CONTENIDO

Resumen.....	viii
Abstract	ix*
Capítulo I	1
INTRODUCCION.....	1
1.1 Planteamiento del Problema.	1
1.2 OBJETIVO.....	1
1.3 Hipótesis.....	1
1.4 Ubicación.....	2
1.5 Metodología.....	3
Capítulo II	4
MARCO TEORICO.....	4
2.1 Introducción	4
2.2 Generalidades	4
Capítulo III	56
Marco Geológico	6
3.1 La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM).	6
3.2 Terrenos tectonoestratigráficos.....	10
3.2.1 La plataforma Guerrero-Morelos.	11
3.2.2 Terreno Mixteco.....	11
3.2.3 Complejo Acatlán.	12
3.2.4 Terreno Oaxaca	12
3.3 Fallas mayores.....	13
3.3.1 Falla vista Hermosa.	14
3.3.2 Falla de Oaxaca.....	14
3.3.3 Falla Caltepec.	15
3.3.4 Falla Tamazulapan.....	15
3.3.5 Falla Papalutla.	16
Capítulo IV	1617
4.1 ESTUDIOS GEOFISICOS PREVIOS DEL ÁREA.....	17
Capítulo V	23
5.1 Procesamiento de los datos.	23

5.2	Separación regional-residual.....	25
5.3	Primera y Segunda derivada.	32
CAPITULO VI		35
6.1	Modelado Directo.	35
6.2.1	Perfil -1	3738
6.2.2	Descripción gravimétrica-estructural y modelo geológico del Perfil-1.....	3839
6.3.1	Perfil 2	4243
6.3.2	Descripción gravimétrica-estructural y modelo geológico del perfil-2.....	4344
6.4.1	Perfil 3.	4748
6.4.2	Descripción gravimétrica-estructural y modelo geológico del perfil-3.....	4849
6.5.1	Perfil 4.	5253
6.5.2	Descripción gravimétrica-estructural y modelo geológico del perfil-4.....	5354
6.6.1	Perfil 5.	57
6.6.2	Descripción gravimétrica-estructural y modelo geológico del perfil-5.....	58
6.7.1	Perfil 6.	61
6.7.2	Descripción gravimétrica-estructural y modelo geológico del Perfil-6.....	62
Capítulo VII		66
7.1	Análisis y Discusiones.	66
Capítulo VIII		76
8.1	Conclusiones.....	76
REFERENCIAS.....		78
Anexo A		8990

ÍNDICE DE FIGURAS.

Figura 1.1. Ubicación del área de estudio sobrepuesto a un mapa digital de elevación del terreno con límites estatales.	2
Figura 3.1. La Faja Volcánica Transmexicana (en gris), las principales provincias geológicas de México y de las placas tectónicas actuales. También se muestra la ubicación de los tres sectores de la FVTM (Gómez-Tuena et al., 2005). Ubicación del área de estudio cuadro azul.....	7
Figura 3.2. (a) Espesor cortical de la FVTM interpretado a partir de las anomalías gravimétricas (Molina-Garza y Urrutia-Fucugauchi, 1993; De la Fuente et al., 1994; Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz, 1996; Flores-Ruiz, 1997). (b) Mapa hipsométrico de la FVTM (modificado del Atlas Nacional de México, 1999). Curvas de nivel a cada 1,000 m. (Gómez-Tuena et al., 2005).....	9
Figura 3.3 Mapa de los terrenos tectonoestratigráficos mexicanos que podrían formar el basamento de la FVTM (Ortega-Gutiérrez et al., 2018). Área de estudio en recuadro negro, principales fallas mayores y la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) (Tomado de Ortega-Gutiérrez et al., 2018).	10
Figura 4.1. Mapa de anomalías residuales y perfil-1 gravimétrico con interpretación geológica de acuerdo a Campos-Enríquez y Garduño-Monroy (1987). Imagen satelital tomada de Google Earth.	18
Figura 4.2. Distribución sísmica epicentral del Estado de Puebla 1986-1989 (tomada de González-Pomposo y Valdés-González, 1995).....	19
Figura 4.3. Mapa geológico del área aledaña a la parte norte del Valle de Tehuacán (Puebla) y ubicación de los perfiles 1 a 7 del estudio de Campos-Enríquez et al. (2014). Se superpone el mapa de la anomalía de Bouguer, se muestran los poblados principales. Las trazas de las fallas de Caltepec (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002; Elías-Herrera y otros, 2005), de Santa Lucía (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002; Elías-Herrera y otros, 2005) se han incorporado. La falla de Tehuacán interpretada (Campos-Enríquez et al., 2014) y la supuesta continuación de las fallas de Caltepec y Santa Lucía de acuerdo a Campos-Enríquez et al. (2014) se indican con líneas discontinuas (tomado de Campos-Enríquez et al., 2014). Imagen satelital tomada de Google Earth.	20
Figura 4.4. Mapa de anomalía de la gravedad total de Bouguer para la cuenca Balsas en la región de Cuernavaca, Morelos y Ciudad Altamirano, Guerrero (García-Pérez, 1995) con un perfil de gravedad de Bouguer. También se muestran los límites entre los terrenos Guerrero y Mixteco propuestos por Campa y Coney (1983, Falla de Teloloapan) y Sedlock et al. (1993, Falla de Papalutla). Las fallas de Teloloapan y Papalutla delimitan la Plataforma Morelos (Tomada y modificada de Ortega-Gutiérrez et al., 2008). Mapa Geológico tomado del SGM (2007).	22
Figura 4.5. Representación de perfil gravimétrico mostrando el gradiente con una pendiente negativa hacia la parte oeste del mismo, con unos valores que descienden de ~175 a ~120 mGal (tomada y modificada de Ortega-Gutiérrez et al., 2008).	22
Figura 4.6. Perfil de la corteza calculado a partir de la fórmula $H = 2800h / 500$, donde H representa el grosor de la raíz de la corteza en metros y h para la altitud topográfica en metros sobre el nivel del mar; la densidad media de la corteza se toma en 2,800 kg/m ³ , y el contraste de densidad entre el manto y la corteza 500 kg/m ³ . Hacia la parte este se muestra un mayor espesor de la corteza y disminuye al oeste (tomada y modificada de Ortega-Gutiérrez et al., 2008).	22

Figura 5.1. Mapa de anomalía de Bouguer y área de estudio.	24
Figura 5.2. El dominio 1 tiene aproximadamente su límite inferior en una longitud de onda de 25000 m. Una longitud de onda de 4166.6 m separa aproximadamente los dominios 2 y 3.	25
Figura 5.3. Separación de las anomalías de la gravedad residual de las tendencias regionales (de Kearey y Brooks, 2002). En este caso, existe una anomalía de gravedad negativa local que corresponde a una deficiencia de masa.	26
Figura 5.4. Mapas de separación regional-residual con longitud de onda de corte a los; a) de 25000 metros (0.04 ciclos/metro), b) de 100000 metros (0.01 ciclos/metro) y c) de 250000 metros (0.004 ciclos/metro).	27
Figura 5.5. Mapas de la Anomalía de Bouguer, a) sin filtrado pasa bajas, b) con filtrado pasa bajas. El recuadro en negro representa el área de estudio.	28
Figura 5.6. Mapa de la anomalía regional por medio de mínimos cuadrados, el recuadro negro indica el área de estudio.	29
Figura 5.7. Mapa de la anomalía residual con principales poblados y fallas.	30
Figura 5.8. Comparación de los métodos de separación regional-residual para el perfil-2. Del inciso a) al c) anomalía residual obtenidas con el método de separación de filtrado por longitud de onda con cortes a; 25000, 100000 y 250000 metros, y para el d) el método de ajuste de superficie por medio de una función polinomial de segundo grado.	32
Figura 5.9. Mapa de la primera derivada vertical e interpretación de alineamientos con filtro pasa bajas de 7000 m.	33
Figura 5.10. Mapa de la segunda derivada vertical e interpretación de alineamientos con filtro pasa bajas de 7000 m.	34
Figura 6.1. Mapa de distribución de las líneas de trabajo con orientación SW a NE. Imagen satelital tomada de Google Earth.	36
Figura 6.2. Perfil 1. a) topografía con exageración vertical de 14, b) anomalía de Bouguer y anomalía regional, y c) anomalía residual.	38
Figura 6.3. a) Mapa geológico (SGM, 2007) y trazo del perfil-1 con dirección SW-NE, b) Perfil gravimétrico observado y calculado, y c) Modelo geológico. Líneas de amarillo límites estatales y las líneas azules sectores de gradientes gravimétricos asociado a las fallas en superficie.	41
Figura 6.4. Perfil 2. a) topografía con exageración vertical de 14, b) anomalía de Bouguer y anomalía regional, y c) anomalía residual.	4344
Figura 6.5. a) Mapa geológico (SGM, 2007) y trazo del perfil-2 con dirección SW-NE, b) Perfil gravimétrico observado y calculado, y c) Modelo geológico. Líneas de amarillo límites estatales y las líneas azules sectores de gradientes gravimétricos asociado a las fallas en superficie.	46
Figura 6.6. Perfil 3 a) topografía con exageración vertical 11.4, b) anomalía de Bouguer y anomalía regional, y c) anomalía residual.	48
Figura 6.7. Representación de la ubicación de los perfiles 1, 2, 3 y 4 con líneas discontinuas sobre el mapa geomorfológico y tectónico del estado de Tlaxcala. Los números 1, 2 y 3 indican la ubicación de los volcanes: La Malinche, Popocatépetl e Iztaccihuatl, respectivamente. Las líneas pequeñas representan a fallas y lineamientos (tomado de Lermo- Samaniego y Bernal-Esquia, 2006).	50
Figura 6.8. a) Mapa geológico (SGM, 2007) y trazo del perfil-3 con dirección SW-NE, b) Perfil gravimétrico observado y calculado, y c) Modelo geológico. Líneas de amarillo límites estatales y las líneas azules sectores de gradientes gravimétricos asociado a las fallas en superficie.	51

Figura 6.9. Perfil 4. a) topografía con exageración vertical de 17.6, b) anomalía de Bouguer y anomalía regional, y c) anomalía residual.	53
Figura 6.10. a) Mapa geológico (SGM, 2007) y trazo del perfil-3 con dirección SW-NE, b) Perfil gravimétrico observado y calculado, y c) Modelo geológico. Líneas de amarillo límites estatales y las líneas azules sectores de gradientes gravimétricos asociado a las fallas en superficie.	56
Figura 6.11. Perfil 5. a) topografía con exageración vertical de 10.5, b) anomalía de Bouguer y anomalía regional, y c) anomalía residual.	58
Figura 6.12. a) Mapa geológico (SGM, 2007) y trazo del perfil-3 con dirección SW-NE, b) Perfil gravimétrico observado y calculado, y c) Modelo geológico. Líneas de amarillo límites estatales y las líneas azules sectores de gradientes gravimétricos asociado a las fallas en superficie.	60
Figura 6.13. Perfil 6. a) topografía con exageración vertical de 10.2, b) anomalía de Bouguer y anomalía regional, y c) anomalía residual.	62
Figura 6.14. a) Mapa geológico (SGM, 2007) y trazo del perfil-3 con dirección SW-NE, b) Perfil gravimétrico observado y calculado, y c) Modelo geológico. Líneas de amarillo límites estatales y las líneas azules sectores de gradientes gravimétricos asociado a las fallas en superficie.	64
Figura 7.1. Visualización en 3D de los perfiles gravimétricos de anomalías residuales del área de estudio. En el recuadro de la derecha se indica su posición relativa.	66
Figura 7.2.- Anomalía gravimétrica residual sobrepuesta a imagen digital del terreno en la zona de estudio. Las isolíneas están dadas cada 5 mGal.	67
Figura 7.3 Visualización integral 3D de los modelos geológicos. Se indican los principales rasgos geológicos. La profundidad tiene una exageración vertical de 4.	68
Figura 7.4.- Configuración de la profundidad a la cima del basamento cristalino superpuesto a la geología de la zona de estudio (SGM, 2018). Cotas cada 5km.	69
Figura 7.5.- Configuración de la profundidad a la cima del basamento cristalino superpuesto a la imagen satelital de google earth y limites terrenos de Ortega-Gutiérrez et al., 2018. Cotas cada 5km.	70
Figura 7.6. Limites tectono-estratigraficos tomados de Ortega-Gutiérrez et al., 2018, sobrepuesto a mapa geológico del SGM, 2007. Las líneas en color blanco limites de contacto propuesto en este trabajo.	71
Figura 7.7. Mapa geológico y límites inferidos del contacto entre los terrenos tectonoestratigráficos de color blanco, las líneas azules representan fallas (tomadas de Lermo, et al. 2016; Silva-Romo, et al. 2018; SGM, 2008), las líneas de color cian representan límites de cuencas (Silva-Romo, et al., 2018).	73
Figura 7.8. Patrones de alineamiento de la segunda derivada vertical sobrepuesta a la imagen satelital de google earth.	74
Figura 7.9. Mapa geológico y distribución sísmica epicentral del Estado de Puebla 1986-1989 (tomada de González-Pomposo y Valdés-González, 1995). Las líneas azules representan a fallas (tomadas de Lermo, et al. (2016), Silva-Romo et al. (2018) y carta del SGM, 2008). Las líneas de color blanco representan los límites de contacto de los terrenos, la ubicación de los perfiles modelados se indica con líneas en amarillo.	75
Figura A-1. Mapa de inversión del basamento cristalino en el Valle de Tehuacán. La línea en color azul corresponde al perfil-6, la línea en color negro es el área de estudio.	91

AGRADECIMIENTOS

Mi mamá, Amalia Domínguez por su siempre apoyo incondicional en todos los aspectos, y particularmente en esta etapa de mi vida, siempre ha estado conmigo, tal como lo fue en mis estudios de licenciatura. Pero sobre todo el que cuidara de mi familia en mi ausencia.

Mi familia, a mi esposa Sandra, mis hijas Karla y Renata por todo su apoyo y comprensión. Fueron momentos muy difíciles el no estar cerca de ustedes.

A mis hermanos Gastón, Francisco y Eric que siempre me apoyaron y creyeron en mi capacidad para realizar la maestría.

Agradezco profundamente a la UNAM y al Programa de Posgrado de Ciencias de la Tierra, al Instituto de Geofísica, el haberme permitido estudiar la maestría.

Al CONACYT por brindarme la beca que fue fundamental para poder lograr esta meta. Una más en mi vida profesional.

A la Comisión Nacional de Hidrocarburos por la autorización del uso de la información para poder llevar a cabo esta tesis.

Al Dr. J. Oscar Campos Enríquez por haberme asesorado, y dirigirme acertada y pacientemente durante el desarrollo de esta tesis. Aprecio su amistad y consejos personales.

Al Dr. Mariano Elías por sus comentarios interesantes sobre la geología del área de estudio, y en particular sobre la Falla Caltepec y sus implicaciones en el área de estudio.

Al Dr. Gilberto Silva por sus comentarios muy interesantes y oportunos de la tesis, que me ayudaron a enriquecer este trabajo. Sugerencias muy específicas ayudaron a ampliar la interpretación geológica.

Al Dr. René Chávez por su rápida revisión de la tesis. Sus acertados y valiosos comentarios fueron de importancia para poder contraer y simplificar el contenido de la tesis sin perder lo sustancial.

Al Dr. Allen Husker, a pesar que este trabajo no es su campo de estudio, me ayudó a reorganizar y dar un mejor enfoque al cuerpo de la tesis. Cuestionamientos claves me han servido a profundizar en los conceptos. Enfatizo su amable trato.

A la Dra. Elisa Fitz por la orientación sobre la geología regional del área de estudio, al igual por haberme proporcionarme literatura más actualizada que contribuyeron al mejoramiento de este trabajo.

Al Dr. Osvaldo Sánchez quién como miembro del comité tutorial me orientó cómo se deben crear modelos gravimétricos 2D en Oasis montaj (GM-SYS), y haberme proporcionado literatura sobre modelos 2D.

Al Dr. José Luis Arce por ser parte del comité tutorial.

A la Lic. Araceli Chaman por todo el apoyo y orientación relacionada con la documentación durante la etapa de estudiante.

A mi compañero de posgrado Cristóbal por el apoyo y comentarios que contribuyeron para este trabajo.

Resumen.

En este estudio se infirió la configuración de la cima y la naturaleza del basamento cristalino por debajo de la parte oriental de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM). El área de estudio está delimitada por las coordenadas $18.3^{\circ}/19.88^{\circ}\text{N}$ y $98.5^{\circ}/97.08^{\circ}\text{W}$, la cual comprende la parte norte del frente de los terrenos Mixteco y Zapoteco, al oriente, el sistema volcánico Pico de Orizaba-Cofre de Perote, al oeste, el sistema volcánico de la Sierra Nevada, y en la parte norte, el extremo sur de la Sierra Madre Oriental. Con base en información previa, se procesaron seis perfiles gravimétricos con dirección SW-NE con la técnica de modelación directa.

Estructura.- Una depresión tectónica compuesta constituye el sub-suelo de los valles de Puebla-Tlaxcala, y de Libres-Oriental. Dos altos estructurales relativos del basamento estructural que convergen de manera bastante asimétrica, desde el norte (estribaciones de la Sierra Madre Oriental) y desde el sur (terreno Mixteco) hacia el volcán La Malinche separan esta depresión en dos fosas principales.

El graben de Puebla-Tlaxcala constituye su parte occidental. Al oriente, la otra depresión se extiende en el área de los Valles de Libres-Oriental, y está limitada al oriente por la cadena volcánica Pico de Orizaba-Cofre de Perote. Esta segunda depresión mayor, en su parte más oriental incluye una cuenca de forma rectangular y orientada norte-sur, donde se ubica la caldera de Los Humeros. En su parte sur-oriental, esta depresión de Libres-Oriental se fusiona con el graben N-S de Tehuacán. Otras cuencas y altos estructurales de segundo orden se pueden apreciar al interior de estas dos unidades tectónicas.

Las fallas que delimitan y afectan el basamento del graben Puebla-Tlaxcala tiene orientaciones predominantemente E-W. En tanto que la fosa oriental está caracterizada por fallas con orientación preferencial NW-SE y N-S (límite oriental de la cuenca Libres-Oriental, graben de Tehuacán). En su parte norte, las fallas tienen una orientación aproximadamente NW-SE. En particular, los lineamientos observados en la primera y segunda derivadas verticales apoyan la continuidad del Orógeno Mexicano por debajo de los depósitos cenozoicos (i.e., cadena volcánica Pico de Orizaba-Cofre de Perote). Se puede proponer que los domos de Las derrumbadas se emplazaron a lo largo de una falla NW-SE ya propuesta por Campos-Enríquez y Garduño-Monroy (1987).

Sismicidad a lo largo de esta falla se ha reportado entre los domos de Las Derrumbadas, y el Pico de Orizaba. Esta falla, basados en los lineamientos que presentan la primera y segunda derivadas verticales, se puede continuar hacia el SE hasta la Falla Vista Hermosa. Hacia el NW esta falla coincide con la Falla Tulancingo-Tlaxco. De esta forma se tiene un lineamiento estructural de carácter regional extendiéndose desde el área de la caldera de Acozul hasta la Falla Vista Hermosa.

La estructura cortical inferida indica que parte oriental de la Faja Volcánica Transmexicana ha estado sujeta a una tectónica extensional. Actualmente es N-S en su parte más occidental (graben de Puebla-Tlaxcala), En la zona de los valles de Libres-Oriental la tectónica es más compleja como lo indica la presencia de lineamientos N-S, N-S a NW-SE (partes sur, y central), y E-W a NW-SE, y N-S (parte norte, y zona de la caldera Los Hornos).

Límites entre terrenos

Ha sido posible inferir los límites de los terrenos tectono-estratigráficos por debajo de la cobertura volca-sedimentaria de la FVTM. En particular se infiere que el Complejo Acatlán se extiende al norte por debajo de las estructuras del volcán de La Malinche y la parte sur del Graben Puebla –Tlaxcala. El orógeno Huasteco se continuaría hacia el norte, a lo largo de la parte oriental de nuestra zona de estudio. El terreno Oaxaquia se ubicaría entre estas dos unidades tectonoestratigráficas. Este resultado es coherente con los límites entre orógenos pre-Mesozoicos recientemente propuestos por Ortega-Gutiérrez et al. (2018).

Abstract

In this study, the top and nature of the crystalline basement beneath the eastern portion of the Trans-Mexican Volcanic Belt has been inferred. The study area is limited by the coordinates $18.3^{\circ}/19.88^{\circ}\text{N}$ y $98.5^{\circ}/97.08^{\circ}\text{W}$, which comprises the northern front of the Mixteco and Zapoteco terranes. It is limited to the west and east respectively, by the Sierra Nevada range, and by the N-S Pico de Orizaba-Cofre de Perote volcanic chain. Constrained by available geologic and geophysical previous studies, six SW-NE gravity profiles were modeled.

Structure.- A composite structural depression comprises the sub-soil of the valleys of Puebla-Tlaxcala, and Libres-Oriental. Two relative structural highs that converge, from north (southernmost Sierra Madre Occidental) and south (Mixteco terrane), towards the La Malinche volcano divide the depression into two parts.

The Puebla-Tlaxcala graben constitutes its western part. To the east, the second trough extends along the valleys of Puebla-Tlaxcala, and Libres-Oriental, and is limited by the Pico de Orizaba-Cofre de Perote volcanic chain. This second major trough, at its easternmost portion includes a small, N-S oriented rectangular basin where is located the caldera de Los Humeros. In its southeastern portion, this second trough and the N-S Tehuacán graben converge. Other minor basins and structural highs can be observed at the interior of these two main depressions.

Faults delimiting and affecting the basement of the Puebla-Tlaxcala graben are preferentially oriented E-W. Those of the eastern trough area featured mainly by faults oriented NW-SE and N-S (i.e., eastern limit of the Libres-Oriental basin, Tehuacán graben). At its northern depression of the composite depression, faults are oriented NW-SE.

Lineaments observed in the first and second vertical derivatives support the northern continuation of the Mexican Orogen beneath Cenozoic products (i.e., The Pico de Orizaba-Cofre de Perote volcanic chain). It can be postulated that the Las derrumbadas volcanic domes were emplaced along a NW-SE fault already proposed by Campos-Enríquez and Garduño-Monroy (1987). Seismicity along this fault has been reported between the Las Derrumbadas domes and the Pico de Orizaba volcano, This fault, based on the lineaments observed in the first and second vertical derivatives, can be extended southwards up to the Vista Hermosa Fault.. Northwestwards, this faults coincides with the Tulancingo-Tlaxco Fault. In this way this fault constitutes a regional structural element that extends from the Acoculco caldera up to Vista Hermosa Fault. The inferred shallow crustal structure indicates

that the Eastern part of the TransMexican Volcanic Belt has been subject to an extensional regime. At present, it is N-S directed in its westernmost part (Puebla-Tlaxcala graben). In the area of the valleys of Libres-Oriental the tectonic has been more complex indicated by the coalescence of N-S, N-S to NW-SE (southern and central parts), and E-W to NW-SE, and N-S (northern part and area of Los Humeros caldera).

Limits between terranes.

It has been possible to infer the limits between the tectono-stratigraphic terranes beneath the volcano-sedimentary cover of the TransMexican Volcanic Belt. In particular it is inferred that the Acatlan Complex continues northwards, beneath the La Malinche volcano and Puebla-Tlaxcala graben. The Huasteco orogen continues northwards, along the eastern most part of the study area. The Oaxaquia terrane is located between these two tectono-stratigraphic units. This result is coherent with limits between pre-Mesozoic orogens in Mexico as recently proposed by Ortega-Gutiérrez et al. (2018).

Capítulo I

INTRODUCCION.

1.1 Planteamiento del Problema.

Se desconoce la estructura cortical somera de la parte oriental de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), y su relación con las provincias geológicas que constituyen el sur de México (terreno Mixteco y Oaxaquia), y con la Sierra Madre Oriental al norte. El establecimiento de la estructura cortical de esta parte oriental del FVTM será una contribución interesante al estudio de la evolución geológica y tectónica de México.

1.2 OBJETIVO

Realizar un estudio gravimétrico en la parte oriental de la FVTM. Mediante el modelado 2D de perfiles se planea inferir la estructura cortical somera a lo largo de seis transectos. Esta interpretación se basará en información proveniente de estudios geológicos y geofísicos existentes. Para ello, este estudio se basará en la recopilación, análisis, modelado de datos gravimétricos, e interpretación de modelos obtenidos.

Con apoyo del modelado gravimétrico de perfiles se podrán crear modelos bidimensionales de la corteza cortical somera. Se espera observar la probable continuidad de algunas fallas mayores, e inferir la presencia por debajo de los productos volcánicos del Cenozoico de los terrenos tectonoestratigráficos Mixteco y Oaxaquia, y su zona de contacto.

1.3 Hipótesis

La gravimetría puede contribuir a inferir la estructura cortical somera de una zona dada, y de esta manera proporcionar información valiosa para el estudio de su evolución geológica y tectónica.

1.4 Ubicación.

Nuestra zona de estudio se encuentra en una región con características complejas, que es la parte oriental de la **Faja Volcánica Transmexicana (FVTM)**, que comprende a los valles de Puebla y de Tlaxcala, y de Libres-Oriental. Una zona caracterizada por procesos tectónicos, volcánicos y de subducción bien específicos. También es de interés señalar la existencia, al sur y al norte de la FVTM, de terrenos tectonoestratigráficos.

La zona de estudio se localiza en la parte centro sur de la República Mexicana, comprende la parte oriental de la FVTM, principalmente los estados de Puebla, y Tlaxcala. El área de estudio se encuentra limitada por las coordenadas 18.3° y 19.8° , y por las longitudes oeste 97° y 98.5° . Territorialmente se encuentra delimitada por el estado de Veracruz hacia el oriente, en la parte norte, por el estado de Hidalgo. En su parte occidente limita con los estados de México, y de Morelos, y en su parte sur por Oaxaca, como se muestra en la Figura 1.1.

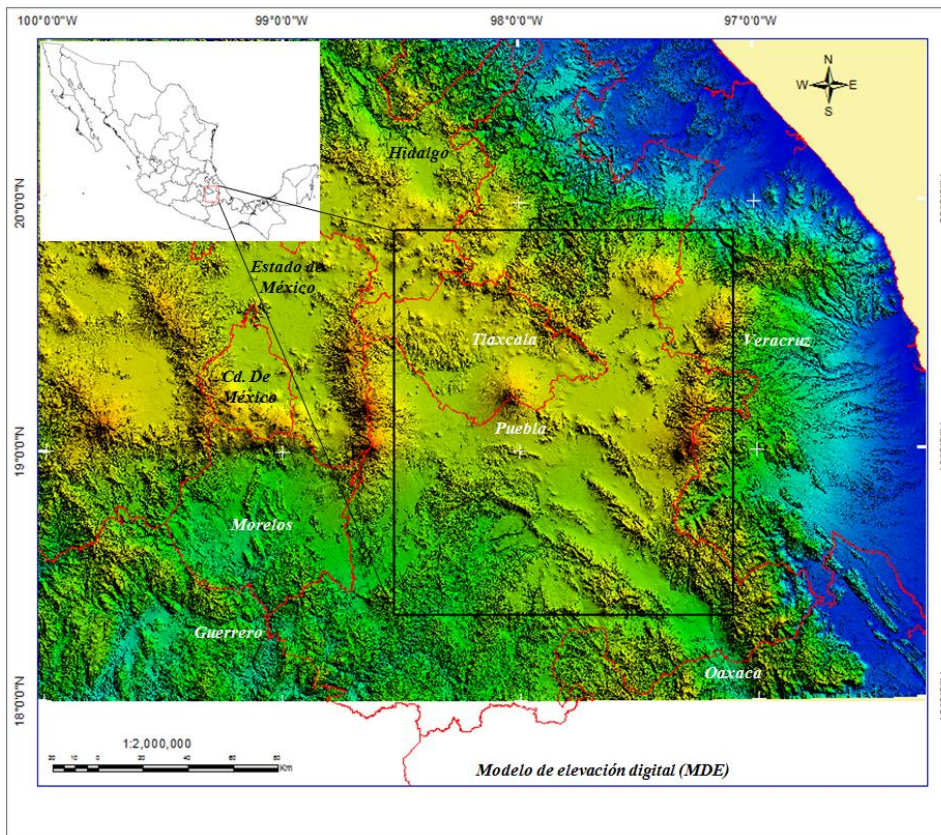


Figura 1.1. Ubicación del área de estudio sobrepuesto a un mapa digital de elevación del terreno con límites estatales.

1.5 Metodología.

El área del proyecto es una zona donde ya existen estudios de tipo geológico, geofísico, geoquímicos, etc., con apoyo del análisis de éstos, se integró la información que servirá para sustentar el desarrollo del proyecto para inferir la estructura cortical somera, y la elaboración de los modelos geológicos-geofísicos.

Para este estudio se hace uso de la información gravimétrica autorizada por la Comisión Nacional de Hidrocarburos. Se obtuvo la anomalía gravimétrica residual. Se elaboraron mapas gravimétricos de las anomalías de Bouguer corregida y de anomalías residuales. Se utilizó el mapa de anomalías residuales para la generación de seis perfiles gravimétricos. A partir de estos perfiles se elaboraron modelos geofísicos-estructurales conceptuales y se realizó la interpretación de estos modelos geológicos conceptuales.

Capítulo I

MARCO TEORICO.

2.1 Introducción

El Método de exploración o prospección gravimétrica permite detectar variaciones en la densidad de materiales ubicados por debajo de la superficie. Esto se realiza con base en mediciones precisas de la gravedad y en la interpretación de estos valores registrados.

En la medición de las diferencias de la gravedad se presenta una aparente dificultad si consideramos la magnitud de las variaciones que medimos. El valor medio de la gravedad de la Tierra es casi constante, es del orden de los 980 cm/seg^2 y para que podamos detectar los cambios de densidad que mencionamos, es necesario que midamos fracciones de magnitud del orden de 10^{-5} de este valor. No obstante, esto es posible, pero requiere instrumentos muy sensibles.

El cálculo de la atracción gravimétrica (del efecto gravimétrico) que producen las masas de densidad y formas variables no es tan complicado. Sí se tiene en cuenta el hecho de que distintas configuraciones de forma y densidad, producen idénticos valores a la gravedad observada se pueden, con este método, crear modelos geológicos estructurales equivalentes del subsuelo.

2.2 Generalidades

La gravimetría permite caracterizar el subsuelo a través de la inferencia de la distribución de la densidad de masa de los distintos materiales del subsuelo, a partir de mediciones del campo natural gravimétrico terrestre. Permite caracterizar el subsuelo desde algunos metros hasta decenas de kilómetros de profundidad.

El término gravimetría comprende en particular las técnicas de medición directa de la gravedad, así como los métodos de corrección de las mediciones que conducen a cantidades residuales (anomalías) propias para interpretación. En gravimetría, medimos la componente vertical gz del campo gravimétrico.

El método gravimétrico se basa en la medición en la superficie del planeta de las pequeñas variaciones del campo gravitacional. Las pequeñas diferencias o distorsiones del campo gravimétrico de punto a punto sobre la superficie de terrestre son causadas por variaciones laterales en la distribución de las masas en el interior de la Tierra. Por lo tanto, si movimientos geológicos involucran a rocas de diferente densidad, la irregularidad resultante en la distribución de las masas producirá una variación correspondiente de la aceleración de la gravedad. Las variaciones medidas se interpretan en términos de probables distribuciones de masa en el subsuelo, que son la base para inferir las posibles condiciones geológicas existentes (Nettleton, 1976).

Además de la distribución de la densidad en el subsuelo, las variaciones de la gravedad dependen de varios factores: de la latitud, elevación, topografía, de las mareas terrestres, sensibilidad del equipo gravimétrico, variación regional de la densidad y del equilibrio isostático, que se describirán más adelante a detalle.

La aceleración de la gravedad fue medida por primera vez por Galileo. Mediciones más precisas indican que el valor de la gravedad g en la superficie de la Tierra presenta valores alrededor de 980 cm/s^2 . La unidad de medida de la aceleración es $1 \text{ cm/s}^2 = 1 \text{ Gal}$ (en honor a Galileo). Sin embargo, para lecturas de valores de la gravedad más pequeños utilizamos otras unidades, por ejemplo; $1 \text{ mGal} = 0.001 \text{ Gal}$ o la unidad gravimétrica $ug = 0.1 \text{ mGal}$, en microgravimetría se utiliza el centésimo de miliGal, es decir 0.01 mGal

Los gravímetros poseen una sensibilidad de medición de 10^{-5} Gal o 0.01 mGal , su tolerancia de exactitud puede ser de 0.03 a 0.06 mGal .

Marco Geológico.

3.1 La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM).

La FVTM es una provincia volcánica, que se extiende aproximadamente entre las latitudes 19.5° y 21°N, abarcando desde el Océano Pacífico al Golfo de México, de unos 1,000 km de longitud. La mayoría de los estratovolcanes dacíticos-andesíticos en México se localizan en ella. También se incluyen los campos de conos cineríticos, vulcanismo riolítico aislado, grandes calderas silíceas (Mooser, 1972; Demant, 1978, 1981a, 1981b; Negendank et al., 1985; Ferriz and Mahood, 1986; Ferrari et al., 2012). Actualmente estos eventos, generalmente se asocian al proceso de subducción de la placa a lo largo de la trinchera mesoamericana en la parte del Océano Pacífico. La posición no paralela del arco volcánico con respecto a la trinchera, se explica por la convergencia oblicua de la placa de Cocos.

Demant (1978, 1981a, 1981b) definió cinco sectores a lo largo de la FVTM: 1) en su parte más occidental, el graben de Chapala-Tepic (el cual incluye varios grandes estratovolcanes); 2) el graben de Colima; 3) el campo de conos cineríticos de Michoacán-Guanajuato; 4) los valles de Toluca, México y Puebla (dominado por altos estratovolcanes alrededor de valles lacustres), incluyendo un campo extenso monogenético llamado la Sierra del Chichinautzin que limita al sur la cuenca de México; y 5) al oriente de la FVTM, que incluye la sierra N-S del Pico de Orizaba-Cofre de Perote (Robin, 1982).

Desde un punto de vista tectónico, Pasquaré et al. (1987) dividen la FVTM en tres sectores. El Occidental comprende el graben de Tepic-Zacoalco. El central incluye los grabens de Chapala-Tepic, y Colima, y la depresión E-W Chapala-Maravatio. Este sector está destacado por una depresión regional E-W a NE-SW. Contrastando, el sector oriental está caracterizado por fallas N-S, NW-SE y NE-SW estos dos últimos sectores son separados por el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (Figura 3.1). Ferrari et al. (2012) incluyen un cuarto sector mucho más al oriente.

En los años 60's se inició el estudio de la FVTM, entre tanto se han hecho reconstrucciones del sistema de subducción, el establecimiento de su edad y evolución geológica-tectónica, la reconstrucción histórica volcánica, los riesgos volcánicos, la petrogénesis de los magmas. A pesar de estos avances no se ha logrado aclarar completamente el origen y

evolución de la FVTM. En general, los problemas de interpretación provienen de la falta de un conocimiento detallado de la geología del arco volcánico y de la estructura físico-química de la corteza y del manto por debajo de él (Ferrari, 2000).

Se considera que la FVTM se ubica sobre límites de antiguos terrenos que han experimentado diferentes episodios de reactivación después de su acreción (Sedlock et al., 1993; Ortega-Gutiérrez et al., 1994); y que estos límites pueden desempeñar un papel importante en el control del ascenso y el emplazamiento del magma (Alaniz-Álvarez et al., 1998).

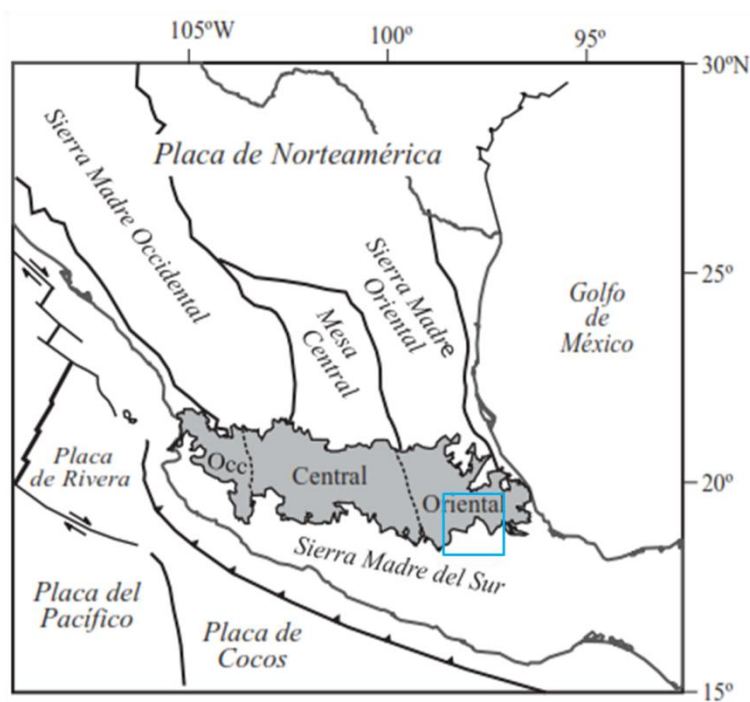


Figura 3.1. La Faja Volcánica Transmexicana (en gris), las principales provincias geológicas de México y de las placas tectónicas actuales. También se muestra la ubicación de los tres sectores de la FVTM (Gómez-Tuena et al., 2005). Ubicación del área de estudio cuadro azul.

En forma resumida la historia geológica de la FVTM se puede dividir en cuatro episodios principales: (1) la instauración de un arco de composición intermedia en el Mioceno medio y tardío, (2) un episodio máfico del Mioceno tardío, (3) un episodio silícico de finales del Mioceno que llega a ser bimodal en el Plioceno temprano, y (4) la reinstauración de un arco con gran variabilidad composicional a partir del Plioceno tardío (Gómez-Tuena et al., 2003). La estructura cortical de la FVTM se ha determinado con base en estudios de anomalías gravimétricas (Molina-Garza y Urrutia-Fucugauchi, 1993; De la Fuente et al., 1994; Urrutia-

Fucugauchi y Flores-Ruiz, 1996; Flores-Ruiz, 1997; García-Pérez y Urrutia-Fucugauchi, 1997; Campos-Enríquez y Sánchez-Zamora, 2000) y estudios sísmicos (Urrutia-Fucugauchi, 1986; Valdés et al., 1986; Nava et al., 1988; Geolimax Working Group, 1994; Campillo et al., 1996; Pérez-Campos et al., 2008; Iglesias et al., 2010; Chen and Clayton (2009, 2012)). Existen también algunos estudios de anomalías magnéticas (Campos-Enríquez et al., 1990) y levantamientos magnetotélúricos (Jording et al., 2000).

El mayor espesor cortical se localiza en el sector oriental de la FVTM, en las cercanías del Valle de México y del Valle de Toluca (~47 km). El sector central de la FVTM muestra un espesor cortical relativamente menor (<40 km) y más variable. Los espesores más delgados de la corteza se localizan hacia las costas del Océano Pacífico y el Golfo de México (15–20 km) (Molina-Garza y Urrutia-Fucugauchi, 1993; De la Fuente et al., 1994; Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz, 1996; Flores-Ruiz, 1997) (ver Figura 3.2. a).

El mapa hipsométrico de la FVTM muestra características que se correlacionan en buena medida con los datos gravimétricos y de espesor cortical (Figura 3.2. b). La topografía a lo largo del arco magmático muestra elevaciones promedio de 2 200 msnm y concentra los picos de mayor elevación del país.

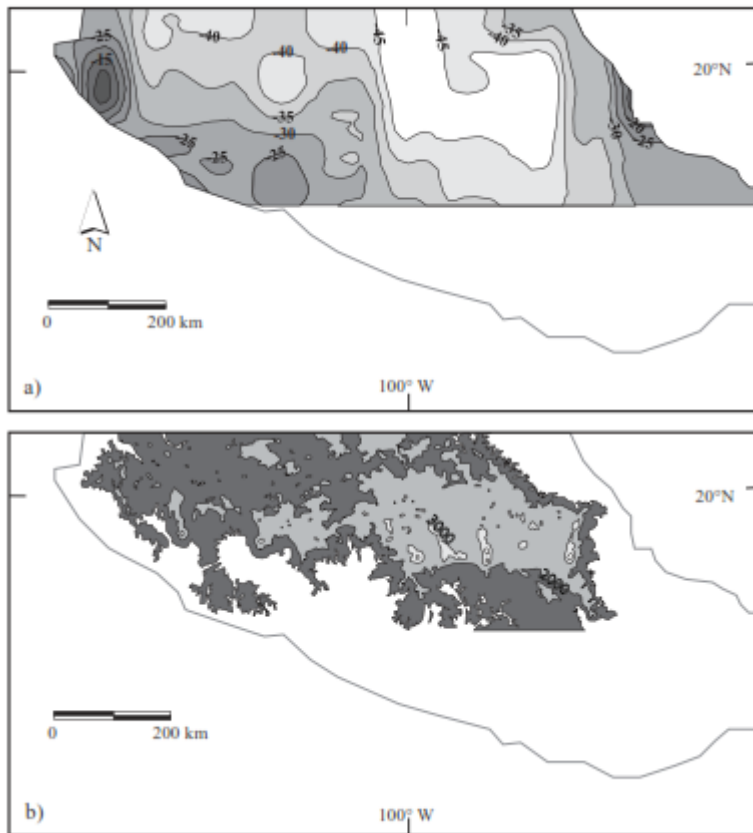


Figura 3.2. (a) Espesor cortical de la FVTM interpretado a partir de las anomalías gravimétricas (Molina-Garza y Urrutia-Fucugauchi, 1993; De la Fuente et al., 1994; Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz, 1996; Flores-Ruiz, 1997). (b) Mapa hipsométrico de la FVTM (modificado del Atlas Nacional de México, 1999). Curvas de nivel a cada 1,000 m. (Gómez-Tuena et al., 2005).

La naturaleza geológica, edad y composición del basamento sobre el cual está emplazada la FVTM son en gran parte desconocidas debido a que se encuentran ocultas debajo de una cobertura volcánica y sedimentaria muy gruesa de edad posterior al Mesozoico.

Campa y Coney (1983) propusieron que gran parte del territorio mexicano está constituido por un ensamble de masas corticales, con historias geológicas diferentes, que fueron acrecionadas a la placa de Norteamérica en distintos eventos tectónicos. Más tarde, los trabajos de Sedlock et al. (1993) y Ortega-Gutiérrez et al. (1994) refinaron la subdivisión de México en terrenos tectonoestratigráficos siguiendo los lineamientos de Campa y Coney (1983).

De acuerdo a las reconstrucciones tectónicas y correlaciones estratigráficas propuestas por Sedlock et al. (1993) y Ortega-Gutiérrez et al. (1994, 2018), y al reconocimiento del

microcontinente Grenvilliano Oaxaquia (Ruiz et al., 1988; Keppie y Ortega-Gutiérrez, 1995; Ortega-Gutiérrez et al., 1995), la FVTM podría estar emplazada sobre al menos tres terrenos tectonoestratigráficos distintos: Guerrero, Mixteco y Oaxaca (Figura 3.3). Aunque todos ellos muestran una evolución geológica compleja, y varios aspectos acerca de su extensión, límites tectónicos y composición siguen siendo polémicos en la actualidad.

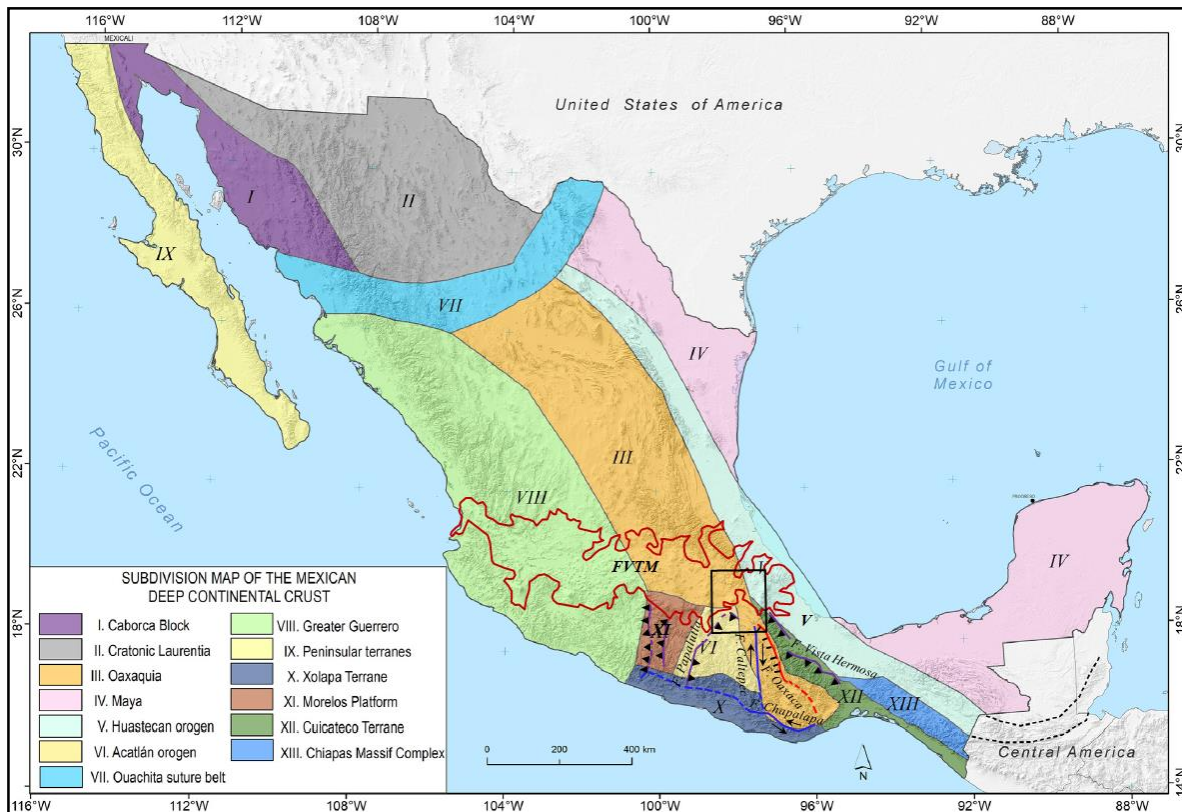


Figura 3.3 Mapa de los terrenos tectonoestratigráficos mexicanos que podrían formar el basamento de la FVTM (Ortega-Gutiérrez et al., 2018). Área de estudio en recuadro negro, principales fallas mayores y la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) (Tomado de Ortega-Gutiérrez et al., 2018).

3.2 Terrenos tectonoestratigráficos.

Coney et al. (1980) definen el terreno tectonoestratigráficos como los bloques que se encuentran limitados por fallas que tienen una historia geológica diferente a la de los bloques adyacentes. La diferencia estratigráfica de cada terreno, registrando una historia geológica diferente, con respecto a los terrenos adyacentes, sugiere que los terrenos se transportaron tectónicamente y se acresionaron al continente o a un terreno adyacente,

después de su formación. Si se considera que el origen de los terrenos ocurrió lejos de un cratón, entonces la edad de la formación de la estructura que está en el límite de terrenos representa la de la yuxtaposición. Por otro lado, el estudio de las secuencias estratigráficas y de las deformaciones ocurridas en dos terrenos adyacentes, además del análisis estructural de la falla que los limita, pueden ayudar a entender la evolución de dos terrenos después de su amalgamamiento.

Para el área de estudio que estamos trabajando mencionaremos solamente de forma breve los terrenos con la parte oriental de la FVTM, como lo son; el Terreno Guerrero, Terreno Mixteco y el Oaxaquia.

3.2.1 La plataforma Guerrero-Morelos.

La plataforma Guerrero-Morelos (PGM) está formada por un sistema de plataformas calcáreas cretácicas depositadas sobre rocas metamórficas del Paleozoico y sucesiones volcanoclásticas del cretácico (De-Cerna et al., 1994; Elias-Herrera et al., 2000; Campa-Uranga et al., 2017). Este elemento paleogeográfico se ubica en la parte central de la Sierra Madre del Sur, limitado al noroeste por el Terreno Guerrero, al sur por el Terreno Xolapa, al este por el Terreno Mixteco y al norte por la Faja Volcánica Transmexicana. En ella aflora una secuencia sedimentaria marina somera que abarca desde el Neocomiano hasta el Turoniano (Anhidrita Huitzucó, Formación Morelos y Formación Cuautla) (HernándezRomano et al., 1997; Aguilera-Franco, 2003), en la parte oriental y en la base aparecen conglomerados rojos continentales con horizontes de caliza intercalados (Formación Zicapa, De Cserna et al., 1980)(Alaniz-Álvarez et al., 2005). Las sucesiones cretácicas que forman parte de la PGM, tienen continuidad hacia el Terreno Mixteco (Ruíz-Arriaga, 2018). La Cabalgadura de Papalutla produjo un levantamiento de al menos tres kilómetros de rocas del Complejo Acatlán sobre la PGM, con base en la similitud y ausencia por erosión de las rocas jurásicas y cretácicas de la PGM y el occidente del Terreno Mixteco (Ruíz-Arriaga, 2018).

3.2.2 Terreno Mixteco.

El terreno Mixteco aflora en la parte central de la Sierra Madre del Sur, el cual está tectónicamente limitado por dos fallas importantes; la falla Teloloapan y la falla Caltepec. Inicia con un basamento, el cual es llamado Complejo Acatlán. Este basamento está

compuesto principalmente por metasedimentos y metabasitas de afinidad oceánica a continental, las cuales han sido metamorfozadas e intrusionadas por granitos, así como influenciados por periodos de migmatización.

3.2.3 Complejo Acatlán.

El complejo Acatlán comprende dos subgrupos (Ortega-Gutiérrez, 1978; Ortega-Gutiérrez et al., 1999); subgrupo Petlalcingo y al subgrupo Acateco; en éstos se distinguen cuatro unidades metasedimentarias y una de origen esencialmente magmática. El resto del complejo Acatlán lo forman tres unidades graníticas que intrusionan a las anteriores.

Subgrupo Petlalcingo, meta-sedimentarias; Migmatita Magdalena metasedimentaria, Formación Chuzamba y Formación Cosoltepec.

Subgrupo Acateco, Cuatro unidades magmáticas; Formación Xayacatlan, Formación Tecomate, Granitoide Esperanza, Tronco de Totoltepec, y Dique San Miguel.

El Complejo Acatlán está cubierto discordantemente por rocas sedimentarias marinas de aguas someras del Carbonífero Tardío-Pérmico (Corona-Esquivel, 1981; Villaseñor-Martínez et al., 1987; Vachard et al., 2000; Nance et al., 2006), a su vez, cubiertas en discordancia por rocas volcánicas y sedimentarias del Jurásico Medio (García-Díaz et al., 2004). A partir del Cretácico Inferior, la región comprendida entre las fallas de Papalutla y Teloloapan, que es la Plataforma Guerrero-Morelos (PGM) (Fries, 1960), estuvo caracterizada por el desarrollo de sucesiones tanto continentales (Formación Zicapa, de Cserna et al., 1980; Salinas-Prieto, 1986), como marinas (Esquisto de Taxco y Formación Chapolapa, de Cserna, 1965; de Cserna y Freis, 1981), formadas durante un periodo de regresión marina, asociado con un régimen de extensión (Salinas-Prieto, 1986).

3.2.4 Terreno Oaxaca

El terreno Oaxaca está constituido por un basamento de rocas metamórficas en facies granulíticas y anortosíticas del Precámbrico de edad grenvilliana. Su basamento es el Complejo Oaxaqueño compuesto por ortogneises graníticos, sieníticos y gabro-dioríticos (migmatizados), una secuencia de metasedimentos y una secuencia de rocas máficas constituida por anortositas, gabros y charnoquitas de granate, que presentan facies de

granulita (Solari et al., 2003). Las edades U-Pb en zircones obtenidas para el complejo van de 990 a 1,300 Ma (Solari et al., 2003; Keppie et al., 2003). La cubierta que sobreyace discordantemente al Complejo Oaxaqueño es una secuencia del Paleozoico inferior y superior (Robinson y Pantoja-Alor, 1968; Navarro-Santillán et al., 2002). Las secuencias del Paleozoico están cubiertas por secuencias marinas y continentales del Cretácico y del Cenozoico (López-Ticha, 1969, 1970, 1985; Ferrusquía-Villafranca, 1976; Ortega-González y Lambarria-Silva, 1991).

3.3 Fallas mayores

Se define como falla mayor aquella que corta un basamento, entendiéndose por basamento a un conjunto de rocas plutónicas o metamórficas fuertemente deformadas sobre las cuales descansa discordantemente una secuencia sedimentaria o volcánica. Aquí se propone como una falla mayor a aquella que, producto de su movimiento, pone en contacto dos bloques con historias geológicas distintas.

En la república mexicana se tienen varias estructuras mayores, de las cuales sólo describiremos aquellas que se encuentran en el área de estudio o a su cercanía, iniciaremos con nombrarlas de este a oeste de acuerdo al proyecto; la Falla Vista Hermosa (Ortega-Gutiérrez et al., 1991; Barboza-Gudiño y Schwab, 1996), la Falla Oaxaca (Alaniz-Álvarez et al., 1996; Nieto-Samaniego et al., 2006), la Falla Caltepec (Elías Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002; Elías-Herrera et al., 2005). La Falla de Tamazulapam (López-Ticha, 1985) y la Falla Papalutla (Cerca et al., 2007)

Algunas de estas estructuras, a partir de su generación, han tenido distintos periodos de reactivación; al sur de México, la falla Oaxaca, presenta reactivaciones desde el Mesozoico hasta el Cenozoico (Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 1997), así como la Falla Caltepec que registra periodos de reactivación durante el Mesozoico, Cenozoico, y hasta el reciente (Elías-Herrera et al., 2005).

Los estudios de fallas de basamento en México (Nieto-Samaniego et al., 2005; Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005) permiten inferir que estas estructuras tienen como principal característica dividir dominios con distinto estilo estructural.

3.3.1 Falla vista Hermosa.

La Falla de Vista Hermosa con una longitud inferida de 300 km (Ortega-Gutiérrez et al., 1992) es una cabalgadura que se encuentra separando a las rocas metamórficas del Mesozoico (o Paleozoico; Carfantán, 1985) pertenecientes al terreno Cuicateco, situado al W de la falla, y a unos lechos rojos, probablemente de la Formación Todos Santos, ubicados al E de la falla. Se le atribuye una edad laramídica y una polaridad tectónica del transporte hacia el E. Presenta algunas rocas gabroides serpentinizadas y serpentinitas que sugieren un enraizamiento profundo. Su prolongación al SE y NW de la localidad-tipo (cerca a Valle Nacional, Oaxaca) no está claramente definida, pero posiblemente alcance la región ístmica, hacia el S, y la de Tehuacán, hacia el N teniendo así una longitud mínima de 300 km.

3.3.2 Falla de Oaxaca

La Falla Oaxaca (FO) es interpretada como el límite tectónico entre los terrenos Juárez y Oaxaca (Campa y Coney, 1983, Sedlock et al., 1993). Es un sistema formado por fallas orientadas preferentemente al N y NW. Está expuesto a lo largo de aproximadamente 200 km, desde el poblado de Miahuatlán, al sur de la Ciudad de Oaxaca, hasta Tehuacán, Puebla. Forma el frente montañoso occidental de las sierras Mazateca, y Juárez y se asocia al levantamiento de las mismas (Centeno-García, 1988). Se sobrepone a una zona de cizalla antigua, a la que se le estima actividad en diferentes épocas y con distinta cinemática, siendo la FO producto de su más reciente reactivación, la cual ocurrió durante el Cenozoico como falla normal (Alaniz-Álvarez, 1996).

La Falla de Oaxaca, formada en un régimen frágil, está en contacto con el Complejo Milonítico Sierra de Juárez, formado en un régimen dúctil, constituyendo ambas una zona de cizalla de larga vida. Alaniz-Álvarez et al. (1996) infieren que esta zona de cizalla se originó por el cabalgamiento del Complejo Oaxaqueño sobre rocas del terreno Cuicateco, posiblemente durante el Pérmico.

Esta estructura ha tenido a través del tiempo geológico, diferentes etapas de actividad tectónica con cinemática y magnitud de deslizamiento diferentes como cabalgadura, falla

lateral, y como falla normal desde el Pérmico hasta el Mioceno (Alaniz-Álvarez et al., 1996, Ferrusquía-Villafranca et al., 1988), y su actividad más reciente es considerada posiblemente cuaternaria (Centeno-García, 1988, Dávalos-Álvarez, 2006). La actividad de cada una de estas etapas de deformación ha dejado registro estratigráfico y geomorfológico particular en una estructura que yuxtapone rocas de falla formadas a distintas profundidades.

3.3.3 Falla Caltepec.

El primero en hacer estudios sobre esta estructura fue Ortega-Gutiérrez (1975). Posee una dirección con un rumbo N-S, y corresponde a una zona de cizalla con 300 m de espesor de cataclasita/milonita. La falla fue considerada como el límite tectónico entre dos bloques corticales (terrenos Mixteca y Oaxaca), con dos etapas de reactivación, la primera ocurrió en el Mesozoico y la segunda en el Cenozoico. Posteriormente fue interpretada como una sutura paleozoica entre paleocontinentes, formando una zona de cizalla dúctil vertical con rumbo N-S, con una continuidad de 200 km (Ortega-Gutiérrez, 1981). Se le asigna una edad de yuxtaposición en el Pérmico temprano (Vega-Carrillo et al., 1998; Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002; Elías-Herrera et al., 2005).

La zona de falla presenta una estructura de media flor (Elías-Herrera et al., 2005) con un rumbo general NNW, su trazo se observa al oeste de Tehuacán, Metzontla, pasando por el poblado de Cuananá siguiendo hasta el sur de Juchatengo, en el estado de Oaxaca, donde está truncada por la Falla Chacalapa (Vega-Carrillo et al., 1998).

La Falla de Caltepec, a pesar de que sólo aflora en una longitud de ~20 km, debe tener continuidad regional al norte hasta su truncamiento con la Faja Volcánica Transmexicana y hacia el sur hasta su terminación abrupta en el Complejo Xolapa, basamento del terreno Chatino.

3.3.4 Falla Tamazulapan

Con base en los trabajos exploratorios de PEMEX en la cuenca de Tlaxiaco, en la región de Tamazulapan, Oaxaca, López-Ticha (1985) consideró que la cuenca de Tlaxiaco fue yuxtapuesta sobre el Complejo Oaxaqueño por una falla regional con rumbo N-S a la que

nombró Falla de Tamazulapan. Él propuso que tuvo movimiento lateral izquierdo y una longitud mayor de 250 km. López-Ticha (1985) la describe como una gran estructura relacionada con la “consolidación” antigua de terrenos, y considerada como una frontera tectónica entre dos ámbitos geológicos con basamentos propios y coberturas precretácicas sedimentarias distintas. De esta manera, se presume que esta falla pone en contacto a los complejos Acatlán y Oaxaqueño, pero está cubierta por rocas volcánicas en la región de Tamazulapan, para después continuar como un alineamiento de rumbo NNW-SSE. Superficialmente la Falla Tamazulapan pone en contacto a rocas del Cretácico con rocas del Terciario. La reactivación de esta estructura está documentada en varios trabajos; una reactivación posmiocénica (Torres-Torres et al., 1984). La reactivación fue descrita como un fallamiento lateral con componente derecha transpresiva afectando a las rocas volcánicas del área de Tamazulapan. Meneses-Rocha et al. (1994) interpretaron que la Falla de Tamazulapan fue reactivada durante la orogenia Laramide como una falla inversa de ángulo alto. Más recientemente esta falla fue documentada cartográficamente (González-Ramos et al., 2000) como una falla lateral sinistral, y como límite tectónico entre los terrenos Mixteco y Oaxaca, cuyo trazo, en general N-S, vuelve a ser en gran parte inferido. Es de mencionarse que la Falla de Tamazulapan coincide con la prolongación meridional de la Falla de Caltepec en el área de San Juan Teita, al SE de Tlaxiaco.

3.3.5 Falla Papalutla.

La falla de Papalutla de 200 km de largo (Ortega-Gutiérrez et al., 1992) se describió originalmente como una falla de empuje hacia el noreste de edad Laramide; el basamento (Complejo Acatlán) cabalga hacia el oeste sobre la Formación Morelos (De Cserna et al., 1980). Es considerado el límite entre las provincias geológicas Plataforma Guerrero-Morelos y Mixteca (Ortega-Gutiérrez et al., 1992).

4.1 ESTUDIOS GEOFISICOS PREVIOS DEL ÁREA.

Campos-Enríquez y Garduño-Monroy (1987), interpretaron 4 perfiles gravimétricos (Figura 4.1) en el área de los campos geotérmicos Los Humeros y Las Derrumbadas. Para el interés del presente estudio me enfocaré solamente en el perfil 1. Campos-Enríquez y Garduño-Monroy (1987) interpretan una anomalía negativa de longitud de onda larga como debida a una depresión llena de productos volcánicos y sedimentarios. Las anomalías positivas se explican por cuerpos con un contraste de densidad positivo. En el perfil 2 de este trabajo, siendo este más regional (240 km), también se logra observar un gradiente muy contrastante, que es similar al mencionado por Campos-Enríquez y Garduño-Monroy (1987), confirmando así la existencia de una falla, la cual por y por sus características, se considera que probablemente es estructura mayor. Un estudio en la misma área fue llevado a cabo por Román Álvarez y Vsevolod V. Yutsis (2017), quienes analizan la gravimetría y magnetometría de la cuenca oriental de Serdán al oeste de México, para inferir y modelar las principales anomalías de la región e identificar y caracterizar las fuentes subterráneas de la actividad volcánica, identificaron una gran anomalía positiva de alta densidad y alta susceptibilidad magnética en al área de Las Derrumbadas.

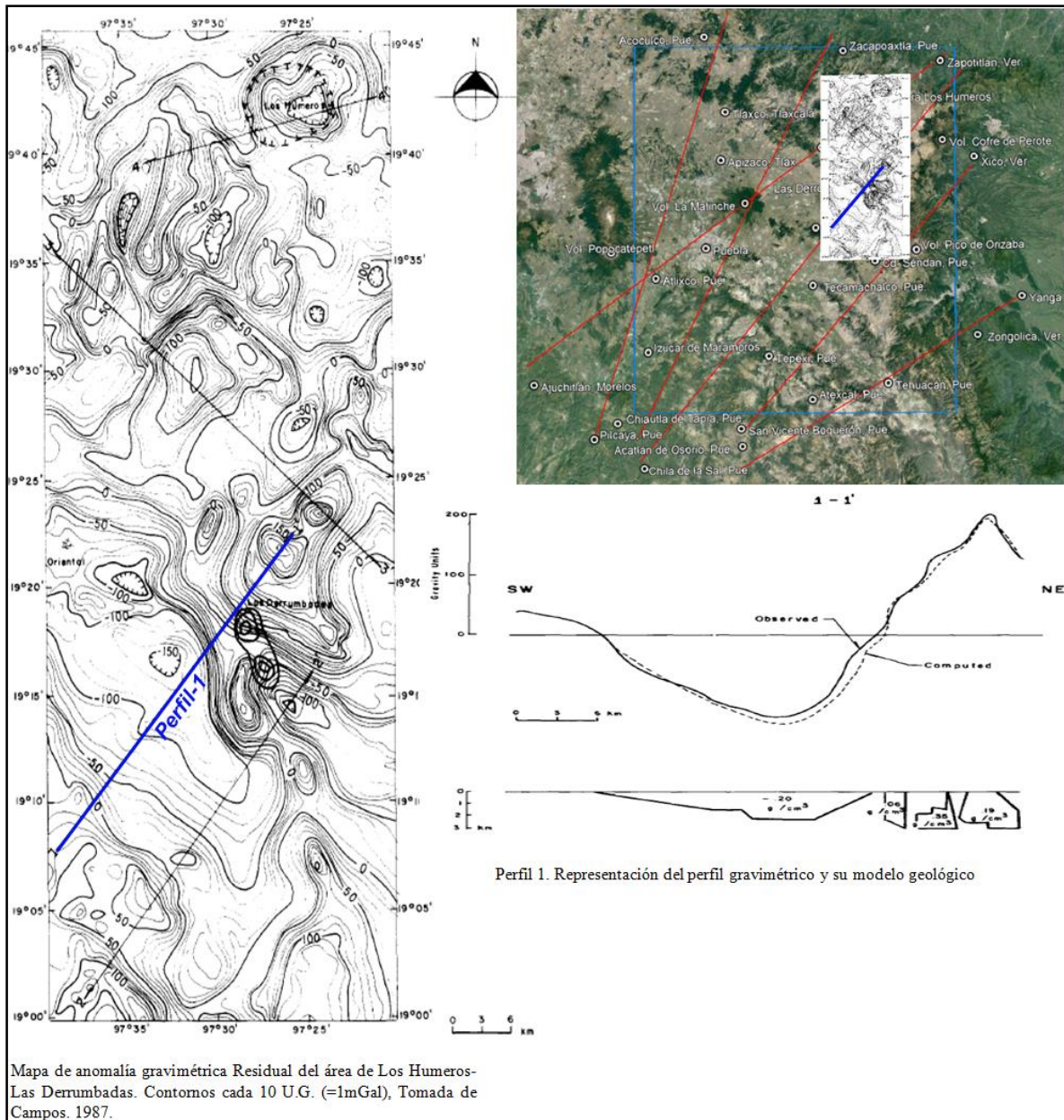


Figura 4.1. Mapa de anomalías residuales y perfil-1 gravimétrico con interpretación geológica de acuerdo a Campos-Enríquez y Garduño-Monroy (1987). Imagen satelital tomada de Google Earth.

Otro trabajo de importancia fue el que llevaron a cabo González-Pomposo y Valdez-González (1995) enfocado a la sismicidad en el estado de Puebla. En este estudio enfatizan los eventos sísmicos de la zona. Como bien se sabe, es de importancia comprender el origen de estos eventos y los patrones de ocurrencia. Basaron su investigación en un análisis de los informes de los boletines preliminares del Sistema de Información

Sismotelemétrica de México (SISMEX) y de la Red Sísmica de Apertura Continental (RESMAC). Reportan 227 eventos entre 1911 y 1983.

La Red Sísmica del Estado de Puebla (RESEP) reporta entre 1986 y 1989 un total de 580 eventos sísmicos, de los cuales 350 eventos tienen un error RMS menor que 2 segundos en el tiempo de origen, entre estos eventos el 43 % tenían magnitudes de 2 a 3, el 49 % entre 3 y 4. En tanto que el 8 % tuvo magnitudes entre 4 y 5. Sólo un evento mayor a una magnitud 5. Con base en este análisis concluyeron que en general para el estado de Puebla los eventos sísmicos son principalmente pequeños, así, los clasificaron en sectores, el 69 % de la sismicidad se localiza al sur del estado, el 26 % en la región central (FVTM) y dos agrupaciones de terremotos más. La primera entre los límites de los estados de Tlaxcala, México e Hidalgo con 18 eventos, y la segunda se localiza en Las Derrumbadas y su región circundante con 13 eventos aislados (Figura 4.2).

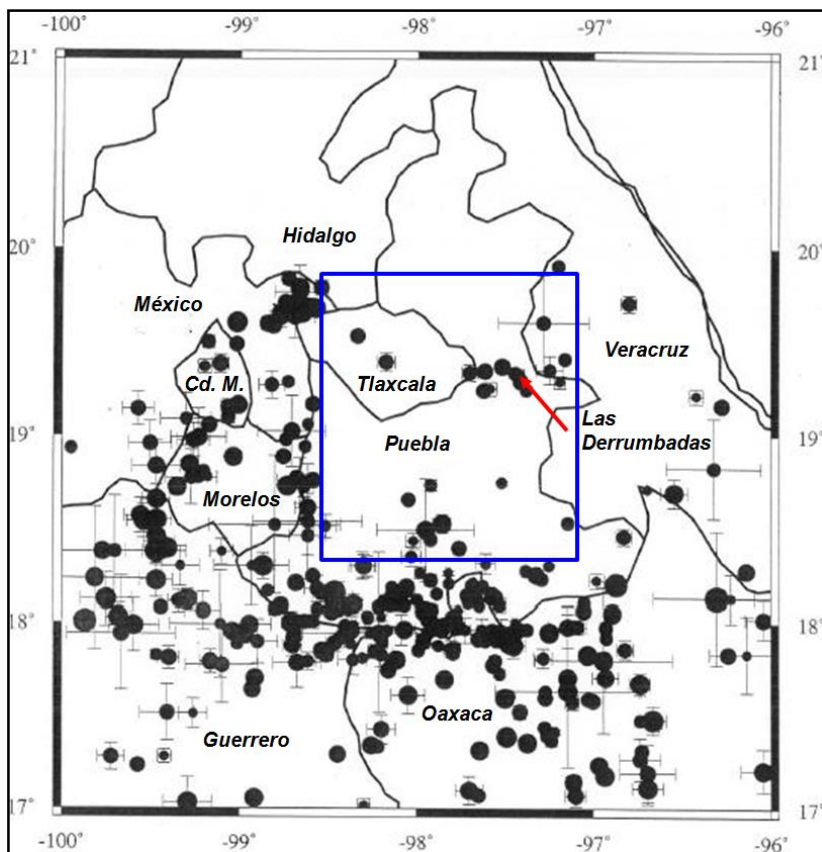


Figura 4.2. Distribución sísmica epicentral del Estado de Puebla 1986-1989 (tomada de González-Pomposo y Valdés-González, 1995).

Ortega-Gutiérrez et al. (2008) infieren la naturaleza de la corteza inferior en la parte sur de la FVTM (zonas sur y centro), con apoyo de estudios geológicos, geoquímicos y geofísicos. Ortega-Gutiérrez et al. (2008), de un mapa gravimétrico de anomalía de Bouguer total (Figura 4.4. de García-Pérez, 1995), extrajeron un perfil gravimétrico con una orientación W-E, y con una longitud de ~280 km. Los valores de la anomalía de Bouguer en el mapa muestran un lineamiento muy marcado con una orientación aproximadamente N-S, hacia la parte oeste (ver Figura 4.4).

Este gradiente también se observa en el perfil gravimétrico. En la Figura 4.5 se indica la ubicación de este gradiente conspicuo que se asocia al contacto entre los terrenos Guerrero y Mixteco.

Estos autores sugieren que hacia la parte oriente de su área de estudio se encuentra una corteza con un espesor de ~42 km y hacia el occidente la corteza tendría menor espesor de ~29 km. (Figura 4.6). Estos autores mencionan que la naturaleza de la corteza inferior es de tipo máfica.

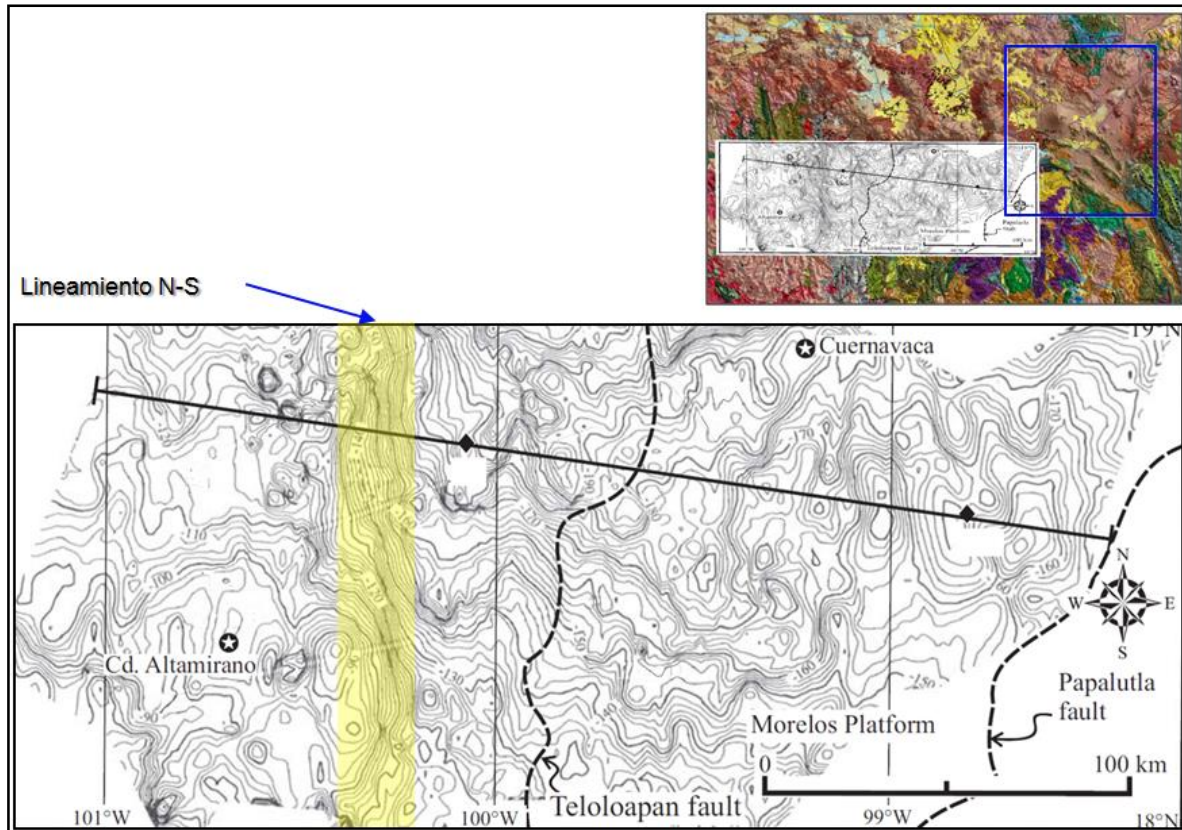


Figura 4.4. Mapa de anomalía de la gravedad total de Bouguer para la cuenca Balsas en la región de Cuernavaca, Morelos y Ciudad Altamirano, Guerrero (García-Pérez, 1995) con un perfil de gravedad de Bouguer. También se muestran los límites entre los terrenos Guerrero y Mixteco propuestos por Campa y Coney (1983, Falla de Teloloapan) y Sedlock et al. (1993, Falla de Papalutla). Las fallas de Teloloapan y Papalutla delimitan la Plataforma Morelos (Tomada y modificada de Ortega-Gutiérrez et al., 2008). Mapa Geológico tomado del SGM (2007).

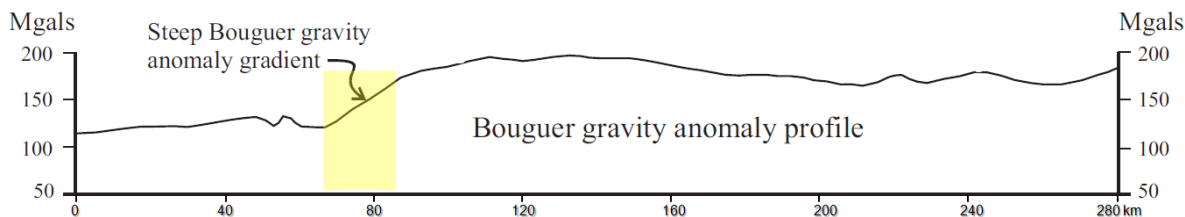


Figura 4.5. Representación de perfil gravimétrico mostrando el gradiente con una pendiente negativa hacia la parte oeste del mismo, con unos valores que descienden de ~175 a ~120 mGal (tomada y modificada de Ortega-Gutiérrez et al., 2008).

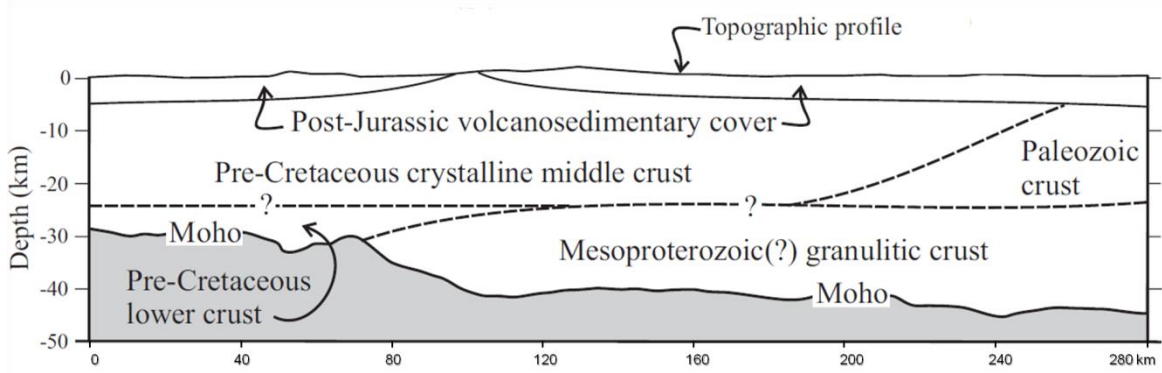


Figura 4.6. Perfil de la corteza calculado a partir de la fórmula $H = 2800h / 500$, donde H representa el grosor de la raíz de la corteza en metros y h para la altitud topográfica en metros sobre el nivel del mar; la densidad media de la corteza se toma en 2,800 kg/m³, y el contraste de densidad entre el manto y la corteza 500 kg/m³. Hacia la parte este se muestra un mayor espesor de la corteza y disminuye al oeste (tomada y modificada de Ortega-Gutiérrez et al., 2008).

Capítulo V

5.1 Procesamiento de los datos.

Para realizar una buena interpretación de la información gravimétrica es de importancia acondicionarlos por medio de la utilización de filtros con el objetivo de atenuar y/o realzar algunas partes de las señales que permitan identificar anomalías de interés.

Un filtro digital es un sistema que separa una determinada frecuencia o gama de frecuencias de una señal que pasa a través de él, pudiendo modificar tanto su amplitud como su fase.

En general, el filtrado de una señal que se realiza ya sea en el dominio del tiempo o en el dominio de la frecuencia ocasiona algún cambio en el contenido espectral de la señal original. Esto con el objetivo de reducir o filtrar ciertos componentes espectrales no deseados.

Tipos de filtro básicos:

Un filtro paso bajo permite el paso de las frecuencias más bajas y atenúa las frecuencias más altas.

Un filtro paso alto atenúa los componentes de baja frecuencia pero no los de alta frecuencia los cuales deja pasar.

Un filtro paso banda deja pasar un determinado rango de frecuencias de una señal y atenúa el paso del resto.

El filtro suprime banda (filtro Notch) permite el paso de señales cuyas frecuencias se encuentran comprendidas entre las frecuencias de corte superior e inferior.

El filtro de Butterworth produce la respuesta más plana que sea posible hasta la frecuencia de corte. En otras palabras, la salida se mantiene constante casi hasta la frecuencia de corte, luego disminuye a razón de $20n$ dB por década (ó $\sim 6n$ dB por octava), donde n es el número de polos del filtro.

Se realizó el análisis espectral del mapa de anomalía de Bouguer (ver Figura 5.1). Se obtuvo el espectro promedio radial con el propósito de saber cómo se distribuyen la información contenida en el mapa antes mencionado. Saber qué frecuencias (longitudes de onda) caracterizan a las anomalías en estudio.

En la Figura 5.2 se muestra el espectro radial de potencia de los datos, donde, se aprecian 3 dominios con pendientes bien diferenciadas. Estos dominios de diferentes longitudes de onda asociadas a fuentes gravimétricas con profundidades cada vez mayores. El dominio marcado con el número 1 se asocia a fuentes, en general, muy profundas y con dimensiones relativamente grandes. El dominio marcado con el número 2 se asocia con fuentes de dimensiones y profundidades intermedias. Finalmente el dominio marcado con el número 3 se caracteriza por contener información de anomalías de alta frecuencia y generalmente de baja magnitud.

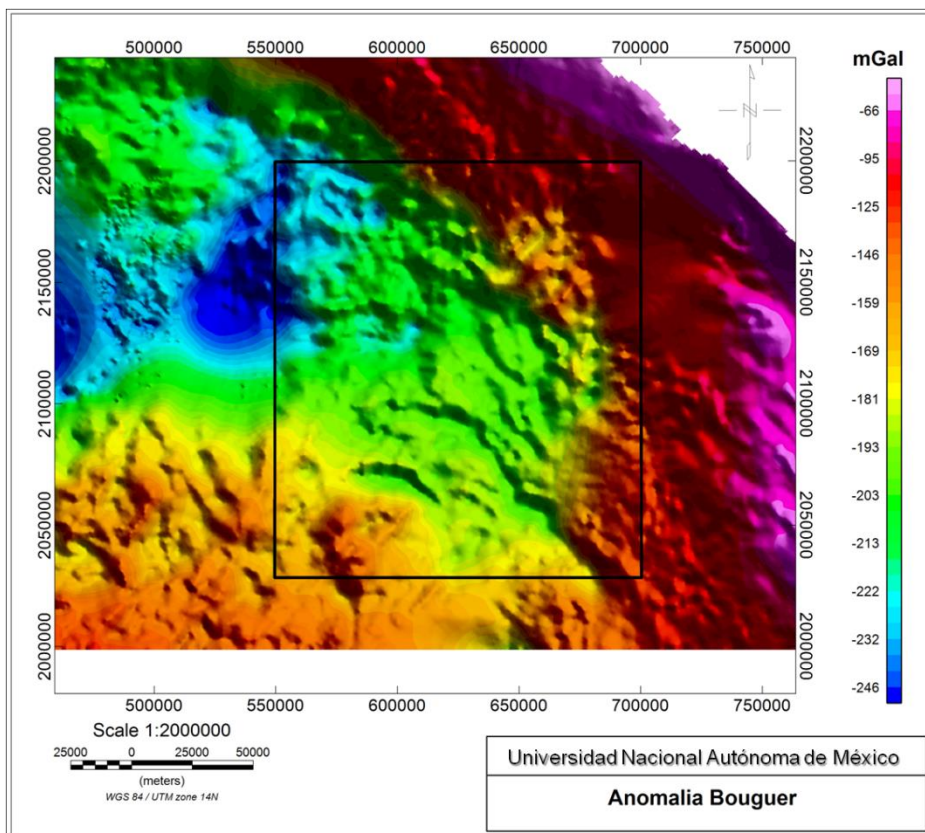


Figura 5.1. Mapa de anomalía de Bouguer y área de estudio.

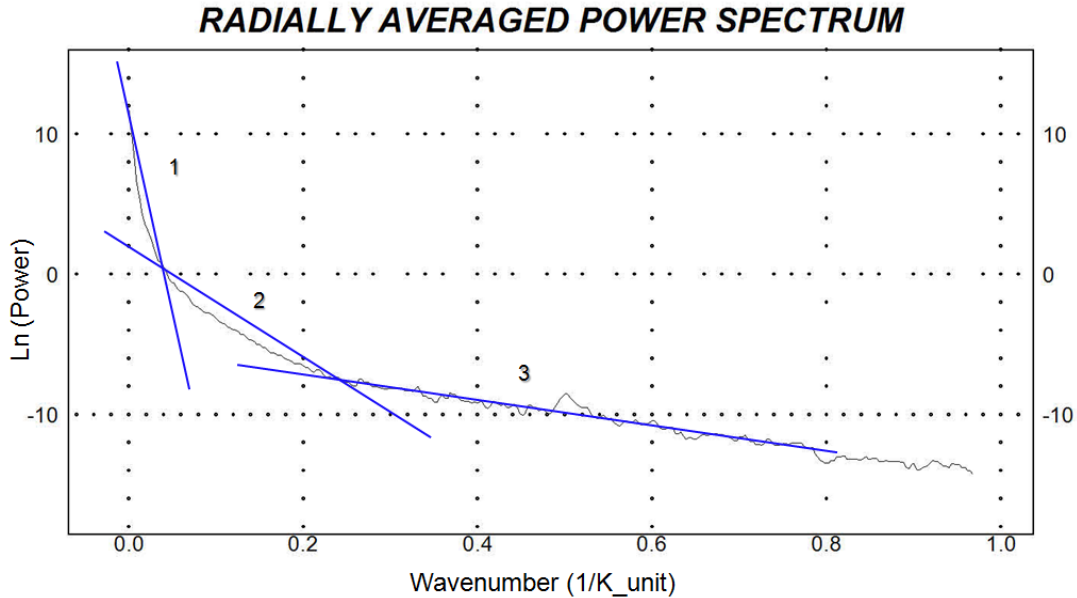


Figura 5.2. El dominio 1 tiene aproximadamente su límite inferior en una longitud de onda de 25000 m. Una longitud de onda de 4166.6 m separa aproximadamente los dominios 2 y 3.

5.2 Separación regional-residual.

En general, la interpretación de un perfil de gravedad, o de un mapa de gravedad, comprende la separación de las tendencias regionales de las anomalías locales. En general en prospección gravimétrica tenemos como objetivo el análisis de las anomalías locales. En la Figura 5.3 se muestra de manera esquemática esta separación.

La razón por la que esto funciona es que las anomalías a gran escala (es decir, de longitud de onda larga) generalmente surgen de fuentes localizadas en la corteza profunda o en el manto superior; Las anomalías menos profundas tienen una firma de longitud de onda corta que varía mucho más rápidamente. Por lo tanto, la separación ilustrada en la Figura 5.3, tiene el efecto de aislar los efectos debido a anomalías de densidad relativamente poco profundas.

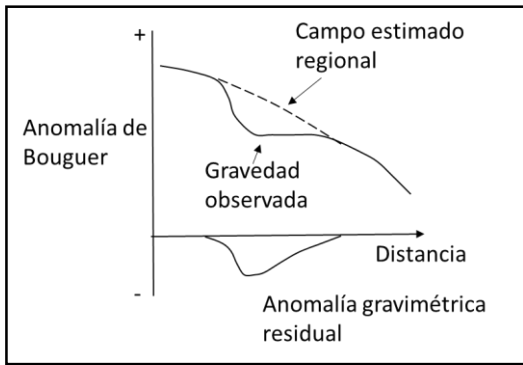


Figura 5.3. Separación de las anomalías de la gravedad residual de las tendencias regionales (de Kearey y Brooks, 2002). En este caso, existe una anomalía de gravedad negativa local que corresponde a una deficiencia de masa.

Existen varios métodos para remover el efecto regional no deseado (Gupta y Ramani, 1982), estos son; Residualización Gráfica, Continuación de campo, Método de cuadrícula empírica, Método de segunda derivada vertical, Método de residualización por ajuste de superficie y Filtrado por longitud de onda. Para el desarrollo de este trabajo se optó por utilizar los dos últimos métodos y efectuar un análisis comparativo de las anomalías residuales con el propósito de elegir el método de separación regional-residual que mejor se ajuste a la información.

El método de Filtrado por longitud de onda se efectúa transformando los datos del mapa de Bouguer al dominio de número de ondas usando la transformación de Fourier bidimensional, eliminando ciertos componentes de número de onda (es decir, filtrado), y luego haciendo la transformación inversa para reconstituir el mapa, pero ya con ciertas longitudes de onda eliminadas. Lo que generalmente se eliminan son los números de onda pequeños (longitudes de onda grandes) para el efecto regional, por lo que los componentes del número de ondas involucradas en la transformación inversa son los números de ondas grandes que corresponden a las longitudes de onda cortas para el efecto residual. Este método se realizó con el software de GEOSOFT, módulo de MAGMAP Interactive Radially Averaged power spectrum filter con un filtro Butterworth.

Se realizaron tres separaciones regionales-residuales con el propósito de comparar las anomalías residuales respectivas con los rasgos geológicos del área. En la primera separación se tomó la longitud de onda de corte a los 25000 metros que en el espectro radial de potencia corresponde a un número de onda de 0.04 ciclos/metro y grado de filtro 8. La Figura 5.4 (a) muestra el mapa regional y residual correspondiente. En el caso de la segunda separación, se utilizó una longitud de onda de 100000 metro que corresponde a un número de onda de 0.01 ciclos/metro, la Figura 5.3 (b) presenta los mapas regional y residual así calculados y para la tercera separación los valores para la longitud de onda se eligió 250000 metros lo que es igual a un número de onda de 0.004 (ciclos/metro). La Figura 5.4 (c) muestra los mapas respectivos.

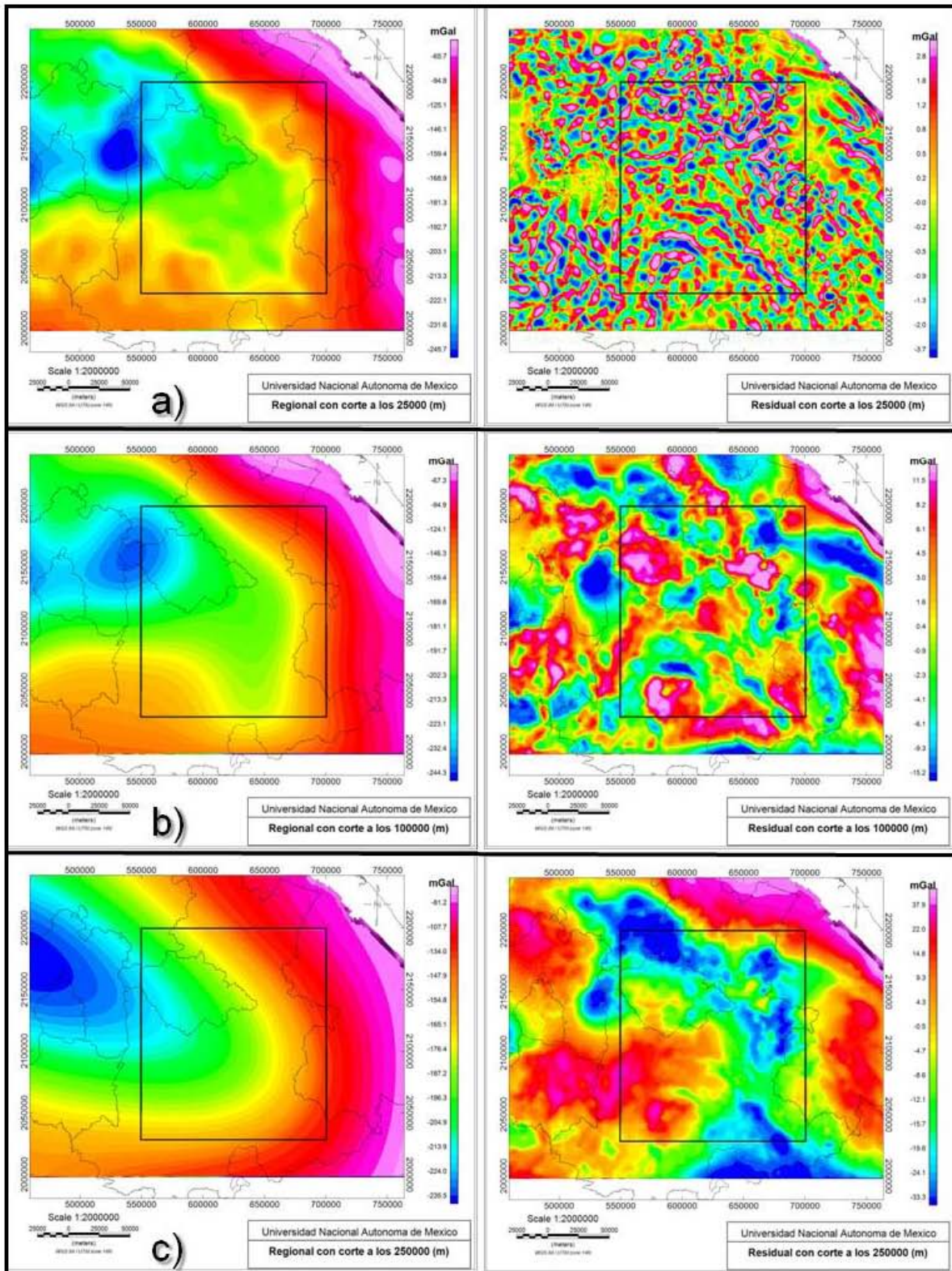


Figura 5.4. Mapas de separación regional-residual con longitud de onda de corte a los; a) de 25000 metros (0.04 ciclos/metro), b) de 100000 metros (0.01 ciclos/metro) y c) de 250000 metros (0.004 ciclos/metro).

La separación regional-residual basada en ajuste de superficies matemática se realizó con una función polinomial de segundo orden, y el ajuste se realizó utilizando el método de mínimos cuadrados (Lowrie, 2007). El cálculo matemático se efectuó por medio de un algoritmo programado en MATLAB.

Sin embargo antes de proceder a esta separación regional-residual se suavizaron las anomalías presentes en el mapa de anomalía de Bouguer mediante un filtrado pasa bajos (ver Figura 5.5b).

Con base en el análisis del espectro radial de potencia, a los datos originales se les aplicó un filtro pasa bajas con corte de longitud de onda de 1250 (metros), con la intención de eliminar el ruido de longitudes de ondas muy cortas (altas frecuencias) y dejar pasar solamente aquellas de mayor longitud a nuestros datos de anomalía de Bouguer con la intención de suavizar ciertas anomalías asociadas a eventos muy superficiales; cuando se aplica este tipo de filtrado siempre se debe tener cuidado de no suavizar demasiado, ya que se podría perder información valiosa de los datos originales. El proceso de filtrado se realizó con el software de GEOSOFT, módulo de MAGMAP filter Design. La Figura 5.5b permite la comparación de la anomalía de Bouguer sin filtro y filtrada, y apreciar el suavizado logrado. Los rasgos de las anomalías ya se aprecian más suaves. Con base en este mapa suavizado ya se puede realizar la separación regional-residual y obtener los mapas de anomalías regional y residual que servirán de insumo para este trabajo.

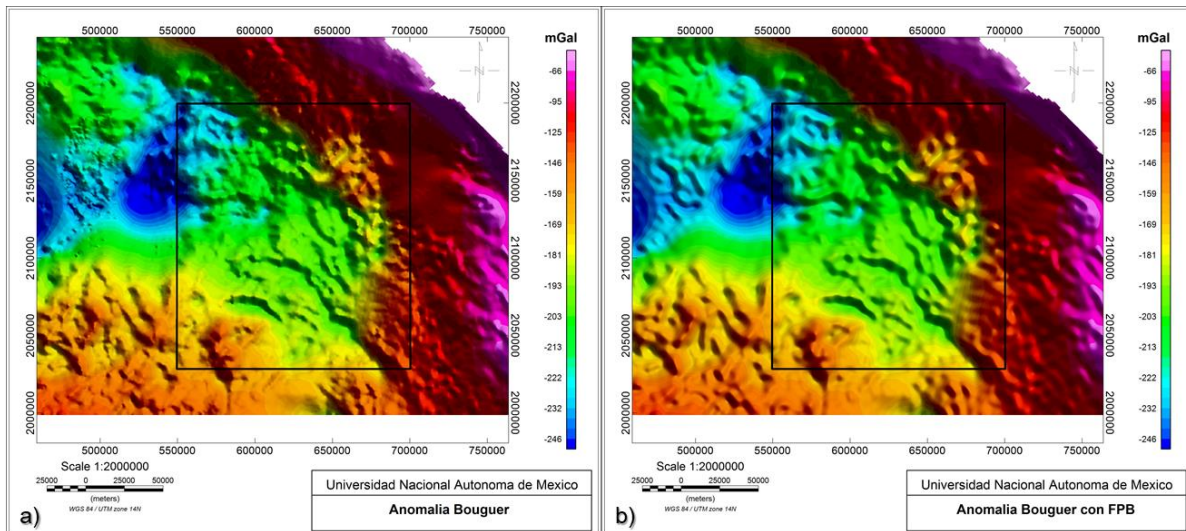


Figura 5.5. Mapas de la Anomalía de Bouguer, a) sin filtrado pasa bajas, b) con filtrado pasa bajas. El recuadro en negro representa el área de estudio.

Se retoma de nuevo el método de separación a los datos de la anomalía de Bouguer filtrado de la Figura 5.5b, obteniendo una superficie analítica la cual representa a la anomalía regional (Figura 5.6).

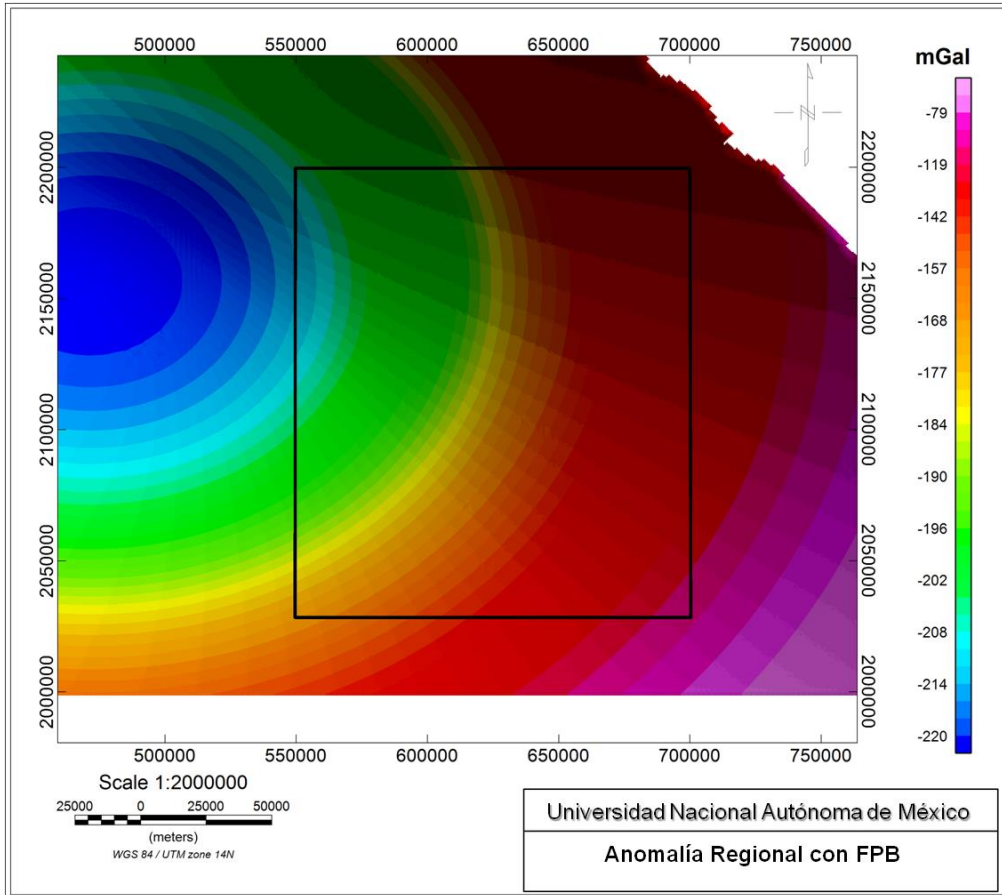


Figura 5.6. Mapa de la anomalía regional por medio de mínimos cuadrados, el recuadro negro indica el área de estudio.

Una vez calculada la anomalía regional, se prosigue a la separación de las anomalías, para lo cual a la anomalía de Bouguer se le restó la anomalía regional, lo cual nos da como resultado la anomalía residual (Figura 5.7). Esta sencilla operación se desarrolló con la paquetería básica de Office utilizando Excel; como se tiene un conjunto de datos grandes fue más sencillo hacerlo por este medio.

Este mapa posee nomenclaturas para pronta referencia espacial de poblados y fallas principales; el recuadro negro indica el área de estudio, de color blanco las líneas de trabajo, en color rosa los principales sistemas de fallas; Caldera de Acoculco (1), Caldera Los

Humeros (2), Falla Tulancingo-Tlaxco (3), Falla El Sol (4), Falla Tlaxcala (5), Falla Zacatelco (6), Falla Huejotzingo (7), Falla Tepeaca (8), Falla Papalutla (9), Falla Tepexi (10), Falla Izúcar-Mariscal (11), Falla Otlaltepec (12), Falla Caltepec (13), Falla Santa Lucía (14), Falla Tehuacán (15) y la Falla Oaxaca (16). Con numeración en blanco los principales poblados; Puebla (1), Atlixco (2), Izúcar de Marmoros (3), Tepexi (4), Atexcal (5), San Vicente Boquerón (6), Acatlán de Osorio (7), Chila de la Sal (8), Chiantla de Tapia (9), Pilcaya (10), Ajuchitlán (11), Vol. Popocatepetl (12), Tehuacán (13), Zongolica (14), Yanga (15), Tecamachalco (16), Ciudad Serdan (17), Vol. Pico de Orizaba (18), Soltepec (19), Vol. La Malinche (20), Las Derrumbadas (21), Oriental (22), Libres (23), Apizaco (24), Xico (25), Vol. Cofre de Perote (26), Tlaxco (27), Los Humeros (28), Zapotitlán (29), Zacapoaxtla (30), Acoculco (31).

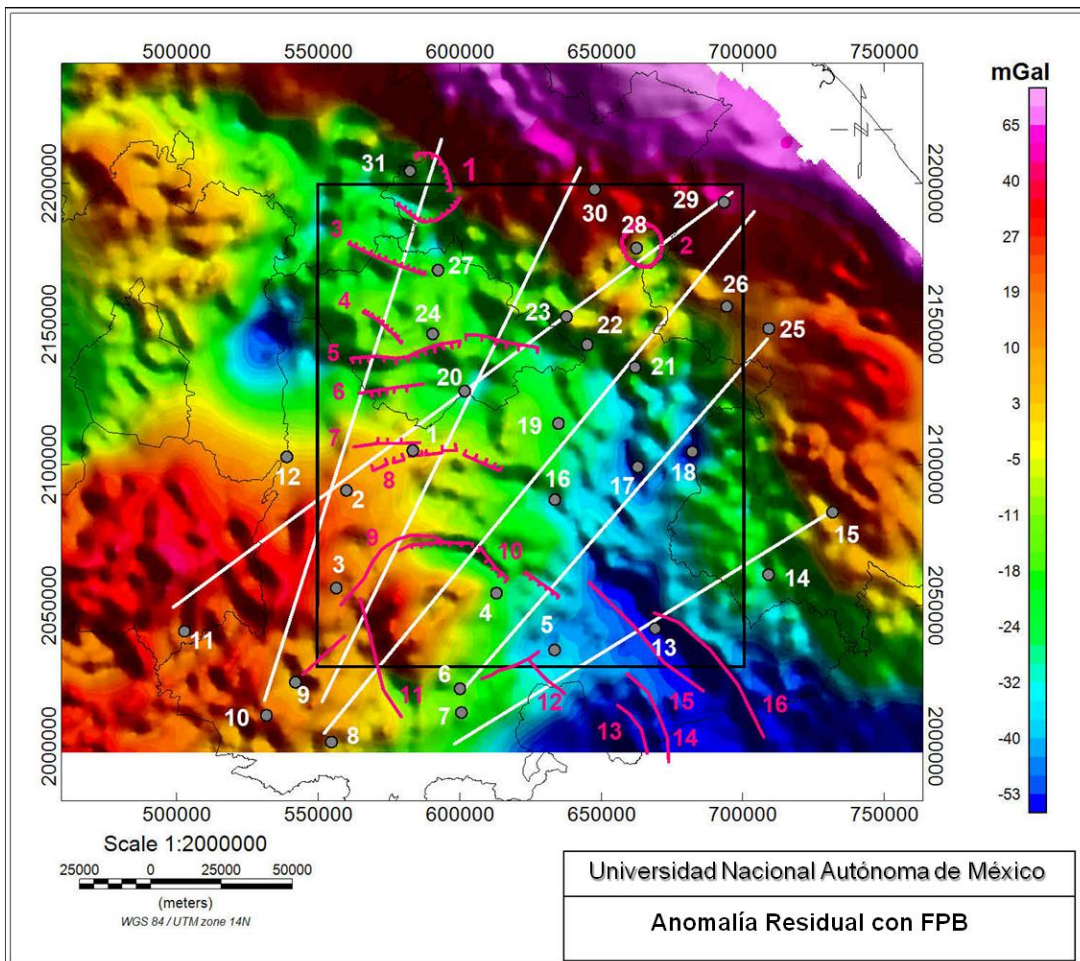


Figura 5.7. Mapa de la anomalía residual con principales poblados y fallas.

La comparación de ambos métodos se realizó con base en el mapa residual donde se utilizó el perfil 2. La Figura 5.8 (a) y (b) muestran los dos primeros resultados calculados por el método de filtrado por longitud de onda. La Figura 5.8 (a) presenta valores gravimétricos muy pequeños cercanos a cero y no tiene correlación geológica. La Figura 5.8 (b) muestra un residual con un mayor rango en los valores gravimétricos de 9 a -16 mGal. De igual manera, el perfil 2 presenta escasa correlación con la geología regional, generalmente se presenta el perfil de forma lineal, es decir, se debería tener un bajo gravimétrico por estar en una zona de cuencas. La Figura 5.8 (c) representa la tercera separación por el método de Filtrado de longitud de onda y la Figura 5.8 (d) por el método de ajuste de superficie por medio de método de mínimos cuadrados. Estos dos resultados tienen mucha similitud en cuanto al rango de valores gravimétricos. Sin embargo, para el perfil de la Figura 5.8 (c) de igual manera que los perfiles de la Figura 5.8 (a) y 5.8 (b) no presentan una correlación del residual respectivo con la geología regional. En cuanto a la respuesta del perfil de la Figura 5.8 (d) se correlaciona mejor, ya que presenta un bajo gravimétrico en la parte central que corresponde geológicamente a una región de cuenca, y los extremos el perfil se correlacionan con valores altos de gravedad que se relacionan a zonas donde aflora el basamento. Con este criterio se optó por utilizar el método de ajuste de superficie para la separación regional-residual.

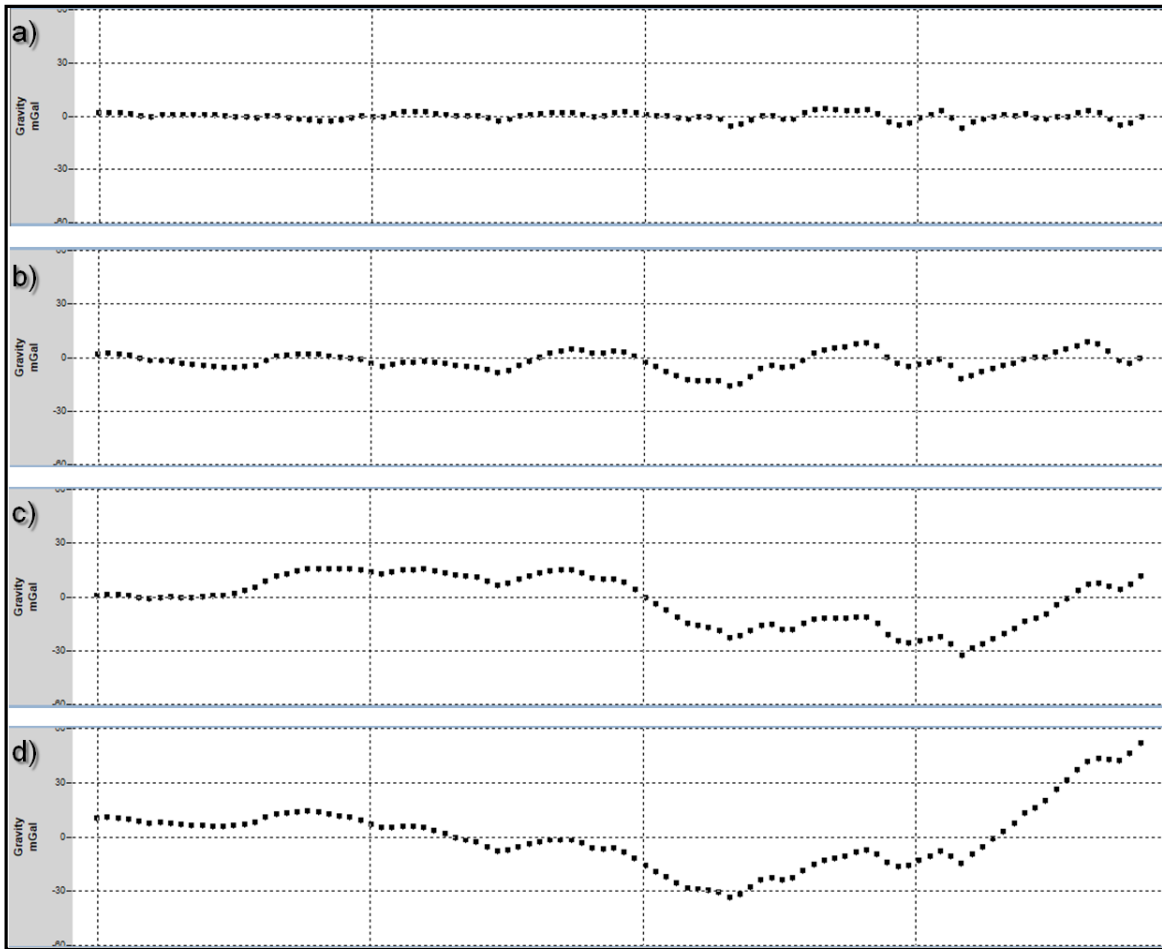


Figura 5.8. Comparación de los métodos de separación regional-residual para el perfil-2. Del inciso a) al c) anomalía residual obtenidas con el método de separación de filtrado por longitud de onda con cortes a; 25000, 100000 y 250000 metros, y para el d) el método de ajuste de superficie por medio de una función polinomial de segundo grado.

5.3 Primera y Segunda derivada.

La utilización de estas derivadas en la interpretación de datos de campos potenciales es muy común. La primera derivada nos resalta la información de altas frecuencias (Nabighian, 1984), y con esto podemos conocer los posibles contactos o rasgos de fuentes de interés. Mientras que la segunda derivada enfatiza aún más la información con longitudes de onda corta, se relaciona a cuerpos someros.

Por medio del software GEOSOFT se calcularon la primera y segunda derivada vertical con la utilidad del módulo de MAGMAP filter desing. Teniendo como datos de insumo la anomalía residual ya filtrada (Figura 5.7). A los mapas obtenidos se le aplicó un filtro pasa

bajas de corte de longitud de onda de 7000 m. La Figura 5.9 muestra el mapa de la primera derivada y la interpretación de varios alineamientos observados. La Figuras 5.10 es el mapa de la segunda derivada vertical con la interpretación de las anomalías. Las interpretaciones cualitativas de los lineamientos de anomalías relacionadas a las longitudes de onda corta y en algunos casos esas anomalías que no se pueden correlacionar de manera directa con rasgos superficiales.

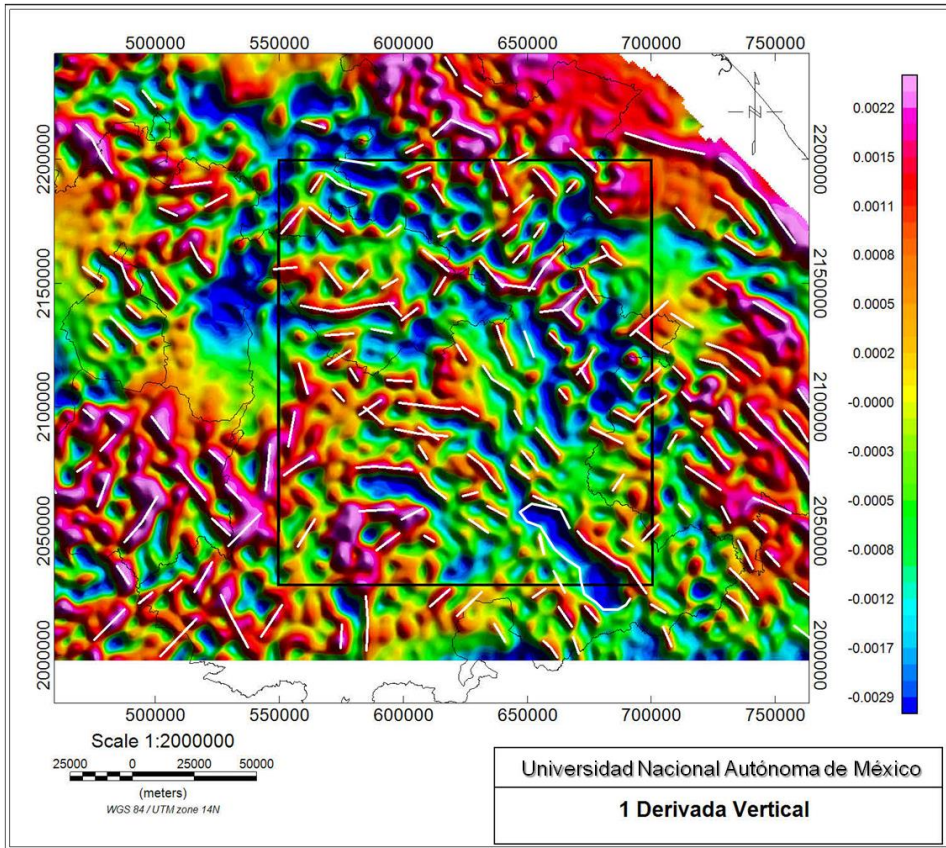


Figura 5.9. Mapa de la primera derivada vertical e interpretación de alineamientos con filtro pasa bajas de 7000 m.

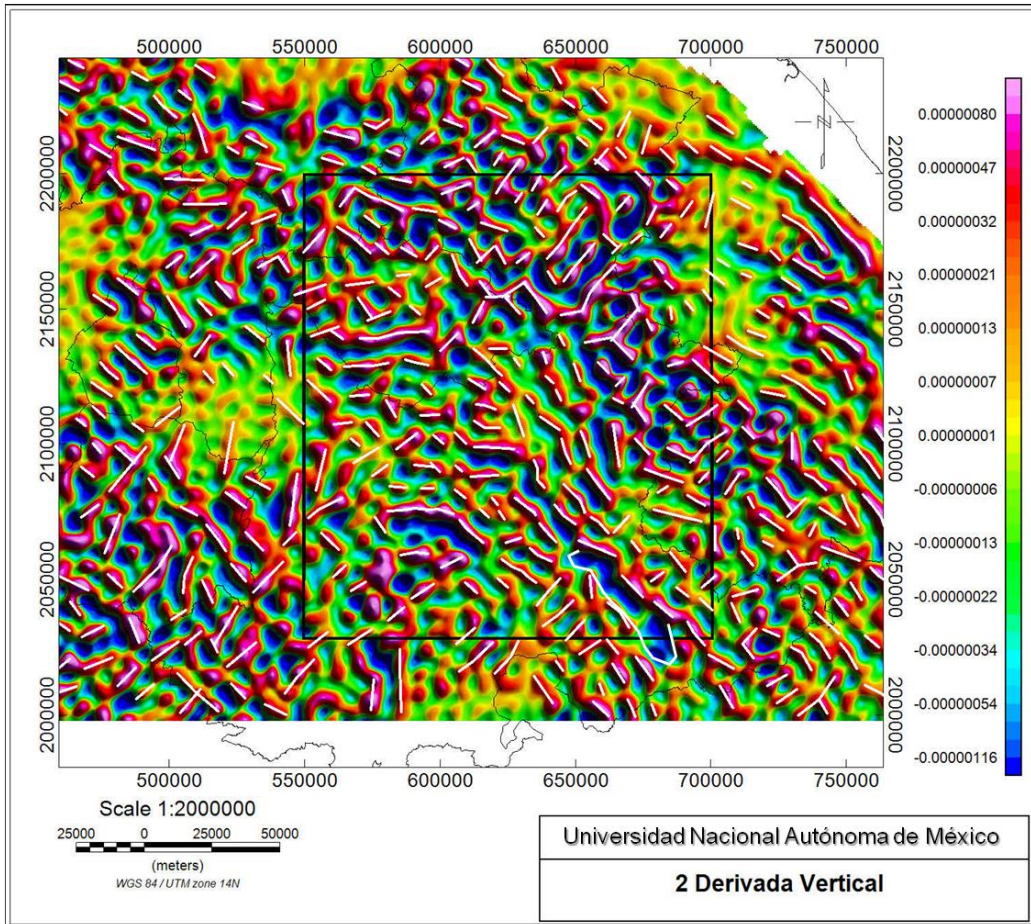


Figura 5.10. Mapa de la segunda derivada vertical e interpretación de alineamientos con filtro pasa bajas de 7000 m.

CAPITULO VI

6.1 Modelado Directo.

Este método consiste en recrear por medio de operaciones matemáticas el efecto gravitatorio en superficie que origina un cuerpo caracterizado por una densidad conocida y por una geometría definida. Para ello, se enfoca más en la componente vertical de la atracción.

La elaboración de secciones estructurales geológicas se efectuó con el apoyo del software GEOSOFT, módulo de GMSYS2D. Este software desarrolla los modelos basado en el método de Talwani (Talwani y Landisman, 1959).

La utilización del método directo para la elaboración de modelos gravimétrico es muy subjetiva, y por tal motivo se debe tener mucho cuidado cuando se trabajan los modelos, ya que existen parámetros de gran peso. Entre estos parámetros tenemos la densidad del cuerpo, la profundidad y forma del cuerpo. Con estas variables se lograrían reproducir infinidad de modelos cuyos efectos gravimétricos ajusten la anomalía observada.

Esto significa que, en gravimetría, no existe un “**modelo único**” que se ajuste a los datos medidos y que resuelva con exactitud las problemáticas que se plantean conocer. Esta condición se conoce como no unicidad en la interpretación de una anomalía gravimétrica dada. Sin embargo, entre más información se tenga (geología, de pozos, geoquímica, geofísica, etc.) mejor se adaptará nuestro modelo al dato observado y a la geología de la zona estudiada. El modelo tendrá más sentido geológico.

Para el desarrollo del proyecto se seleccionaron seis perfiles, los cuales se trazaron de tal forma que se busca que corten de manera perpendicular a las principales estructuras geológicas de interés que se encuentran dentro del área de estudio. Estos perfiles presentan una distribución semi-radial (en forma de abanico), es decir, los extremos SW de las líneas estarán convergiendo sobre el complejo Acatlán con una separación entre ellas de 15 a 40 km, y sus extremos NE tienden a separarse, quedando algunas colocadas sobre el sistema volcánico del Pico de Orizaba-Cofre de Perote, otras en el frente sur de la Sierra Madre Oriental. Las líneas fueron enumeradas en orden ascendente del 1 al 6, iniciando en la parte W del área de estudio y conforme a las manecillas del reloj hasta el terreno Juárez en el extremo E (Figura 6.1). Las longitudes varían. Así la línea de menor longitud es de 158 km (perfil -6) y la de mayor longitud de 246 km (perfil -3).

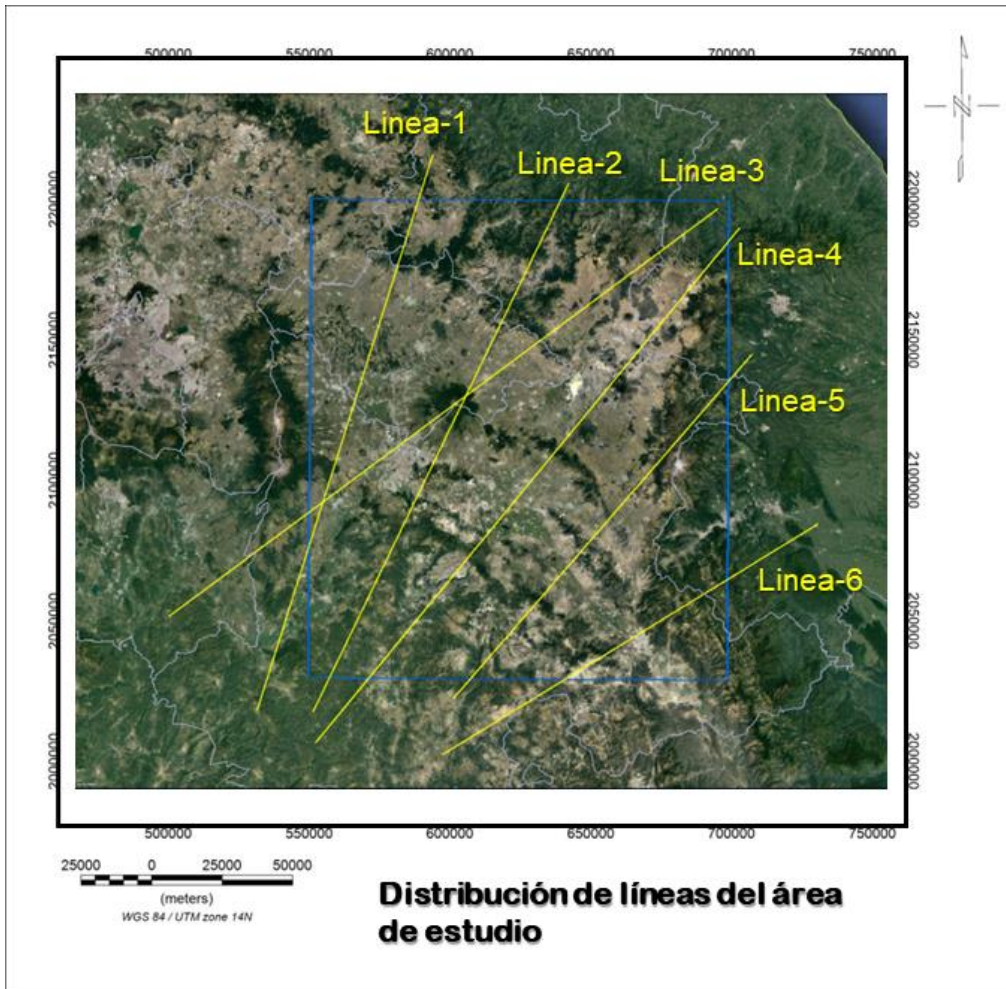


Figura 6.1. Mapa de distribución de las líneas de trabajo con orientación SW a NE. Imagen satelital tomada de Google Earth.

La modelación fue constreñida por; 1) por la geología superficial, 2) la información de estudios geológicos y geofísicos.

A continuación se indican aspectos geológicos que han sido incluidos en la modelación de los perfiles.

1.- En primer lugar, la parte superficial de los modelos geológicos fue constreñida por la geología superficial en correlación con la anomalía gravimétrica. Cabe mencionar que los afloramientos de rocas que se reportan en la carta minera estatal del Servicio Geológico Mexicano (2008), están incorporados en los modelos.

2.- El basamento cristalino se estableció de acuerdo a los estudios tectono-estratigráficos existentes (Campa y Coney, 1983; Sedlock et al., 1993; Ortega-Gutiérrez et al., 1994, 2018). En particular, la distribución y naturaleza del basamento a lo largo de los perfiles se basó en el trabajo de Ortega-Gutiérrez et al. (2018) quienes proponen los límites de estos basamentos pre-Mesozoicos.

3.- La cobertura de este basamento comprende una cobertura Mesozoica (CM) y depósitos sedimentarios y volcánicos Cenozoicos (DSVC) indiferenciados (Figura 6.3 c). Esta cobertura indiferenciada representa la cubierta volcano-sedimentaria sobre el basamento metamórfico.

4.- En particular las cuencas cenozoicas (Tepenene, Tepexi, y Tehuitzing) en la parte norte del Complejo Acatlán (Silva Romo et al., 2018) deberán ser parte de los modelos geológicos de los perfiles 2 y 4.

5.- La presencia de cuerpos intrusivos y metamórficos en el dominio del Complejo Acatlán (extremo SW de los perfiles) deberá ser incluida en los respectivos modelos geológicos (i.e., de los perfiles 2, 4, 5, y 6) como se observa en la Figura 7.3.

6.- En este estudio, para el desarrollo de los modelos se consideró información de estudios previos (i.e., Campos-Enríquez y Garduño-Monroy 1987; Román Álvarez y Yutis 2017; Lermo-Samaniego y Bernal-Esquia, 2006; Solís-Castillo et al., 2012; García-Palomo et al., 2002; Silva-Romo et al. 2018; Castro-Govea, 2007; Carrasco et al., 2017a, 2017b; Muñiz-Jáuregui et al., 2019; Fitz-Díaz et al., 2017; para mencionar algunos), que comprenden la geología superficial y sub-superficial, y para de esta forma reducir la ambigüedad.

La presentación de los modelos comprenderá tres partes. La primera parte incluirá los rasgos topográficos asociados con el perfil, y se presentarán las anomalías de Bouguer, y residual para que se pueda observar el grado de ajuste logrado, y finalmente se presentara la anomalía residual. En la segunda parte se señalarán los rasgos más sobresalientes de la geología superficial y su relación con características de la anomalía residual (por ejemplo con gradientes del perfil gravimétrico). Esta descripción se hará por sectores. En la última parte se describirá el modelo geológico obtenido de la modelación directa.

6.2.1 Perfil -1

En la Figura 6.2 se muestra el perfil topográfico y la anomalía de Bouguer. El perfil tiene una longitud de 209 km. La parte SW se ubica en el punto de coordenadas 98°

42.43°W/18°14.20'N, en tanto que su extremo NE está determinado por las coordenadas 98°6.38'W/20°2.21'N. Las alturas varían entre 1,000 y 3,000 metros sobre el nivel del mar. Sube topográficamente de SW a NE, en la parte central, entre los 90 y 130 km de distancia se tiene una región relativamente plana la cual corresponde a la región del graben de Puebla-Tlaxcala. En la gráfica b) se observa la anomalía de Bouguer, así como la anomalía regional (con valores entre -226 y -154 mGal). Se aprecia que el ajuste entre la anomalía de Bouguer y la anomalía regional es bueno, el regional pasa por la parte media de la anomalía de Bouguer. En la gráfica c) se muestra la anomalía residual con valores con un rango de variación entre -30 y 30 mGal. La anomalía residual muestra, un alto gravimétrico relativo, a los 25, que se extiende hasta los 110 km. Se asocia a un cuerpo muy denso, también se aprecia un bajo gravimétrico relativo, de los 110 a los 185 km, posteriormente los valores tienden a subir en los últimos 25 km hasta el final del perfil.

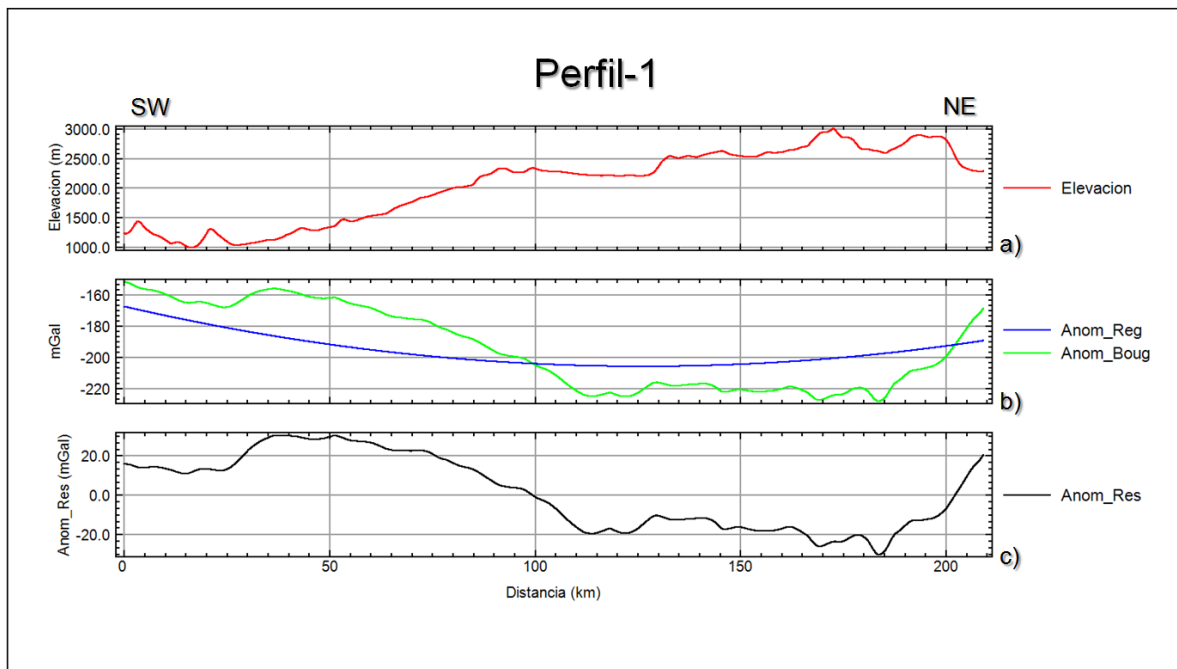


Figura 6.2. **Perfil 1.** a) topografía con exageración vertical de 14, b) anomalía de Bouguer y anomalía regional, y c) anomalía residual.

6.2.2 Descripción gravimétrica-estructural y modelo geológico del Perfil-1

El Perfil-1 inicia en el poblado de Pilcaya (Puebla), cruza todo el estado de Puebla, atraviesa de sur a norte el estado de Tlaxcala, y adentra nuevamente en la parte norte del estado de Puebla (Figura 6.3 a). En su extremo NE finaliza a 6 km al norte de la caldera de Aocolculco

(Puebla). Observa una dirección SW-NE ligeramente oblicua al sistema volcánico de la Sierra Nevada parte oriental (Figura 6.3 a).

En sus primeros 23 km, el perfil atraviesa la zona de Chiautla de Tapia. En este sector los rangos de valores gravimétricos oscilan de 15 a 11 mGal (Figura 6.3 b).

En los siguientes 69.5 km, el perfil corre paralelo a la base de la Sierra Nevada con trayectoria oblicua con respecto al eje principal de esta sierra. Pasa por las zonas de las ciudades de Izúcar de Matamoros y Atlixco. Para esta zona, el perfil de gravedad muestra un alto gravimétrico (4 a 30 mGal), delimitado aproximadamente en el extremo NE por la Falla Huejotzingo, y hacia su extremo SW por una falla de tipo normal con caída al sur, donde los valores de gravedad disminuyen con un gradiente gravimétrico contrastante de 30 a 12.5 mGal en una distancia de 12.5 km.

En el siguiente sector, de 35.5 km, el perfil se caracteriza de SW a NE por un gradiente gravimétrico y enseguida por un bajo gravimétrico (donde los valores varían entre -17 y -19 mGal). En este segmento se atraviesa el graben de Puebla-Tlaxcala. El volcán La Malinche se encuentra a 20 km kilómetros al este de este sector. En este tramo, los gradientes gravimétricos que caracterizan esta zona del perfil gravimétrico se correlacionan con las fallas principales ya conocidas que forman este graben: Falla Tlaxcala, Falla Zacatelco y la Falla Huejotzingo (i.e., Lermo-Samaniego y Bernal-Esquia, 2006). A lo largo de los siguientes 13 km, más al noreste, comprende al Bloque de Tlaxcala (Solís-Castillo et al., 2012), limitado por fallas normales (Lermo-Samaniego y Bernal-Esquia, 2006) originadas en el Mioceno Temprano (Mooser et al., 1996). Un alto gravimétrico relativo se asocia con este bloque, el cual está delimitado por fallas normales en los extremos NE (falla El Sol) y SW (Falla Tlaxcala), los valores de gravedad se mantienen casi constantes entre -10 y -12 mGal en la parte alta del bloque.

Prosiguiendo otros 21 km, hacia el noreste, en la misma dirección, el perfil cruza por el Cerro Tezoyo, zona de derrames volcánicos de material basáltico y andesítico (García-Palomo et al., 2002). En el perfil gravimétrico se observan valores casi constantes entre -14 y -18 mGal (asemejando una meseta), este rasgo probablemente se deba a un bloque el cual se encuentra más bajo que el Bloque de Tlaxcala, y limitado por dos fallas normales en sus extremos SW (Falla El Sol) y NE (Falla Tulancingo-Tlaxco).

Modelo Geológico.

En las partes suroccidental y central, el basamento está constituido por el Complejo Acatlán (CA). En tanto que en su parte nororiental el basamento es el Oaxaquia (Ortega-Gutiérrez et al., 1995). De forma general, el perfil comprende un bajo gravimétrico central limitado por dos altos gravimétricos en sus extremos SW y NE. El alto gravimétrico de la parte SW corresponde al basamento del terreno Mixteca (i.e., Complejo Acatlán). Por otro lado, el alto gravimétrico de la porción NE se asocia con el Oaxaquia. El mínimo gravimétrico central es debido a una depresión tectónica constituida por bloques afallados que han subsidido a diferentes profundidades, y basculados en diferentes grados (Figura 6.3 b). Esta depresión tectónica está rellena por una secuencia Mesozoica (CM) y por depósitos sedimentarios y volcánicos Cenozoicos (DSVC) (Figura 6.3 c). Para su modelación esta cubierta no se diferenció.

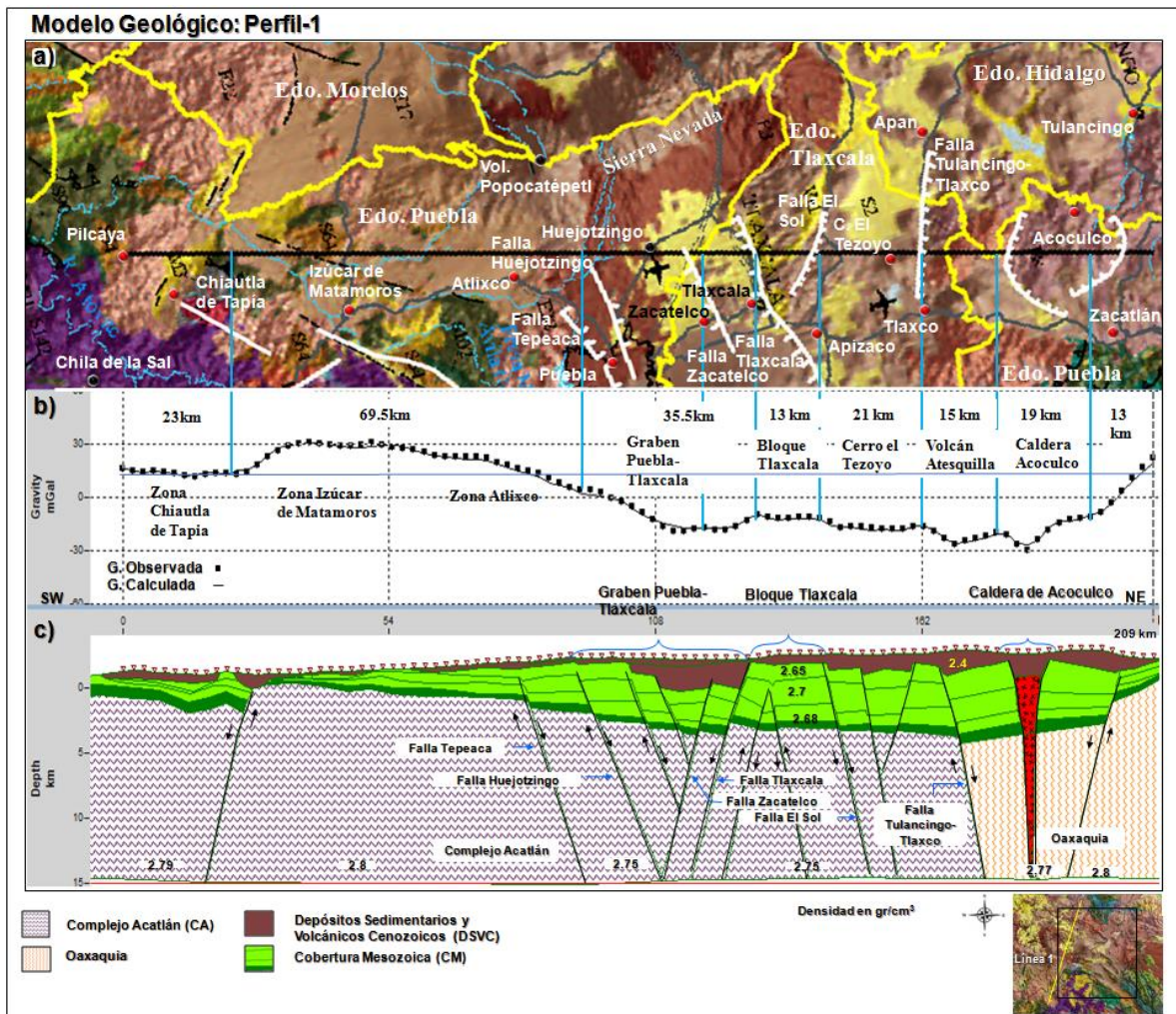


Figura 6.3. a) Mapa geológico (SGM, 2007) y trazo del perfil-1 con dirección SW-NE, b) Perfil gravimétrico observado y calculado, y c) Modelo geológico. Líneas de amarillo límites estatales y las líneas azules sectores de gradientes gravimétricos asociado a las fallas en superficie.

El siguiente tramo de 15 km, contiene en su centro al volcán de Atesquilla. Los valores gravimétricos en este sector están en un rango de -16 a -26 mGal. Este sector limita por el SW con la falla Tulancingo-Tlaxco (López-Hernández et al., 2009). En su extremo NE limita con las fallas del sector S-SW de la caldera de Acoculco en su parte sur, donde los gradientes gravimétricos indican quizás un bloque basculado hacia SW.

El tramo de los siguientes 19 km comprende la Caldera de Acoculco. En esta zona, se observa un gradiente negativo muy contrastante, con valores que decaen en dirección noreste de -20 a -30 mGal en una distancia de 6 km, que delimita al SW un bajo gravimétrico local ubicado en la parte sur de la caldera. En el último tramo de este perfil, la anomalía residual aumenta a -12.5 mGal en 8.5 km al NE. Esta característica está asociada con un basculamiento hacia el suroeste.

En el último tramo de 13 km en la misma dirección, atraviesa la parte norte de la caldera de Acoculco (Sosa-Ceballos et al., 2018) y 6 km más finaliza el perfil en el poblado Laguna Seca (Puebla). Los valores de gravedad suben muy alto de -9 a 22 mGal en los 13 km del tramo.

El CA presenta una extensión de 150 km desde el inicio del perfil, y profundiza hacia el NE. Aproximadamente a los 23 km se localiza una falla normal con caída al sur. El bloque de techo está basculado hacia el noreste y forma estructuralmente una cuenca, aquí el basamento se ubica entre 1 y 2 km bajo el nivel del mar (bnm). Al NE el bloque de piso constituye un alto estructural con un ligero buzamiento también hacia el NE y profundiza en esta dirección hasta ser truncado por una falla normal (proyección de la Falla Tepeaca?). A continuación, una serie de fallas, limitan bloques basamentales que se profundizan hacia el noreste (ver Figura 6.3 c). La naturaleza de estos bloques puede afines al CA.

El basamento cristalino en la parte central del perfil, entre los 80 y los 198 km, se muestra afectado por varios sistemas de fallas. Estas fallas dan origen a las siguientes estructuras geológicas: el graben Puebla-Tlaxcala (GPT), el bloque de Tlaxcala (BT), y La Caldera de Acoculco (CAc) (ver Figura 6.3 c).

El GPT está limitado al noroeste por el alto basamental cristalino que se ubica en parte SW del perfil. El modelo caracteriza al GPT, en su extremo sur, por dos fallas principales; La Falla Tepeaca, localizada a los 80 km, y la Falla Huejotzingo, ubicada aproximadamente a los 90 km. Mientras que para la porción norte, esta depresión tectónica, está limitada por dos fallas normales con echado al sur: la Falla Zacatelco a 118 km, y la Falla Tlaxcala a 128 km. El GPT representa la mayor fosa tectónica a lo largo de este perfil. Continuando más al noreste, el modelo infiere la presencia de dos altos estructurales; el primero atañe al BT, circunscrito al SW por la Falla Tlaxcala y al NE por la Falla El Sol a 140 km, la cual tiene su echado al norte. El segundo alto tectónico se ubica al norte del BT y está confinado entre una falla (sin nombre) con echado al sur y el sistema de fallas Tulancingo-Tlaxco (López-Hernández et al., 2009), al NE a 163 km, con caída al norte.

El modelo presenta la cima del CA a 0.35 km snm en el alto basamental, y a 3.5 km bnm en la región del GPT. La CM tiene espesores que varían de entre 0.8 y 4 km aproximadamente, mientras que en los DVC el máximo espesor es de 1.5 km.

Inmediatamente enseguida del sistema de fallas Tulancingo-Tlaxco y hasta los 198 km, donde el basamento lo constituye el Oaxaquia (Ortega-Gutiérrez et al., 1995), se encuentra la caldera de Acoculco (CAc) (López-Hernández et al., 2009, Sosa-Ceballos et al., 2018). El modelo infiere que la CAc podría estar inmersa en una estructura mayor (depresión tectónica). Según el modelo el Oaxaquia es muy somero, a partir de los 198 km hasta los 209 km, por debajo de los últimos 11 km del perfil. Esto nos indica que el basamento sube hacia el norte. Los paquetes litológicos de la CM son de alrededor de 3.5 y 1 km de espesor, y para los DSVC la potencia de los estratos oscila entre 1 y 0.4 km.

6.3.1 Perfil 2

En la Figura 6.4 se muestra las anomalías de Bouguer, regional, y residual a lo largo del Perfil-2, así como la topografía. El perfil tiene una longitud de 210.5 km, cuyo extremo SW se ubica en el punto de coordenadas 98°30.95'W/18°13.91'N y su extremo NE en la posición determinada por las coordenadas 97°38.31'W/19°56.50'N. La topografía varía entre 1,000 y 3,750 metros (Figura 6.4 a), ascendiendo de SW a NE hasta aproximadamente los 122 km, donde alcanza su máxima altura (volcán La Malinche). La anomalía de Bouguer así como la anomalía regional, varían entre -223 y -120 mGal (Figura 6.4 b); el regional se correlaciona muy bien con la componente de longitud de onda grande

de la anomalía de Bouguer. En particular el regional se ajusta muy bien a la anomalía de Bouguer en la parte sur-occidental. Los valores de la anomalía residual varían entre -33 a 50 mGal (Figura 6.4 c).

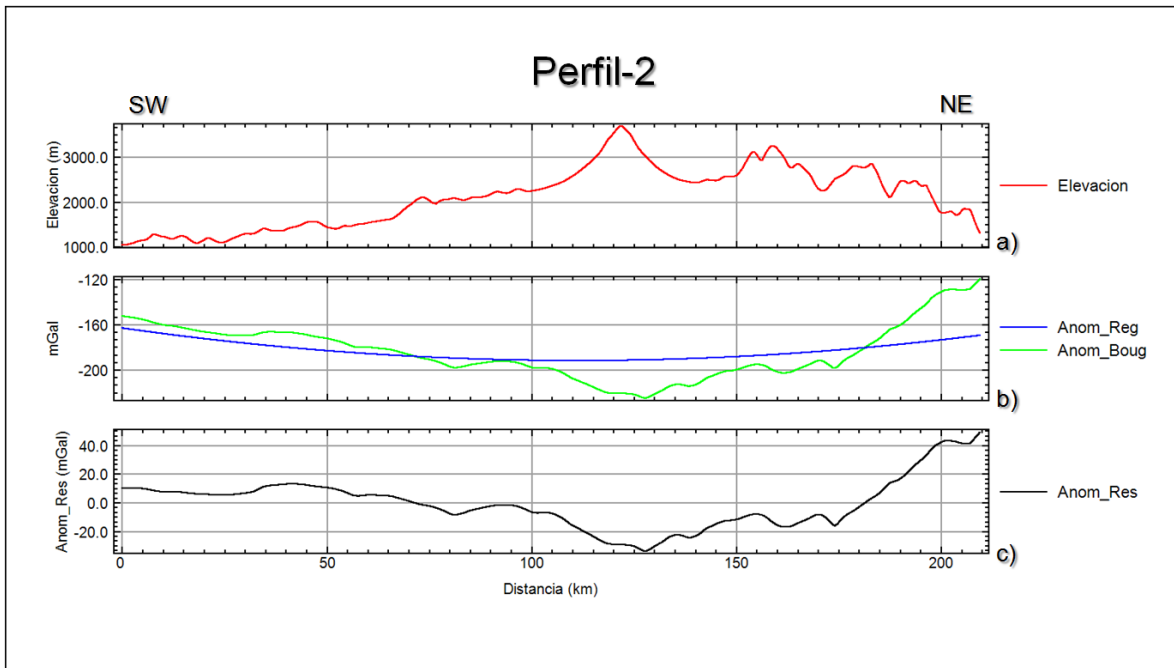


Figura 6.4. **Perfil 2.** a) topografía con exageración vertical de 14, b) anomalía de Bouguer y anomalía regional, y c) anomalía residual.

6.3.2 Descripción gravimétrica-estructural y modelo geológico del perfil-2.

Este perfil se extiende, con una dirección SW-NE, por la parte sur del estados de Puebla, la parte oriental del estado de Tlaxcala, y nuevamente la parte norte del estado de Puebla (Figura 6.5 a). Su extremo SW inicia a 12 km al este del poblado Chiautla de Tapia ($98^{\circ}30.95'W/18^{\circ}13.91'N$). Su extremo NE finaliza a 9 km al NW del poblado Zacapoaxtla ($97^{\circ}38.31'W/19^{\circ}56.50'N$) en el estado de Puebla. De forma generalizada, su extremo sur se ubica en la parte sur de la Sierra Madre Oriental (Terreno Mixteco).

Inicia el perfil con un tramo de 30 km, atraviesa una zona de cerros hasta llegar a truncar con la falla Izúcar-Mariscal (e.g., Silva-Romo et al., 2018). Los valores gravimétricos

muestran una pendiente pequeña a lo largo de la cual disminuyen los valores de 10 a 6 mGal.

En el siguiente tramo de 27.5 km, pasa la zona de Izúcar de Matamoros hasta cortar con el sistema de fallas de Tepexi (e.g., Silva-Romo et al., 2018). El perfil gravimétrico muestra un alto gravimétrico relativo con valores entre 14 y 12 mGal que está delimitado en su parte NE por la prolongación inferida de la Falla Papalutla, y en su parte SW por el sistema de Falla de Izúcar-Mariscal.

En un tramo más de 23.5 km, hacia el noreste, cruza la Falla Papalutla estudiada por Silva-Romo et al. (2018), y continua hasta el frente norte de la Sierra de Tenzo, terminado en la presa Manuel Ávila Camacho, al sur de la ciudad de Puebla. Este último tramo se encuentra en el complejo Acatlán. En este sector los valores de gravedad disminuyen de 5 a -6 mGal.

Prosiguiendo unos 19 km hacia el NE pasa la zona de Tepeaca hasta llegar a la Falla Tepeaca. El perfil indica que en este sector existe un alto gravimétrico relativo de -2 mGal, y en sus extremos dos bajos relativos, de -3.5 mGal, hacia la parte NE, y -8 mGal, hacia el SW.

El siguiente segmento de 47 km, al noreste de esta falla, comprende el volcán La Malinche (Castro-Govea, 2007). Este segmento termina 6 kilómetros aproximadamente al norte del poblado de Benito Juárez en el estado de Tlaxcala. La probable prolongación de la Falla Tlaxcala (Lermo-Samaniego y Bernal-Esquia, 2006) se proyecta a este último poblado. En este sector el perfil gravimétrico tiene en su parte central el mínimo gravimétrico regional de -34 mGal y en sus extremos dos altos gravimétricos relativos, el de la parte NE alcanza -13 mGal ahí donde se intersecta probablemente con la inferida extensión de la Falla Tlaxcala, y el máximo de su extremo SW alcanza -6.33 mGal ahí donde intersecta con la Falla Tepeaca. En la parte central del sector se muestra un alto relativo de -23 mGal donde quizás corta a la Falla Zacatelco si se proyectara hacia el NE.

Se continúan otros 8.5 km en la misma dirección hasta llegar a cruzar con la Sierra de Tlaxco, donde quizás estaría cortando a la Falla Tulancingo-Tlaxco. A lo largo de este sector, los valores gravimétricos aumentan de -13 a -9 mGal con una pendiente que buza hacia el suroeste. La extensión de la probable Falla Tlaxcala (Lermo-Samaniego y Bernal-Esquia, 2006) cortaría este gradiente gravimétrico.

En el siguiente tramo de 19 km se transita por la zona de derrames volcánicos de la Sierra Tlaxco. Los valores de gravedad muestran dos altos relativos de -7 mGal y dos bajos relativos gravimétricos de -15 mGal apreciándose una forma de diente de sierra.

Finaliza el perfil con un tramo de 36 km, en el cual atraviesa la zona de Ixtacamaxtitlán, zona de Tetela de Ocampo hasta llegar a la zona de Huahuaxtla, zonas que se encuentran al noroeste de la caldera de Los Humeros. Los valores gravimétricos aumentan de -11 a 51 mGal con una pendiente positiva constante y marcada en forma de rampa.

Modelo geológico.

El segundo perfil, al igual que el perfil-1, está caracterizado por un mínimo gravimétrico regional limitado en sus extremos por altos gravimétricos (Figura 6.5 b). El modelo geológico infiere tres tipos de basamentos; en el sector SW y parte del centro se tiene el Complejo Acatlán (CA), en su parte centro más al norte el basamento lo constituye el Oaxaquia (Ortega-Gutiérrez et al., 1995) y hacia el extremo NE al Orógeno Huasteco (OH), a los tres les sobreyacen las unidades de CM y de los DSVC (Figura 6.5 c).

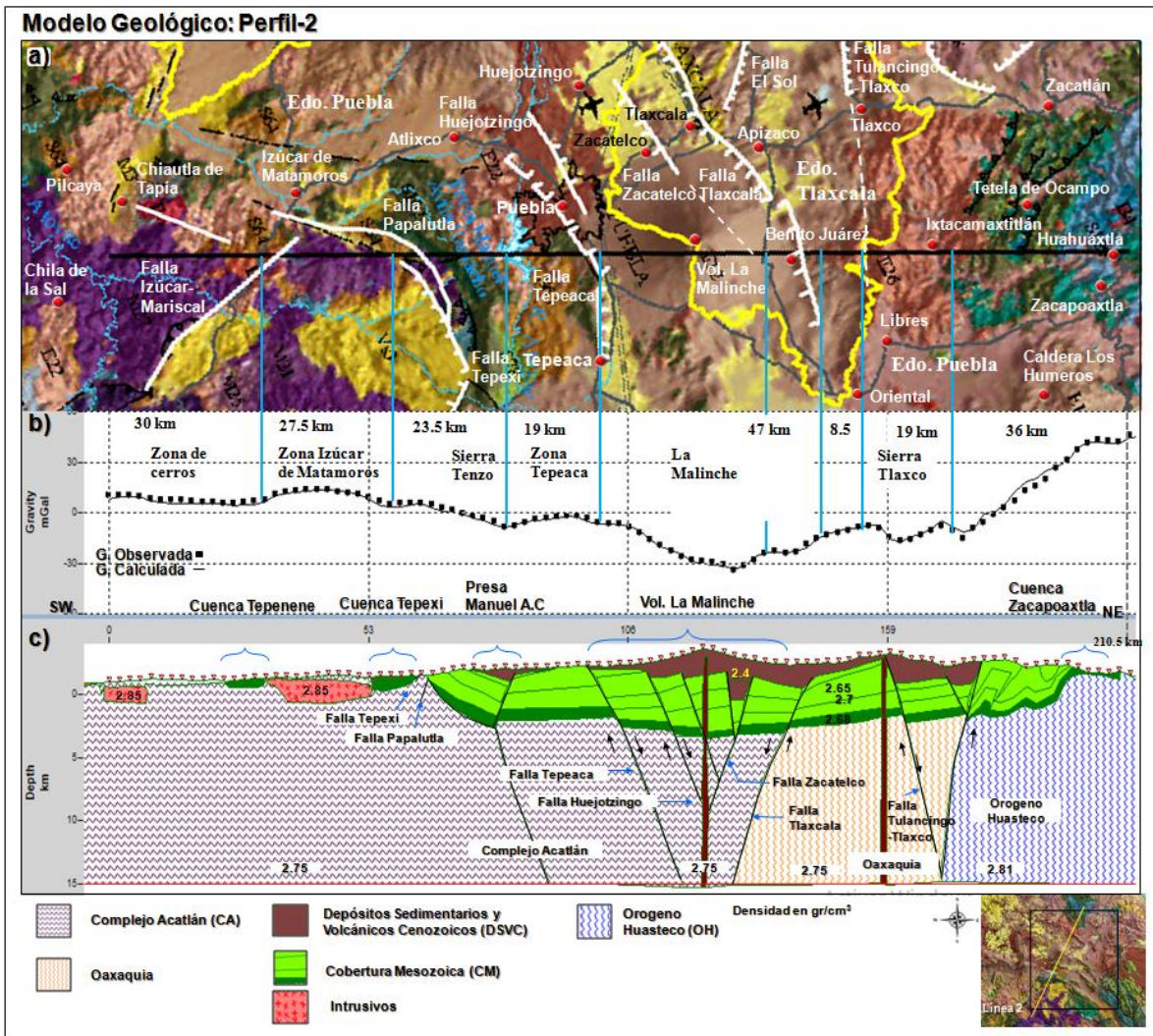


Figura 6.5. a) Mapa geológico (SGM, 2007) y trazo del perfil-2 con dirección SW-NE, b) Perfil gravimétrico observado y calculado, y c) Modelo geológico. Líneas de amarillo límites estatales y las líneas azules sectores de gradientes gravimétricos asociado a las fallas en superficie.

En su porción suroeste el modelo muestra afloramientos del CA a 1.5 km snm. Con una extensión de 138 km desde el inicio, el basamento cristalino se profundiza hacia el noreste y está limitado al NE por la Falla Tlaxcala. En el extremo SW donde aflora el CA, en la secuencia que lo sobyace, se han desarrollado dos cuencas cenozoicas estudiadas por Silva-Romo et al. (2018). La primera es la cuenca Tepenene, la cual es cortada a los 27 km. La segunda es la cuenca Tepexi cortada a los 57 km. En la parte central del sector se muestra un alto gravimétrico relativo separando ambas cuencas. Este alto se considera asociado con un intrusivo. Hacia el frente norte de la Sierra Tenzo se profundiza el CA a partir de la posible prolongación de la Falla Papalutla (i.e., Silva-Romo et al., 2018).

El basamento cristalino (CA) de la parte central, se extiende por 58 km en dirección noreste desde los 80 km hasta los 138 km. Fallas normales limitan y basculan bloques del basamento en este sector. Se tienen altos y bajos estructurales. El volcán La Malinche se encuentra emplazada en la zona central de un graben (GPT) aprovechando una zona de fallamiento a alrededor de los 127 km. Esta zona coincide con la depresión gravimétrica más acentuada del perfil. El modelo infiere las cimas del basamento en los extremos SW a 2.5 km y al NE a 3 km bnm, en tanto que en la parte central se ubica a 3.5 km bnm. El modelo exhibe el marco tectónico-estructural del GPT, en el cual se edificó el volcán La Malinche. Este graben está confinado en su extremo sur por las fallas normales Tepeaca (a los 97 km) y Huejotzingo (a los 108 km), echados al norte: La parte norte de esta depresión tectónica está limitada por las fallas Zacatelco (a los 131 km) y Tlaxcala (a los 141 km), ambas buzando al sur.

De acuerdo al modelo geológico, se infiere que el Oaxaquia se sitúa a lo largo de 37 km enseguida de la Falla Tlaxcala. Inmediatamente después de esta falla al noreste se observa un bloque alto delimitado en su extremo norte por la Falla Tulancingo-Tlaxco a los 160 km con caída al norte-noreste. Después de la Falla Tulancingo-Tlaxco, a unos 15 km se muestra un bloque hundido y basculado al sur.

A los 175 km, el modelo infiere el contacto entre el Oaxaquia y el OH, la cima del CM se encuentra a 1.5 km snm, y de los 180 a los 205 km de distancia este terreno tiende a aflorar. Esto indica una pendiente con subida al noreste. En la cima del OH se sobreponen sólo las unidades de la CM, las cuales presentan sistemas de cabalgaduras hacia el NE y plegamientos producto de la orogenia Laramide (Fitz-Díaz et al., 2011, 2017). Los espesores de las unidades se encuentran entre 3 y 0.7 km.

6.4.1 Perfil 3.

En la Figura 6.6 se muestran las anomalías de Bouguer, regional, residual, así como la topografía a lo largo del perfil 3, el cual comprende una longitud de 245.5 km. Su extremo SW está determinada por las coordenadas $99^{\circ}0.80'W/18^{\circ}32.24'N$, en tanto que su extremo NE se localiza en $97^{\circ}7.62'W/19^{\circ}51.44'N$. La topografía tiene un rango de alturas entre 833.4 y 4,150 metros (Figura 6.6 a), el perfil asciende de SW a NE en los primeros 200 km, la parte central del sector entre 95 y 145 km muestra una anomalía de altura de 4,150 msnm (volcán La Malinche), después de los 200 km de distancia las altura bajan con una pendiente mayor en su parte NE. La anomalía de Bouguer y la anomalía regional presentan

valores entre -226.6 y -80 mGal (Figura 6.6 b). La anomalía regional pasa aproximadamente por el valor medio de la anomalía de Bouguer. La anomalía residual varía entre -36.6 y 56.6 mGal (Figura 6.6 c).

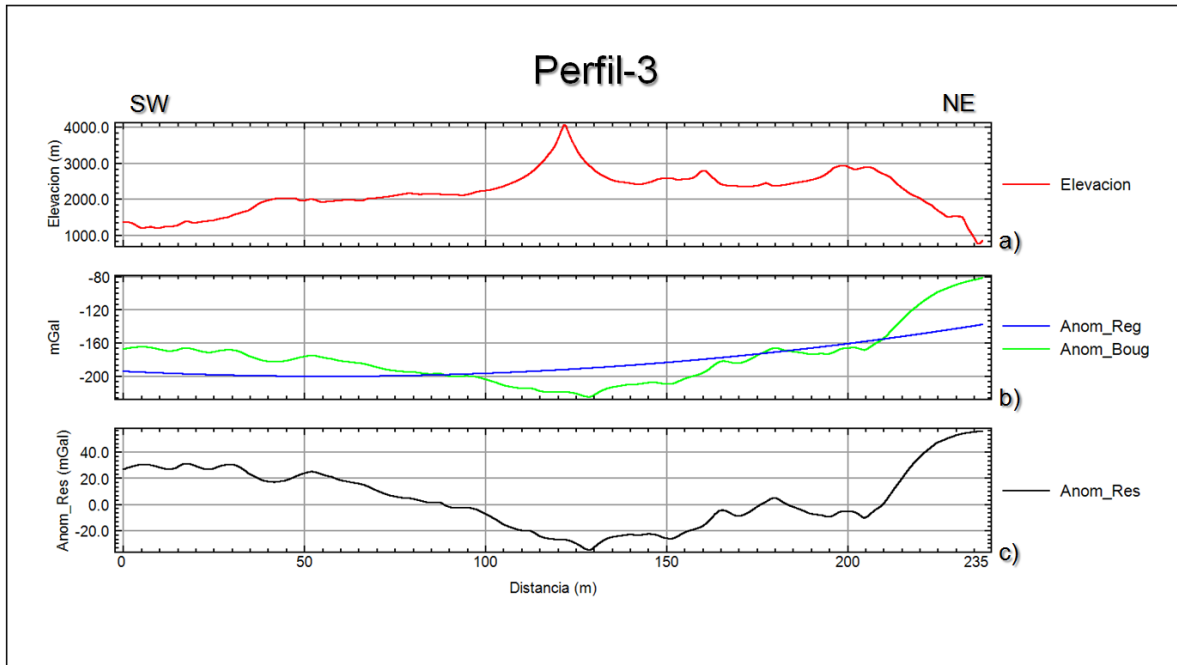


Figura 6.6. **Perfil 3** a) topografía con exageración vertical 11.4, b) anomalía de Bouguer y anomalía regional, y c) anomalía residual.

6.4.2 Descripción gravimétrica-estructural y modelo geológico del perfil-3.

El Perfil-3 pasa por los estados de Morelos, Puebla, Tlaxcala y Veracruz (Figura 6.8 a). Inicia a 9 km al NW del pueblo Ajuchitlán en Morelos, y finaliza a 4 km al NE de Zapotitlán, en el estado de Veracruz, con una dirección SW-NE.

En el tramo inicial, de unos 37 km, el perfil atraviesa por una zona de sierras (zona de Huatla) al SE del estado de Morelos, donde el perfil gravimétrico preserva valores de gravedad en un rango de 24 a 31 mGal. Presenta una forma ondulada (semejante a una onda sísmica).

El perfil continúa unos 22 km sobre parte del talud sur de la Sierra Nevada. Sobre el eje norte-sur de esta sierra se tiene un mínimo relativo de 17 mGal y hacia los extremos del talud se tienen valores de 30.5 mGal al W, y de 26 mGal al E.

En los siguientes 35 km al noreste de esta sierra, el perfil entra al Valle de Atlixco limitado al oeste por el flanco sur de la Sierra Nevada, y al sur por el frente norte de la Sierra de Tenzo hasta cortar la Falla Huejotzingo al oeste de la Ciudad de Puebla. En este sector, se observa que los valores disminuyen de forma aproximadamente lineal de un alto gravimétrico relativo 26 mGal, a valores de 1.5 mGal.

Prosiguiendo su recorrido hacia el noreste en el siguiente tramo de longitud de 59.5 km aproximadamente, cruza el Volcán La Malinche.

En esta parte central del perfil se observa un bajo gravimétrico, el cual alcanza los -35 mGal alrededor del volcán La Malinche. El perfil sugiere la probable existencia de una falla con orientación NW-SE que atraviesa el volcán (proyección de la Falla Zacatelco). A unos 42 km al suroeste de este volcán se encuentra la Falla Huejotzingo. Esta falla junto con la Falla Zacatelco que se encuentra a unos 7.5 km hacia el noreste con orientación NW-SE (Figura 6.7), limitan por el sur al graben de Puebla-Tlaxcala. Prosiguiendo unos 10 km más al NE de la Falla Zacatelco los valores de gravedad alrededor de -23 mGal forman un alto gravimétrico relativo el cual está limitado por una falla que estaría buzando al NE. El perfil gravimétrico no muestra la probable continuidad de la Falla Tlaxcala (Lermo-Samaniego y Bernal-Esquia, 2006).

El siguiente tramo de 20 km comprende a la Sierra de Tlaxco en su parte más meridional y está delimitado por el sistema de fallas Tulancingo-Tlaxco (al oeste de la ciudad de Libres, Puebla). Los valores gravimétricos muestran un aumento aproximadamente lineal de -23 a -4 mGal.

Continúa un tramo de 12.5 km, donde el perfil cruza el Valle de Libres, hasta una falla que buza al NE. El perfil gravimétrico muestra un bajo relativo de -8 mGal en la parte central de este sector. Hacia el NE los valores aumentan linealmente de -8 a 0.5 mGal.

El perfil finaliza con un tramo de 59.5 km que atraviesa totalmente la caldera de Los Humeros. En los primeros 32 km del tramo se muestra un bajo gravimétrico relativo de -9 mGal respuesta global de la estructura de Los Humeros. Esta estructura posee un diámetro aproximado de 16 km, y está conformada por tres calderas en su interior (Los Potreros, Central y Xalapasco) (Campos-Enríquez y Arredondo-Fragoso, 1991; Arzate et al. 2018;

Cedillo, 1997; Carrasco et al., 2017a, 2017b). En los últimos 27 km al NE los valores de gravedad aumentan en forma parabólica como lo muestra el perfil.

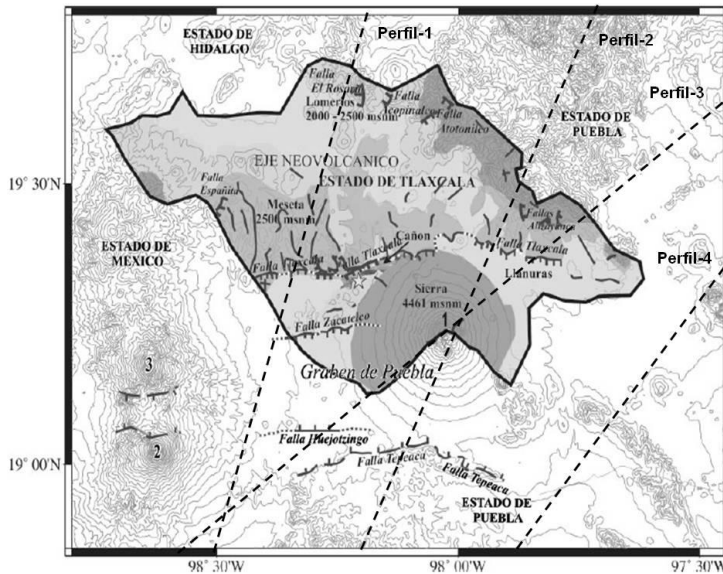


Figura 6.7. Representación de la ubicación de los perfiles 1, 2, 3 y 4 con líneas discontinuas sobre el mapa geomorfológico y tectónico del estado de Tlaxcala. Los números 1, 2 y 3 indican la ubicación de los volcanes: La Malinche, Popocatepetl e Iztaccihuatl, respectivamente. Las líneas pequeñas representan a fallas y lineamientos (tomado de Lermo- Samaniego y Bernal-Esquia, 2006).

Modelo geológico.

La anomalía comprende una depresión gravimétrica bien definida ubicada entre dos altos gravímetros en sus extremos (Figura 6.8 b). Este modelo geológico también continua infiriendo los tres tipos de basamento cristalino similarmente al modelo anterior; al CA en el sector SW y centro, centro al Oaxaquia y hacia el noreste al Orógeno Huasteco (OH), les sobreyacen la Cobertura Mesozoica (CM) y los Depósitos Sedimentarios-Volcánicos del Cenozoico (DSVC) (Figura 6.8 c).

El complejo basal (CA) en la porción central del perfil, se despliega, hacia el noreste, a lo largo de 60 km (entre de los 97 y los 157 km del perfil). Se encuentra afectado por una serie de fallas, que dan origen a bloques afallados y basculados que constituyen depresiones y a altos estructurales. La estructura volcánica de la Malinche se encuentra en la parte central de esta depresión tectónica. El modelo infiere que la cima del CA, hacia el extremo SW, se ubica a una profundidad de 2.25 km, en tanto que al NE está a 3.5 km bajo el nivel del mar. En la parte central lo encontramos a 3.5 km bnm. El modelo infiere nuevamente las principales fallas que constituyen el GPT; la Falla Tepeaca (a los 82 km) y la Falla Huejotzingo (a 105 km), que delimitan a la depresión por el suroeste. En su parte norte, la fosa está limitada por las fallas Zacatelco a 138 km), y otra falla sin nombre que buza al SW (a 164 km), la presencia de esta última se infiere por el modelado.

El modelo infiere al Oaxaquia a lo largo de 58 km (entre de los 157 y los 215 km del perfil). En el extremo sur de este sector septentrional se observa un alto estructural cuya parte sur está delimitada por una Falla sin nombre y al norte por la Falla Tulancingo-Tlaxco. En este sector, las cimas del Oaxaquia se dividen en tres regiones; la parte sur a 3 km bnm, en la zona centro de 2.5 a 2 km bnm con buzamiento al SW y para el último bloque de 2.5 a 2.8 km bnm buzando al NE. El basamento de este sector exhibe en la parte central una depresión tectónica, la cual alberga en su región central la estructura geológica de la caldera de Los Humeros (con centro a los 206 km). La depresión tectónica está confinada por dos fallas normales. Los espesores de los paquetes de las unidades geológicas son aproximadamente 3 km para la CM y de 2.5 km para los DSVC.

Continuando con la descripción del modelo geológico se infiere al OH situado a los 215 km del inicio del perfil, este basamento cristalino tiende a subir de 2.5 km bnm llegando a aflorar en superficie a los 240 km de distancia del inicio del perfil. Le sobreyacen los DSVC y la CM.

6.5.1 Perfil 4.

Este perfil tiene una longitud de 239 km. Su parte SW se ubica en el punto de coordenadas $98^{\circ}30.47'W/18^{\circ}7.85'N$, y su extremo NE en el punto de coordenadas $97^{\circ}3.2'W/19^{\circ}47.7'N$. La topografía presenta un rango de alturas entre 852.7 y 2747 metros (Figura 6.9 a). Las alturas aumentan de SW a NE hasta los 140 km, donde una zona de planicie se extiende hasta los 220 km con una altura promedio de 2,400 msnm. La parte central de la planicie se caracteriza por tener un alto topográfico donde se localizan los domos monogenéticos

de las Derrumbadas, posteriormente baja topográficamente hasta el final del perfil. La anomalía de Bouguer y la anomalía regional presentan valores entre -200 y -80 mGal (Figura 6.9 b). El residual muestra buen ajuste a la anomalía de Bouguer. La anomalía residual comprende valores entre -33.3 y 53.3 mGal (Figura 6.9 c).

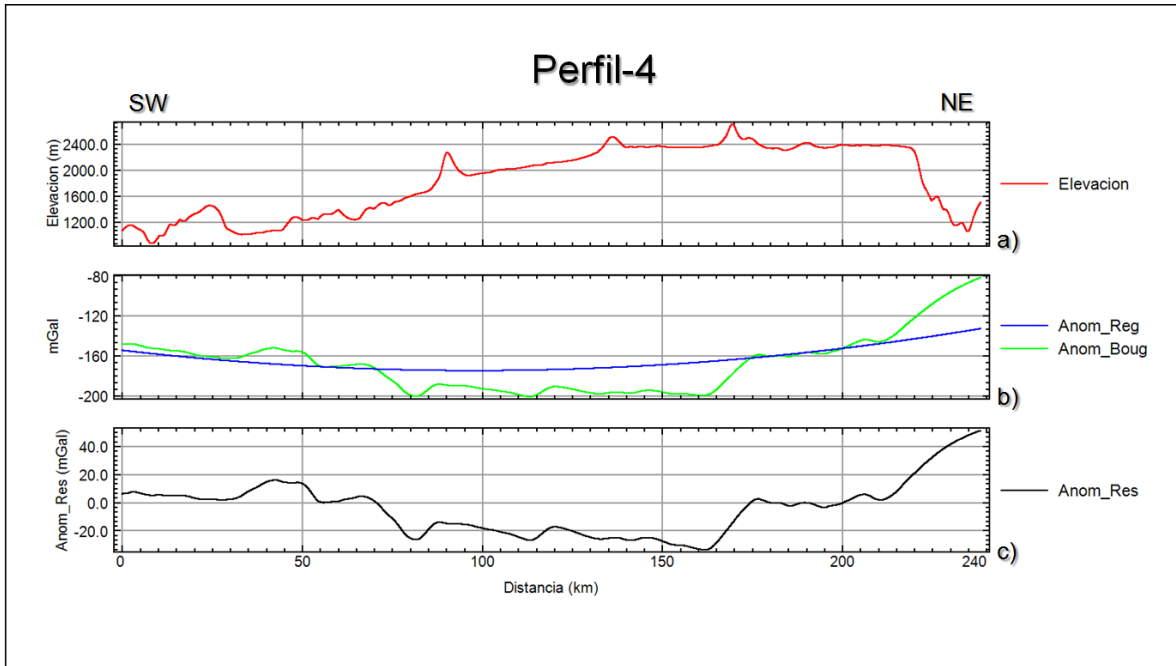


Figura 6.9. **Perfil 4.** a) topografía con exageración vertical de 17.6, b) anomalía de Bouguer y anomalía regional, y c) anomalía residual.

6.5.2 Descripción gravimétrica-estructural y modelo geológico del perfil-4.

El perfil-4 se extiende a través de los estados de Puebla y Veracruz, con una dirección SW-NE. Inicia el perfil a 4 km al NW del poblado Chila de la Sal en el estado de Puebla, parte suroeste, y finaliza a 34 km al norte del Volcán Cofre de Perote (Figura 6.10 a).

El primer tramo de 30 km, y en dirección NE, comprende la Sierra Grande hasta truncar con la Falla de Izúcar-Mariscal (i.e., Silva Romo et al., 2018). Los valores gravimétricos muestran ligera disminución de 8 a 2 mGal.

En el siguiente tramo de 26.5 km, atraviesa la cuenca Tehuitzingo hasta el límite sur de la cuenca Coatzingo, en la mesa La Coronilla, en la parte central de este sector, donde los valores muestran un alto relativo con valores de 13 y 15 mGal. En tanto que en sus extremos, valores al SW de 2 mGal y al NE de 0 mGal.

En el siguiente segmento de unos 12 km más, comprende la cuenca Coatzingo, y termina en la parte sur de la cuenca de Tepexi (en la mesa Santa Catarina), los valores muestran un aumento lineal de 0 a 4 mGal, quizás sea un bloque con caída al SE.

Continuando otros 19 km, se atraviesa la cuenca Tepexi interrumpida por la Falla Tepexi en la Sierra de Tenzo. Se infiere la existencia de una falla en la parte sur de esta cuenca muy marcada con caída al noreste que delimitaría un mínimo mayor de -25 mGal.

A lo largo de los siguientes 34 km pasa por la Sierra Tenzo, la zona de Tecamachalco, hasta llegar a la zona de Tepeaca. En los primeros 26 km, se tiene una anomalía en forma de rampa que buza al norte, a lo largo de la cual los valores bajan de -14 a -26.5 mGal, probablemente un bloque con caída al sur. En los últimos 7 km de este tramo aumentan los valores debido a una falla con caída al suroeste de -26 a -17.5 mGal.

A continuación se tiene un tramo de 41 km, a lo largo del cual, la anomalía baja de -17 a -33 mGal con un gradiente suave en forma de una rampa con buzamiento al norte, quizás otro bloque con caída al sur, y que correspondería a un bloque de relevo con respecto al bloque ya mencionado en el tramo de los 34 km, hasta llegar a la parte sur de los domos de Las Derrumbadas (Campos-Enríquez y Garduño-Monroy, 1987; Siebe y Verma, 1988; Muñoz-Jáuregui et al., 2019). En este sector, en los primeros 14.5 km se localiza la Sierra de Soltepec, la cual presenta una orientación NW-SE, cuya prolongación hacia el NW cortaría el volcán La Malinche en su parte sureste. La continuación de esta misma sierra hacia el sureste cortaría la sierra Negra en su parte noroeste.

A lo largo de 14.5 km, el perfil atraviesa la zona de los domos de Las Derrumbadas (domos volcánicos riolíticos). En los datos gravimétricos se observa un gradiente bien definido al suroeste de estas estructuras volcánicas, el cual indicaría la presencia de una falla. En un trabajo anterior, Campos-Enríquez y Garduño-Monroy (1987), ya habían mostrado la existencia de una falla asociada a dicho gradiente. Inmediatamente al suroeste se tiene un bajo gravimétrico de -33.5 mGal.

En el tramo de 34 km al noreste, el perfil pasa por la zona al norte de Las Derrumbadas y continúa hasta llegar a la Ciudad de Perote, la cual se encuentra entre La Caldera de Los

Humeros (a unos 14 km al NW) y el Volcán El Cofre de Perote (a unos 12 km) al SE. El perfil gravimétrico muestra valores que oscilan entre -3 a 5 mGal, un gradiente casi horizontal. Inmediatamente, en el último tramo de 29 km del perfil, los valores gravimétricos suben muy contrastantemente de 2 a 51 mGal donde el perfil tiene una forma de parábola, similar al perfil-3 en su extremo NE, quizás sea una falla mayor de la depresión donde se emplazó el sistema volcánico de Los Humeros.

Modelo geológico.

La parte central de este modelo se asocia con una zona de depresión gravimétrica bien confinada por dos gradientes muy contrastantes (Figura 6.10 b). El modelo continúa infiriendo los tres tipos de basamento anteriormente comentados; al SW el Complejo Acatlán (CA), en centro al Oaxaquia y al NE por el Orógeno Huasteco (OH) (Figura 6.10 c).

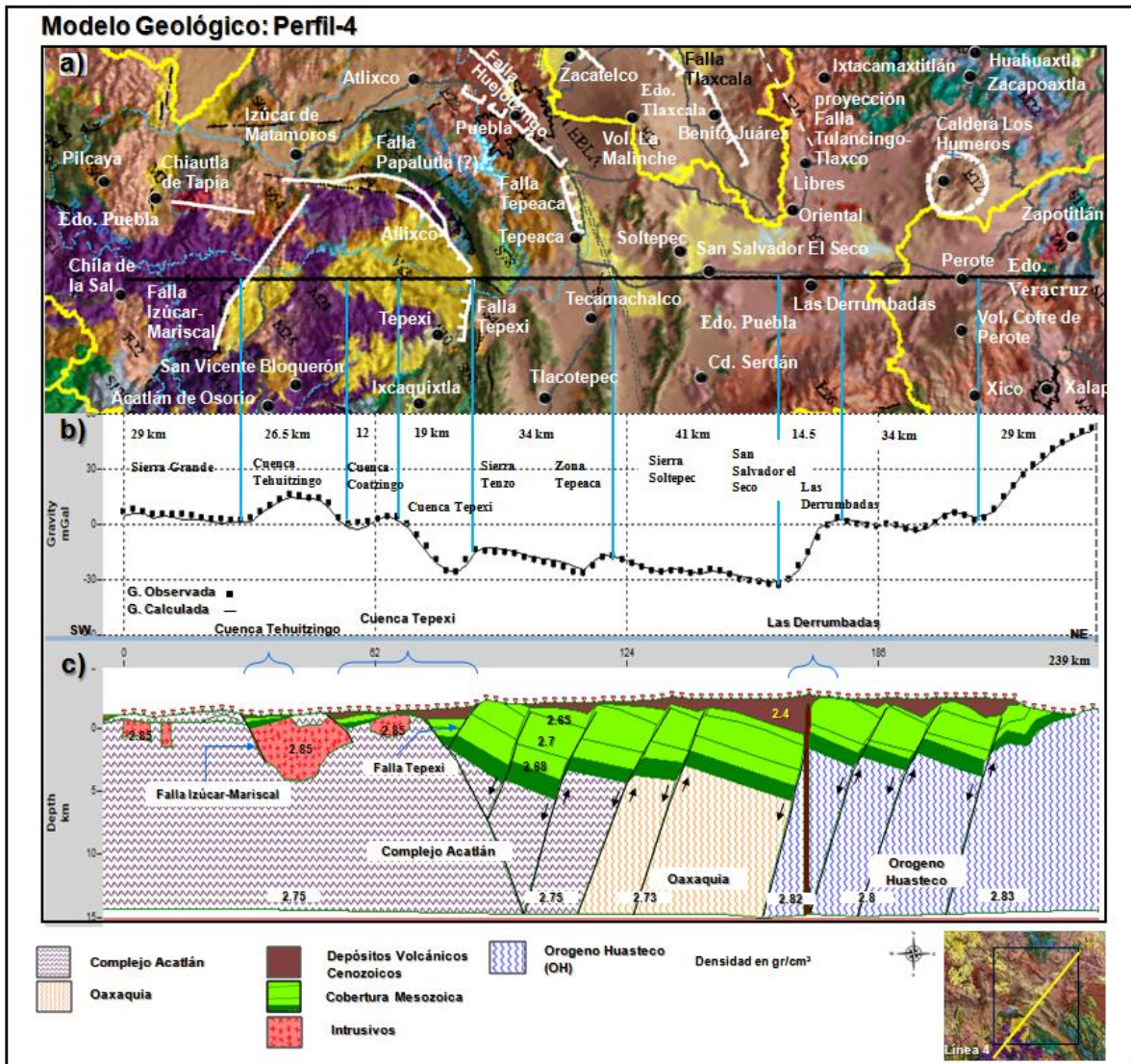


Figura 6.10. a) Mapa geológico (SGM, 2007) y trazo del perfil-3 con dirección SW-NE, b) Perfil gravimétrico observado y calculado, y c) Modelo geológico. Líneas de amarillo límites estatales y las líneas azules sectores de gradientes gravimétricos asociado a las fallas en superficie.

Este cuarto modelo infiere al CA aflorando a una altura de 1.5 km snm, con una extensión de 125 km desde el inicio del perfil. A los 73 km del inicio hacia el extremo norte, bloques del CA afallados y basculados hacia el noreste se profundizarán hacia el noreste. En el dominio suroeste donde aflora el CA se alojan dos cuencas del cenozoico estudiadas por Silva-Romo et al. (2018); la primera es la cuenca Tehuitzingo la cual se ubica a los 31 km y está limitada al sur por la falla Izúcar-Mariscal; la segunda es la cuenca Tepexi a los 50 km limitada al norte por la falla Tepexi. El modelo, en particular, exhibe la cuenca Tepexi de 34 km de longitud subdividida en dos sub-cuencas. En la parte central de este sector SW

se muestra dos altos gravimétricos relativos que se interpretan como efecto de un cuerpo intrusivo.

El modelo indica, que el Oaxaquia constituye el basamento cristalino de la parte central, el cual se extiende por 37 km hacia el noreste llegando a tocar el contacto SW del OH, encontrándose en particular por debajo de las estructuras volcánicas de los domos de Las Derrumbadas, donde los valores de gravedad presentan una firma gravimétrica en el perfil muy característica de una falla mayor. Como ya mencionado, esta falla ya había sido reportada por Campos-Enríquez y Garduño-Monroy (1987). Por debajo de la parte norte, en este modelo geológico infiere al OH más elevado que el basamento cristalino por debajo de la parte central (cimbras del basamento Oaxaquia parte central de 2.7 a 4.4 km bnm), ubicándolo de 1.5 a 2.5 km de profundidad bajo el nivel del mar hasta los 212 km del perfil. En este sector central el modelo presenta un conjunto de bloques con echados hacia al sur y basculados al norte por acción de sistemas de fallas normales con caídas al sur. A los 213 km del perfil el basamento del OH sube de 2 km bnm hasta aflorar a 1.4 km snm.

Los espesores de las unidades geológicas que sobreyacen a los basamentos cristalinos CA y Oaxaquia en la parte central son 4 km de la CM, y 2 a 0.2 km para los DSVC. En tanto que en su parte noreste tenemos espesores de 3 km para la CM y de 0.8 km para los DSVC en el basamento del OH.

6.6.1 Perfil 5.

La parte SW del perfil se ubica en el punto de coordenadas $98^{\circ}2.3'W/18^{\circ}16.52'N$ y su extremo NE en el punto definido por las coordenadas $97^{\circ}0.82'W/19^{\circ}23.17'N$. La altura topográfica varía entre 1,416 y 3,583 metros (Figura a), aumenta de SW a NE hasta los 122 km, donde se localiza un máximo topográfico asociado al volcán Pico de Orizaba, posteriormente inicia un descenso hasta el final del perfil. La anomalía de Bouguer y la anomalía regional presentan valores entre -196.5 y -120 mGal. La anomalía residual tiende a ajustarse a la anomalía de Bouguer en los extremos del perfil (Figura 6.11 b). La anomalía residual comprende valores entre -43.3 y 10 mGal (Figura 6.11 c).

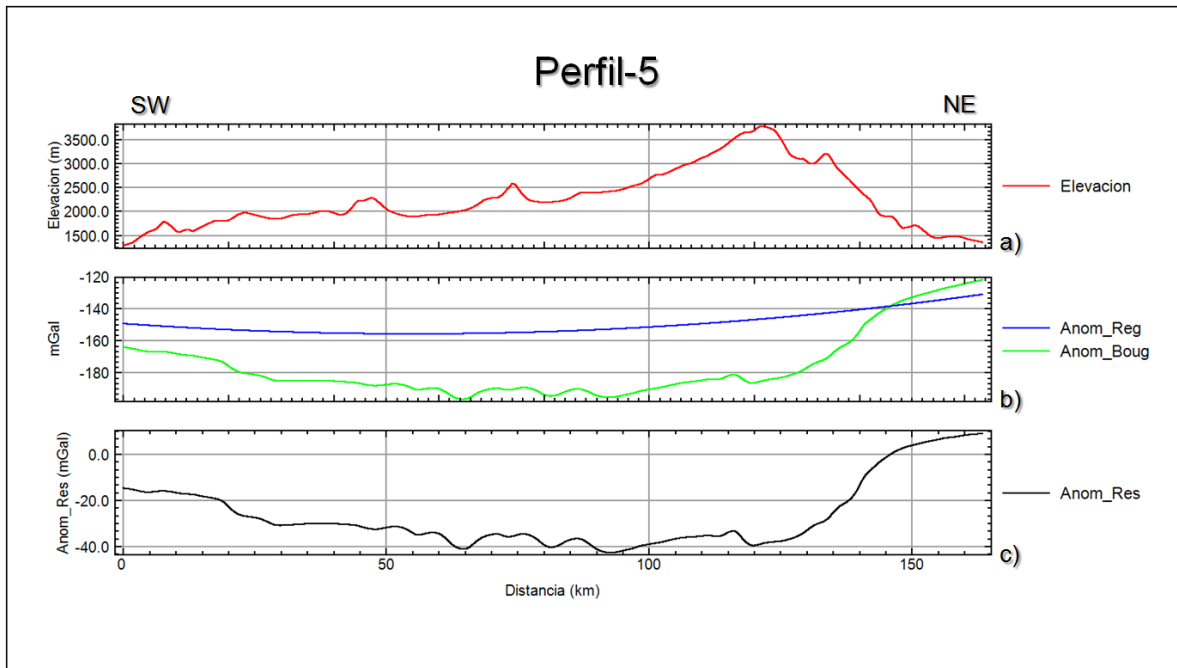


Figura 6.11. **Perfil 5.** a) topografía con exageración vertical de 10.5, b) anomalía de Bouguer y anomalía regional, y c) anomalía residual.

6.6.2 Descripción gravimétrica-estructural y modelo geológico del perfil-5.

El perfil-5, con una longitud de 163 km pasa por los estados de Puebla y Veracruz. Su extremo SW se localiza en el poblado San Vicente Boquerón (7 km al norte de Acatlán de Osorio), en el estado de Puebla, y su extremo NE se encuentra a 3.5 km al sur del poblado Xico y a 15 km al sureste del Volcán Cofre de Perote, Veracruz (Figura 6.12 a). La dirección del perfil es SW-NE.

En su tramo de inicio de 18 km comprende la zona mineralizada Xayacatlán y está delimitada al NE por el límite noroccidental de la cuenca ancestral de Zapotitlán (Mendoza-Rosales, 2010). El perfil gravimétrico muestra que los valores disminuyen paulatinamente de -14 a -21 mGal con un gradiente muy suave.

Continuando unos 33 km al noreste, se adentra a la zona de Ixcaquixtla hasta llegar a la Falla La Cuesta. Los valores gravimétricos muestran en los primeros 11.5 km de este sector una rampa a lo largo de la cual los valores disminuyen de -20 a -31 mGal, probablemente sea la rampa de fallamiento del Complejo Acatlán. En los últimos 21.5 km de este sector, los valores varían poco entre -30 y 32 mGal. El tramo correspondiente de la anomalía es

casi horizontal, la cual corresponde a la cuenca ancestral Zapotitlán del Mesozoico (Mendoza-Rosales, 2010).

En el espacio de los siguientes 13 km se atraviesa la zona de Tlacotepec de Benito Juárez, donde los valores gravimétricos bajan de -31.42 a -41.16 mGal; en la parte central de este sector existe un alto gravimétrico relativo de -34.26 mGal.

En los próximos 28 km, en zona de planicie, pasa por dos sistemas de sierras; la primera es la Sierra Tecamachalco y la segunda es la Sierra Soltepec, ambas con una dirección NW-SE. El sector muestra dos altos relativos contiguos de -36.29 y -34.67 mGal, y hacia los extremos de este sector dos mínimos relativos de -42.78 y -41.16 mGal, en la parte central del sector también se muestra un pequeño bajo relativo de -40.35 mGal entre de ambas sierras.

En los siguientes 23 km, atraviesa la zona de planicie de Ciudad Serdán hasta el talud oeste del volcán Pico de Orizaba, en donde el perfil de gravedad muestra como los valores suben de -42 a -33 mGal linealmente y constantemente a lo largo de una rampa positiva.

En los siguientes 47.5 km más al noreste, el perfil se adentra al sistema volcánico del Pico de Orizaba-Cofre de Perote hasta llegar al límite oriental de la región central de este sistema. El perfil muestra un patrón de valores bien definidos, en los primeros 5 km de este sector, los valores de gravedad caen en un mínimo local con un gradiente negativo de -33 a -39 mGal, probablemente sea una falla con buzamiento al noreste. Sin embargo, el resto del perfil los valores aumentan de manera armónica como una "S" inclinada, de -39 a 9 mGal hasta el final del perfil, un gradiente positivo muy contrastante con respecto a todo el perfil.

Modelo geológico.

Este perfil también está caracterizado por un bajo gravimétrico limitado en sus extremos por altos gravimétricos respectivos. Sin embargo, la magnitud del bajo gravimétrico es menor que en los cuatro perfiles anteriores (Figura 6.12 b).

El modelo también infiere los tres tipos de basamento anteriormente mencionados; al SW, el Complejo Acatlán (CA), en su parte central Oaxaquia y al NE al OH, a ambos sobreyaciendoles la CM y los DSVC (Figura 6.12 c).

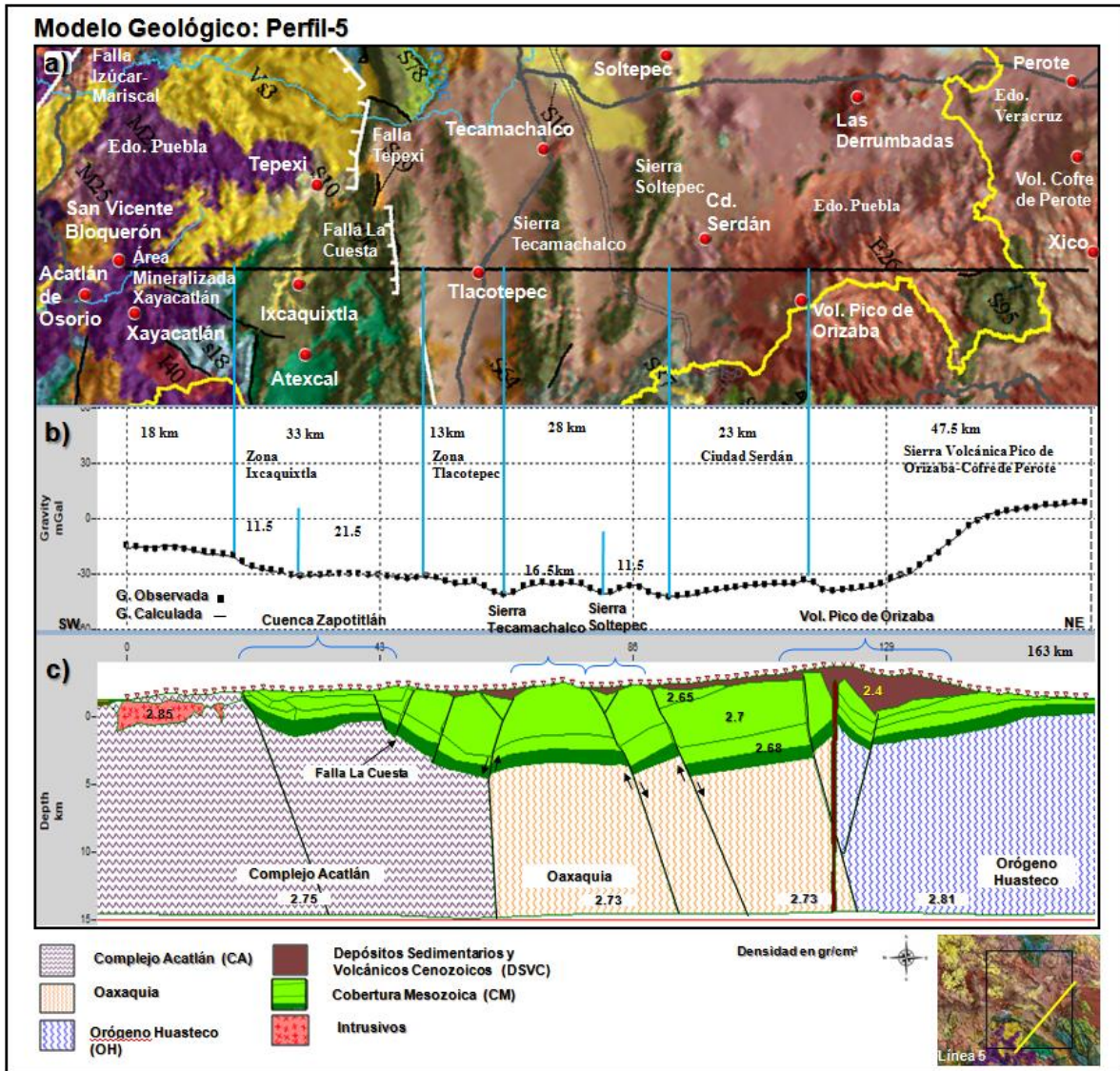


Figura 6.12. a) Mapa geológico (SGM, 2007) y trazo del perfil-3 con dirección SW-NE, b) Perfil gravimétrico observado y calculado, y c) Modelo geológico. Líneas de amarillo límites estatales y las líneas azules sectores de gradientes gravimétricos asociado a las fallas en superficie.

En el dominio del CA, el modelo muestra dos rasgos geológicos interesantes; por una parte, en el extremo SW indica la presencia de un cuerpo intrusivo inferido que no llega a aflorar, y más al norte, por otra parte, una depresión en forma de fosa que probablemente sea parte de la proyección del extremo noreste de la cuenca de Zapotitlán.

Al SW, el modelo infiere al CA en superficie entre el inicio del perfil y hasta los 19 km. Inmediatamente hacia el NE, el CA inicia a sepultarse por debajo la cuenca ancestral Mesozoica de Zapotitlán donde alcanza profundidades de 1 km bajo el nivel del mar, y se

encuentra limitada por la Falla La Cuesta. Los espesores de la CM son de alrededor de 2.5 km en la cuenca. Después de la Falla La Cuesta, el CA continúa profundizándose llegando a estar a 4 km bnm a la distancia de los 61 km (medida desde el inicio del perfil), donde estará en contacto con el Oaxaquia.

En la parte central, el modelo infiere al Oaxaquia que se extiende por 59 km afectado por fallamiento normal que da origen a bloques afallados, hundidos y basculados, hasta los pies del volcán Pico de Orizaba, se tiene un alto estructural al SW, en contra del cual se acuñan depresiones tectónicas tipo semi-graben.

De acuerdo a este modelo las cimas del Oaxaquia se infieren a profundidades entre 3 y 4 km bajo el nivel del mar, y los espesores de la CM de aproximadamente 4 km y por encima de ésta los DSVC con espesores de 0.7 km.

El modelo geológico presenta al OH que se extiende por debajo del volcán Pico de Orizaba por una longitud de 42 km en la parte final del extremo norte del perfil. En el modelo se representa sin alteraciones geológicas sobresalientes y de nuevo con dos unidades litológicas que le sobreyacen: la CM muestra espesores de 1 km y por encima de esta los DSVC con espesores de 3 km los cuales corresponde a las actividades volcánicas del Pico de Orizaba. Las cimas del OH por debajo del Pico de Orizaba se infieren a 2 km bajo el nivel del mar y conforme se proyecta hacia el norte del perfil la cima del CM sube hasta el nivel del mar.

6.7.1 Perfil 6.

El extremo SW se ubica en el punto de coordenadas $98^{\circ}4.44'W/18^{\circ}5.71'N$, y su extremo NE se determina con las coordenadas $96^{\circ}47.56'W/18^{\circ}50.26'N$. La topografía tiene un rango de alturas entre 500 y 2,666 metros, aumentando de SW a NE hasta los 68 km, donde se tiene un bajo topográfico hasta los 104 km, asociada con el Valle de Tehuacán, posteriormente inicia un descenso en su parte NE (Figura 6.13 a). Las anomalías de Bouguer y regional presentan valores entre -186.6 y -100 mGal (Figura 6.13 b). La anomalía residual sigue la forma regional de la anomalía de Bouguer. La anomalía residual comprende valores entre -56.5 y 3.3mGal (Figura 6.13 c).

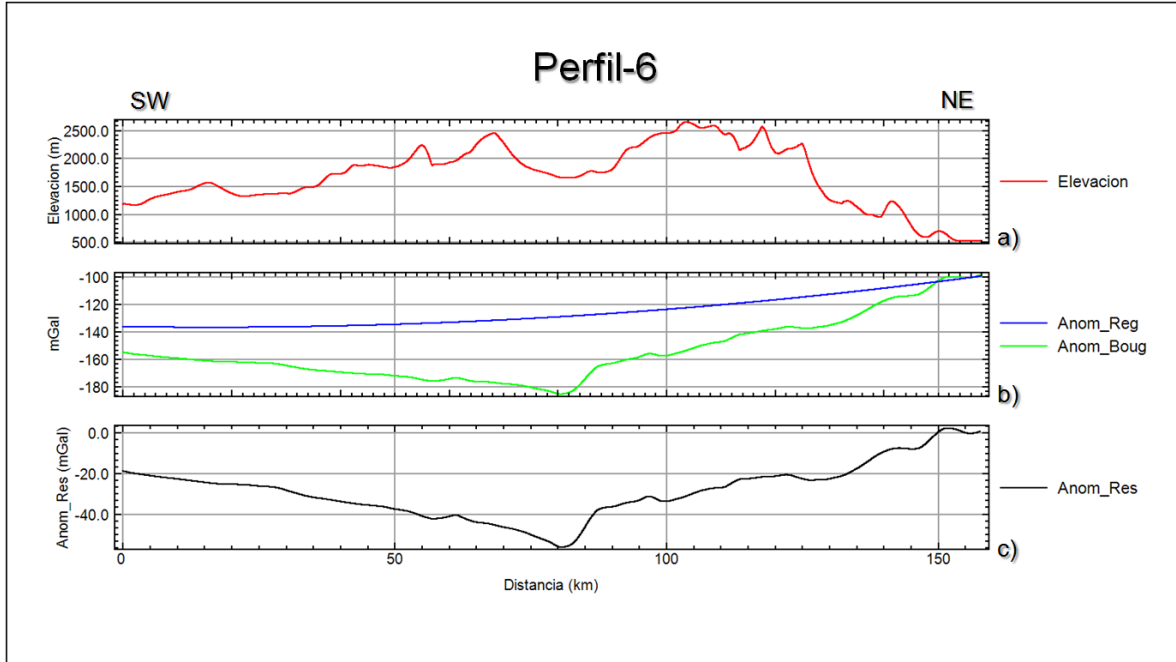


Figura 6.13. **Perfil 6.** a) topografía con exageración vertical de 10.2, b) anomalía de Bouguer y anomalía regional, y c) anomalía residual.

6.7.2 Descripción gravimétrica-estructural y modelo geológico del Perfil-6.

Este perfil con una longitud de 158 km, se ubica en los estados de Puebla y Veracruz, con una dirección de SW-NE (Figura 6.14 a). El perfil inicia a 13 km al sur de la ciudad de Acatlán de Osorio en el estado de Puebla, culminando en el extremo NE en el poblado Yanga a 15 km sureste de la Ciudad de Córdoba.

El primer tramo de 40 km al noreste, atraviesa la zona mineralizada Xayacatlán, y termina en la Falla Otlaltepec, ésta tiene un buzamiento al noreste. Los valores gravimétricos muestran una pendiente con caída hacia el NE, a lo largo del cual los valores bajan en forma casi lineal de 33.6 a -18.5 mGal.

Continúa un tramo de 35 km, desde la falla Otlaltepec, la cual será el punto a partir del cual se profundiza el complejo Acatlán hacia el NE por debajo de la cubierta volcánica-sedimentaria jurásico-cretácico, se adentra en la zona de Atexcal, hasta la Falla Tehuacán. Esta zona corresponde a la cuenca ancestral Zapotitlán del Mesozoico (Mendoza-Rosales, 2010). El perfil gravimétrico continúa mostrando que los valores decaen con el mismo

gradiente suave del tramo de los 40 km de -33.5 a -50 mGal. En la parte central de este sector el perfil exhibe una anomalía negativa muy sutil que se considera tal vez la firma del contacto entre dos terrenos tectono-estratigráficos; el terreno Mixteco con el Terreno Oaxaca con la probable existencia de la Falla Caltepec (Elías-Herrera et al., 2005). En trabajos anteriores, Campos-Enríquez et al. (2014) proponen que la Falla Caltepec continúa hacia el NW por debajo de rocas jóvenes.

Prosiguiendo más hacia la parte noreste se tiene un tramo de unos 13 km, el cual corresponde fisiográficamente al Valle de Tehuacán, este tramo está confinado en su parte noreste por la Falla Oaxaca y en su extremo suroeste por la Falla Tehuacán. En este sector el perfil gravimétrico expone una depresión negativa muy contrastante, donde convergen dos gradientes gravimétricos muy bien definidos formando el valor gravimétrico regional más bajo de este perfil. Los valores gravimétricos de -37 a -56 mGal corresponden a la Falla Oaxaca con un gradiente más pronunciado que el asociado a la Falla Tehuacán con sus respectivos valores gravimétricos de -48 a -55 mGal.

En el último segmento de 89 km de longitud atraviesa la parte más septentrional del Terreno Juárez adentrándose por la Sierra Negra en el estado de Puebla hasta la sierra de Zongolica en el estado de Veracruz. Los valores gravimétricos en este sector tienden a bajar de NE a SW de 2.5 a -37 mGal observando dentro de este sector altos y bajos relativos característicos a las respuestas gravimétricas de la geología superficial y al sistema de cabalgamientos productos de la orogenia Laramíde.

Modelo geológico.

La anomalía gravimétrica a lo largo de este perfil está caracterizada por dos gradientes gravimétricos que terminan en un bajo gravimétrico centrado en la zona del Valle de Tehuacán. El gradiente gravimétrico del lado oeste es muy suave, el del lado este es de mayor magnitud y con variaciones de segundo orden (Figura 6.14 b).

A diferencia de los otros cinco modelos anteriores, este exhibe cuatro tipos de basamento cristalino; al sector SW se localiza el Complejo Acatlán (CA), en la parte central-sur el Complejo Oaxaqueño (CO), hacia la parte central-norte se ubica el Complejo Mazateco (CMz), y en su extremo NE, al Orógeno Huasteco (OH) (Ortega-Gutiérrez et al., 2018) . A

todos estos terrenos les sobreyacen la unidad geológica de la CM, y sólo en la región del Valle de Tehuacán a esta última le sobreyacen los DSVC (Figura 6.14 c).

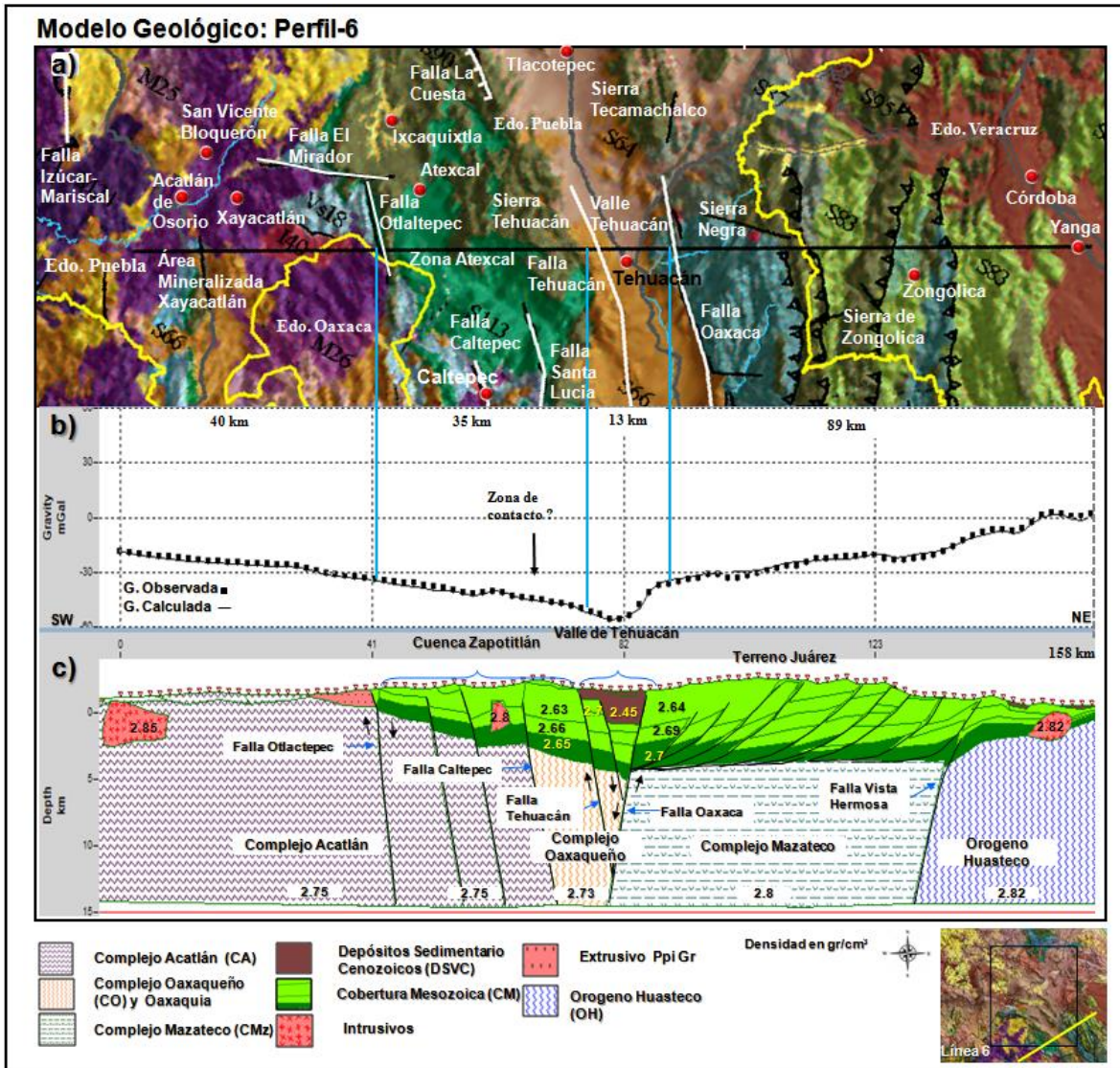


Figura 6.14. a) Mapa geológico (SGM, 2007) y trazo del perfil-3 con dirección SW-NE, b) Perfil gravimétrico observado y calculado, y c) Modelo geológico. Líneas de amarillo límites estatales y las líneas azules sectores de gradientes gravimétricos asociado a las fallas en superficie.

El modelo infiere un CA muy somero a lo largo de 66 km. En la mayor parte de este segmento el CA se encuentra expuesto en superficie (desde el inicio y hasta los 31 km). A continuación, el basamento se profundiza por debajo de la cuenda de Zapotitlán hasta ser

truncado por una falla. Se infiere que probablemente sea la continuidad hacia el noroeste de la Falla Caltepec. En un trabajo anterior, Campos-Enríquez et al. (2014) proponen la continuidad de la Falla Caltepec con una dirección NW-SE. El modelo muestra al CA con un cuerpo intrusivo en el extremo SW y hacia el norte nos presenta otro cuerpo granitoide, el granito de Totoltepec del Paleozoico-Pérmico según la carta estatal del SGM (2008) en contacto lateral con las unidades geológicas de la cuenca Zapotitlán. Los espesores del relleno varían entre 2 a 4 km donde el basamento del CA inicia una rampa de descenso al norte, llegando a la profundidad de 3 km por debajo del nivel del mar ahí donde se encuentra con el CO.

Con una extensión de 19 km, el modelo geológico ubica al CO confinada por fallas mayores. La Falla Caltepec al SW, y la Falla Oaxaca al NE a los 85 km del perfil. El modelo representa la cima del basamento de este complejo con la misma inclinación de buzamiento hacia el norte que el CA y es truncado por la Falla Oaxaca, donde se ubica a la profundidad de 5 km bajo el nivel del mar. Los espesores de la CM son de 4 km y para los DSVC de 2 km aparentemente. Por otro lado, el modelo infiere un pequeño cuerpo intrusivo al sur del CO dentro de las unidades rellenando la cuenca de Zapotitlán.

El modelo infiere al CMz a lo largo de 47 km afectado por sistemas de fallamiento inverso con pliegues y cabalgamientos hacia el noreste (Fitz-Díaz et al., 2011, 2017). Los espesores de la CM varían entre 5 y 3.5 km. La cima del CMz sube desde el oeste hasta el este alcanzando a estar a 3.5 km bajo el nivel del mar donde tiene contacto con el OH.

Por último, el modelo infiere el OH en una extensión de 22 km hasta el final norte del perfil. Los espesores de la CM son de 2 a 0.8 km aproximadamente en las cuales se infiere por el modelo que emplaza un intrusivo metamórfico contra la cima del OH a los 152 km de distancia del perfil. El modelo infiere que la parte superior del OH tiende a subir desde el contacto con el CMz, al sur, hasta el final del perfil en el extremo norte llegando a estar a la profundidad de 0.3 km bajo el nivel del mar.

Modelación inversa 3D.

En el Anexo A se presenta la inversión 3D que se realizó a los datos gravimétricos del área del Valle de Tehuacán (parte SE de nuestra zona de estudio). Para poder cumplir con los tiempos de graduación previstos por el Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra de la UNAM, se decidió sólo hacer mención de este inicio de inversión, el cuál esperamos culminar en un futuro cercano.

Capítulo VII

7.1 Análisis y Discusiones.

En primer lugar, los seis perfiles gravimétricos presentan una tendencia gravimétrica regional caracterizada por un mínimo en la zona central que presenta una dirección SE-NW (Figura 7.1). En particular, se observa que los valores de gravedad que caracterizan al mínimo se hacen menos negativos a partir de la porción más meridional y oriental de la zona de estudio, que le corresponde al perfil-6, hasta el extremo septentrional y occidental que corresponde al perfil-1. En la Figura 7.2 se muestra sobrepuesta a la topográfica del área de estudio la anomalía gravimétrica residual.

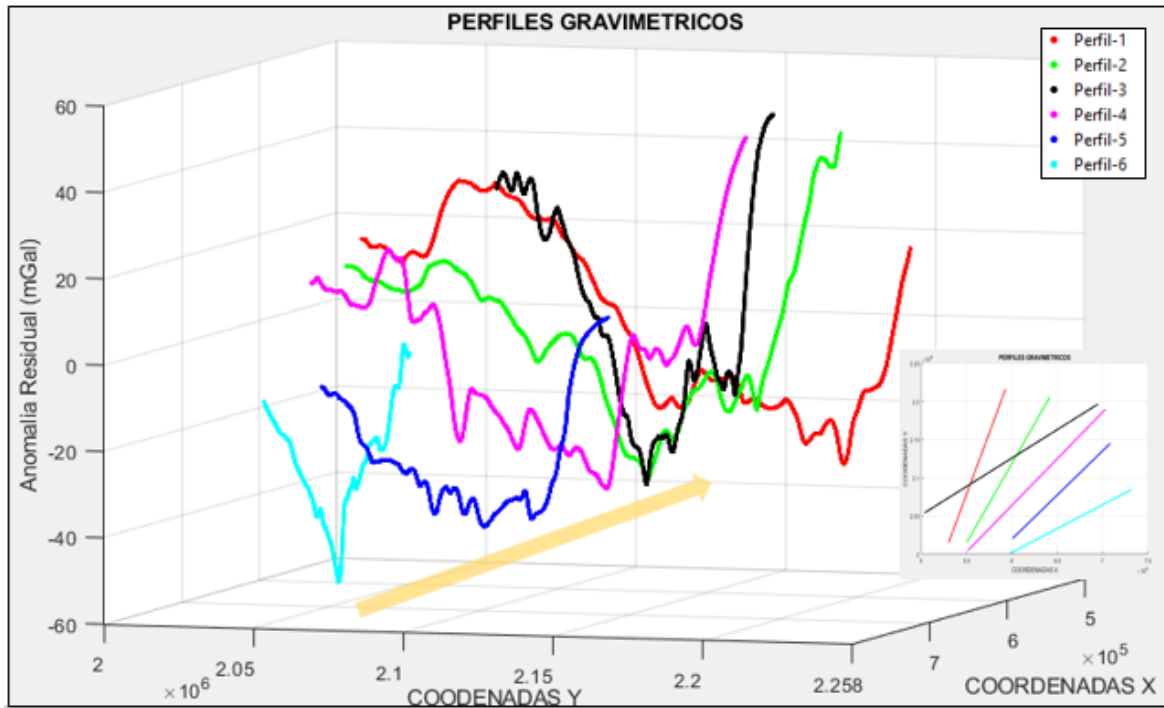


Figura 7.1. Visualización en 3D de los perfiles gravimétricos de anomalías residuales del área de estudio. En el recuadro de la derecha se indica su posición relativa.

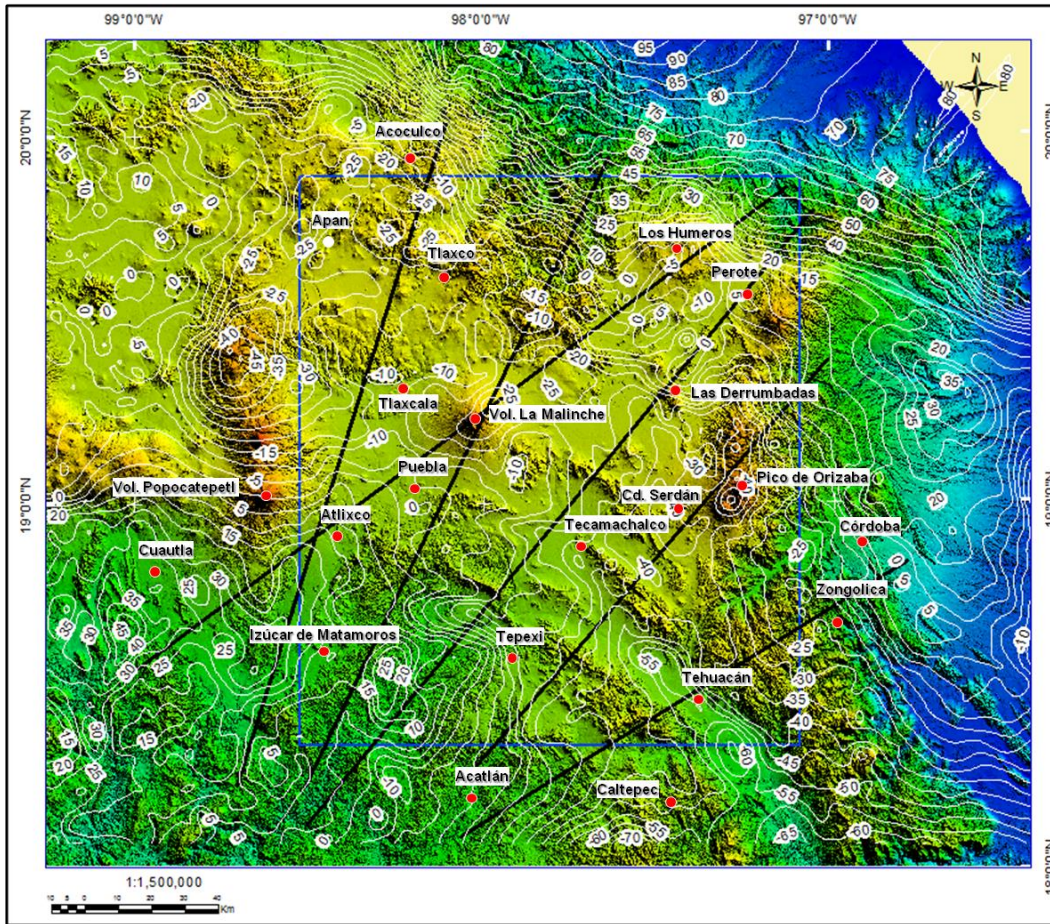


Figura 7.2.- Anomalia gravimétrica residual sobrepuesta a imagen digital del terreno en la zona de estudio. Las isolíneas están dadas cada 5 mGal.

Modelo 3D.

Los seis modelos estructurales geológicos elaborados permiten tener una imagen de conjunto de la estructura cortical somera del área de estudio. La Figura 7.3 nos muestra las extensiones espaciales horizontales y verticales de las unidades geológicas incluidas en los modelos. La profundidad se representa con una exageración vertical de 4, con el propósito de permitir la correlación de los rasgos geológicos de toda el área de estudio. Se muestran límites mayores entre los complejos Acatlán, Oaxaqueño, Mazateco, Oaxaquia, y el Orógeno Huasteco.

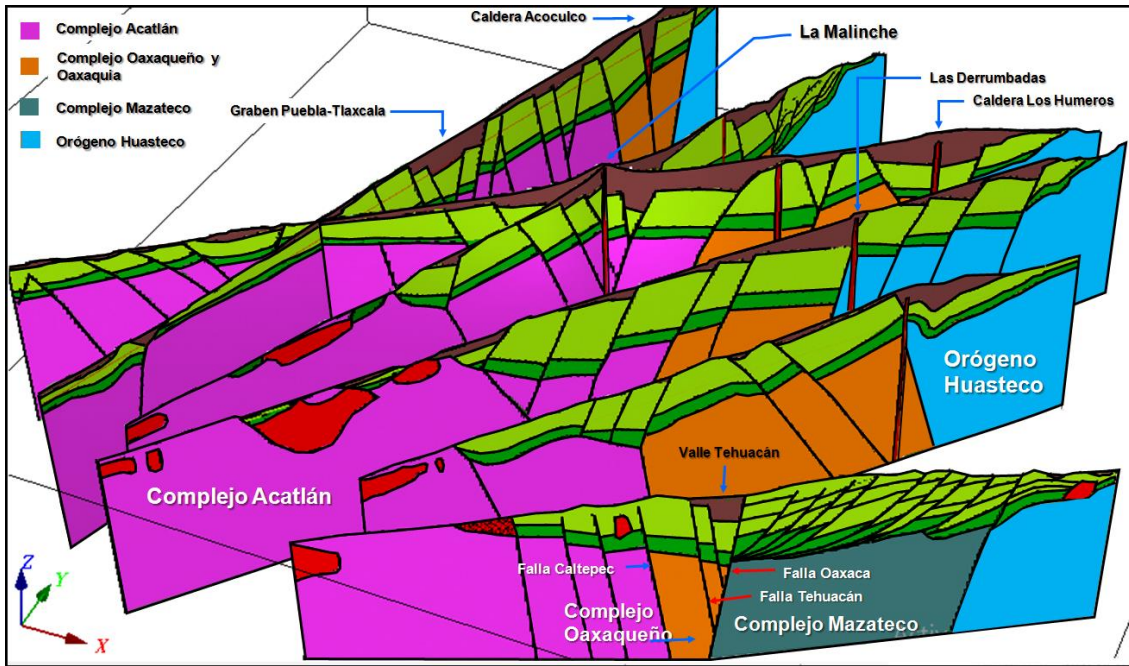


Figura 7.3 Visualización integral 3D de los modelos geológicos. Se indican los principales rasgos geológicos. La profundidad tiene una exageración vertical de 4.

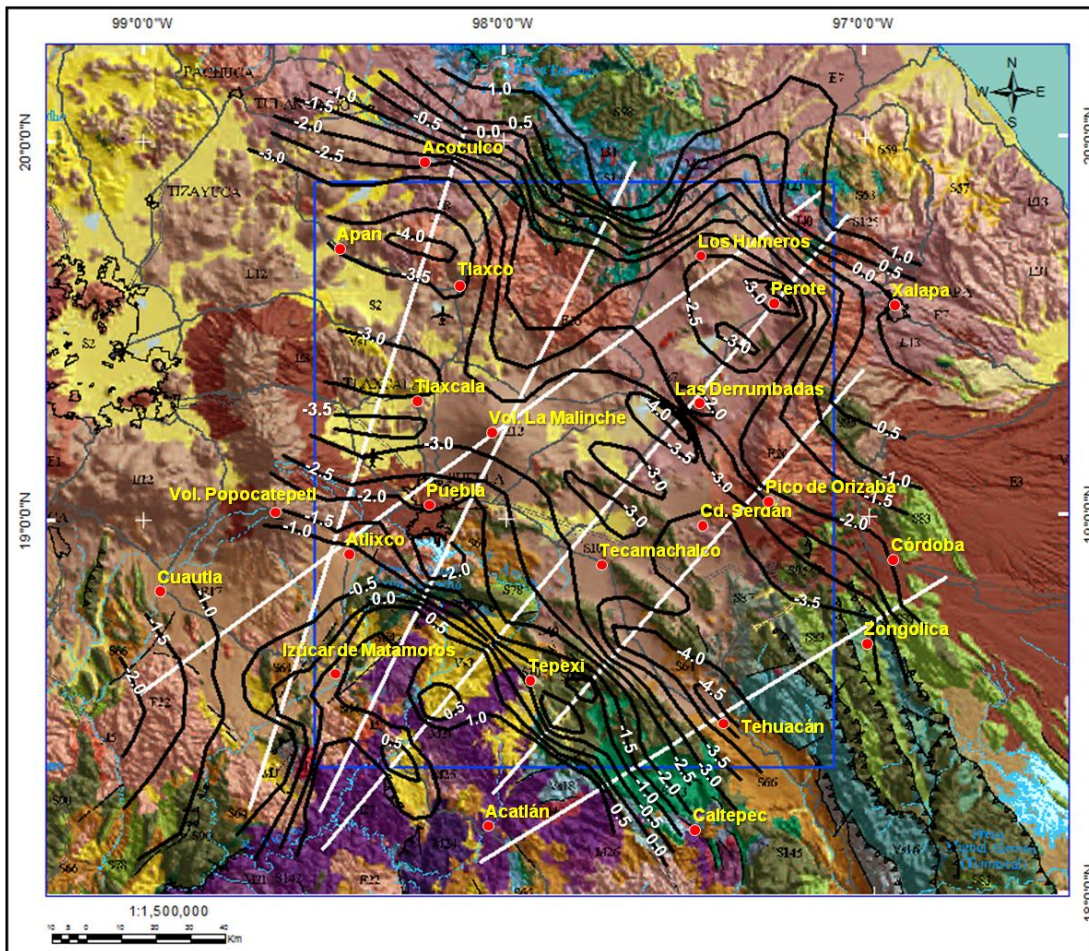


Figura 7.4.- Configuración de la profundidad a la cima del basamento cristalino superpuesto a la geología de la zona de estudio (SGM, 2018). Cotas cada 5km.

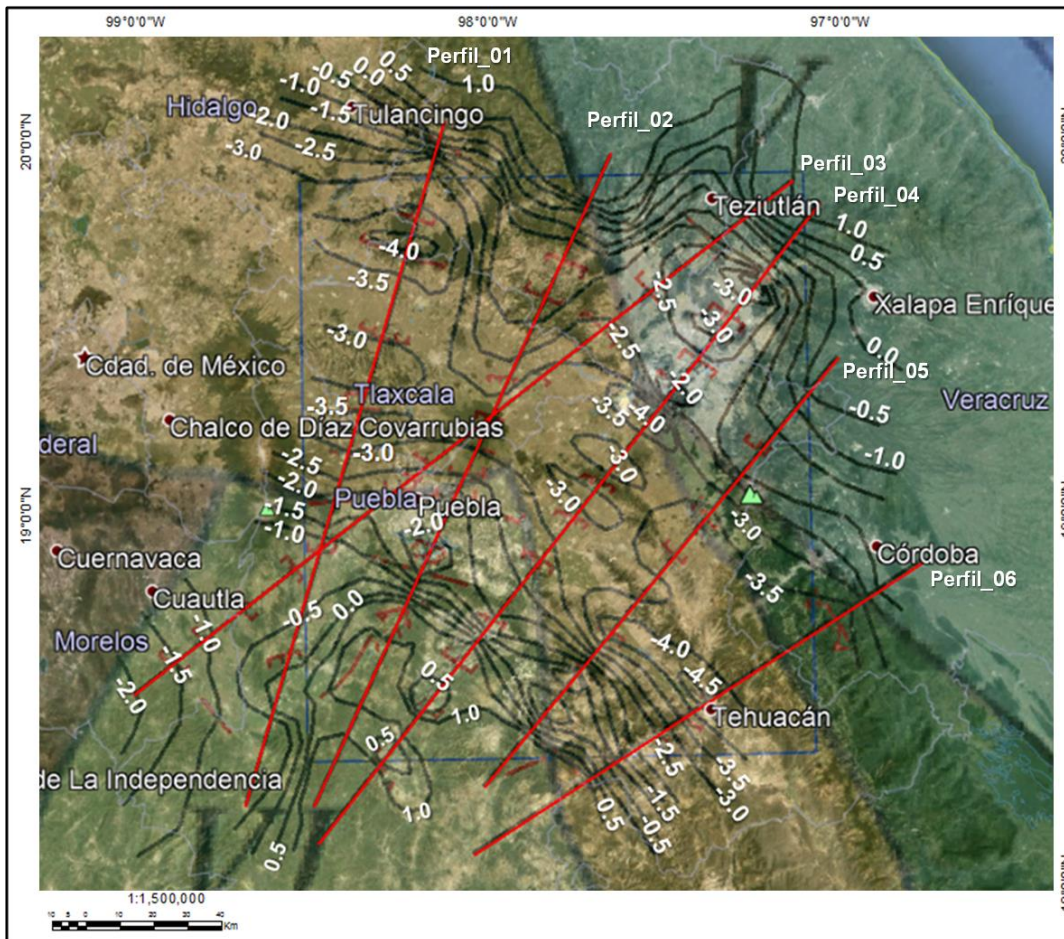


Figura 7.5.- Configuración de la profundidad a la cima del basamento cristalino superpuesta a la imagen satelital de Google Earth y límites terrenos de Ortega-Gutiérrez et al., 2018. Cotas cada 5km.

Con base en las profundidades al basamento cristalino que se observa en los perfiles modelados se configuró la cima respectiva (Figura 7.4). Por cuestión de simplificación, en esta configuración no se incluyen las fallas que delimitan los altos y bajos. De acuerdo a esta configuración se tiene un alto estructural tanto en el sur como en el norte delimitando una depresión que cruza el área de estudio de SE a NW. El alto estructural basamental del sur comprende, del oeste al este, al Complejo Acatlán, Complejo Oaxaqueño, Complejo Mazateco, y al Orógeno Huasteco, El alto estructural de la parte norte comprende al Terreno Oaxaquia y al Orógeno Huasteco (al nororiente).

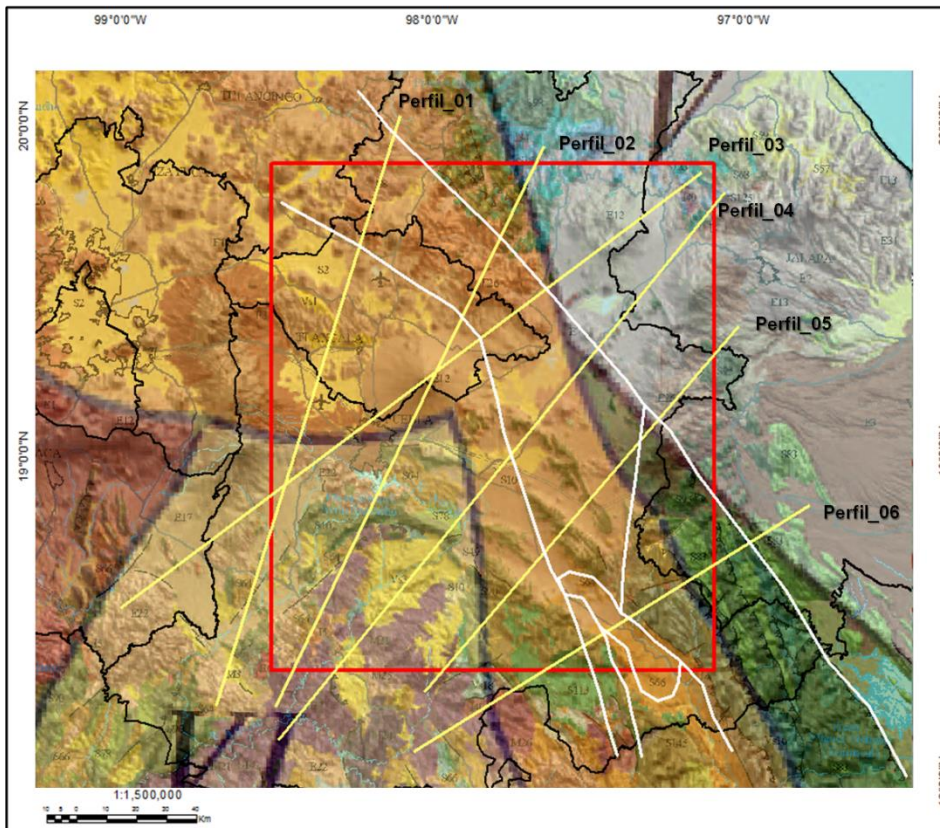


Figura 7.6. Límites tectono-estratigráficos tomados de Ortega-Gutiérrez et al., 2018, sobrepuesto a mapa geológico del SGM, 2007. Las líneas en color blanco límites de contacto propuesto en este trabajo.

Como ya hemos mencionado en esta configuración no incluimos las fallas que delimitan bloques altos y bajos del basamento. En este contexto los altos gradiente observados al sur y al norte indican como los basamentos profundizan hacia el centro de la cuenca (Figura 7.6). En particular se puede observar que el Complejo Acatlán se profundiza por debajo del valle de Puebla. Se observa que este complejo se extiende hacia la parte sur del Volcán La Malinche. En la parte norte se observa que el basamento se profundiza hacia el sur, con una lengua que extiende por debajo de los valles de Tlaxcala, y Libres-Oriental hacia el norte del volcán La Malinche. Estas dos lenguas conforman un alto estructural que separa en dos partes la depresión central. La parte occidental corresponde en gran parte al graben de Puebla-Tlaxcala. En la parte oriental, en el sector noreste se tiene una fosa tectónica con orientación aproximada N-S en la cual se ubica la caldera de Los Humeros. Al sur-orientado se tiene una fosa con orientación NW-SE que incluye la parte norte del Valle de Tehuacán. Esta fosa sería la más profunda. Otro rasgo sobresaliente lo constituye un gradiente aproximadamente NW-SE a lo largo del cual se encuentran los domos de las

Derrumbadas, el volcán Cerro Grande, la Sierra Tlaxco. Este gradiente se correlaciona con una falla NW-SE que limita por el norte una depresión reportada al sur de los domos de Las Derrumbadas (i.e., Campos-Enríquez y Garduño-Monroy, 1987). Es interesante hacer notar que además sobre esta falla se ha reportado sismicidad con la misma orientación (Figura 7.9). La continuación de este lineamiento hacia el SE pasaría por el volcán Pico de Orizaba, y más hacia el sureste coincidiría con la Falla Vista Hermosa.

De acuerdo al análisis grupal de la parte central de los modelos geológicos 1, 2, 3 y 4, el Oaxaquia presentan una zona con horts y grabens, lo cual indica que esta zona estado sujeta a una tectónica extensional.

Como ya se mencionó (Figura 7.5), el Complejo Acatlán se prolongaría por debajo de la cobertura volcano-sedimentaria hasta por debajo del graben de Puebla-Tlaxcala. Esta extensión hacia el norte del Complejo Acatlán coincide con el límite norte propuestos por Ortega-Guerrero et al. (2018). El Complejo Oaxaqueño se extendería con dirección NW pasando al este del alto estructural que separa las tres fosas mencionadas. Al oriente el Orogeno Huasteco se extendería con una orientación aproximadamente N-S.

Los seis modelos geológicos exhiben el contacto entre los complejos Acatlán y Oaxaqueño (o Oaxaquia) (Figura 7.3). El contacto a lo largo de la Falla Caltepec ha sido documentada por Elías-Herrera et al. (2005). A partir de un estudio gravimétrico, Campos-Enríquez et al. (2014) infieren la continuidad de las fallas Caltepec, Santa Lucia, y Tehuacán con dirección NW. Este contacto cambia de dirección más al oeste y coincide con la Falla Tulancingo-Tlaxco (Figura 7.7).

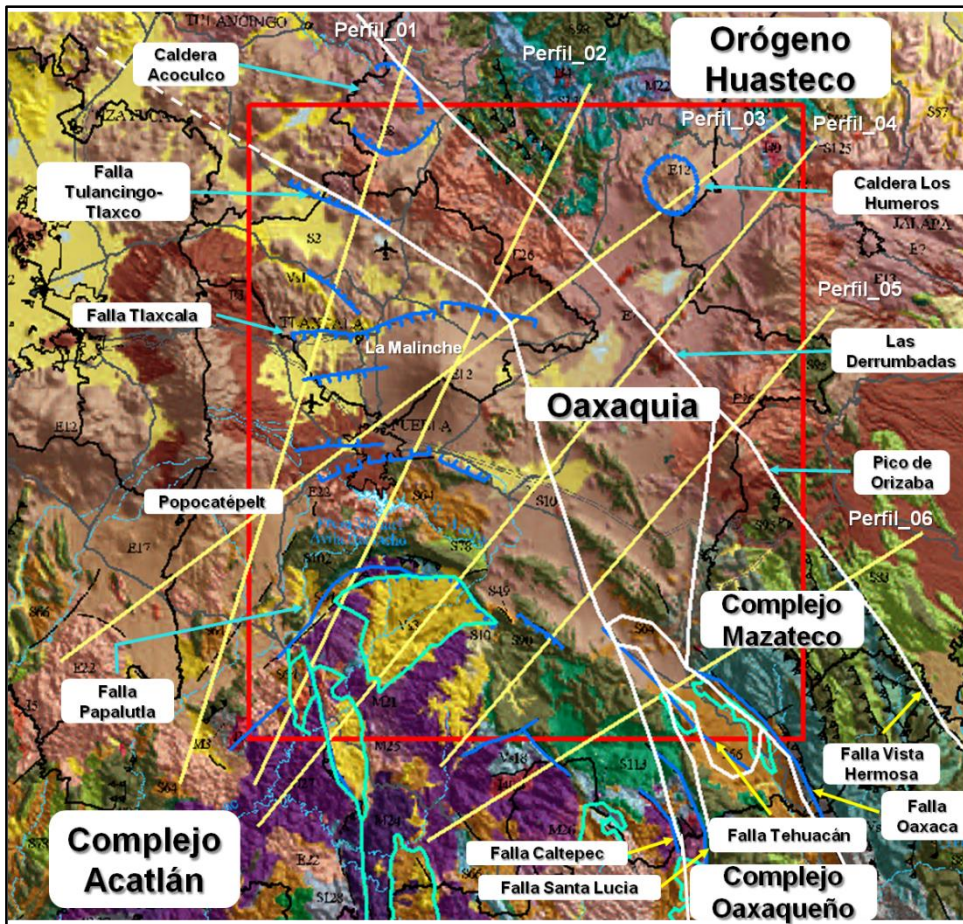


Figura 7.7. Mapa geológico y límites inferidos del contacto entre los terrenos tectonoestratigráficos de color blanco, las líneas azules representan fallas (tomadas de Lermo, et al. 2016; Silva-Romo, et al. 2018; SGM, 2008), las líneas de color cian representan límites de cuencas (Silva-Romo, et al., 2018).

Basados en rasgos geomorfológicos, así como en rasgos muy marcados en el mapa de la primera derivada vertical (Figura 5.9) se infiere que en efecto, este contacto se propaga en dirección SE-NW hasta el límite norte de la Falla de Tehuacán, donde cambia dirección y es paralelo a la Falla Tulancingo-Tlaxco.

Los mapas de la primera y segunda derivada vertical de la anomalía residual presentan algunos rasgos muy peculiares, se logran observar de manera general 3 patrones de alineamientos (Figura 7.8); hacia el este del área de estudio los lineamientos tienen una dirección NW-SE, al oeste los lineamientos presentan una dirección W-E y hacia el sur

donde aflora el complejo Acatlán los lineamientos siguen la misma morfología de este complejo (Figuras 5.9 y 5.10).

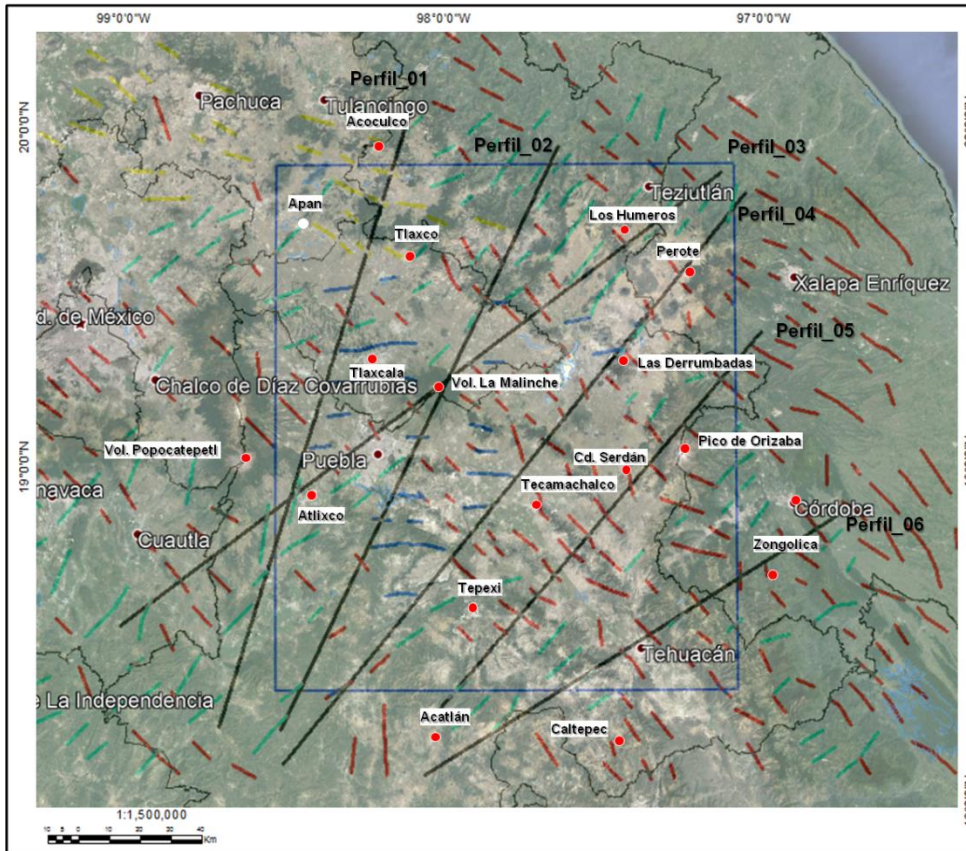


Figura 7.8. Patrones de alineamiento de la segunda derivada vertical sobrepuesta a la imagen satelital de Google Earth.

Con base en los lineamientos observados en los mapas de primera y segunda derivada vertical se puede proponer que la cubierta calcárea de la Sierra Mazateca se prolonga hacia el NW en dirección del volcán Pico de Orizaba.

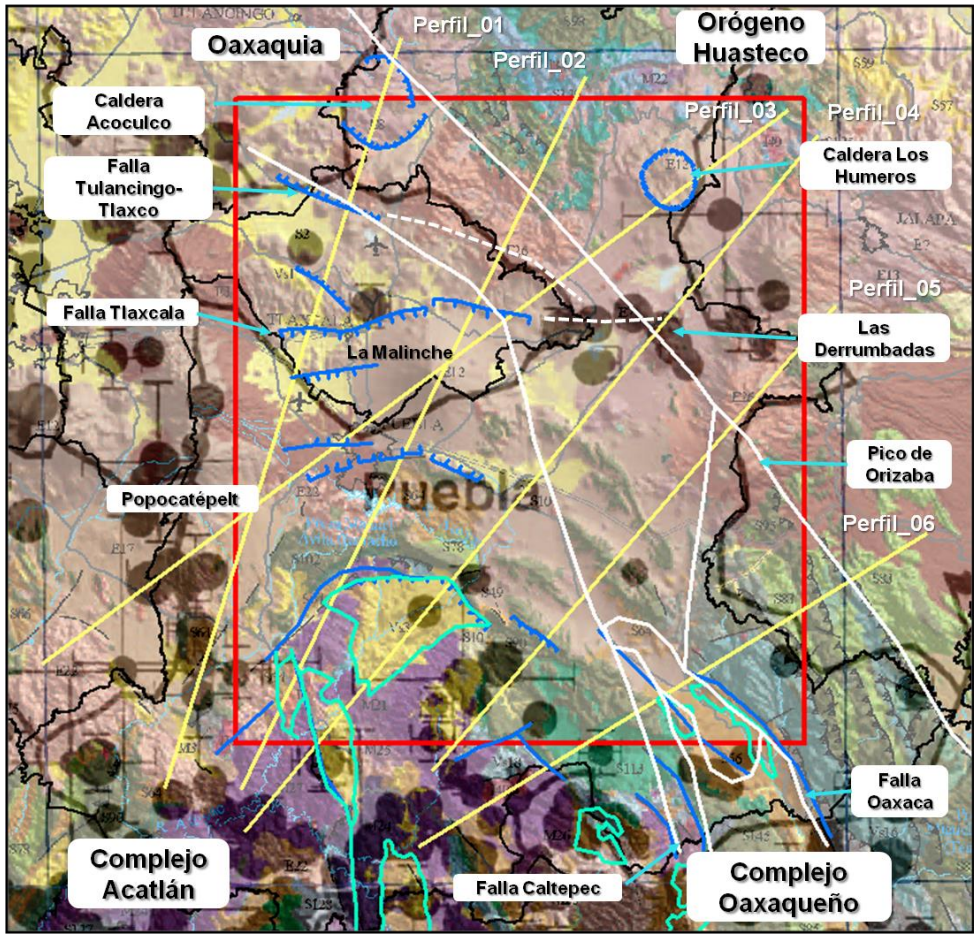


Figura 7.9. Mapa geológico y distribución sísmica epicentral del Estado de Puebla 1986-1989 (tomada de González-Pomposo y Valdés-González, 1995). Las líneas azules representan a fallas (tomadas de Lermo, et al. (2016), Silva-Romo et al. (2018) y carta del SGM, 2008). Las líneas de color blanco representan los límites de contacto de los terrenos, la ubicación de los perfiles modelados se indica con líneas en amarillo.

Capítulo VIII

8.1 Conclusiones

Con base en este estudio ha sido posible establecer que por debajo de los valles de Puebla-Tlaxcala, y de Libres-Oriental se encuentra una depresión tectónica compuesta.

Dos altos estructurales relativos del basamento estructural convergen de manera bastante asimétrica, desde el norte (estribaciones de la Sierra Madre Oriental) y desde el sur (terreno Mixteco) hacia el volcán La Malinche. El alto estructural de la parte sur es una extensión, con forma de lengua, del Complejo Acatlán. Este alto estructural relativo divide la depresión tectónica de la zona de estudio en dos. Al occidente, el graben de Puebla-Tlaxcala constituye su parte occidental. Al oriente, la otra depresión se extiende en el área de los Valles de Libres-Oriental, y está limitada al oriente por la cadena volcánica Pico de Orizaba-Cofre de Perote. Esta segunda depresión mayor, en su parte más oriental se amplía con una cuenca de forma rectangular y orientada norte-sur, donde se ubica la caldera de Los Humeros. En su parte sur-oriental, la depresión de Libres-Oriental se fusiona con el graben N-S de Tehuacán (i.e., Campos-Enríquez et al., 1987). Otras cuencas y altos estructurales de segundo orden se pueden apreciar al interior de estas dos unidades tectónicas.

Las fallas que delimitan y afectan el basamento del graben Puebla-Tlaxcala tienen orientaciones predominantemente E-W. En tanto que la fosa oriental está caracterizada por fallas con orientaciones preferenciales NW-SE y N-S (límite oriental de la cuenca Libres-Oriental, graben de Tehuacán). En su parte norte, las fallas tienen una orientación aproximadamente NW-SE.

La estructura cortical inferida indica que la parte oriental de la Faja Volcánica Transmexicana ha estado sujeta a una tectónica extensional. Actualmente es N-S en su parte más occidental (gaben de Puebla-Tlaxcala). En la zona de los valles de Libres-Oriental la tectónica es más compleja como lo indica la presencia de lineamientos N-S, N-S a NW-SE (partes sur, y central), y E-W a NW-SE, y N-SE (parte norte, y zona de la caldera Los Humeros). En particular, los lineamientos observados en la primera y segunda derivadas verticales apoyan la continuidad del Orógeno Mexicano por debajo de los depósitos cenozoicos (i.e., cadena volcánica Pico de Orizaba-Cofre de Perote). Se puede proponer que los domos de Las derrumbadas se emplazaron a lo largo de una falla NW-SE ya propuesta por Campos-Enríquez y Garduño-Monroy (1987). Sismicidad a lo largo de esta

falla se ha reportado entre los domos de Las Derrumbadas, y el Pico de Orizaba. Esta falla, basados en los lineamientos que presentan la primera y segunda derivadas verticales, se puede continuar hacia el SE hasta la Falla Vista Hermosa. Hacia el NW esta falla coincide con la Falla Tlaxco-Tulancingo. De esta forma se tiene un lineamiento estructural de carácter regional extendiéndose desde el área de la caldera de Acoculco hasta la Falla Vista Hermosa.

Límites entre terrenos

Ha sido posible inferir los límites de los terrenos tectono-estratgráficos por debajo de la cobertura volcano-sedimentaria de la FVTM. En particular se infiere que el Complejo Acatlán se extiende al norte por debajo de las estructuras del volcán de La Malinche y la parte sur del Graben Puebla –Tlaxcala. El orógeno Huasteco se continuaría hacia el norte, a lo largo de la parte oriental de nuestra zona de estudio. El terreno Oaxaquia se ubicaría entre estas dos unidades tectonoestratgráficas.

Este resultado es coherente con los límites entre orógenos pre-Mesozoicos recientemente propuestos por Ortega-Gutiérrez et al. (2018).

REFERENCIAS

Alaniz-Alvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F., y Ferrari, L., 1998, Effect of the strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican volcanic belt, *Geology*, 26, 591-594.

Alaniz-Alvarez, S. A., van der Heyden, P., Nieto-Samaniego, A. F., Ortega Gutierrez, F., 1996, Radiometric and kinematic evidence for Middle Jurassic strike-slip faulting in southern Mexico related to the opening of the Gulf of Mexico: *Geology*, vol. 24, p. 443-446.

Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, Á. F., 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*, 57(1), 63-80.

Aguilera-Franco, N., y Hernández.Romano, U., 2004. Cenomanian-Turonian facies succession in the Guerrero-Morelos Basin, Southern Mexico. *Sedimentary Geology*. 170 (3), p. 135-162.

Arzate, J., Corbo-Camargo, F., Carrasco-Núñez, G., Hernández, J., Yutsisd, V., 2018, The Los Humeros (Mexico) geothermal field model deduced from new geophysical and geological data, *Geothermics*, 71, 200-211.

Barboza-Gudiño, J.R., Schwab, K., 1996, Contribución a la geología de la Sierra de Juárez en el sur de México: *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, Teil 1, 1994 H. 7/8, 991–1005.

Campa, M., Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico, *Can. J. Earth. Sci.*, 20, 1,040-1,051.

Campa-Uranga, M. F., García-Hernández, C. U., Buitrón- Sánchez, B., y de León, R.T., 2017. Formación Chapolapa: El triásico que no era. *Paleontología Mexicana*, 6(1), p.8

Campillo, M., Singh, S., Shapiro, N., Pacheco, J., Herrmann, R., 1996, Crustal structure south of the Mexican volcanic belt, based on group velocity dispersion: *Geofísica Internacional*, 35(4), 361-370.

Campos-Enriquez, J. O. and Garduño-Monroy, V.H., 1987, The shallow structure of Los Humeros and Las Derrumbadas geothermal fields, México, *Geothermics*, 16, 539-554.

Campos-Enriquez, J.O., Arroyo-Esquivel, M.A., and Urrutia-Fucugauchi, J., 1990, Basement, Curie isotherm and shallow-crustal structure of the Trans-Mexican Volcanic Belt, from aeromagnetic data, *Tectonophysics*, 172, 77-90.

Campos-Enriquez, J.O. and Arredondo-Fragoso, J.J., 1991. Gravity study of Los Humeros caldera complex, Mexico: Structure and associated geothermal system, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 49, 69-90.

Campos-Enriquez, J.O., Alatorre-Zamora, M.A., Keppie, J.D., Belmonte-Jimenez, S.I., Ramon-Marquez, V.M., 2014, Interpretation of gravity profiles across the northern Oaxaca terrane, its boundaries and the Tehuacan Valley, southern Mexico, *Journal of South American Earth Sciences*, 56, 396-408.

Carfantan, J. Ch., 1985, Du Systeme Cordilleran nord-america au domaine Caraibe. Etude Geologique du Mexique Meridional: Cambéry, France, Université de Savoie, Mémoire de Thèse de Docteur d'Etat, 557 pp.

Carrasco-Núñez, G., Hernández, J., De León, L., Dávila, P., Norini, G., Bernal, J.P., Jicha, B., Navarro, M., López, P., 2017a. Geologic Map of Los Humeros volcanic complex and geothermal field, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Terra Digitalis* 1 (2), 1-11. DOI: 10.22201/igg.terradigitalis.2017.2.24.78

Carrasco-Núñez, G., López-Martínez, M., Hernández, J., Vargas, V., 2017b. Subsurface stratigraphy and its correlation with the surficial geology at Los Humeros geothermal field, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geothermics*, 67, 1-17.

Castro-Govea, R., 2007. Historia eruptiva del volcán La Malinche y estudio del emplazamiento del flujo piroclástico Pilares Superior. Tesis doctoral Universidad Nacional Autónoma de México, p-166.

Cedillo, F, 1997. Geología del subsuelo del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla. Comisión Federal de Electricidad-Gerencia de Proyectos Termoeléctricos, Residencia Los Humeros. Informe HU/RE/03/97.

Centeno-García, E., 1988, Evolución estructural de la falla de Oaxaca durante en Cenozoico: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, Tesis de maestría, 156 p.

Cerca, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Martiny, B., Iriondo, A., 2007, Late Cretaceous shortening and early Tertiary shearing in the central Sierra Madre del Sur, southern Mexico: Insights into the evolution of the Caribbean–North American plate interaction: *Tectonics*, 26, TC3007.

Chen, T., and R. W. Clayton (2009), Seismic attenuation structure in central Mexico: Image of a focused high-attenuation zone in the mantle wedge, *J. Geophys. Res.*, 114, B07304.

Chen, T., and R. W. Clayton (2012), Structure of central and southern Mexico from velocity and attenuation tomography, *J. Geophys. Res.*, 117, B09302.

Coney, P. J., Jones, D. L., Monger, J. W. H., 1980, Cordilleran suspect terranes: *Nature*, 228, 329-333.

Corona-Esquivel, R., 1981 (1983), Estratigrafía de la región de Olinalá-Tecocoyunca, noreste del estado de Guerrero: *Revista del Instituto de Geología*, 5(1), 17-24.

Dávalos-Álvarez, O. G., 2006, Evolución tectónica cenozoica en la porción norte de la falla de Oaxaca: Tesis Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, Querétaro, p.123.

De Cserna, Z., 1980, Reconocimiento de la parte Central de la Cuenca del Alto Río Balsas, Estados de Guerrero y Puebla. Libro Guía de la Excursión Geológica. La Cuenca del Alto Balsas: IV Reunión Nacional de Geotecnia y Geotermia, Comisión Federal de Electricidad, 55 p.

De Cserna, Z., Fries, C. Jr., 1981, Hoja Taxco 14Q-h(7), y Resumen de la Geología de la Hoja Taxco, Estados de Guerrero, México y Morelos: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, Series, mapa (1:100,00) y texto, 47p.

De Cserna, Z., Pantojo-Alor, J., Elias-Herrera, M., y Sánchez-Zavala, J. L., 1994. Calc-alkaline volcanic rock on the pre-Upper Jurassic basement of south-central Mexico – A late Paleozoic- early Mesozoic convergent plate margin. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 11 (2), p. 253-256.

De la Fuente, M., Aiken, C., Mena, M., 1994, Cartas gravimétricas de la República Mexicana, Carta de anomalía de Bouguer, en Atlas nacional de México: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geografía, v. 3.

Demant, A., 1978, Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación: *Revista del Instituto de Geología*, 2, 172–187.

Demant, A., 1981a, L'axe neovolcanique transmexicain: etude volcanique et petrographique, signification geodynamique: Marseille, France, Université de Droit, d'Economie et de Sciences d'Aix-Marseille, Dissertation postdoctoral, 259 p.

Demant, A., 1981b, Interpretación geodinámica del volcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano: *Revista Instituto de Geología*, Universidad Nacional Autónoma de México, 5, 217–222.

Elías-Herrera, M., Sánchez-Zavala, J. L., y 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 Sciences*, 13 (4-5), p. 355-375.

Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., 2002, Caltepec fault zone: An Early Permian dextral transpressional boundary between the Proterozoic Oaxacan and Paleozoic Acatlán implications: *Tectonics*, 21(3), 4-1.

Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Sánchez-Zavala, J. L., Macías-Romo, C., Ortega-Rivera, A., Iriondo, A. 2005, La falla Caltepec: raíces expuestas de una frontera tectónica de larga vida entre los terrenos continentales del sur de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 52(1), 83-109.

Ferrari, L., 2000, Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década, México, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53 (1), 84-92.

Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., Manea, M., 2012, The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone, Mexico, *Tectonophysics*, 522–523, 122–149.

Ferriz, H., Mahood, G., 1986, Volcanismo riolítico en el Eje Neovolcánico Mexicano: *Geofísica Internacional*, 25, 117–156.

Ferrusquía-Villafranca, I., 1976, Estudios geológico-paleontológicos en la región de la Mixteca, Parte 1: Geología del área Tamazulapan-Teposcolula-Yanhuitlán, Mixteca Alta, Estado de Oaxaca, México: *Boletín 97*, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 160 p.

Ferrusquía-Villafranca, I., McDowell, F. W., Martínez-Hernandez, E., Barrios-Rivera, H., García-Villegas, F., 1988, Time constraints on formation of the continental Tertiary basins in the Oaxaca State: Geological Society of America Abstracts with programs, A59.

Fitz-Díaz, E., Hudleston, P., Tolson, G., 2011. Comparison of tectonic styles in the Mexican and Canadian Rocky Mountain Fold–Thrust Belt. Geological Society, 349, 149–167.

Fitz-Díaz, E., Lawton, T. F., Juárez-Arriaga, E., & Chávez-Cabello, G. (2017). The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics. *Earth-Science Reviews*, 183, 56-84.

Flores-Ruiz, J., 1997, Estructura cortical de la Faja Volcánica Transmexicana: México DF, Universidad Nacional Autónoma de México, Colegio de Ciencias y Humanidades, Unidad Académica de los Ciclos Profesionales y de Posgrado, Instituto de Geofísica, Tesis doctoral, 150 p.

Fries, C. Jr., 1960, Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 60, 236 p.

García-Díaz, J.L., Tardy M., Campa Uranga M.F., Lapierre H., 2004, Geología de la Sierra Madre del Sur en la región de Chilpancingo y Olinalá, Guerrero, una contribución al conocimiento de la evolución geodinámica del margen Pacífico mexicano a partir del Jurásico: Unión Geofísica Mexicana, Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, GEOS, 24, 173.

García-Palomo, A., Macías, J. L., Tolson, G., Valdez, G., Mora, J. C., 2002. Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, Vol. 41, Num. 2, pp. 133-150

García-Pérez, F., Caracterización geofísica de la región de tierra caliente y áreas colindantes, Estados de Guerrero, México y Morelos. Universidad Nacional Autónoma de México, 1995, Tesis, p.55.

García-Pérez, F., Urrutia-Fucugauchi, J., 1997, Crustal structure of the Arteaga Complex, Michoacan Southern Mexico, form gravity and magnetics, *Geofísica Internacional*, 36 (4), 235-244.

Geolimax Working Group, 1994, Reflections of the subducting plate? First results of a Mexican geotraverse en; Miller, H., Rosenfeld, U., Weber-Diefenbach, K. (eds.), 13. Symposium on Latin-America Geosciences: Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil 1. Allgemeine, Angewandte, Regionale und Historische Geologie, 1-2, 541-553.

Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. T., Ferrari, L., 2005, Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, LVII (3), 227-283.

Gómez-Tuena, A., LaGatta A., Langmuir C., Goldstein S., Ortega-Gutiérrez F., y Carrasco-Núñez G., 2003, Temporal Control of Subduction Magmatism in the Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: Mantle Sources, Slab Contributions and Crustal Contamination. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4(8), 1-33.

González-Pomposo, G. J. y Valdés-González, C., 1995, Seismicity of the state of Puebla, México, 1986-1989, *Geofísica Internacional*, 34, 221-232.

González-Ramos, A., Sánchez-Rojas, L. E., Mota-Mota, S., Arceo y Cabrilla., F. A., Soto-Araiza, R., Onofre-Espinosa, L., Zarate-López, J., 2000, Carta geológico-minera de Oaxaca E14-9, escala 1: 250,000: Pachuca, Hidalgo, Secretaría de Comercio y Fomento Industrial, Consejo de Recursos Minerales, 1 mapa.

Hernández-Romo, U., Aguilera-Franco, N., Martínez-Medrano, M., y Berceño-Duarte, J., 1997. Guerrero-Morelos Platform drowning at the Cenomanian-Turonian boundary, Huitziltepec area, Guerrero State, southern Mexico, *Cretaceous Research*, 18 (5), p. 661-686.

Iglesias, A., R. W. Clayton, X. Pérez-Campos, S. K. Singh, J. F. Pacheco, D. García, and C. Valdés-González (2010), S wave velocity structure below central Mexico using high-resolution surface wave tomography, *J. Geophys. Res.*, 115, B06307, doi:10.1029/2009JB006332.

Jording, A., Ferrari, L., Arzate, J., Jodicke, H., 2000, Crustal variations and terrane boundaries in southern Mexico as imaged by magnetotelluric transfer functions: *Tectonophysics*, 327, 1-13.

Keppie, J.D., Dostal, J., Cameron, K.L., Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F., y López, R., 2003, Geochronology and geochemistry of Grenvillian igneous suites in the northern Oaxaca complex, southern Mexico: tectonic implications: *Precambrian Research*, 120, 365-389.

Keppie, J.D., and Ortega-Gutiérrez, F., 1995, Provenance of Mexican terranes: Isotopic constraints, *International Geology Review*, 37, 813-824

Lermo-Samaniego, J., Bernal-Esquia, I., 2006, Zonificación sísmica del Estado de Tlaxcala, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57 (2), 215–221.

López-Hernández, A., García-Estrada, G., Aguirre-Díaz, G., González-Partida, E., Palma-Guzmán, H., Quijano-León, J.L., 2009. Hydrothermal activity in the Tulancingo–Acoculco Caldera Complex, central Mexico: Exploratory studies. *Geothermics*, 38, p-279–293

López-Ticha, D., 1969, Evaluación petrolífera de la Cuenca de Tlaxiaco, estado de Oaxaca, Mesa Redonda, Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros.

López-Ticha, D., 1970, Reconocimiento geológico de la Cuenca de Tlaxiaco, Informe Inédito, PEMEX, IGZS-551.

López-Ticha, D., 1985, Revisión de la estratigrafía y potencial petrolero de la Cuenca de Tlaxiaco: *Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 37(1), 49-92.

Lowrie, W., 2007, *Fundamentals of Geophysics*, Second Edition, Swiss Federal Institute of Technology, Zurich, Switzerland, p. 381.

Mendoza-Rosales, C.C., 2010, Estratigrafía y facies de las cuencas Cretácicas del Sur de Puebla y su significado tectónico: Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de doctorado, 190 pp.

Meneses-Rocha, J. J., Monroy-Audelo, M. E., Gómez-Chavarria, J. C., 1994, Bosquejo paleogeográfico y tectónico del sur de México durante el Mesozoico: *Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 44(2), 18-45.

Molina-Garza, R., Urrutia-Fucugauchi, J., 1993, Deep crustal structure of central Mexico derived from interpretation of Bouguer gravity anomaly data: *Journal of Geodynamics*, 17, 181–201.

Mooser, F., 1972, The Mexican Volcanic Belt: Structure and tectonics, *Geofísica International*, 12, 55-70.

Mooser, F., Montiel, A., Zúñiga A., 1996, Nuevo mapa geológico de las Cuencas de México, Toluca y Puebla: estratigrafía, tectónica regional y aspectos geotérmicos: México, Comisión Federal de Electricidad. México, 27 p.

Muñiz-Jáuregui, J.A., Guzman-Cervantes, C. S., Garduño-Monroy, V.H., Jimenez-Haro, A., Layer, P., 2019. Geomorphology of Las Derrumbadas dome complex, Puebla Mexico, *Journal of Maps*, 15:2, 601-610, DOI: 10.1080/17445647.2019.1650839.

Nabighian, M.N. 1984. Toward the three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert Transforms: Fundamental relations: *Geophysics*, 53: 957-966.

Nance, R. D., Miller, B. V., Keppie, J. D., Murphy, J. B., and Dostal, J., 2006, Acatlán Complex, southern Mexico: Record spanning the assembly and breakup of Pangea: *Geology*, 34(10), 857–860.

Nava, A., Núñez-Cornu, F., Córdoba, D., Mena, M., Ansorge, J., González, J., Rodríguez, M., Banda, E., Müller, S., Udias, A., García-García, M., Calderón, G., 1988, Structure of the middle America trench in Oaxaca, México: *Tectonophysics*, 154, 241-251.

Navarro-Santillán, D., Sour-Tovar, F., Centeno-García, E., 2002, Lower Mississippian (Osagean) brachiopods from the Santiago Formation, Oaxaca, Mexico: stratigraphic and tectonic implications: *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 327-336.

Negendank, J.F.W., Emmermann, R., Krawczyk, R., Mooser, F., Tobschall, H., Werle, D., 1985, Geological and geochemical investigations on the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt, in: Verma, S.P. (ed.), *Special Volume on Mexican Volcanic Belt, Part 2: Geofísica Internacional*, 24, 477–575.

Nettleton, L., 1976, *Gravity and Magnetics in Oil Prospecting*, McGraw-Hill international series in the Earth and Planetary Sciences, 480 p.

Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Alvarez, S.A., Silva-Romo, G., Eguiza-Castro, M.H., Meondoza-Rosales, C.C., 2006, Latest Cretaceous to Miocene deformation events in the eastern Sierra Madre del Sur, Mexico, inferred from the geometry and age of major structures; *Geological Society of America*, 118 (1-2): 238-252.

Ortega-Gutiérrez, F., 1975, *The pre-Mesozoic geology of the Acatlán area, south Mexico*: Leeds, University of Leeds, Tesis de doctorado 166 p.

Ortega-Gutiérrez, F., 1978, *Geología del contacto entre la Formación Acatlán paleozoica y el Complejo Oaxaqueño precámbrico, al oriente de Acatlán, Estado de Puebla*: IV

Convención Geológica Nacional, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 39 (1), 27-28.

Ortega-Gutiérrez, F., 1981, Metamorphic belts of southern México and their tectonic significance: *Geofísica Internacional*, 20 (3), 177-202.

Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., Centeno-García, E., 1995, Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic: *Geology*, 23, 1,127-1,130.

Ortega-Gutiérrez, F., Sedlock, R. L., Speed, R. C., 1994, Phanerozoic tectonic evolution of Mexico, en Speed, R. C. (ed.), *Phanerozoic evolution of North American continent-ocean transitions*: Boulder, CO, Geological Society of America, DNAG Continent-Ocean Transect Series, 265-306.

Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L. M., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gómez, J. J., Morán-Zenteno, D., Alaniz-Álvarez, S. A. y Nieto-Samaniego, A. F., 1992, Texto explicativo de la quinta edición de la carta Geológica de la Republica Mexicana, escala 1: 2 000 000. UNAM, Instituto de Geología, SEMIP, CRM, p. 74.

Ortega-González, J. V., Lambarria-Silva, C., 1991 Informe geológico del prospecto Hoja Oaxaca, compilación geológica I. G. R. S. 1129: PEMEX, Coordinación Divisional de Exploración, Gerencia de Exploración Región Sur, Subgerencia de Geología superficial y Geoquímica, Inédito, 190.

Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Reyes-Salas, M., Macías-Romo, C., y López, R., 1999, Late Ordovician-Early Silurian Continental Collisional Orogeny in Southern México and its bearing on Gondwana-Laurentia Connections: *Geology*, 27(8), 719-722.

Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Dávalos-Elizondo, M. G., 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*, 25 (2), 346-364.

Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Morán-Zenteno, D.J., Solari, L. Webwe, B. and L. Luna-González, 2018, The pre-Mesozoic metamorphic basement of Mexico, 1.5 billion years of cristal evolution, *Earth-Sciences Review*, 183, 2-37.

Pasquaré, G., Vezzoli, L., Zanchi, A., 1987, Morphological and structural model of Mexican Volcanic Belt: *Geofísica Internacional*, 26, 159–176.

Pérez-Campos, X., et al. (2008), Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L18303, doi:10.1029/2008GL035127.

Robin, C., 1982, Relations volcanologie-magmatologie-géodynamique. Applications au passage entre volcanismes alcalin et andésitique dans le sud mexicain (Axe Trans-Mexicain et Province alcaline orientale): *Annales, Scientifiques 1, Université Clermont Ferrand II*, 30, p-503.

Robison, R., y Pantoja-Alor, J., 1968, Tremadocian trilobites from Nochixtlan region, Oaxaca, Mexico: *Journal of Paleontology*, 42, 767-800.

Román-Alvaréz, Vsevolod V. Yutsis, 2017, Potential fields modeling of the Serdán Oriental basin, Eastern Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, 80, 375-388.

Ruiz-Arriaga, D., 2018. Historia de la deformación de la margen oriental de la Plataforma Guerrero-Morelos, Tesis Maestría Universidad Nacional Autónoma de México. p-123.

Ruiz, J., Patchett, P. J., Ortega-Gutierrez, F., 1988, Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of México from Nd isotopic studies: *Geological Society of America Bulletin*, 100, 274- 281.

Salinas-Prieto, J.C., 1986, Estudio Geológico de la Porción Occidental de la Región de la Montaña, Estado de Guerrero, Tesis profesional, ESIA Instituto Politecnico Nacional, 85 p.

Sedlock, R. L., Ortega-Gutierrez, F., Speed, R.C., 1993., Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico, México, *The Geological Society of America*, special paper 278, GSA Books Science Editor Richard A. Hoppin, 153 p.

Siebe, C. P., & Verma, S., 1988. Major element geochemistry and tectonic setting of Las Derrumbadas Rhyolitic Domes, Puebla, Mexico. *Chemie Der Erde – Geochemistry*, 48, 177–189.

Silva-Romo, G., Mendoza-Rosales, C.C., Campos-Madrigal, E., Hernandez-Marmolejo, Y.B., Rosa-Mora, O.A., Torres-Gonzalez, A.I., Bonifacio-Serralde, C.B., Lopez-Garcia, N., Napolez-Valenzuela, J.I., 2018. Timing of the Cenozoic basins of Southern Mexico and its relationship with the Pacific truncation process: Subduction erosion or detachment of the Chortís block, *Journal of South American Earth Sciences* 83, p. 178-194.

Solari, L.A., Keppie, J.D., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K.F., López, R., y Hames, W.E., 2003, 990 and 1100 Ma Grenvillian tectonothermal events in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: roots of an orogen: *Tectonophysics*, 365, 257-282.

Solis-Castillo, B., Solleiro-Rebolledo, E., Sedov, S., Salcido-Berkovich, C., 2012. Paleosuelos en secuencias coluvio-aluviales del Pleistoceno – Holoceno en Tlaxcala: registros paleoambientales del poblamiento temprano en el centro de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 64(1), p-91-108.

Sosa-Ceballos, G., Macias J.L., Avellan D.R., Salazar-Hermenegildo N., Boijseauneau-Lopez M.E., Perez-Orozco J.D., 2018, The Acoculco Caldera Complex magmas: evolution and relation with the Acoculco geothermal system, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 288-306 p.

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.

Torres-Torres, G., Ortega-González, J. V., Gutiérrez-Galicia, I., Garduño-Monroy, V. H., 1984, Estudio microestructural del límite oriental del terreno Mixteco entre Huajuapán de León y Teposcolula, Oaxaca: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo 45, 39-41.

Urrutia-Fucugauchi, J., Flores-Ruiz, J.H., 1996, Bouguer gravity anomaly and regional crustal structure in Central Mexico: *International Geology Review*, 38, 176–194.

Urrutia-Fucugauchi, J., Valencio, D. A., 1986, Paleomagnetic study of Mesozoic rocks from Ixtapan de la Sal, Mexico: *Geofísica Internacional*, 25 (4), 485-502.

Vachard, D., Flores de Dios, A., Pantoja, J., Buitrón, B.E., Arellano, J., Grajales, M., 2000, Le fusulines du Mexique, une revue biostratigraphique et paleogeographique: *Geobios*, 33, 655-679.

Valdés, C., Mooney, W.D., Singh, S.K., Meyer, R.P., Lomnitz, C., Luetgert, J.H., Helsley, C.E., Lewis, B.T.R., Mena, M., 1986, Crustal structure of Oaxaca, Mexico, from seismic refraction measurements, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 76, 547-563.

Vega-Carrillo, J. J., Elías-Herrera, M. E., Ortega-Gutiérrez, F., 1998, Complejo plutónico de Cuananá: basamento pre-Jurásico en el borde meridional del terreno Mixteco e

interpretación litotectónica: I Reunión de Ciencias de la Tierra, XIV Convención Geológica Mexicana, 145 p.

Villaseñor-Martínez, A.B., 1987, Bioestratigrafía del Paleozoico superior de San Salvador Patlanoaya, Puebla, Mexico: Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología, V.1, p. 396-417.

Anexo A

Los métodos de inversión permiten obtener estructuras responsables de las anomalías observadas en relación a una estructura de referencia bajo ciertas restricciones o condiciones a la frontera. El método escogido para interpretar los datos gravimétricos se ejecuta en el dominio de Fourier. El esquema matemático está basado en un proceso desarrollado por Parker (1973) para calcular el efecto gravimétrico de una placa bidimensional deformada $h(x,y)$ alrededor de una profundidad de referencia z_0 , y con un contraste de densidad ($\Delta\rho$).

Siguiendo a Grant y West (1965), la expresión de la atracción gravitacional en un punto de la superficie, $z = 0$, correspondiente a una capa bidimensional con topografía $h(x,y)$ y densidad $\Delta\rho$ situada a profundidad $z = z_0$ es:

$$\Delta g(x, y) \cong -G\Delta\rho z_0 \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} h(x', y') \frac{dx' dy'}{\left[(x - x')^2 + (y - y')^2 + z_0^2 \right]^{3/2}}$$

donde (x, y) es un punto sobre el mapa ($z = 0$) y G la constante de gravitación universal, suponiendo que $h(x',y') \ll z_0$. . Interesa entonces conocer $h(x,y)$ a partir de $\Delta g(x,y)$.

Aplicando la transformada de Fourier a la ecuación anterior se obtiene (Parker, 1973).

$$\Delta \hat{g}(\mathbf{K}) = -2\pi G\Delta\rho e^{-K|z_0} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{K^{n-1}}{n!} \hat{h}(\mathbf{K})$$

donde $\Delta \hat{g}(\mathbf{K})$ y $\hat{h}(\mathbf{K})$ son las Transformadas de Fourier de la atracción gravitacional (datos observados) y de la topografía respectivamente, y $\mathbf{K} = 2(u^2 + v^2)^{1/2}$, siendo u y v los números de onda en las direcciones del plano (x, y) .

En el área de estudio hacia los límites de la parte SE se localiza el Valle de Tehuacán donde se modelo una inversión gravimétrica sencilla del relieve basamental por debajo de la cubierta mesozoica. El mapa de inversión obtenido se muestra en la Figura A-1.

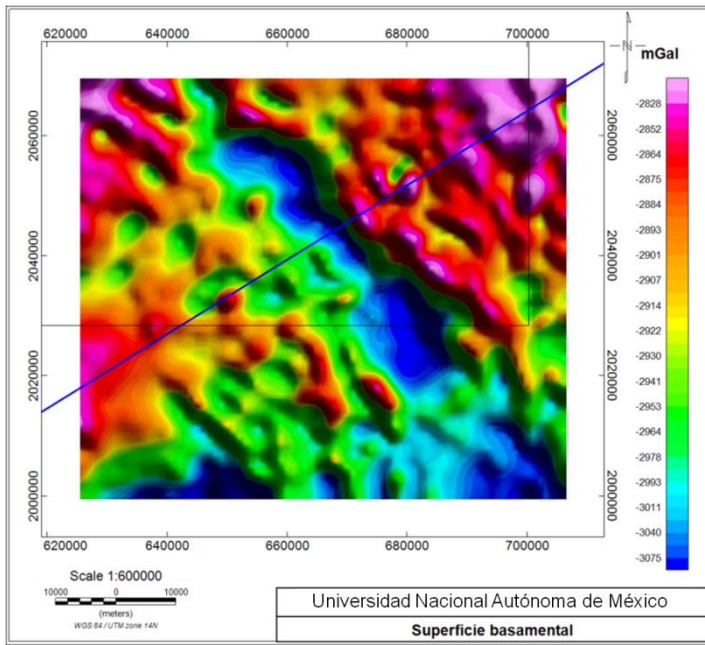


Figura A-1. Mapa de inversión del basamento cristalino en el Valle de Tehuacán. La línea en color azul corresponde al perfil-6, la línea en color negro es el área de estudio.