



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS Y ESTRUCTURA
DE LA ZONA DE SUBDUCCIÓN
CORRESPONDIENTE AL CAMPO VOLCÁNICO
DE MICHOACÁN-GUANAJUATO, MÉXICO**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

F Í S I C O

PRESENTA :

BALAM MOLINA DE ARTOLA



**DIRECTORA DE TESIS
DRA. MARIE NOËLLE GUILBAUD**

2015

Ciudad Universitaria, D. F.



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.

“... a la hora de la verdad: la única hora puntual.”

Fuentes, C., 1958

Agradecimientos

El desarrollo de todo este proyecto no hubiera sido posible sin la invaluable ayuda de la Dra. Marie Noëlle que siempre me impulsó con pláticas, respuestas, libros y revistas para hacerlo lo mejor posible. Agradezco de igual forma al Dr. Vladimir Kostoglodov por enseñarme a comprender la geodinámica de México. Así mismo, las valiosas pláticas que tuve con cada uno de mis sinodales. Al Dr. Víctor Romero por su inconmensurable curiosidad por la Naturaleza y por sus interesantes clases de relatividad. Al Dr. William Bandy por mostrarme que pequeños detalles modifican toda la historia. Al Ing. Jorge Nieto por aclararme eso que es complejo de la manera más sencilla. Al Dr. Claus Siebe por compartir su conocimiento en campo. Al Dr. José Marquina por darme el lado histórico y humano de la física. Un enorme agradecimiento para todos y cada uno de mis profesores a lo largo de mi vida, que me dieron la gran herramienta del conocimiento, esa que apaga la ignorancia que nos esclaviza o nos vuelve tiranos. Gracias por enseñarme a dudar de la manera correcta. Claro está, agradecer al Instituto de Geofísica, al departamento de Vulcanología, al mareográfico y a todos mis amigos (que no caben en tan pocas páginas) que compartimos de un café, una comida, una plática, de algún abrazo y de muchas risas. Gracias a ustedes por compartirme de su tiempo y su alegría.

Este estudio fue apoyado por el proyecto de CONACYT con no. 152294 otorgado a M. N. G.

Dedicatoria

A mis padres, Laura Patricia y Maximino. Porque siempre están allí, con luz o sin ella, con Meztli o Tonatiuh, con mucho o sin mucho pero siempre llenos; a ustedes que son los únicos que invariablemente han creído en mí y de quienes su gran corazón es mi verdadero alimento. A mi hermanita Citalli, mi Cintli. Por los grandes días que me has regalado, por saber siempre la verdad de manera anticipada y modificarla para que me sepa a una leve verdad; y por tu sensatez. A los y las abuelas. A Alejandro, por tus grandes alas siempre extendidas hacia el cielo. A Mauro, por tus metales preciosos y tus plantas del campo. A Caro, por quitarme el frío cuando era pequeño y siempre que regresa el invierno. A Carmelita, porque para ella todos somos sus hijos. A toda mi familia, así que no falta ninguno. A mis maestros de espíritu: David, Raúl, M. Ángel, por darme la música y la danza. A esos volcanes de Michoacán y Guanajuato, por hacer de los secretos artículos y tesis. A ti mi morenita, que estás hecha de arenas del desierto y la mixteca.

ÍNDICE

Resumen

1. Introducción	2
1.1 Objetivos y metodología	3
1.2 Justificación	4
2. Marco Geológico y Tectónico	5
2.1 Cinturón Volcánico Transmexicano (TMVB)	5
Figura 1. Placas Tectónicas que rigen la actividad geodinámica en México	6
2.2 Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (MGVF)	7
Figura 2. Distribución de los volcanes pertenecientes al MGVF	8
2.3 Tectónica regional	9
Figura 3. Tectónica regional asociada al MGVF	10
2.4 Estudios sísmicos sobre la subducción en México	10
Figura 4. Ubicación de los experimentos sísmicos realizados recientemente	12
3. Marco Teórico	13
3.1 La forma de la Tierra (Elipsoide y Geoide) y parámetros que la definen	13
Figura 5. Elipsoide	14
Tabla 1. Parámetros del Elipsoide WGS84	14
Figura 6. Altura elipsoidal (h), elevación (H) y altura geoidal (N)	15
3.2 La gravedad normal y la fórmula internacional de gravedad	15
3.2.1 La corrección por altura	16
3.2.2 Longitud de onda de la ondulación del geoide	16
3.3 Anomalías de gravedad	17
3.3.1 Anomalía de Aire Libre	18
3.3.2 Anomalía de Bouguer Simple	18
3.3.3 Anomalía de Bouguer Completa	19
3.4 Geodesia Satelital y Modelos Gravitacionales Globales	19
Tabla 2. Misiones satelitales	20
3.4.1 Earth Gravitational Model 1996 (EGM96)	21
3.4.2 Modelo Gravitacional de la misión GRACE	21

3.4.3 Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008)	22
4. Datos: fuentes (características y errores), correcciones y comparaciones	23
4.1 Datos del servidor <i>Satellite Geodesy</i> del SIO (Modelo Global) y delimitación del área de estudio	23
Tabla 3. Coordenadas del área de estudio	23
Figura 7. Polígonos para la obtención de datos	24
4.1.1 Datos topográficos V15.1	25
Tabla 4. Errores en metros asociados a los valores topográficos del SRTM30	26
4.1.2 Datos de anomalías gravimétricas de aire libre V21.1 y corrección de Bouguer para los datos terrestres	26
4.2 Cartas gravimétricas de la República Mexicana. I. Carta de anomalía de Bouguer de la República Mexicana (De la Fuente et al., 1994) y comparación con los datos del SIO	27
Figura 8. Anomalías de aire libre para el Océano y de Bouguer Simple para la Tierra en la parte oeste del TMVB	29
Figura 9. Ejemplo de perfil como relación de la distancia	30
4.2.1 Comparación de los perfiles 01-04	31
Figura 10. Comparación de los perfiles 01-04 de la Figura 8	31
4.2.2 Comparación de los perfiles 05 y 06	32
Figura 11. Comparación de los perfiles 05 y 06 (límites oeste y este del MGVF, respectivamente)	32
Figura 12. Filtro AAv de las anomalías gravimétricas de los perfiles 05 y 06	33
4.3 Distribución de los volcanes del MGVF	34
4.4 Datos sísmicos de la región del MGVF	35
5. Variaciones topográficas y gravimétricas (aire libre) en México	36
5.1 Topografía e información geológica de México	36
5.2 Anomalías de aire libre de México	37
Figura 13. A) Topografía (V15.1) de México	38
Figura 13. B) Anomalías de aire libre (V21.1) de México	39
6. Variaciones topográficas y gravimétricas (aire libre y Bouguer simple) en el MGVF	40
6.1 Topografía	40
Figura 14. A) Topografía (V15.1) del MGVF	41
6.2 Anomalías de aire libre	42

Figura 14. B) Anomalías de aire libre (V21.1) del MGVF	43
6.3 Anomalías de Bouguer simple	44
Figura 14. C) Anomalías de Bouguer simple del MGVF	45
6.4 Perfiles de estudio	46
Figura 15. A) Perfiles. B) La Ruana-Patamban	47
Figura 16. A) Tancítaro. B) Uruapan-Zacapu	48
Figura 17. A) Jorullo. B) Tacámbaro-Cuitzeo	49
6.4.1 Anomalías de aire libre (AL)	50
Tabla 5. Valores principales de las anomalías de AL de los perfiles	51
6.4.2 Anomalías de Bouguer simple (SB)	51
Figura 18. Anomalías de Bouguer simple de los perfiles del MGVF a partir de la línea de costa	52
7. Modelo de la zona de subducción	53
7.1 Zonas de subducción y anomalías de gravedad	53
Figura 19. Esquema de subducción	55
Figura 20. Topografía y gravedad en las zonas de subducción	56
Figura 21. Anomalías de aire libre de los perfiles del MGVF	57
7.2 Conceptos de modelado (GM-SYS)	57
Figura 22. Conceptos del modelo	58
7.3 Modelo de subducción para el perfil Tancítaro	58
Tabla 5. Parámetros del modelo	59
Tabla 6. Ángulo del <i>slab</i> con respecto a la MAT para los modelos de subducción	63
Figura 23. Hipocentros sísmicos del perfil Tancítaro sobre los modelos gravimétricos	64
Figura 24. Modelos GM-SYS para el perfil Tancítaro	66
Figura 25. Modelo 5 (con sismicidad $M \geq 4.5$)	70
8. Discusión	71
9. Conclusiones	73
Apéndice A. Gravitación y computación para cuerpos en dos dimensiones	75
Figura A1. Diagrama de vectores para dos partículas que interactúan bajo la ley de gravitación universal	75
Figura A2. Esquema general del modelado	78
Figura A3. Elementos geométricos implicados en la atracción gravitacional de un polígono de n lados.	79

Apéndice B. Información estadística de mallas (IM) de Surfer 10	81
Tabla B1. IM Topografía (V15.1) de México	81
Tabla B2. IM Anomalías de aire libre (V21.1) de México	82
Tabla B3. IM Topografía (V15.1) del MGVF	83
Tabla B4. IM Anomalías de aire libre (V21.1) del MGVF	84
Tabla B5. IM Anomalías de Bouguer simple del MGVF	85
Referencias	86

Resumen

El campo volcánico de Michoacán-Guanajuato o en inglés, Michoacán Guanajuato Volcanic Field (MGVF), ubicado en la parte central-oeste del Cinturón Volcánico Transmexicano es el campo monogenético más grande del mundo. Cuenta con más de 1000 volcanes monogenéticos y solamente dos estratovolcanes (extintos) sobre un área de ca. $40,000 \text{ km}^2$ (Hasenaka y Carmichael, 1985). La ubicación de los volcanes y composición química de las rocas del MGVF son coherentes con la formación de los magmas por fusión del manto hidratado arriba de la placa de Cocos que está subduciendo por debajo de la placa Norteamericana a lo largo de la Trinchera Mesoamericana. Sin embargo, a pesar de la importancia de este campo en términos de riesgos y para estudiar procesos de generación de magmas, la estructura de la litosfera en esta área es todavía mal conocida, principalmente debido a la ausencia de actividad sísmica debajo del arco. En este trabajo exploramos el aporte de datos gravimétricos para constreñir la configuración de la zona de subducción en el área del MGVF. Para tal estudio se usa una base de datos topográficos y de anomalías gravimétricas de aire libre accesible por internet (<http://topex.ucsd.edu>; Sandwell y Smith, 2009), junto con los catálogos sísmicos del Servicio Sismológico Nacional y del United States Geological Survey, así como una base de datos de la ubicación de los volcanes (T. Hasenaka, comunicación personal).

Observamos que las anomalías gravimétricas de aire libre en el MGVF son mayores en cuatro zonas del campo que coinciden con los dos estratovolcanes y con zonas de mayor densidad de volcanes monogenéticos recientes, mientras las cuencas lacustres tienen anomalías más bajas. Las anomalías de Bouguer son más homogéneas que las de aire libre y definen un bajo en la parte central del campo (-170 a -220 mGal) con cambios en sus límites laterales (-150 a -90 mGal). Usando cinco perfiles gravimétricos y topográficos, mostramos que el campo tiene una signatura típica de otras zonas de subducción en el mundo (e.g., Zagros, Panamá, Perú, Aleutianas, Japón), sin embargo tiene la particularidad de presentar dos máximos en las anomalías de aire libre, los cuales corresponden respectivamente a la Sierra Madre del Sur, un arco terciario que bordea la costa, y el frente volcánico actual ubicado a 255 km de la trinchera. Usando el programa GM-SYS, proponemos varios modelos para la configuración de la zona de subducción que emplean los datos gravimétricos, sismológicos, y geológicos disponibles. Observamos que los errores relacionados con incertidumbres sobre la estructura de la corteza son más importantes (± 40 mGal) que los asociados a posibles variaciones en ángulo de subducción (± 20 mGal). Se resalta la necesidad de la colección de mediciones de

campo de alta precisión para analizar las anomalías locales y así precisar la estructura cortical. La colección de datos sísmicos de mayor resolución sería también de gran utilidad para afinar los modelos.

1. Introducción

El Cinturón Volcánico Transmexicano o en inglés, Trans-Mexican Volcanic Field (TMVB) es uno de los arcos volcánicos continentales más complejos del mundo. Su contexto geodinámico ha sido relacionado con procesos de subducción (e.g., Molnar y Sykes, 1969; Nixon, 1982; Pardo y Suarez, 1995), zonas de debilidad cortical (Cebull y Schurbet, 1987), mecanismos de transpresión (Ferrari et al., 1994; Schurbet y Cebull, 1984) y *rifting* (Luhr, 1997; Márquez et al., 1999). Su peculiaridad reside en sus características atípicas en comparación con otros arcos volcánicos del mundo. En particular, está orientado de manera oblicua a la trinchera y algunos de sus grandes estratovolcanes están alineados sobre una dirección NS no paralela a la trinchera; posee productos ígneos con composición variable, mostrando marcas geoquímicas intraplaca, tipo OIB (Ocean Island Basalt) o, en mayor cantidad, de subducción (Gómez-Tuena et al., 2007b). Las placas de Rivera y Cocos que subducen en la trinchera son de edad joven; de ca. 9 Ma para Rivera (Klitgord y Mammericks, 1982) hasta 16 Ma para Cocos en la parte NW del *ridge* de Tehuantepec (DeMets et al., 1994), y con una diferencia de edad de 10 hasta 20 Ma en la parte SE del *ridge* (e.g., Couch y Woodcock, 1981). Sin embargo, estas placas son mucho más frías que otras placas oceánicas jóvenes como las que subducen en Cascadia y el suroeste de Japón, debido principalmente a la presencia de una capa más delgada de sedimentos por encima de las placas de Rivera y Cocos que favorece a su rápido enfriamiento (Currie et al., 2002). Además, las tasas de convergencia de éstas con respecto a la placa Norteamericana varían a lo largo de la trinchera. El modelo Nuvel 1A calcula tasas de 2.5 hasta 3.2 cm/año para la placa de Rivera y de 2.5 hasta 4.7 cm/año para la placa de Cocos (DeMets et al., 1994) desde el noroeste directamente al sur del *graben* El Gordo (DeMets et al., 1990) hasta el sur de la Fractura de Orozco (Kanjorski, 2003). Como consecuencia de la edad joven, baja densidad y entonces flotabilidad positiva se esperaría una subducción subhorizontal de las placas, causando escaso vulcanismo a lo largo del arco, lo cual contradice lo observado. Otra peculiaridad quizás relacionada con la relativamente joven edad de la placa de Cocos es el termino de la sismicidad intraplaca a los 100 km de profundidad (Pardo y Suárez, 1995). Por lo tanto, la geometría de las placas subducidas a lo largo de toda la

trincheras es parcialmente conocida. Los estudios existentes incluyen a Pardo y Suárez (1995) quienes distinguen cuatro regiones con ángulos de subducción distintos y algunos estudios más recientes que se enfocan en establecer la estructura de manera más precisa a lo largo de algunos perfiles a través del arco (e.g., Chen y Clayton, 2012; Dougherty et al., 2012; Gardine et al. 2007; Kim et al., 2010; Kim et al., 2011; Pérez-Campos et al., 2008; Soto et al., 2009; Stubalio et al., 2012; Yang et al., 2009).

Las características del vulcanismo en el TMVB son también peculiares. Los arcos continentales en el mundo se caracterizan por la presencia de grandes estratovolcanes activos durante cientos hasta miles o millones de años. En contraste, el TMVB presenta grandes campos de pequeños volcanes monogenéticos cuya actividad dura entre unos días y algunos años. Entre estos campos destacan la Sierra Chichinautzin (SCN) en los alrededores de la Cd. De México y el Campo Volcánico de Michoacán-Guanajuato (MGVF). En general, en el mundo los campos de volcanes monogenéticos cubren áreas de aproximadamente 100 km^2 a $5,000 \text{ km}^2$ y consisten de grupos de unos cuantos hasta unos cientos de conos de escoria (Schmincke, 2004). En comparación, el MGVF que contiene la mayor concentración de volcanes en el TMVB cuenta con más de 1020 edificios monogenéticos y al menos un estratovolcán sobre un área de aproximadamente $40,000 \text{ km}^2$. La geoquímica de los elementos traza para el vulcanismo en esta región indica un origen asociado a la subducción (Hasenaka y Carmichael, 1987; Hasenaka et al., 1994), mientras que la alineación de los volcanes en el campo de acuerdo con las estructuras de fallas visibles (e.g., Connor, 1987a; Connor y Connway, 2000; Guilbaud et al., 2012; Kurokawa et al., 1995; Pacheco et al., 1999; Wadge y Cross, 1988) indica la presencia de fallas que han guiado la ascensión de los magmas en la corteza superior. En resumen, el vulcanismo del TMVB se establece en un contexto geodinámico complejo, en donde varios parámetros cambian a lo largo del arco: edad, pendiente, tasa de convergencia de las placas y estados de esfuerzos en la corteza.

A pesar del avance de los estudios, no existe todavía un modelo general que explique la distribución y variabilidad (poligenetismo/monogenetismo) del vulcanismo a lo largo del arco.

1.1 Objetivos y metodología

El propósito de este trabajo es contribuir a un mejor conocimiento de la estructura de la zona de subducción asociada al campo volcánico de Michoacán-Guanajuato. Para cumplir con tal

objetivo se realizó una recopilación de datos de anomalías gravimétricas ocupando por un lado una base de datos de un *Modelo Gravitacional Global* (Pavlis et al., 2012; Sandwell y Smith, 1997, 2009) y por otro lado el mapa de *Cartas Gravimétricas de la República Mexicana* (De la Fuente et al., 1994), así como datos topográficos del SRTM30 (Farr et al., 2007; Rosen et al., 2000) y datos sísmicos del Servicio Sismológico Nacional (SSN) y del *U.S. Geological Survey* (USGS). Se analizaron e interpretaron los datos, para finalmente proponer un modelo de la configuración de la zona de subducción para un perfil escogido a través del campo.

Las etapas fueron:

- a) Obtención de datos topográficos, gravimétricos y sísmicos en la región del MGVF.
- b) Comparación entre las bases de datos del *Modelo Gravitacional Global* con los datos de las *Cartas Gravimétricas de la República Mexicana*.
- c) Elaboración de mapas para la visualización de los datos y su variación geográfica.
- d) Selección de perfiles de mayor interés para el MGVF.
- e) Modelación de la zona de subducción para un perfil del MGVF.
- f) Discusión y conclusiones.

1.2 Justificación

A pesar de su importancia a lo largo del TMVB, todavía se desconocen las razones de la presencia de grandes campos monogenéticos en este contexto de subducción continental. Las erupciones históricas del Volcán Parícutín (1943) y del Volcán Jorullo (1759) dentro del MGVF, así como la presencia de decenas de volcanes con morfologías jóvenes (Guilbaud et al., 2012) demuestran que el vulcanismo monogenético es muy reciente en México, y que requiere de un enfoque particular ya que la mayoría de los estudios de vulcanología en México se han enfocado en los estratovolcanes que son más grandes pero menos numerosos. Este estudio se enfoca en establecer con mayor claridad el contexto de subducción asociado al MGVF, para poder definir lo que condiciona la presencia atípica de este tipo de vulcanismo en esta región. De manera más general, las características únicas del MGVF pueden ayudar a una mejor comprensión de la generación de vulcanismo monogenético en zonas de extensión asociadas con contextos de subducción continental.

Otra motivación para el proyecto es mejorar el conocimiento de la estructura de la zona de subducción a lo largo del TMVB.

2. Marco Geológico y Tectónico

2.1 Cinturón Volcánico Transmexicano (TMVB)

El TMVB es el campo volcánico más joven y más extenso del territorio mexicano; forma parte del Cinturón del fuego del Pacífico, región caracterizada por su gran actividad tectónica y volcánica. Tiene un periodo de construcción que va desde el *Cretácico* al *Cenozoico* con la mayor actividad durante el *Neógeno* (Ferrari et al., 2012). En el marco geodinámico el TMVB debe su origen al proceso de subducción de la placa de Cocos y la microplaca de Rivera por debajo de la placa Norteamericana a lo largo de la *Trinchera Mesoamericana* (MAT) (Fig. 1, e.g., Couch y Woodcock, 1981; Demant y Robin, 1975; Ferrari et al., 2012; Gómez-Tuena et al., 2007; Gunn y Mooser, 1970; Johnson y Harrison, 1990; Menard, 1978; Molnar y Sykes, 1969; Mooser, 1972; Nixon, 1982; Nixon et al., 1987; Pal y Urrutia, 1977; Pardo y Suárez 1995; Pérez-López et al., 2011; Robin y Nicolas, 1978; Urrutia y del Castillo, 1977).

El TMVB abarca aproximadamente $160,000 \text{ km}^2$ (Ferrari et al., 2012) y posee una longitud de aprox. 800 km , cruzando la parte central del territorio mexicano. Cuenta con diferentes tipos de volcanes. Los más conocidos son los volcanes *poligenéticos* denominados así por su actividad durante más de un evento a lo largo de su vida que puede abarcar el millón de años. Dentro de esta categoría encontramos *volcanes compuestos* como el Volcán *Ceboruco* en el Estado de Nayarit y grandes *estrato-volcanes* cuya actividad se ha extendido hasta la actualidad, tal es el caso del Volcán *Popocatepetl* en los límites del Estado de Puebla, Estado de México y el Estado de Morelos; el Volcán *Fuego de Colima* en el Estado de Colima; el Volcán *Citlaltépetl* (Pico de Orizaba) en el Estado de Veracruz entre otros (Fig. 1).

Los volcanes más numerosos en el TMVB son sin embargo, pequeños volcanes llamados *monogenéticos* porque se presume que se han formado durante un único evento eruptivo. Este evento puede durar desde unas horas hasta algunos años. La mayoría de estos volcanes forman conos de escoria que se han formado durante erupciones del tipo estrombolianas y una vez que la actividad ha cesado, el sistema que conecta la fuente magmática con la salida se enfría demasiado por lo que el volcán no vuelve a hacer erupción. Dentro de esta categoría también encontramos domos y flujos de lava cuya formación no involucró fase explosiva.

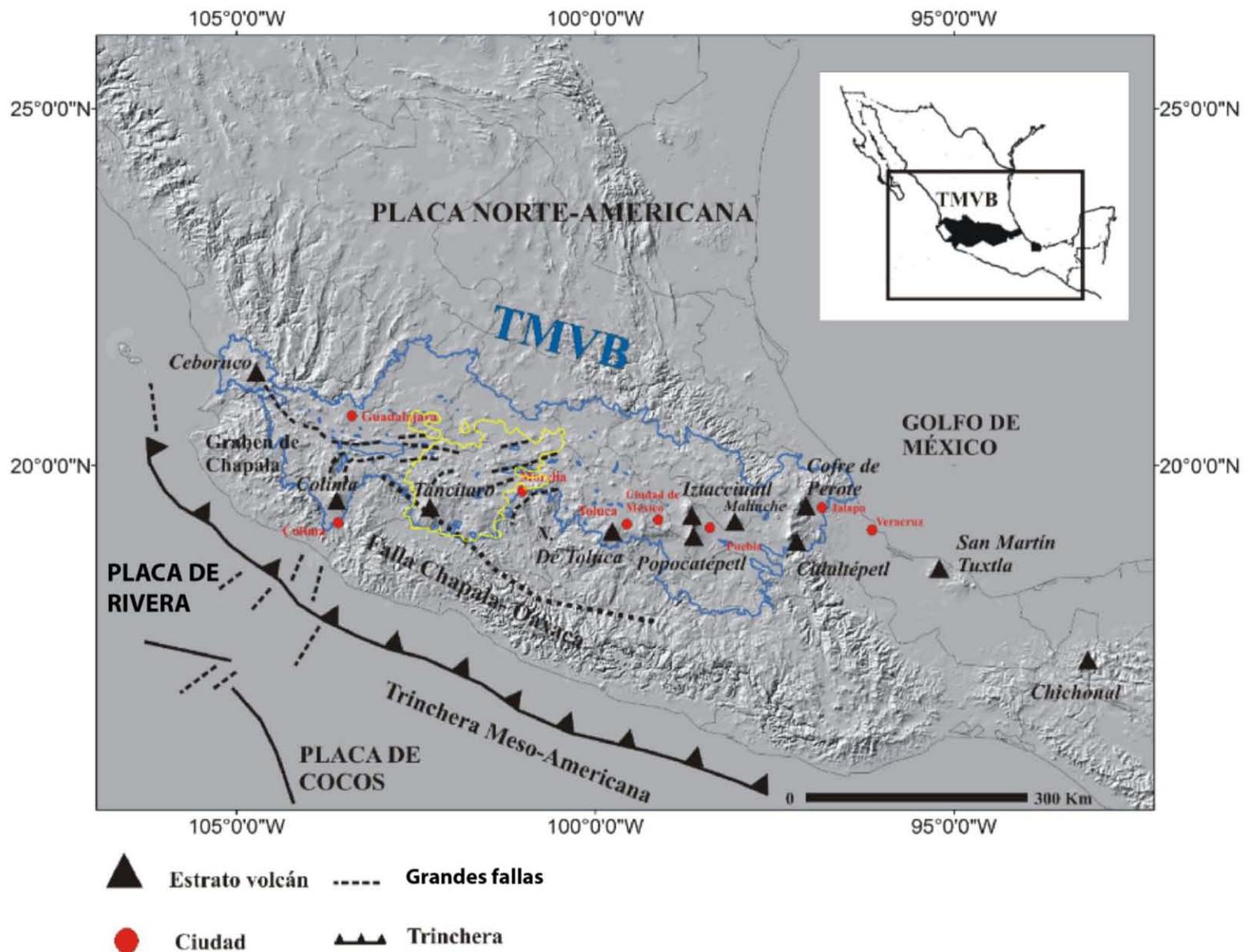


Figura 1. Placas Tectónicas que rigen la actividad geodinámica en México. TMVB = Transmexican Volcanic Belt, polígono amarillo = campo volcánico de Michoacán-Guanajuato. Imagen de J.R. de la Fuente (2013).

2.2 Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (MGVF)

El MGVF se localiza en la sección *central* del TMVB (Fig. 1) y tiene un área de aproximadamente $40,000 \text{ km}^2$ (Hasenaka, 1994). La distribución de fallas y la sismicidad en el campo indican que la región es tectónicamente activa (Johnson y Harrison, 1989; Suter et al., 2001). Varios sismos poco profundos han ocurrido en los alrededores de Morelia durante los últimos cien años (Suter et al., 2001). La actividad volcánica comenzó en el *Plioceno* tardío y el campo es considerado potencialmente activo ya que más de una decena de erupciones han ocurrido en el *Holoceno* (Guilbaud et al., 2012). A pesar del gran número de centros volcánicos (Fig. 2), el volumen del material eruptivo en los últimos 40,000 años ha sido relativamente bajo (31 km^3 ; Hasenaka y Carmichael, 1985), un orden de magnitud menor al V. *de Colima* o al V. *Popocatepetl*. Sin embargo no existe a la fecha una estimación precisa del volumen de todos los productos. El MGVF cuenta con más de 1020 pequeños volcanes y tiene ca. 400 volcanes de tamaño mediano (Hasenaka y Carmichael, 1985) la mayoría pertenecientes al periodo *Cuaternario*. Incluye conos de escoria, domos de lava, cráteres de explosión (*maars*), anillos de toba (*tuff ring*), pequeños volcanes escudo y flujos de lava. El único *estratovolcán* que posee es el *Tancítaro*. La densidad de volcanes varía entre 11 conos/ 100 km^2 en el área del V. Paricutin (Hasenaka y Carmichael, 1984) y 14 conos/ 100 km^2 en el área de Tacámbaro a 10 km NE del V. Jorullo (Guilbaud et al., 2012). Solamente en una pequeña área alrededor del V. Jorullo, durante el último millón de años al menos 26 conos de escoria se han formado produciendo alrededor de 10.2 km^3 de lavas y piroclastos compuestos esencialmente de andesitas como olivinos y piroxenos (61 vol. % de Equivalente Roca Densa ERD), en menor cantidad productos andesita-basálticos (30 vol. % ERD) y por último una minoría de basaltos ricos en olivinos (10 vol. % ERD) (Guilbaud et al., 2012). El MGVF ha tenido dos erupciones para las cuales existen documentos históricos. El primer evento corresponde a la erupción del V. Jorullo (lat. $N18^{\circ}58'25''$ long. $W101^{\circ}43'03''$) que comenzó el 29 Septiembre de 1759 y fue reportado como inactivo en 1774, a pesar de que su actividad quizá terminó en 1766 (Gadow, 1930). Produjo $0.36\text{-}0.5 \text{ km}^3$ de lava y $0.54\text{-}1.5 \text{ km}^3$ de tefra (Luhr and Carmichael, 1985; Rowland et al., 2009). El segundo evento y que es el más reciente pertenece al V. Paricutín (lat. $N19^{\circ}29'33''$ long. $W102^{\circ}15'58''$) cuya actividad eruptiva comenzó el 20 de Febrero de 1943 y terminó el 4 de Marzo de 1952 (Wilcox, 1954). Se reporta que un cono principal comenzó a crecer rápidamente alcanzando los 148 m de altura al final del primer mes; tuvo actividad explosiva intensa asociada con el derrame de

lavas de diferentes conductos del cono. Se describe su actividad como “estromboliana violenta” (MacDonald, 1972; Pioli et al., 2008). Produjo aproximadamente $0.64-0.7 \text{ km}^3$ de lava y $0.89-1.3 \text{ km}^3$ de tefra (Fries, 1953; Rowland et al., 2009). La mayoría de los conos en la parte central del campo (cerca de Morelia) se encuentran alineados en una dirección E-W que coincide con la dirección de fallas extensionales en esta zona (e.g., Suter et al., 1991, 2001), mientras que en la parte sur del campo la dirección preferencial de alineación es SW-NE que es paralela a la dirección de convergencia de la placa de Cocos por debajo de la placa de Norteamérica (Garduño Monroy et al., 2009; Guilbaud et al., 2011; Hasenaka y Carmichael, 1985). En consecuencia, el vulcanismo monogenético en el MGVF se encuentra regido por la tectónica que a su vez está relacionada con el proceso de subducción. También se observa que aproximadamente el 75% de los volcanes se encuentran entre los 200 km y los 300 km de la MAT y la mayoría se localiza a los 250 km de la misma (Hasenaka y Carmichael, 1985).

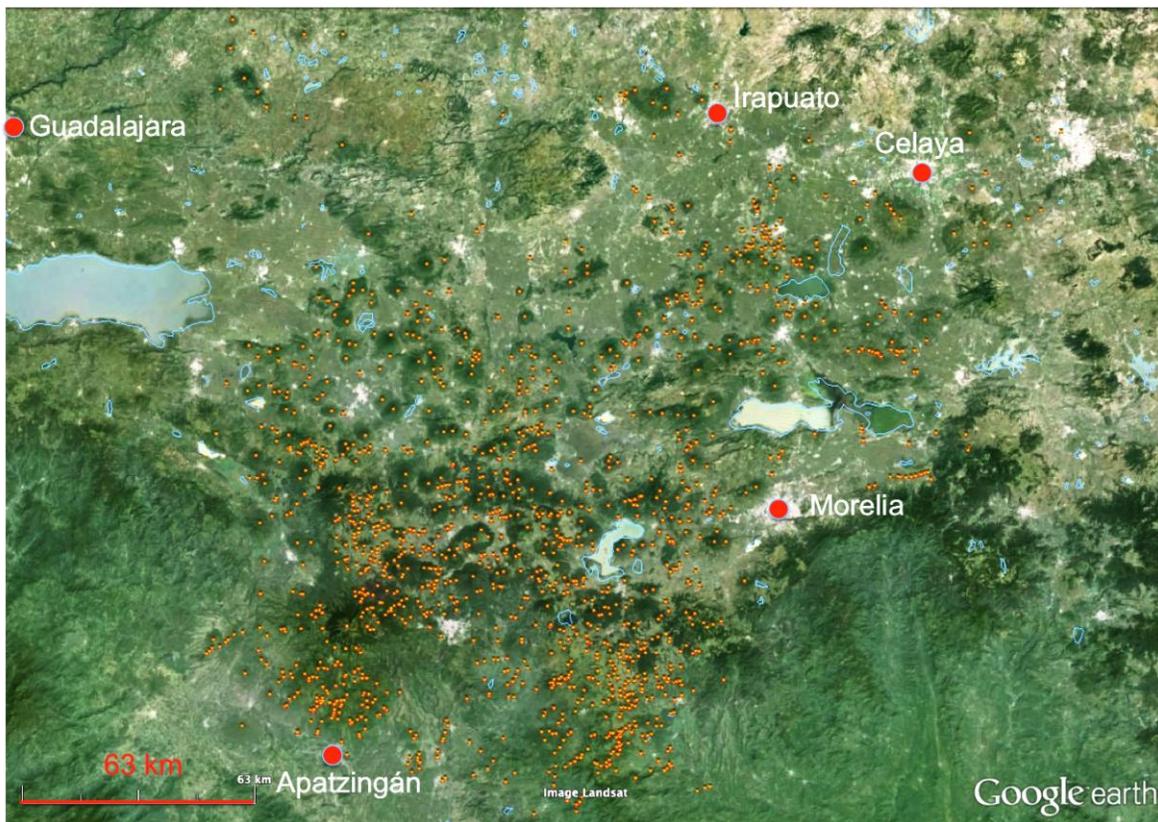


Figura 2. Distribución de los volcanes pertenecientes al MGVF. Los círculos de color anaranjado son volcanes. Base de datos de Hasenaka (comunicación personal). Imagen creada a partir de Google Earth.

2.3 Tectónica regional

La Neotectónica de la sección central del TMVB es dominada por fallas de extensión, y fallas laterales en su mayoría con componente izquierda (e.g., Suter et al., 1992). Algunas de estas fallas han tenido actividad histórica (Johnson y Harrison, 1989; Suter et al., 1992).

Aproximadamente a 55 *km* al sur de la ciudad de Guadalajara se encuentra un sistema triple de *rift* que se encuentra rodeado por cuencas y sistemas de fallas (Fig. 3). El *rift* de Tepic-Zacoalco o Tepic-Chapala (Allan et al., 1986) es el más complejo de los tres; se desarrolla desde la parte noroeste del sistema triple hasta la costa oeste de Tepic y forma una frontera activa entre el bloque de Jalisco y la Placa Norteamericana. El *rift* de Chapala se desarrolla en la parte este del sistema triple, su cuenca central contiene el Lago de Chapala. El *rift* de Colima se extiende desde el sistema triple hasta la MAT al sur de Colima y marca la frontera entre los bloques de Jalisco y Michoacán; además se cree que éste puede estar íntimamente relacionado con el contacto entre las placas de Rivera y Cocos (e.g., Bandy, 1992; Nixon, 1982; Soto et al., 2009).

El MGVF se encuentra al este del *rift* de Chapala y forma el triángulo de Michoacán, una zona de deformación separada de los bloques de Michoacán y Guerrero por zonas de fallas importantes que describen la tectónica regional del campo (Fig. 3). Las zonas de fallas con mayor actividad son la de Chapala-Oaxaca (COF) a lo largo de la cual encontramos al V. Jorullo, V. Parícutín y V. Tancítaro, y la zona de fallas de Chapala-Tula (CTF) que separa los bloques de Michoacán y de Guerrero de la parte central de la Placa Norteamericana y delimita la parte sur del lago de Cuitzeo (Johnson y Harrison, 1989).

También encontramos al este del MGVF la brecha de Tzitzio TZ (Tzitzio Gap), la cual define una zona sin vulcanismo que ha sido explicada como consecuencia de un cambio importante en la pendiente de la placa subduciente de Cocos; este cambio desplaza la zona de producción de magmas más adentro del continente (Blatter y Hammersley, 2010). Esta zona coincide con la proyección en tierra del segmento de la zona de fractura Orozco OFZ (por sus siglas en inglés) (Blatter y Hammersley, 2010) que podría marcar una segmentación incipiente de la placa Cocos (e.g., Bandy, 1992; Bandy et al., 2000; Dougherty et. al., 2012).

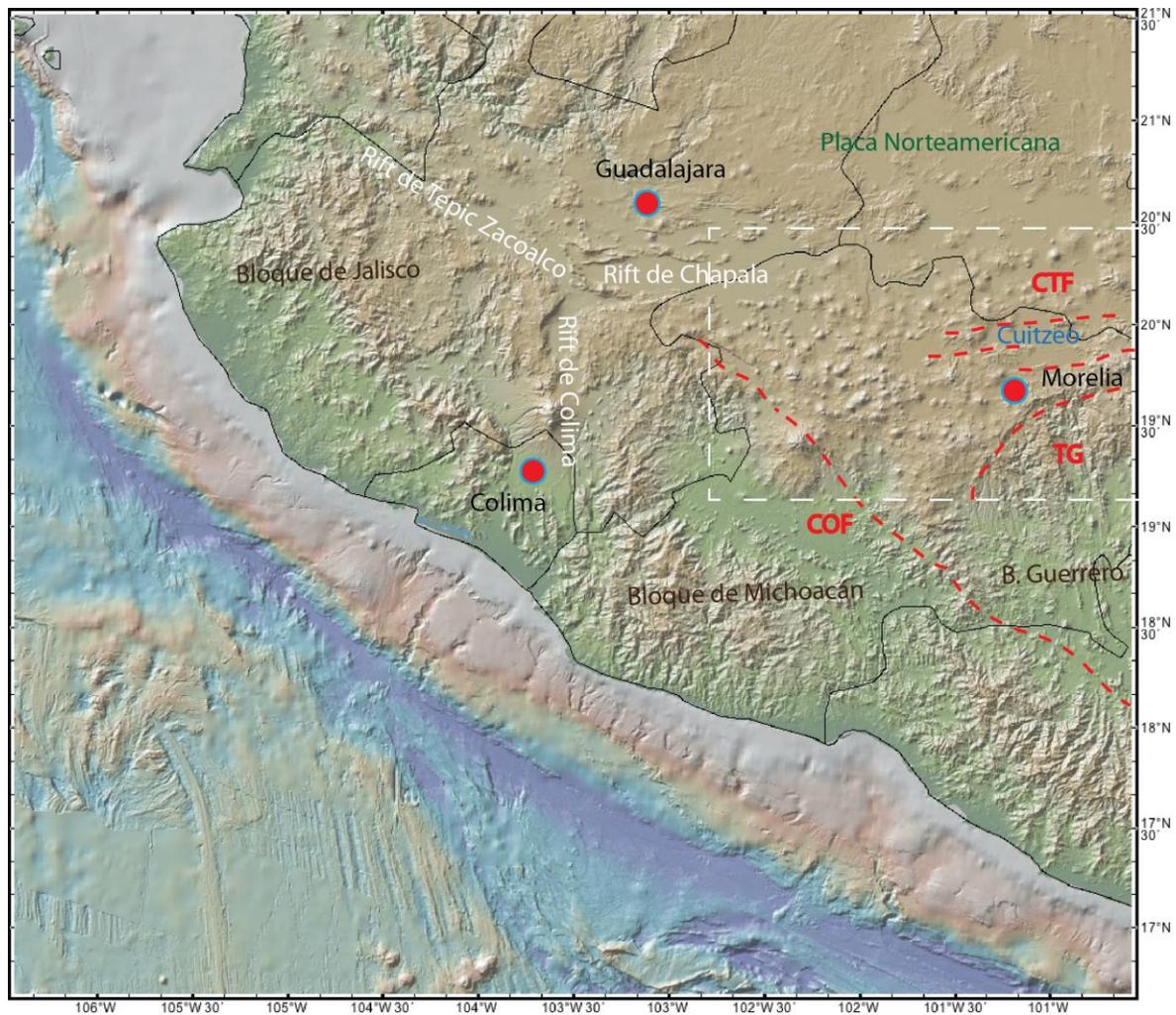


Figura 3. Tectónica regional asociada al MGVF. Las líneas rojas punteadas representan los sistemas de fallas: CTF = Chapala-Tula, COF = Chapala Oaxaca, TG = Brecha de Tzitzio. El polígono blanco punteado señala el MGVF. Imagen creada a partir del sitio <http://www.geomapapp.org>.

2.4 Estudios sísmicos sobre la subducción en México

Los grandes rasgos de la geometría de las placas de Cocos y Rivera se dedujeron del análisis de la distribución de los sismos fuentes a lo largo de la costa (Kostoglodov et al., 1999; Pardo y Suárez, 1995). En base a la localización precisa de hipocentros de eventos sísmicos y mecanismos focales, Pardo y Suárez (1995) dividen la parte sur de México en cuatro regiones caracterizadas por una geometría de la placa subducida distinta: **1)** La región de Jalisco hacia el oeste, donde la placa de Rivera subduce de manera empinada (ángulo de ca. 50°), parecida a la geometría de subducción de la placa de Cocos por debajo de la placa del Caribe; **2)** la región

de Michoacán donde el ángulo de subducción de la placa de Cocos decrece gradualmente hacia el sureste; es una zona de transición entre la empinada subducción de la placa de Rivera hacia el oeste y la subducción subhorizontal de la placa de Cocos hacia el este. Tiene como límites el *graben* El Gordo al oeste y la proyección en tierra de la fractura de Orozco OFZ al este. El ángulo de la placa varía entre $\sim 25^\circ$ a $\sim 30^\circ$ en esta zona según Pardo y Suárez 1995, mientras que Dougherty et al. (2012) estiman un valor de entre $\sim 35^\circ$ a $\sim 45^\circ$ para el límite este de la zona (OFZ); **3**) la región de Oaxaca-Guerrero, delimitada por las zonas de fracturas, OFZ al oeste y la proyección este de la fractura de O’Gorman OGFZ (por sus siglas en inglés) al este, donde la placa subducida es subhorizontal con un ángulo que varía entre $\sim 12^\circ$ a $\sim 15^\circ$; y **4**) la región sur de Oaxaca y Chiapas en el sureste de México que es una zona de transición entre la subducción subhorizontal por debajo de Guerrero y la geometría de la placa de Cocos por debajo de la placa del Caribe en América Central ($\sim 40^\circ$ a $\sim 50^\circ$) (García-Quintero, 2007). A lo largo de los últimos 15 años, la aplicación de nuevos métodos de tomografía e inversión sísmica ha permitido definir con más detalle la geometría en varias zonas particulares. Entre 2006 y 2010 se llevó a cabo un proyecto conjunto entre la UNAM, la Universidad de Texas (UT), la Universidad del Estado de Nuevo México (NMSU) y El Instituto de Tecnología de California (CALTECH) que consistió en los experimentos sísmicos *Mapping the Rivera Subduction Zone* (MARS), *Meso-America Subduction Experiment* (MASE) y *Veracruz-Oaxaca line* (VEOX).

MARS (2006) Consistió de 50 sensores cubriendo la región de Colima distribuidas sobre los estados de Michoacán, Jalisco, Colima y Nayarit. La meta principal de este proyecto fue entender las fuerzas que controlan la tectónica inusual del bloque de Jalisco y los comportamientos de las placas de Rivera y Cocos en esta región. Uno de los resultados más importantes de este experimento consiste en la corroboración de una separación entre las placas de Rivera y de Cocos debido al cambio en su geometría de subducción y cuyo proceso continua activo a través del rift de Colima que es la probable causa de la localización del Volcán de Colima (Yang et al., 2009).

MASE (2007) Consistió de 100 sensores de banda ancha desplegados a lo largo de un perfil de 600 km de Acapulco a Tamaulipas cerca de Tampico pasando por la Cd. de México.

Como resultado se logró observar que la placa de Cocos subduce de manera subhorizontal por debajo de la parte central de México hasta una distancia de 250 km de la trinchera. Después, cerca de la Cd. de México se sumerge dentro del manto y se encuentra truncada a una profundidad de 500 km (Pérez-Campos et al., 2008).

VEOX (2010) Consistió de 45 sensores a lo largo de un perfil de 300 km pasando por el Istmo de Tehuantepec. Uno de los resultados sorprendentes en el análisis de datos fue la aparición de una estructura anómala (*slab*), la cual se sumerge en dirección opuesta a la placa de Cocos (Chen y Clayton, 2012; Kim et al., 2011) por debajo de la extensión norte del perfil sísmico y que trunca la placa de Cocos a los ca. 150 km de profundidad (Chen y Clayton, 2012). Kim et al. (2011) propusieron que el *slab* anómalo del Golfo de México es causado por la subducción de la litosfera oceánica antes de la colisión entre los bloques de Yucatán y México en el Mioceno.

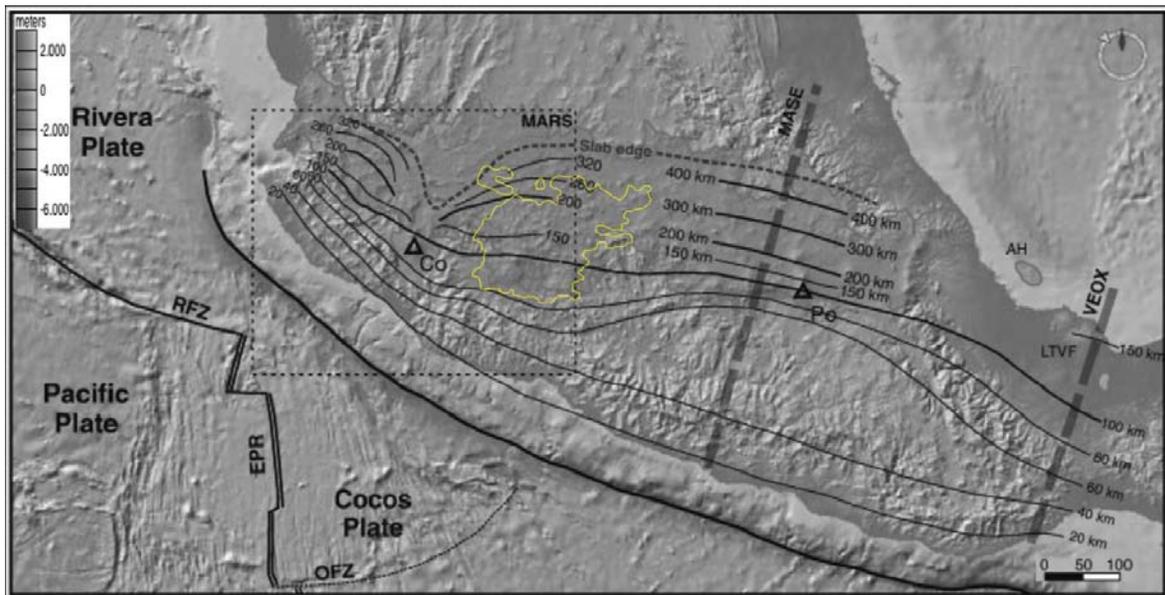


Figura 4. Ubicación de los experimentos sísmicos realizados recientemente. Imagen modificada de L. Ferrari et al. (2012). En ella se aprecia la profundidad del slab subducido por debajo de México central inferido a partir de los estudios sísmicos del MARS, MASE y VEOX además de la geometría de Pardo y Suárez (1995) en áreas que no cubren estos estudios. Co = V. Colima; Po = V. Popocatepetl; LTVF=Los Tuxtlas Volcanic Field; AH=Anegada High; RFZ = Rivera Fracture Zone; EPR = East Pacific Rise; polígono amarillo = campo volcánico de Michoacán-Guanajuato. Note que la zona abarcada por el experimento MARS (polígono punteado negro) cubre parcialmente la parte oeste del campo MGVF.

3. Marco Teórico

3.1 La forma de la Tierra (Elipsoide y Geoide) y parámetros que la definen

En una primera aproximación la Tierra puede ser considerada como una esfera en rotación.

Newton llegó a la conclusión de que un cuerpo en estado líquido y en perfecto equilibrio hidrostático que se encuentre en rotación tendría la forma de un elipsoide de revolución, i.e. achatado en los polos y ensanchado en el Ecuador.

Se define como **geoide** a la superficie equipotencial terrestre que mejor se aproxima a la superficie del nivel medio del mar.

De acuerdo con Moritz (1980), la teoría de un elipsoide equipotencial fue dada por Pizzetti en 1894 y fue posteriormente elaborada por C. Somigliana en 1929.

Ahora bien, suponiendo un elipsoide que tiene la misma velocidad angular y la misma masa que la Tierra actual, el potencial U_0 sobre la superficie del elipsoide es igual al potencial G_0 sobre el geoide y, el centro de la Tierra coincide con su centro de masa; llamaremos a este cuerpo “Tierra Normal”. Podemos decir entonces que el **elipsoide** es la figura geométrica-física que mejor aproxima la figura de la Tierra. Históricamente han existido varios elipsoides de referencia e.g., Clarke (1866), Helmert 1906, Geodetic Reference System 1967 (GRS 67), Geodetic Reference System 1980 (GRS 80) de los cuales han ido cambiando los valores de los parámetros que los definen conforme se han vuelto más exactas sus mediciones. La tecnología satelital ha logrado una mayor precisión. El elipsoide de referencia actual es el World Geodetic System (**WGS 84**) (Fig. 5, Tabla 1) el cual se define a partir del cálculo de las orbitas precisas de los satélites NAVSTAR dadas por las estaciones de seguimiento de *Global Positioning System* (GPS) en el *National Imagery and Mapping Agency* (NIMA) en Estados Unidos. La *National Geospatial-Intelligence Agency* define el WGS84 como el sistema de referencia global para información geoespacial y como referencia para el sistema de posicionamiento global (GPS). Además es compatible con el *International terrestrial Reference System* (ITRS). Cabe señalar que los datos ocupados en este trabajo están referenciados a este elipsoide.

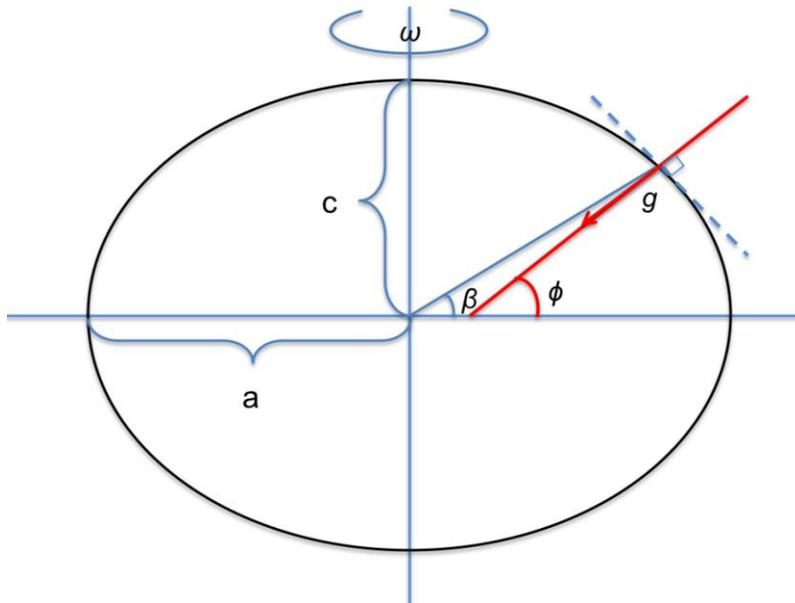


Figura 5. Elipsoide

Tabla 1

Parámetro	Descripción	Fórmula	Valor/unidad
GM_e	(WGS84)	-	$3.986004418 \times 10^{14} \frac{m^3}{s^2}$
M	Masa de la Tierra	-	$5.98 \times 10^{24} kg$
G	Constante Gravitacional	-	$6.67 \times 10^{11} \frac{m^3}{kg s^2}$
a	Radio ecuatorial	-	$6378137 m$
c	Radio polar	-	$6356752.3 m$
ω	Velocidad angular	-	$7.292115 \times 10^{-5} \frac{rad}{s}$
f	Achatamiento	$f = (a - c)/a$	$1/298.257223560$
J_2	Factor dinámico	-	1.081874×10^{-3}
ϕ	Latitud geográfica	-	-
β	Latitud geocéntrica	-	-

Parámetros del Elipsoide WGS84.

Para poder estudiar la gravedad de la Tierra es necesario definir las siguientes alturas (Fig. 6): h = altura elipsoidal, i.e. la altura relativa al elipsoide. Esta altura es la que mide un satélite (GPS)

H = elevación o altura ortométrica, i.e. altura con respecto a la superficie equipotencial que coincide con el nivel medio del mar (geoide)

N = altura geoidal, i.e. la distancia entre el elipsoide y el geoide

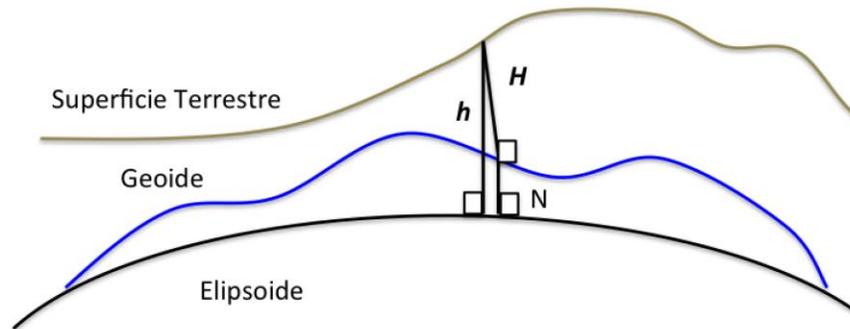


Figura 6. Altura elipsoidal (h), elevación (H) y altura geoidal (N).

3.2 La gravedad normal y la fórmula internacional de gravedad

La unidad utilizada en prospección gravimétrica es el miliGal (mGal) en honor al astrónomo y filósofo natural Galileo Galilei y se define como:

$$1Gal = 1 \frac{cm}{s^2} \text{ entonces } 1mGal = 0.00001 \frac{m}{s^2}$$

Para estimar el cambio de valor de la gravedad con respecto a la posición geográfica en el elipsoide consideramos lo siguiente. Tenemos que el vector de gravedad terrestre es ortogonal a cualquier superficie equipotencial, sin embargo, como consecuencia de la forma elipsoidal de la Tierra la dirección del vector de gravedad no es radial y quedará definido a partir del plano tangencial que pasa por el punto de medición; por lo que el punto que intersecta con el ecuador del elipsoide estará dado por un ángulo (latitud geográfica) que es ligeramente mayor que la latitud en una esfera a excepción de los polos y el ecuador.

La fórmula Internacional de la gravedad está definida a partir de los parámetros del elipsoide de revolución y considera la variación del valor de la *magnitud del vector* de gravedad en función de la ubicación geográfica de la estación de medición. Al valor escalar obtenido por esta fórmula le llamaremos valor teórico o *Normal* de la gravedad ($g_{teórico}$) y define el valor teórico de la gravedad dado para el elipsoide.

Dadas las pequeñas diferencias entre el elipsoide GRS1980 y el WGS84 se ocupa la siguiente fórmula internacional de la gravedad dada por Moritz (1980) (g_{1980}):

$$g_{1980} = 978032.7(1 + 0.0053024 \operatorname{sen}^2\phi - 0.0000058 \operatorname{sen}^2 2\phi) \equiv g_{teórico} \text{ [mGal]}$$

con ϕ = latitud geográfica

3.2.1 La corrección por altura

Esta corrección toma en cuenta la variación de la gravedad debido a la ubicación de la estación por encima o por debajo del elipsoide de referencia. Generalmente esta corrección se nombra de *aire libre*, sin embargo es importante notar que esta corrección hace referencia al elipsoide y no al geoide, confusión que se suele tener.

Para la exploración geofísica un desarrollo de primer orden de la ecuación de Heiskanen y Moritz (1967) es suficiente. Se considera $\phi = \pi/2$ para la corrección por altura que está dada como:

$$\delta g_h = -0.3086h \text{ [mGal]}$$

con h [m] = altura elipsoidal

Cabe aclarar que históricamente para la exploración geofísica se ocupa la elevación H [m] en lugar de h aún cuando está definida con ésta última. Para nuestra área de estudio esto genera una máxima diferencia de 3 mGal que como veremos más adelante no tiene relevancia en este trabajo.

3.2.2 Longitud de onda de la ondulación del geoide

La causa de la ondulación del geoide se debe al carácter armónico de las funciones que definen el potencial terrestre.

De aquí tenemos que

$$\lambda = \frac{2\pi R}{n} \approx \frac{40000000}{n} \text{ [m]}$$

de donde λ es la longitud de onda del geoide, R es el radio medio de la Tierra y n el grado armónico del desarrollo del potencial.

3.3 Anomalías de gravedad

Uno de los objetivos del estudio de la **gravimetría** es el de describir estructuras geológicas a partir de sus efectos gravitacionales causados por sus diferencias en densidades.

Si la Tierra fuera un cuerpo homogéneo (elipsoide), sólo sería necesario hacer las corrección por altura. Sin embargo dada su heterogeneidad e irregularidad, además de la influencia del relieve topográfico sobre las mediciones, es necesario realizar correcciones que tomen en cuenta las interacciones que surgen de manera local, para poder después hacer una comparación entre los valores medidos y teóricos.

De ahora en adelante por gravedad estaremos haciendo referencia a valores escalares del vector de gravedad definido anteriormente, es decir

$$g_{teórico} = |g_{teórico}| = \text{gravedad}$$

Así como a los valores medidos por cualquier aparato (e.g., gravímetro Lacoste & Romberg modelo G #247 y equipos satelitales) que registren valores de la aceleración de la gravedad en cualquier punto de la tierra y que denotaremos como g , es decir

$$g = \text{medición de la gravedad}$$

En primer lugar, se define como **anomalía gravimétrica o de gravedad** (Δg) a la diferencia entre el valor medido (g) y el valor teórico de la gravedad (valor calculado para el elipsoide) en el punto de medición:

$$\Delta g = g - g_{teórico}$$

En gravimetría la extensión horizontal de la anomalía es llamada su “longitud de onda” aparente. Ésta nos dará información aproximada de la profundidad de la fuente que origina la anomalía. Así, longitudes de onda y amplitudes largas estarán asociadas a fuentes profundas y son llamadas *anomalías regionales, principales o primarias*; mientras que longitudes de onda y amplitudes cortas están asociadas a cuerpos someros y son llamadas *anomalías locales, residuales o secundarias* las cuales son utilizadas con fines de exploración ya que dan información de cuerpos o estructuras en la corteza.

3.3.1 Anomalía de Aire Libre

Generalmente las mediciones gravimétricas se realizan sobre la superficie del mar o sobre la superficie terrestre, por lo que suponemos que nuestra estación de medición se encuentra sobre o por arriba del elipsoide. La anomalía de aire libre (Δg_{FR}) se define como la corrección de la anomalía gravimétrica por el efecto de la altura (sección 3.2.1):

$$\Delta g_{FR} = g - (\text{gravedad teórica} + \text{corrección por altura})$$

$$\therefore \Delta g_{FR} = g - g_{teórico} + \delta g_h$$

Estas anomalías conservan el efecto causado por la presencia o ausencia de masa entre el punto de medición y el nivel del mar, y entonces varían principalmente de acuerdo a la topografía. Así, de manera general, en áreas continentales las anomalías positivas coinciden con montañas y macizos; mientras que las negativas se relacionan con valles. En el mar las anomalías positivas se relacionan con montañas y volcanes submarinos, mientras que muchas de las anomalías negativas reflejan elementos tectónicos como trincheras, zonas de fractura y zonas de dorsales (*ridge*).

3.3.2 Anomalía de Bouguer Simple

La corrección de Bouguer toma en cuenta la atracción gravitacional de las rocas en los continentes, entre el punto de medición y un nivel de referencia (elipsoide o superficie del mar) asumiendo estas rocas como una placa horizontal infinita que se extiende sobre el plano de medición. En el piso oceánico esta corrección toma en cuenta el peso de la columna de agua, aproximando también este medio como una placa horizontal infinita. La corrección de Bouguer (δg_B) está dada por:

$$\delta g_B = 2\pi G\rho h$$

donde ρ = densidad del medio (roca o agua), G = constante de Gravitación y h altura con respecto al nivel de referencia.

La anomalía de Bouguer Simple (Δg_{SB}) corresponde a la aplicación de la corrección de Bouguer (δg_B) al valor de la anomalía de aire libre (Δg_{FR}):

$$\Delta g_{SB} = \Delta g_{FR} - \delta g_B$$

En la parte continental, valores negativos en la anomalía de Bouguer Simple indican una deficiencia de masa (menor densidad) como son las raíces de las zonas montañosas; mientras que valores positivos indican un exceso de masa (mayor densidad) por ejemplo por la presencia de cuerpos intrusivos con mayor densidad que la roca circundante por debajo del punto de medición.

3.3.3 Anomalía de Bouguer Completa

La corrección de terreno toma en cuenta las diferencias de altura circundantes al punto de medición, las cuales ocasionan desviaciones en el vector de gravedad. Esta corrección se calcula usando mapas topográficos de curvas de nivel y considera desviaciones a un plano infinito horizontal que pasa por la estación de medición. La corrección de terreno es pequeña y es utilizada para estudios locales de prospección. La definiremos simplemente como δg_T .

La anomalía de Bouguer Completa (Δg_{CB}) corresponde a la aplicación de la corrección de terreno (δg_T) al valor de la anomalía de Bouguer Simple (Δg_{SB}):

$$\Delta g_{CB} = \Delta g_B + \delta g_T$$

Para estudiar estructuras el interior de la tierra es más conveniente utilizar las anomalías de Bouguer ya que ha sido removido el efecto de la atracción de las masas entre el punto de medición y el nivel de referencia. por lo cual estas desviaciones corresponden a cambios de densidad causados por cuerpos ubicados a mayos profundidad.

3.4 Geodesia Satelital y Modelos Gravitacionales Globales

“Geodesy is not for static measurements anymore”

Chao, B. F., 2003

Un Modelo Gravitacional Global GGM (Global Gravitational Model) es una aproximación matemática del potencial gravitacional externo de un cuerpo.

Tal modelo requiere dos elementos fundamentales (Sansò y G. Sideris, 2013):

1. **Síntesis.** Computación de los valores numéricos de las cantidades relacionadas con el potencial gravitacional (funcionales del campo) como la magnitud de la aceleración de la gravedad, dada la posición del punto evaluado.
2. **Error de propagación.** Computación de los errores esperados de los valores, como se deduce de la propagación de incertidumbre de los parámetros que definen el modelo.

El resultado esperado de un GGM es que pueda ser utilizado de manera estándar para numerosas aplicaciones, durante un periodo sustancial de tiempo.

La combinación de datos de altimetría de múltiples misiones satelitales ha probado altas resoluciones.

Considerando los avances satelitales y la geo-informática adquirida durante los años anteriores y posteriores al 2000 se han llevado a cabo misiones tales como las presentadas a continuación.

Tabla 2

Satélite	Periodo de la misión	Precisión de medida de la distancia satélite-superficie mar (cm)	Exactitud de la órbita (cm)
GEOS-3	ABR 1975-DIC 1978	25	~ 500
Seasat	JUL 1978-OCT 1978	5	~ 100
Geosat	MAR 1985-DIC 1989	4	30-50
ERS-1	JUL 1991-MAY 1996	3	8-15
Topex/Poseidón	OCT 1992-JUN 2006	2	2-3
ERS-2	AGO 1995- SEP 2011	3	7-8

Misiones satelitales.

Misiones actuales

CHAMP: (Challenging Minisatellite Payload)[Reigber et al., 1996] lanzada en Julio del 2000.

GRACE: (Gravity Recovery And Climate Experiment) [GRACE, 1998] lanzada en Marzo de 2002.

GOCE: (Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer) [European Space Agency, 1999] lanzada en Marzo de 2009.

Presento a continuación el desarrollo de algunos de los proyectos con los cuales se formó la base de datos topográficos y de anomalías de gravedad con los cuales trabajé.

3.4.1 Earth Gravitational Model 1996 (EGM96)

El EGM96 es un modelo del potencial gravitacional terrestre hasta el grado y orden 360, fue desarrollado por la colaboración de la NASA, *Goddard Space Flight Center (GSFC)*, la *National Imagery and Mapping Agency (NIMA)* y la *Ohio State University (OSU)*. El modelo incorpora datos de gravedad en la superficie terrestre y datos de anomalías derivados de altimetría de las misiones ERS-1, GEOSAT Geodetic Mission (GM).

3.4.2 Modelo Gravitacional de la misión GRACE

La misión GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment) [GRACE, 1998] es una misión conjunta entre la *National Aeronautics and Space (NASA)* y el *Deutschen Zentrum fur Luft-und Raumfahrt (DLR)* cuyo objetivo es el mapeo del campo gravitatorio terrestre estático y variable temporalmente. Consta de dos satélites gemelos que fueron lanzados el 17 de Marzo de 2002 y que actualmente orbitan la Tierra.

A lo largo de sus trayectorias y a partir de la recopilación de sus datos se han desarrollado modelos armónicos esféricos del potencial gravitacional de la Tierra, que se componen de datos satelitales únicamente (S) y constreñidos con información gravitacional terrestre (C).

GRACE Gravity Model 01 (**GGM01**) realizado el 21 de Julio de 2003.

El GGM01S fue estimado hasta el orden y grado 120; y el modelo gravitacional preliminar GGM01C completo hasta el grado y orden 200 (Tapley et al., 2004).

GGM02 realizado entre el 4 de Abril del 2002 y el 31 de Diciembre del 2003. El GGM02S completo hasta el grado y orden 160 y el GGM02C completo hasta el grado y orden 200 (Tapley et al., 2005).

GGM03 realizado en 2008. El GGM03S completo hasta el grado y orden 180 y el GGM03C completo hasta orden y grado 360 (Tapley et al., 2007).

Después de los modelos descritos anteriormente el *Institute Theoretical Geodesy* (Instituto de Geodesia Teórica) de la Universidad de Bonn en Alemania desarrolló el **ITG-GRACE 03S** que integra dos partes: **a)** Variaciones temporales del campo gravitatorio debidas a transportes de masa ocasionados por fenómenos naturales (hasta el grado y orden 40), **b)** Campo estático gravitacional GGM03S. (Mayer-Gürr, 2007).

3.4.3 Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008)

La Agencia estadounidense *National Geospatial-Intelligence Agency* (NGA) decidió desarrollar un nuevo modelo gravitacional cuyo propósito fue **a)** reemplazar el modelo EGM96 completo hasta el orden y grado 360 (Lemoine et al., 1998), y **b)** servir de modelo de referencia para el análisis de datos que se adquirirían del GOCE (Pavlis et al., 2012). Los estados y avances del proyecto fueron plasmados en tres Modelos Gravitacionales Preliminares (PGM) que fueron presentados en 2004 (Pavlis et al., 2005), 2006 (Pavlis et al., 2006), y 2007 (Pavlis et al., 2007). El desarrollo final del modelo designado EGM2008, fue completado en Marzo de 2008 y presentado ante la comunidad científica el 17 de Abril del 2008 (Pavlis et al., 2008). El EGM2008 (Pavlis et al., 2012) es un modelo armónico esférico del potencial gravitacional de la Tierra, desarrollado por una combinación de mínimos cuadrados y su matriz de covarianza asociada del ITG-GRACE 03S, junto con la información gravitacional obtenida de un conjunto de anomalías gravimétricas de aire libre definidas sobre una malla de 5 minutos de arco. Esta malla se elaboró a partir de la integración de datos gravimétricos terrestres y de datos derivados de mediciones de altimetría satelital y aéreas que la misma NGA recopiló y aportó. El contenido espectral de las áreas donde no existían datos gravimétricos o no se tenían datos compartidos fue suplementado con información derivada de datos topográficos (“fill-in values”, Pavlis et al., 2012). El EGM2008 está completo hasta el grado y orden 2159 y contiene coeficientes adicionales hasta el grado 2190 y orden 2159.

4. Datos: fuentes (características y errores), correcciones y comparaciones

4.1 Datos del servidor *Satellite Geodesy* del SIO (Modelo Global) y polígonos de estudio

Para el presente trabajo se usaron los datos descargables del servidor *Scripps Institution of Oceanography* (SIO) de la *Universidad de California* en San Diego. Cabe mencionar que esta base de datos (referidos aquí como “datos del Modelo Global”) integra fuentes no únicamente satelitales sino también derivadas de prospecciones oceanográficas y de la recopilación de datos de otras agencias de investigación como las mencionadas en las secciones 3.4.1, 3.4.2 y 3.4.3. El servidor se compone de bases de datos oceánicos y terrestres que son unidas con algoritmos numéricos para ponerlos a disposición en una malla cuadrada con longitud de un minuto de arco por lado, de la cual se descargan directamente puntos o polígonos con información topográfica (V15.1) o gravimétrica (V21.1).

Tenemos que

$$S = R\phi$$

de donde S = longitud de arco, $R = 6378 \text{ km}$ = radio ecuatorial de la Tierra (considerando que México se localiza más cerca del Ecuador que de los polos) y $\phi = 0^\circ 1' = \pi/10800$ radianes ≈ 0.00030 radianes, entonces

$$S \approx 1.86 \text{ km}$$

Por lo tanto 1.86 km es el valor aproximado de la longitud de cada celda de la rejilla.

Muestro a continuación los límites de los polígonos usados en este estudio (Tabla 3, Fig. 7).

Tabla 3

Nombre del polígono de estudio	Longitud E máx (°)	Longitud E mín (°)	Latitud N mín (°)	Latitud N máx (°)
México	-83.19	-112.08	14.15	32.19
MGVF	-99.61	-104.99	15.52	21.30

Coordenadas del área de estudio.

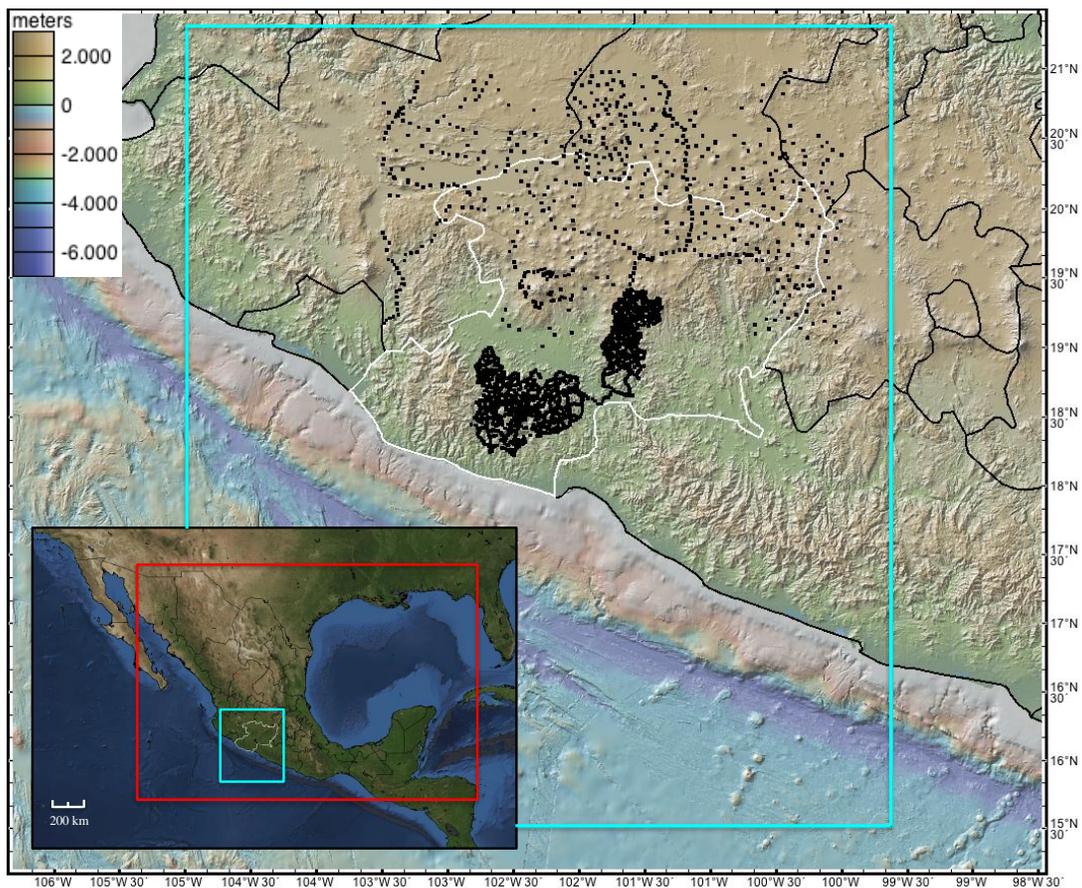


Figura 7. Polígonos para la obtención de datos. México = polígono rojo, MGVF = polígono cian, Estado de Michoacán = contorno blanco, mediciones de campo (De la Fuente et al., 1994) = cuadrados negros. Imagen creada con el programa geomapapp (<http://www.geomapapp.org>).

Se detalla a continuación la fuente de los datos marinos y terrestres usados en el modelo, así como los errores asociados. Cabe mencionar que dado que los modelos globales se construyen de diversas fuentes, la propagación de errores depende del carácter de cada valor, es decir si es una medición directa o surge de un proceso de interpolación o extrapolación. Debido a estas complicaciones muchos modelos globales utilizan diferentes algoritmos para resolver la matriz de errores asociada como el de predicción LSC (Moritz, 1980).

Los valores batimétricos y topográficos corresponden a valores de altura elipsoidal del WGS84 (Sección 3.1).

4.1.1 Datos topográficos V15.1

a) Oceánicos

Esta base de datos se creó a partir de datos de batimetría digital de la *U.S. National Geophysical Data Center* (NGDC), el SIO, y dos bases de datos archivados originalmente del *Lamont Doherty Earth Observatory* (LDEO), así como una recopilación de datos obtenidos directamente de varios investigadores (Smith y Sandwell, 1997). Para completar la información se combinaron a su vez, datos de una Malla Global de Anomalías Gravimétricas derivadas de altimetría satelital de las misiones de Geosat y ERS-1 (Smith y Sandwell, 1997) con una precisión de 3 a 7 mGal y con un límite de resolución de 20 hasta 25 *km*, que a través de la función de transferencia espectral permite estimar la topografía marina a partir de las anomalías gravimétricas en base a la teoría general resumida por Dixon et al. (1983). Finalmente para áreas cercanas a la costa se ocuparon datos de elevación en tierra y líneas de costa de la Base Global de Topografía en Tierra de 30 segundos de arco GTOPO30 de la *U.S. Geological Survey*. El resultado final es un mapa de los océanos con una resolución horizontal de 1 hasta 12 *km*.

b) Terrestres

Los datos topográficos terrestres se basan en una combinación de la topografía del *Shuttle Radar Topography Mission* SRTM30 de la NASA-NGA (Farr et al., 2007; Rosen et al., 2000) (latitud < 55°, rango dentro del cual se encuentran los datos que ocupamos), GTOPO30 (USGS 1997) y la topografía del ICESat (DiMarzio et al., 2007). Una versión previa fue el modelo topográfico **V8.2** (Smith y Sandwell, 1997; Sandwell y Smith, 2001) con valores sobre una malla de 2 minutos de longitud de arco por cada celda (Becker et al., 2009). Posteriormente se implementó la base y se creó el modelo topográfico **V15.1**.

La tabla 4 presenta la estadística de los errores. Nuestros datos se encuentran en la sección de Norte América.

Tabla 4

Errores (m)	África	Australia	Eurasia	Islas	N. América	S. América
Error Absoluto de Geolocalización	11.9	7.2	8.8	9.0	12.6	9.0
Error Absoluto de Altura	5.6	6.0	6.2	8.0	9.0	6.2
Error Relativo de Altura	9.8	4.7	8.7	6.2	7.0	5.5
Error relativo de Longitud de onda grande (continental)	3.1	6.0	2.6	3.7	4.0	4.9

Errores en metros asociados a los valores topográficos del STRM30 (Rodríguez et al., 2005).

4.1.2 Datos de anomalías gravimétricas de aire libre V21.1 y corrección de Bouguer para los datos terrestres

a) Oceánicos

Estos datos fueron recolectados durante las misiones satelitales *Goesat* y *ERS-1* y procesados para reducir el error aportado por los mismos satélites (efectos inerciales) y efectos de la dinámica del océano como son corrientes y variaciones temporales de flujo. La primera mejora consistió en un “re-rastreo” de la señal de algunas trayectorias de las misiones, i.e. la repetición de la órbita satelital. La segunda consistió en utilizar el EGM 2008 como modelo gravitacional de referencia, y la tercera es la utilización del método de interpolación de *esplines biarmónicos* para construir las mallas de deflexiones residuales de la vertical.

A través de la comparación de algunos perfiles gravimétricos realizados con barcos y los datos satelitales con las mejoras anteriores se definió el rango de errores como 2.0 mGal en el Golfo de México a 4.0 mGal en zonas con topografía muy irregular. El mayor error fue de 20.0 mGal y se encontró en las crestas de largas y estrechas cadenas montañosas.

b) Terrestres

El resumen del desarrollo del proyecto EGM2008 se encuentra en la sección 3.4.3. Ahora bien, de manera particular para nuestros polígonos de estudio los datos se encuentran como: sin restricción (UNRESTRICTED 7424824) y con fuente de la NGA LSC 1303927. De la descripción de los errores propagados estimados para el EGM 2008 se tiene un promedio de ± 6 mGal con una raíz media cuadrática (RMS) de ± 9.6 mGal para el conjunto global de datos.

Para realizar una base de anomalías gravimétricas de Bouguer simple correspondiente al MGVF hice lo siguiente.

Tenemos que la corrección de Bouguer simple (placa de Bouguer) (sección 3.3.2) está dada como:

$$\delta g_B = 2\pi G\rho h \text{ [mGal]}$$

de donde consideré

$$\pi = 3.1416$$

$$G = 6.673 \cdot 10^{-11} \frac{\text{Nm}^2}{\text{kg}^2} = \text{constante de gravitación universal de Newton}$$

$$\rho = 2670 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3} = \text{densidad promedio de la corteza terrestre}$$

$$h = \text{altura elipsoidal (dato topográfico, revisar sección 3.2.1)}$$

De la base de datos topográficos **V15.1** del polígono MGVF ubiqué los puntos que tenían valores negativos (se encuentran por debajo del elipsoide) y para los cuales no realicé la corrección de Bouguer. Mientras que para los puntos con valores positivos resté la corrección de Bouguer a su correspondiente valor de anomalía de aire libre **V21.1**. De aquí que formé una base de anomalías de aire libre para la parte oceánica y de Bouguer simple para la parte terrestre.

4.2 Cartas gravimétricas de la República Mexicana. I. Carta de Anomalía de Bouguer (De la Fuente et al., 1994) y comparación con los datos del SIO

La información sobre la elaboración del mapa presentada en De la Fuente et al., 1994 se resume a continuación.

El conjunto de Cartas Gravimétricas de la República Mexicana fue realizado con datos proporcionados por las siguientes instancias: PEMEX, INEGI, UNAM, Geociencias Aplicadas, S. A., Consejo de Recursos Minerales, Instituto Oceanográfico de Manzanillo, *University of Texas*, *U.S. Geological Survey (USGS)*, *Oregon State University* y *The Committee for the Gravity Anomaly Map of North America* de la *Society of Exploration Geophysicists*.

Los datos gravimétricos están referenciados a la Red Internacional de Estandarización de Gravedad (IGSN, 71) y al Sistema Geodésico de Referencia de 1967.

Las mediciones puntuales para nuestra área de estudio del proyecto se aprecian en la Figura 7. De la Fuente et al. (1994) calcularon las anomalías de Bouguer utilizando una densidad promedio para la corteza de 2.67g/cm^3 . En las zonas en las que no se contó con la información de las estaciones de lectura, pero tenían los planos de las anomalías correspondientes (de sus propias fuentes), se hizo la digitalización de los mismos. En las áreas marinas, fuera de los valores obtenidos mediante cruceros oceanográficos, se utilizaron datos de satélite interpolados a una retícula con un espaciamiento de 6 km (con un error estimado de $\pm 8\text{ mGal}$). Únicamente los datos correspondientes a Estados Unidos están corregidos por terreno. Usando los datos tanto en tierra como en mar, se elaboró una retícula con espaciamiento regular de 3 km para su interpolación, lo cual, para obtener una mejor presentación gráfica se subdividió a 1 km . El error estimado es de ± 1 a $\pm 5\text{ mGal}$ excepto para los datos de satélite que se definen en De la Fuente et al. (1994) y Aiken et al. (1997).

Dado que la digitalización, adquisición y procesamiento de datos de los mapas de las Cartas Gravimétricas de la República Mexicana (De La Fuente et al., 1994) no forman parte del objetivo principal de esta tesis, se realizó una sencilla comparación con los datos del Modelo Global (MG) V21.1 con corrección de Bouguer (sección 4.1.2) para la parte oeste del TMVB elaborando seis perfiles que pasan por las zonas con existencia de datos para la carta de De la Fuente (1994) (Figs. 7 y 8).

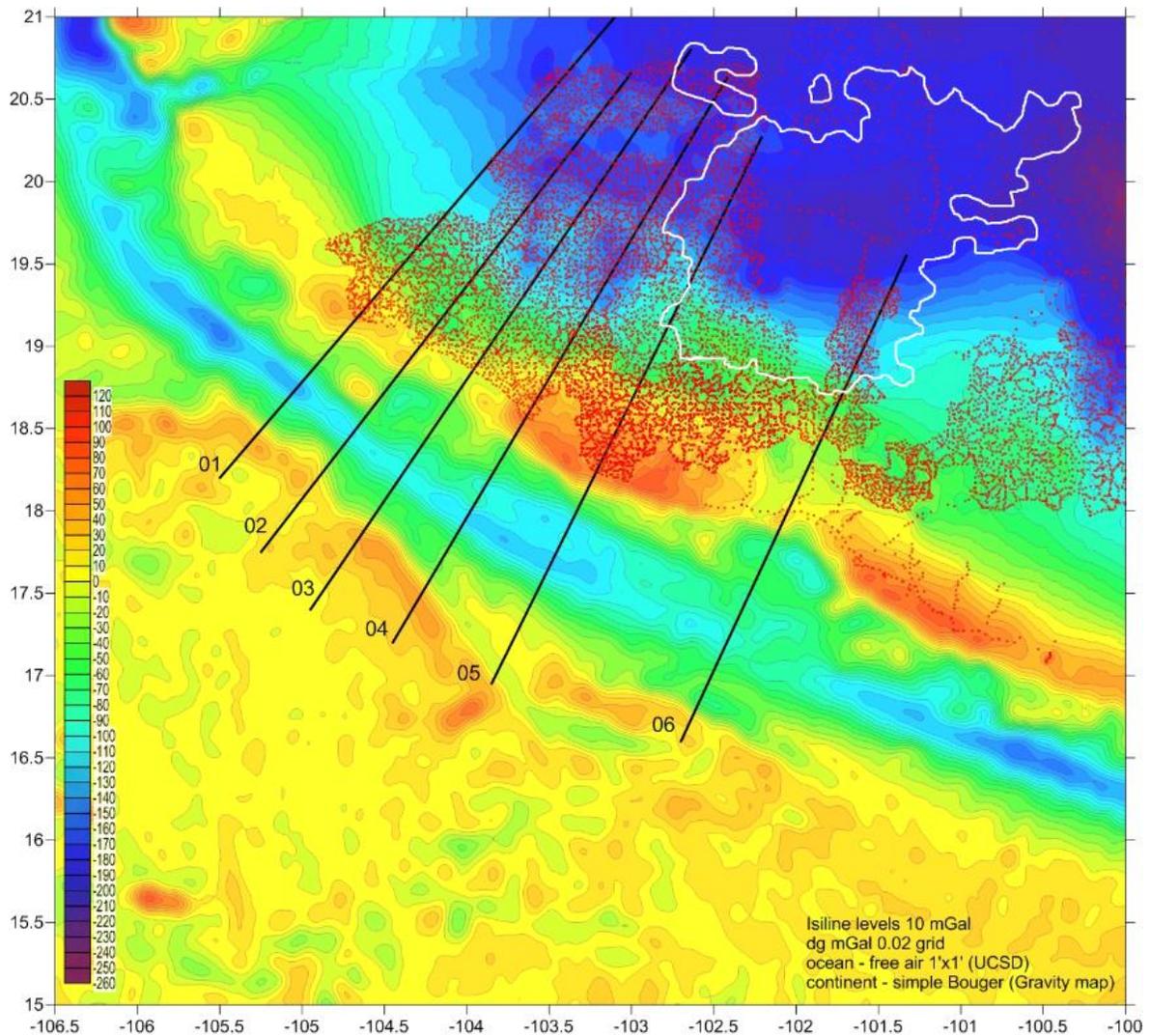


Figura 8. Anomalías de aire libre para el Océano y de Bouguer Simple para Tierra en la parte oeste del TMVB. Los puntos rojos en Tierra son las mediciones de campo; contorno blanco = MGVF. Mapa digitalizado de De la Fuente et al. (1994).

De manera general, para la elaboración de un perfil a partir de la ubicación geográfica dada en longitud y latitud obtuve la distancia entre puntos de cada perfil por el teorema de Pitágoras considerando una superficie plana (Fig. 9).

El siguiente esquema consta de dos puntos arbitrarios de un perfil:

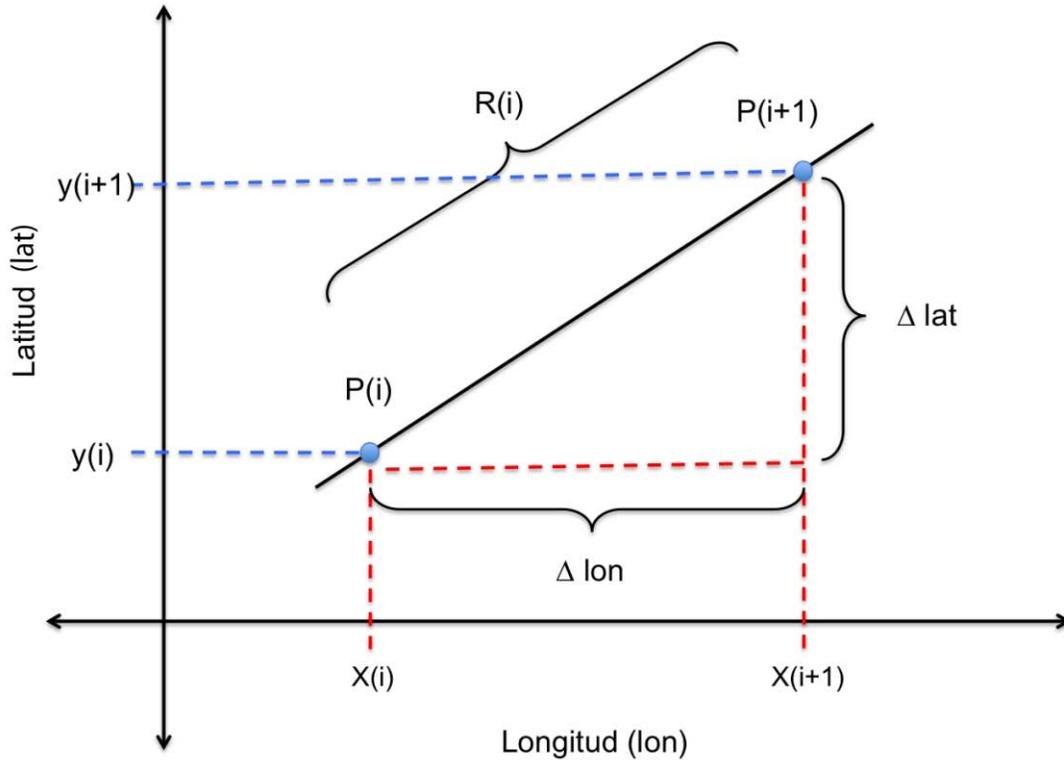


Figura 9. Ejemplo de perfil como relación de la distancia.

De aquí que

$$R^2 = (x_i - x_{i+1})^2 + (y - y_{i+1})^2 = \Delta lon^2 + \Delta lat^2$$

$$\therefore R = \sqrt{\Delta lon^2 + \Delta lat^2}$$

Luego para cada perfil

$$P = \sum |R_i|$$

con P = distancia total de cada perfil y

$$|R_i|$$

la distancia entre dos puntos sucesivos

Por otro lado, denotaremos los datos gravimétricos de la siguiente manera:

TX := datos del modelo global

VR := datos de De la Fuente et al. (1994)

Los perfiles 05 y 06 son los más cercanos a nuestra área de estudio (Fig. 8) y por lo tanto fueron comparados por separado. A continuación se muestra la comparación de los perfiles 01-04.

4.2.1 Comparación de los perfiles 01-04

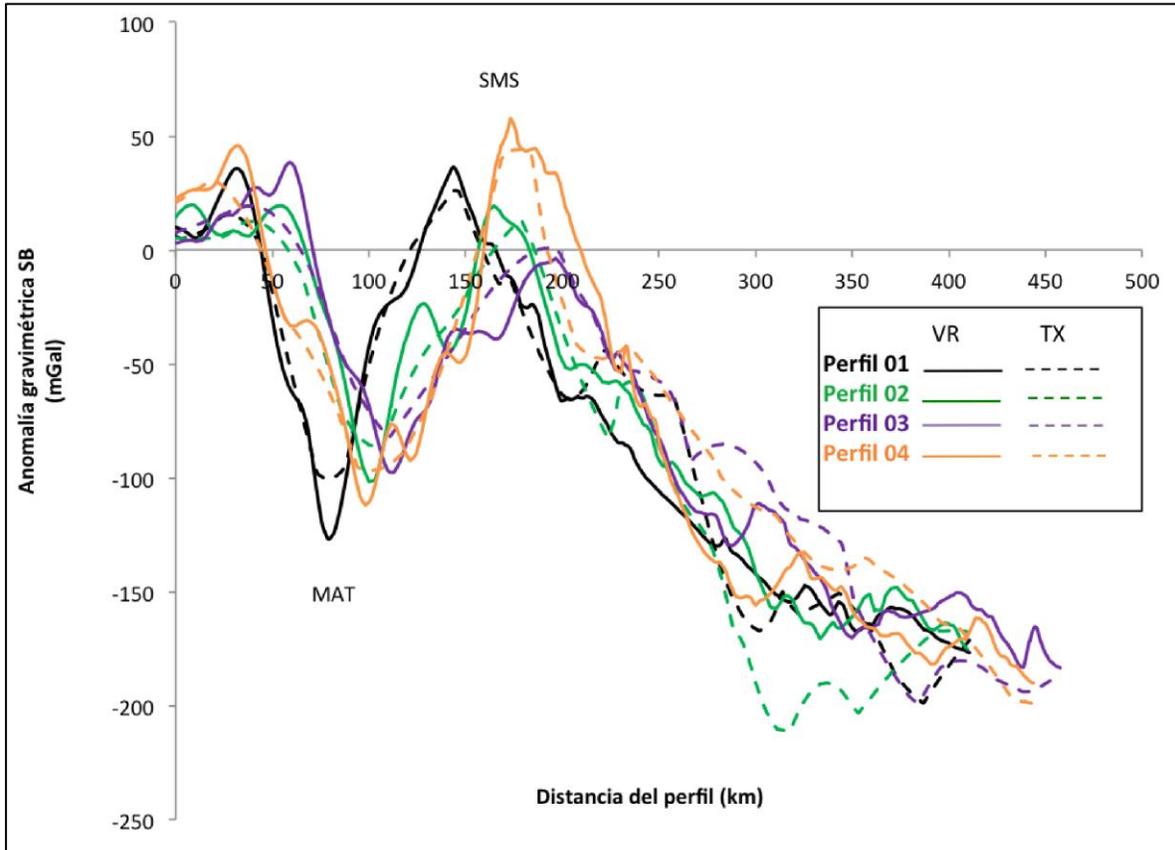


Figura 10. Comparación de los perfiles 01-04 de la Figura 8. TX = datos del modelo global, VR = datos del mapa de De la Fuente et al. (1994), MAT= Trinchera Mesoamericana y SMS=Sierra Madre del Sur, SB = Bouguer simple.

De las gráficas (Fig. 10) notamos que cada perfil gravimétrico está caracterizado por una longitud de onda principal que a su vez presenta ondulaciones secundarias (sección 3.3). Se observa además que para cada perfil la longitud de onda principal difiere poco entre ambos datos (TX-VR), los cuales presentan mínimos y máximos a la misma distancia del punto de origen del perfil aunque su amplitud varía. Para todos los perfiles, el mínimo de anomalía gravimétrica más cercano al origen del perfil coincide con la Trinchera Mesoamericana (MAT) (e.g., Figs. 1, 3 y 10) y la anomalía gravimétrica máxima siguiente coincide con la Sierra Madre del Sur (SMS) (Fig. 10). Por lo cual concluyo que existe una buena correlación para todos estos perfiles en las longitudes de onda principales y aunque existe un ligero desfase en cada par de

perfiles, estos representan la misma información física (subducción) como se planteará en secciones posteriores. En todos los perfiles las ondulaciones secundarias difieren de manera notoria, sin embargo es algo que esperamos dado que las mediciones en campo son puntuales y estarán sujetas a la interacción directa con las estructuras locales que generan las anomalías, mientras que las mediciones del MG son más sensibles a estructuras grandes y de mayor profundidad.

4.2.2 Comparación de los perfiles 05 y 06

Los perfiles 05 y 06 son los que se encuentran en los límites NW y SE del MGVF por lo que fueron los de mayor interés por comparar. A diferencia de los perfiles 01–04 para los perfiles 05 y 06 se definió que la anomalía mínima que coincide con la MAT fuera el origen del perfil.

Muestro a continuación estos dos perfiles.

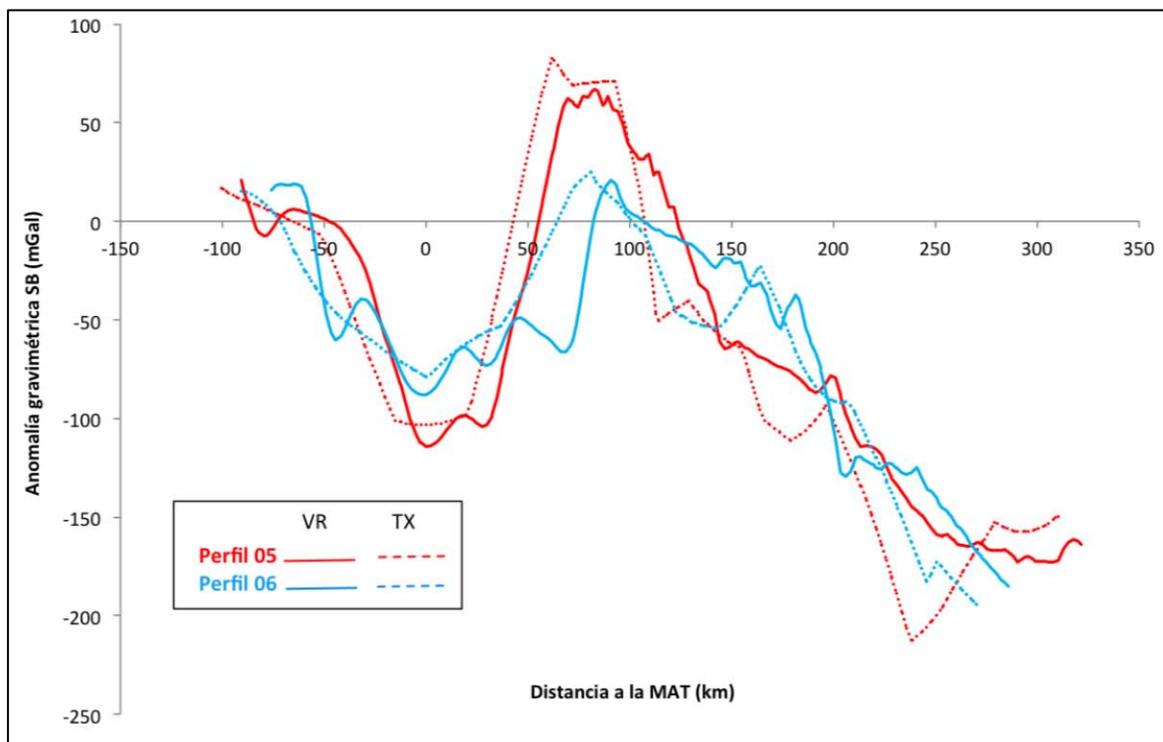


Figura 11. Comparación de los perfiles 05 y 06 (límites oeste y este del MGVF, respectivamente). MAT = Trincheras Mesoamericana, TX = datos del modelo global, VR = datos del mapa de De la Fuente et al. (1994), SB = Bouguer simple.

Tenemos que las anomalías regionales muestran una buena correlación, sin embargo las anomalías locales difieren en ambos perfiles para ambas bases de datos.

Para hacer una mejor comparación realicé un filtro de los perfiles para suavizar las anomalías regionales y remover las anomalías locales. Utilicé el filtro *Adjacent Averaging Smoothing* (AAV) del programa *OriginPro 8.5.1* que toma el promedio de un número (que uno específica) de puntos de datos alrededor de cada punto dado de los datos y sustituye al nuevo punto con el valor promediado. Suavizar los valores con 30 puntos de AAV brindó un buen ajuste para cada par de curvas (i.e. que se igualaban más). El rango de los valores para el perfil 05 es de 217 valores de aquí 30 valores corresponde al ~14% del total por lo cual es un valor aceptable. Ahora bien el rango para el perfil 06 es de 248 valores de aquí 30 valores corresponde al ~12% del total por lo cual también es un valor aceptable. El resultado es el siguiente:

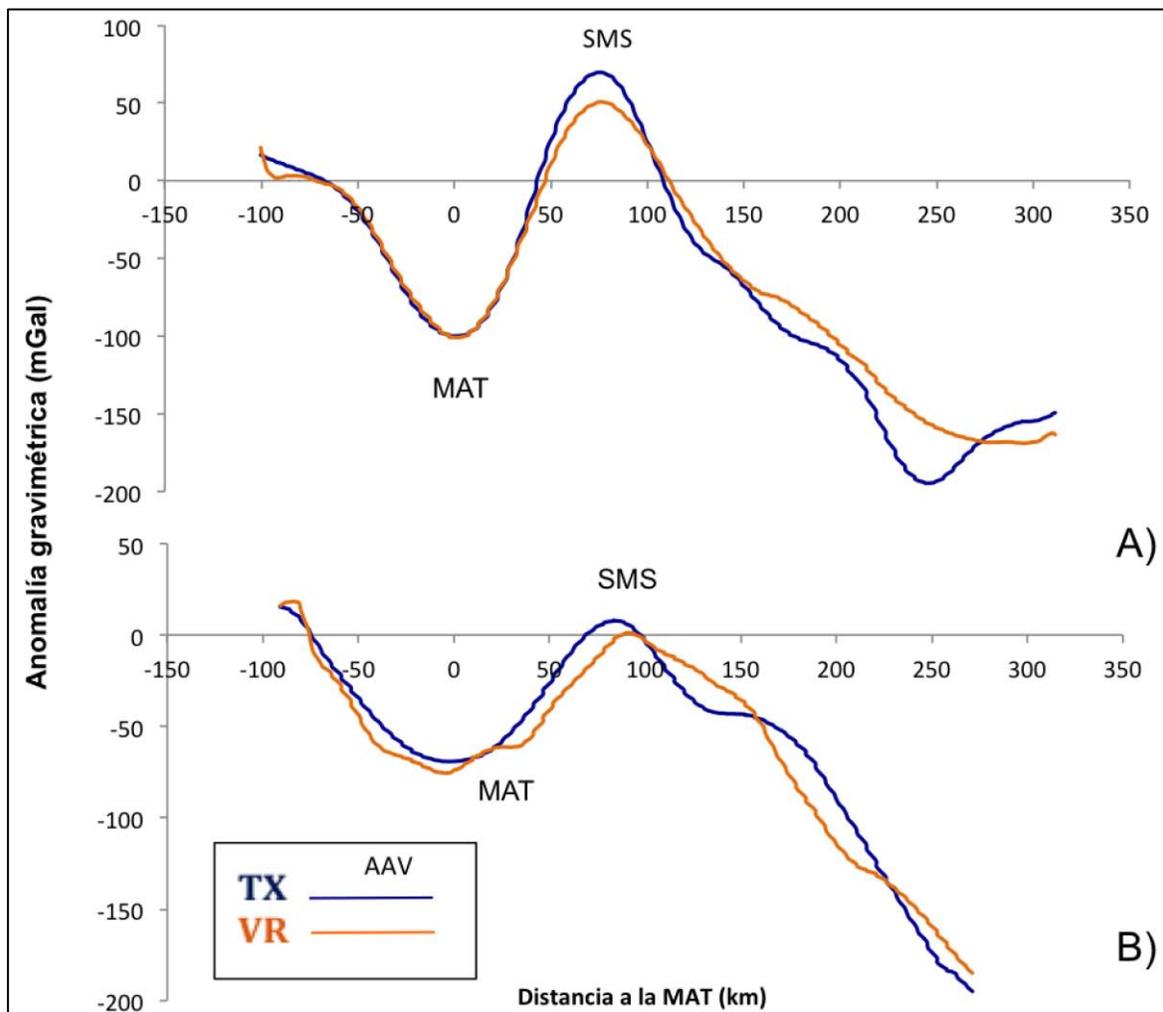


Figura 12. Filtro AAV de las anomalías gravimétricas de los perfiles 05 y 06. A) Perfil 05, B) Perfil 06, TX = datos del modelo global, VR = datos del mapa de De la Fuente et al. (1994), MAT= Trinchera Mesoamericana y SMS=Sierra Madre del Sur. Es posible notar ligeras oscilaciones que surgen del proceso del filtrado de las anomalías

Durante el proceso de *suavizado* de las anomalías, un mejor ajuste a la anomalía asociada a la MAT implicaba una disminución en la amplitud de la anomalía máxima siguiente asociada a la SMS (Fig. 12); este aspecto es notorio en las comparaciones de ambos perfiles que genera una diferencia de 18 mGal para el perfil 05 y 10 mGal para el perfil 06.

Por otro lado, para el perfil 05 tenemos una marcada anomalía local negativa con un valor de -156 mGal a los 240 km aprox. de la MAT, que se encuentra acentuada en el perfil del modelo global (TX). El valor de la anomalía difiere 34 mGal con respecto a los datos de De la Fuente (VR). Para el perfil 06 notamos en primer lugar un desfase de aprox. 17 km entre sus valores mínimos relativos a la anomalía de la MAT, después que existe un incremento en la longitud de onda regional y una disminución en la amplitud de la anomalía. Topográficamente se ubican los cañones submarinos *Lázaro Cárdenas* y *Petatalco*, que generan ondulaciones locales dentro de la anomalía negativa regional, éstas son sumamente notorias antes y después de realizar el filtro de la señal para los datos de VR.

Con lo anterior podemos concluir que, a pesar de diferencias locales, existe una buena correlación entre los datos de VR y los datos del MG, ambos conservan la información general en las longitudes de onda regionales (incluyendo su magnitud) ya que presentan una similitud en ubicación y amplitud de las anomalías. Entonces:

- Los datos del MG conservan la información relativa a las anomalías regionales de los perfiles de los datos de VR, por lo tanto el alcance de los datos del modelo global para nuestro estudio es regional.
- La información relativa a las anomalías locales para el modelo global requieren de un mayor procesamiento para poder definir equivalencias con respecto a los datos de VR y de igual forma se requeriría de más mediciones de campo sobre un perfil regular (con mediciones equidistantes por ejemplo) para hacer una buena comparación.

Ahora bien, la densidad de datos de campo para el MGVF (Figs. 7 y 8) es insuficiente para un análisis que abarque la mayor parte del campo que es objetivo de esta tesis. En consecuencia trabajé con los datos del MG, que nos dan mayor flexibilidad en cuanto a los perfiles que elijamos para trabajar. Siempre teniendo en cuenta su capacidad y alcance.

4.3 Distribución de volcanes del MGVF

Se usó una base de datos proporcionada por T. Hasenaka la cual cuenta con la mayoría de los volcanes pertenecientes al MGVF. Los autores dividen la base en dos grupos a partir del tamaño y volumen de los volcanes. La primera clase corresponde a los **volcanes de tamaño pequeño** (así serán referidos en este trabajo) en su mayoría conos de escoria aunque también se observan pequeños domos de lava, *tuff rings* y maares; cuenta con **1020** de estos centros volcánicos. La segunda clase corresponde a los **volcanes de tamaño mediano** (así serán referidos en este trabajo) en su mayoría volcanes escudo que se encuentran principalmente compuestos de flujos de lava, a diferencia de los pequeños conos que presentan actividad piroclástica. Éstos presentan un tamaño intermedio entre los conos de escoria y los típicos volcanes compuestos (Hasenaka, 1994); la base cuenta con **378** de estos centros volcánicos. Para los propósitos de esta tesis solamente ocupamos los datos de ubicación (latitud y longitud) de los centros volcánicos y su precisión se validó usando Google Earth (Fig. 2).

4.4 Datos sísmicos de la región del MGVF

La adecuada localización de los sismos depende de la precisión de la determinación tanto del hipocentro como del tiempo de origen. Para ello, en general, se requiere identificar las fases sísmicas de onda P y S, medir sus tiempos de arribo y contar previamente con un modelo confiable de velocidades (Martínez-López, 2011). En este sentido la precisión de los parámetros que definen cada evento sísmico no depende solamente del equipo (sismómetro) sino de variables como distancia entre hipocentro-epicentro-estación sísmica y magnitud del evento; en general tenemos que mientras mayor sea la magnitud del evento mayor será la precisión de los parámetros que lo definen. Ocupamos los catálogos sísmicos del Servicio Sismológico Nacional (SSN) y del *U.S. Geological Survey* (USGS) con un periodo que comprende desde 1998 hasta 2013 y con un intervalo de magnitudes para la base del SSN de 3.5 a 7 grados Richter y de 5 a 7 grados Richter para la base del USGS que corresponde al intervalo de confianza para los eventos requeridos. La base utilizada pertenece a la recopilación de eventos sísmicos dentro del MGVF realizada por Hernández-Jiménez (2013).

5. Variaciones topográficas y gravimétricas (anomalía de aire libre) en México

Para poder visualizar los datos ocupé el programa Surfer 10. Primero se creó una malla en el programa con los datos importados directamente en formato txt y seleccioné el método geoestadístico *Kriging* para su interpolación. La malla se crea en un archivo en formato grd. Con las mallas hechas se realizaron los mapas de topografía (V15.1) y de anomalías de aire libre (V21.1) de la República Mexicana (Figs. 13A y B).

Para el reporte de información estadística de las mallas (IM) revisar el apéndice B.

5.1 Topografía e información geológica

En esta parte se hace una descripción de los relieves más importantes del área (ver mapa en Fig. 13A) y se presenta la información geológica pertinente, con el propósito de comparar posteriormente estos datos con la distribución de las anomalías gravimétricas.

En la parte central del territorio se encuentra el Altiplano mexicano con elevaciones promedio de 1200 hasta 3000 msnm. Al este se destaca la Sierra Madre Oriental (850 a 2600 msnm) formada durante el Cretácico Tardío–Eoceno Medio como producto de la orogenia Laramide (Valencia y Ortega, 2011). Al oeste se encuentra la Sierra Madre Occidental que es el resultado de diferentes episodios magmáticos y tectónicos durante el Cretácico–Cenozoico, asociados a la subducción de la placa de Farallón y la apertura del Golfo de California (Ferrari et. al., 2005). Al sureste encontramos la Sierra Madre de Chiapas (700 a 2100 msnm) formada durante el Cretácico Superior (Steele y Waite, 1986); tiene en su sección NE el estratovolcán V. El Chichonal y en la sección SE el V. Tacaná. En la actualidad esta región posee un complejo contexto tectónico ya que aquí interactúan las placas de Cocos, Norteamericana y Caribe. Por último, se observa la Sierra Madre de California (1500 a 500 msnm) que posee tanto productos del Cretácico (Ferrari et. al., 2005) y también del Mioceno Medio previo a la apertura del Golfo de California (Lee et. al., 1996).

Considerando más a detalle variaciones en el área de Michoacán, desde la costa hacia adentro del continente tenemos en primer lugar la Trinchera Mesoamericana (**MAT**); es la región con mayor profundidad del piso oceánico (–5500 a –4000 msnm) y se encuentra localizada paralela a la línea de costa, comienza en el Edo. de Nayarit y se extiende hasta Costa Rica en América del Sur. Bordeando la costa se encuentra la Sierra Madre del Sur (**SMS**) que varía de

800 a 2400 msnm y cuya formación se relaciona con la subducción de la antigua placa de Farallón debajo de la placa Norteamericana que transcurrió desde el Cretácico hasta el Terciario (Oligoceno-tardío), su magmatismo fue activo con diferentes distribuciones espaciales del Paleoceno al Mioceno-Medio (Morán-Zenteno et al., 1999) aunque se inició en el Jurásico Tardío en diferentes episodios (Pantoja, 1983). Esta región está bordeada al oeste por la cuenca del Río Balsas (RB) la cual varía entre los 300-500 msnm (color amarillo-anaranjado en Fig. 13A) y se extiende sobre varios estados de la República con Puebla y Morelos como sus límites orientales. Más adentro del continente situado de manera oblicua ($\sim 16^\circ$) con respecto a la MAT (Pardo y Suárez, 1995) y cruzando toda la parte central de este a oeste del territorio mexicano encontramos el Cinturón volcánico Trans-mexicano (TMVB) (sección 2.1) dentro del cual se ubica el MGVF, tiene un periodo de construcción que va desde el *Cretácico* al *Cenozoico* con la mayor actividad durante el *Neógeno* (Ferrari et al., 2012).

5.2 Anomalías de aire libre de México

En esta parte se describen las anomalías de aire libre que contrastan en el mapa general de México, varias de las cuales corresponden a los relieves más importantes descritos en el párrafo anterior (Fig. 13B).

La anomalía negativa más notoria está asociada a la MAT. Es más continua y pronunciada que su bajo topográfico correspondiente (Fig. 13A); sus valores varían en general de -160 hasta -70 mGal aprox., con valores extremos de -180 mGal en la sección Norte de la placa Rivera y otros localmente a la altura de los estados de Guerrero y Oaxaca así como algunos cercanos al Golfo de Tehuantepec. Zonas con anomalías relativamente altas (-30 mGal) corresponden a zonas de fracturas que forman discontinuidades (zona de fractura de Rivera y Orozco, así como el *Ridge* de Tehuantepec, Fig. 13B).

El Altiplano Mexicano y la península de Yucatán tienen anomalías positivas distribuidas de manera uniforme que varían entre 0 y 60 mGal; las Sierras Madres tienen anomalías más pronunciadas, entre 60 y 120 mGal aprox. La cuenca del río Balsas tiene asociada una anomalía negativa de entre 0 y -60 mGal, mientras que la laguna de Chapala alcanza un valor mínimo de -1 mGal. Los grandes estratovolcanes se asocian con las anomalías positivas más altas (240–300 mGal) y están señalados en el mapa; el único estratovolcán con una anomalía baja (4 mGal) es el V. Ceboruco en el Edo. de Nayarit.

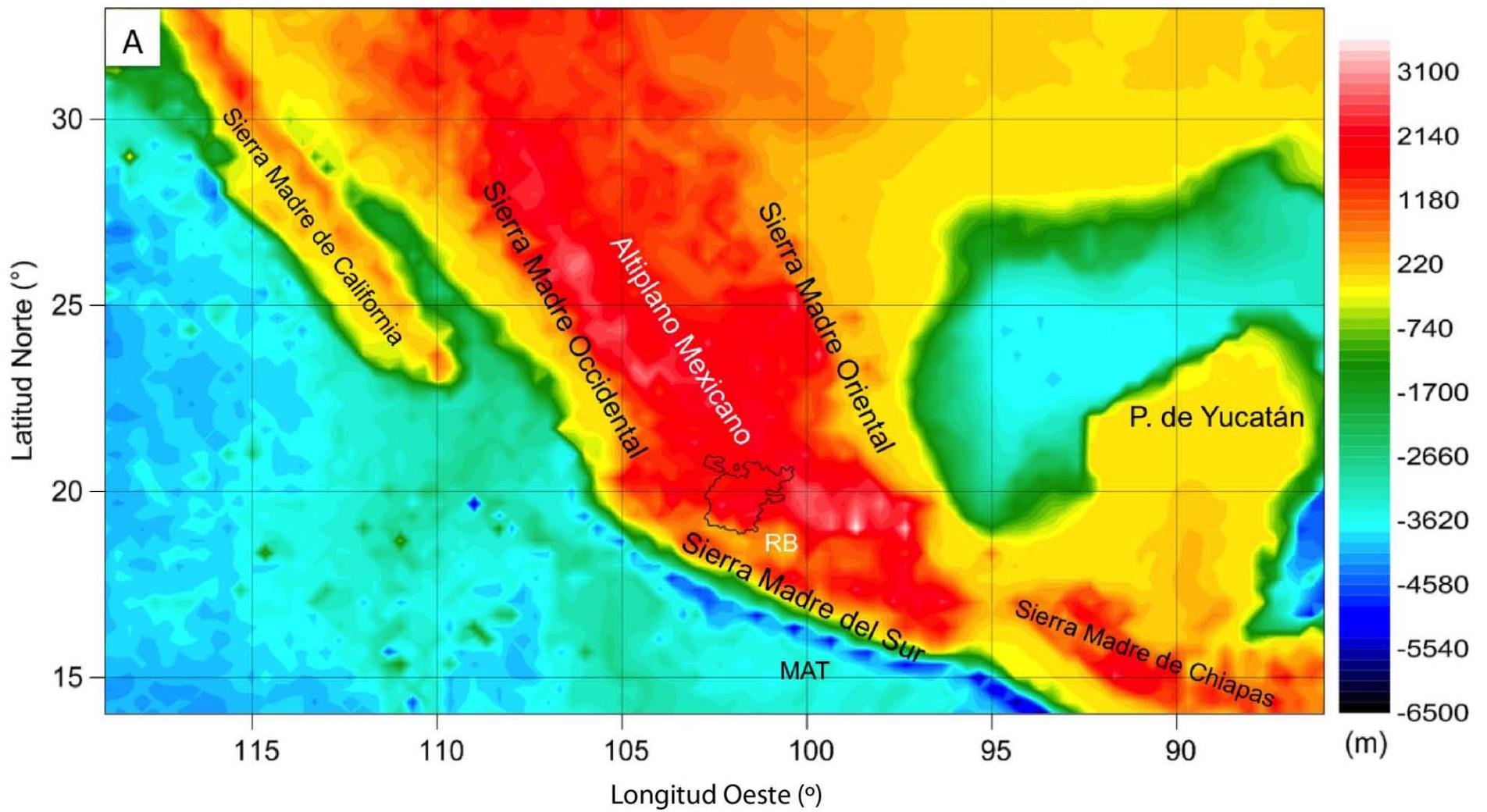


Figura 13. A) Topografía (V15.1) de México. MAT = Trinchera Mesoamericana, RB = Río Balsas, MGVF = polígono negro.

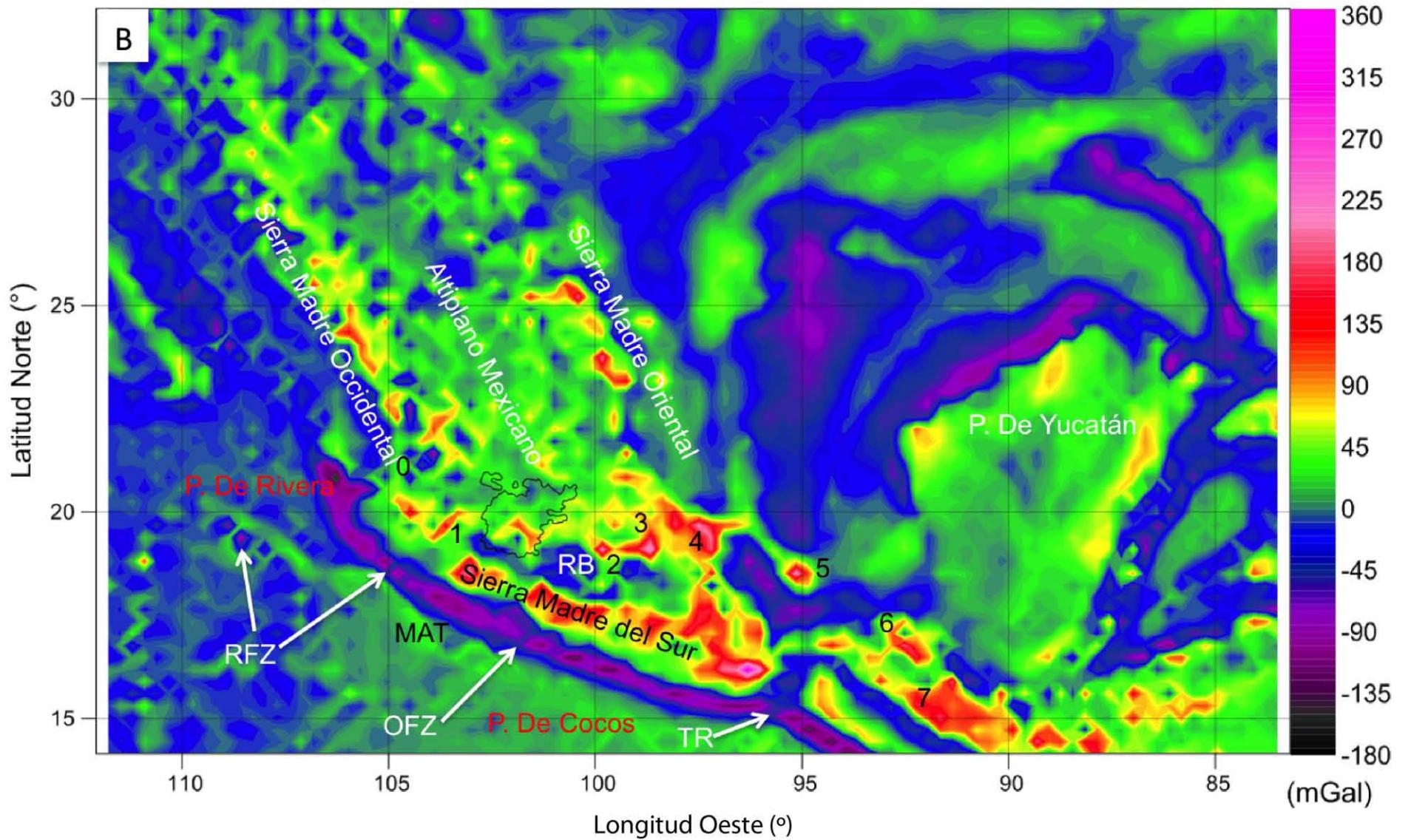


Figura 13. B) Anomalías de aire libre (V21.1) de México. RFZ = Zona de fractura de Rivera, OFZ = Zona de fractura de Orozco, TR = *Ridge* de Tehuantepec, cada número representa un estratovolcán, 0=V. Ceboruco, 1 = V. Colima, 2 = V. Nevado de Toluca, 3 = V. Popocatepetl, V. Iztaccíhuatl y V. Tláloc; 4 = V. Pico de Orizaba, 6 = V. San Martín, 7 = V. Tacaná, MGVF = polígono negro. Note cómo se acentúan ciertas características tectónicas como la MAT (Trincherina Mesoamericana) y algunas zonas de fracturas en las placas de Rivera (RFZ) y de Cocos (OFZ y TR).

6. Variaciones topográficas y gravimétricas (aire libre y de Bouguer simple) en el MGVF

6.1 Topografía

El MGVF se encuentra sobre la Meseta de León-Guanajuato **MLG** (1800–2000 msnm) la cual forma parte de la Mesa Central del territorio Mexicano, y la Meseta Tarasca **MET** (promedio de 2400 msnm) que abarca la sección central del Edo. de Michoacán (Pasquare et al., 1988) (Fig. 14A).

El MGVF está bordeado al norte por la Sierra de Guanajuato **SG** (2200–2600 msnm) cuyo pico con mayor elevación es el Cerro la Giganta (2600 msnm), la Sierra de Pénjamo **SP** (1900–2300 msnm) donde hay varios volcanes escudo, y la Sierra del Azafrán **SA** (2000 msnm) perteneciente a la Sierra Madre Oriental (Fig. 14A). El mayor número de volcanes pertenecientes al Edo. de Guanajuato ocurre en la región Sur-Centro del Bajío Guanajuatense (1700–2000 msnm).

La mayoría de los volcanes del MGVF se encuentran sobre la MET. En general la densidad de volcanes es mayor en zonas con mayor elevación, mientras las cuencas lacustres en esta región (p. ej. La depresión de la laguna de Cuitzeo; 1900–2000 msnm) se caracterizan por tener un menor número de volcanes (Fig. 14A).

La información estadística de las mallas (IM) con las cuales se elaboraron los mapas (Figs. 14A, B y C) está reportada en el apéndice B.

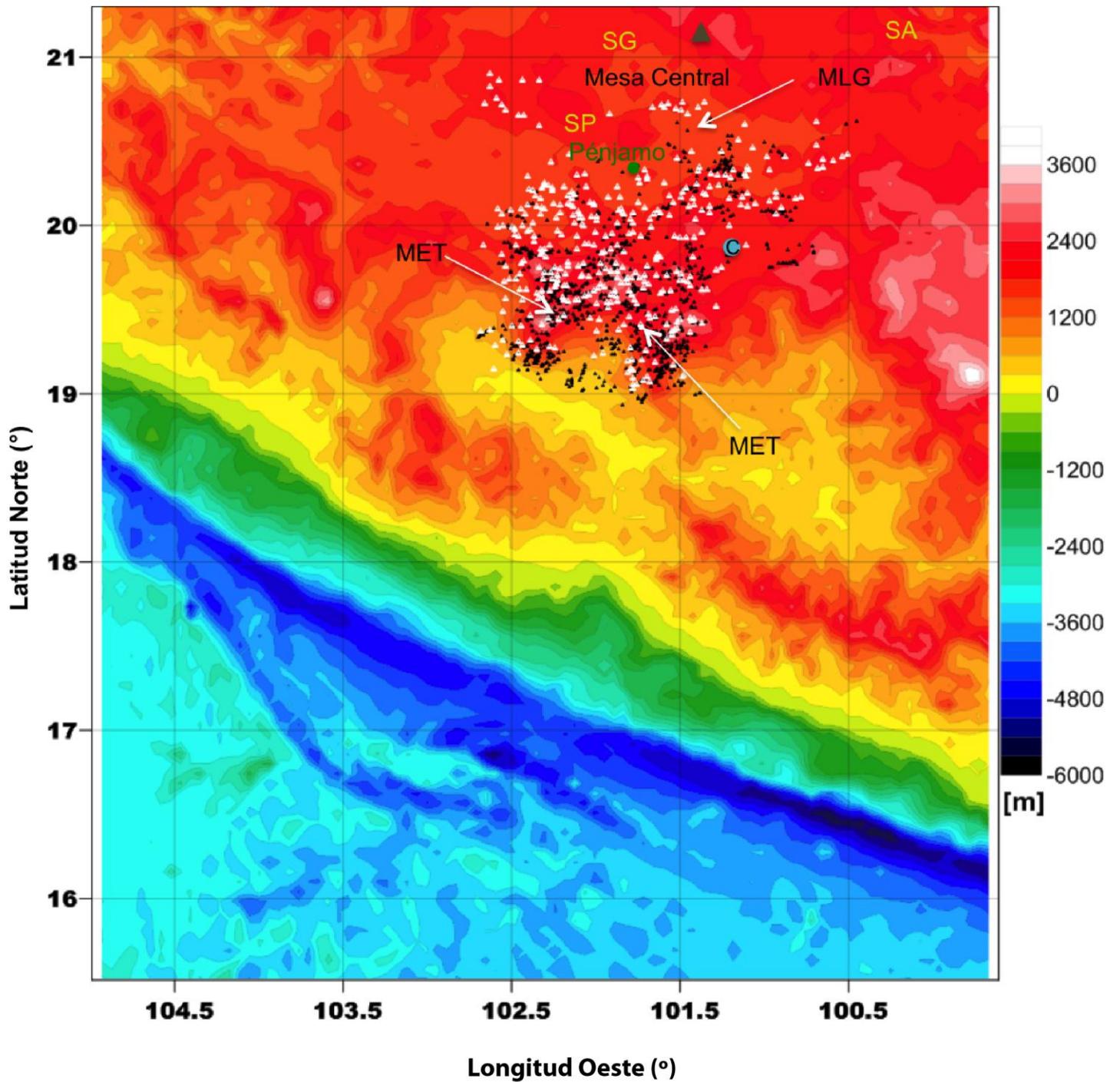


Figura 14. A) Topografía (V15.1) del MGVF. MLG = Meseta de León-Guanajuato, SG = Sierra de Guanajuato, SA = Sierra del Azafrán, SP = Sierra de Pénjamo, MET = Meseta Tarasca, C = laguna de Cuitzeo. Los triángulos blancos representan los volcanes de tamaño mediano, los triángulos negros representan los volcanes de tamaño pequeño, el triángulo superior café representa el C. La Giganta.

6.2 Anomalías de aire libre

En la región de estudio, la anomalía negativa que corresponde a la MAT varía en general entre -160 y -80 mGal con valores más altos en la región del *graben* El Gordo de Colima (-90 a -40 mGal) y el área del cañón submarino Lázaro Cárdenas (-90 a -65 mGal), los valores más bajos están frente a la SMS (-160 a -115 mGal) (Fig. 14B). Picos en la anomalía (180 mGal) en la parte NW de la SMS coinciden con los cerros las Conchas, Parrilla y Los Horconcitos, mientras que la parte SE de la Sierra presenta una anomalía máxima de 250 mGal aprox. La cuenca del Río Balsas presenta valores negativos (-30 a -50 mGal en general, -70 en el municipio de Urecho donde existen varios conos de escoria como el V. El Venado y el V. Las Cuevas). La región de la brecha de Tzitzio, donde afloran terrenos sedimentarios antiguos y representa una región sin volcanismo presenta también anomalías negativas que alcanzan -80 mGal.

El MGVF presenta anomalías positivas que culminan en cuatro regiones (Fig. 14B) que además poseen la mayor densidad de volcanes del campo: 1) V. Patamban con 130 mGal, 2) V. Tancítaro con 230 mGal, 3) C. La Curinda en el municipio de Zacapu con 130 mGal sin alguna estructura distintiva y 4) C. La Cárcel perteneciente al municipio de Tacámbaro con 140 mGal. Las primeras tres se unen en una sola región con valores > 90 mGal aprox. mientras que la cuarta representa un área aparte con valores > 100 mGal aprox.

Las áreas con anomalías negativas dentro del MGVF (contornos azul rey) son de W a E: Cumuato con -10 mGal (Fig. 14B), Zamora de Hidalgo (cuenca lacustre) con -15 mGal (Fig. 14B) y Nuevo Cupícuaró (Acámbaro) con -30 mGal. Los lagos presentan los siguientes valores: Pátzcuaro 10 mGal, Cuitzeo 4 mGal, Zirahuén 60 mGal y Yuriria 10 mGal.

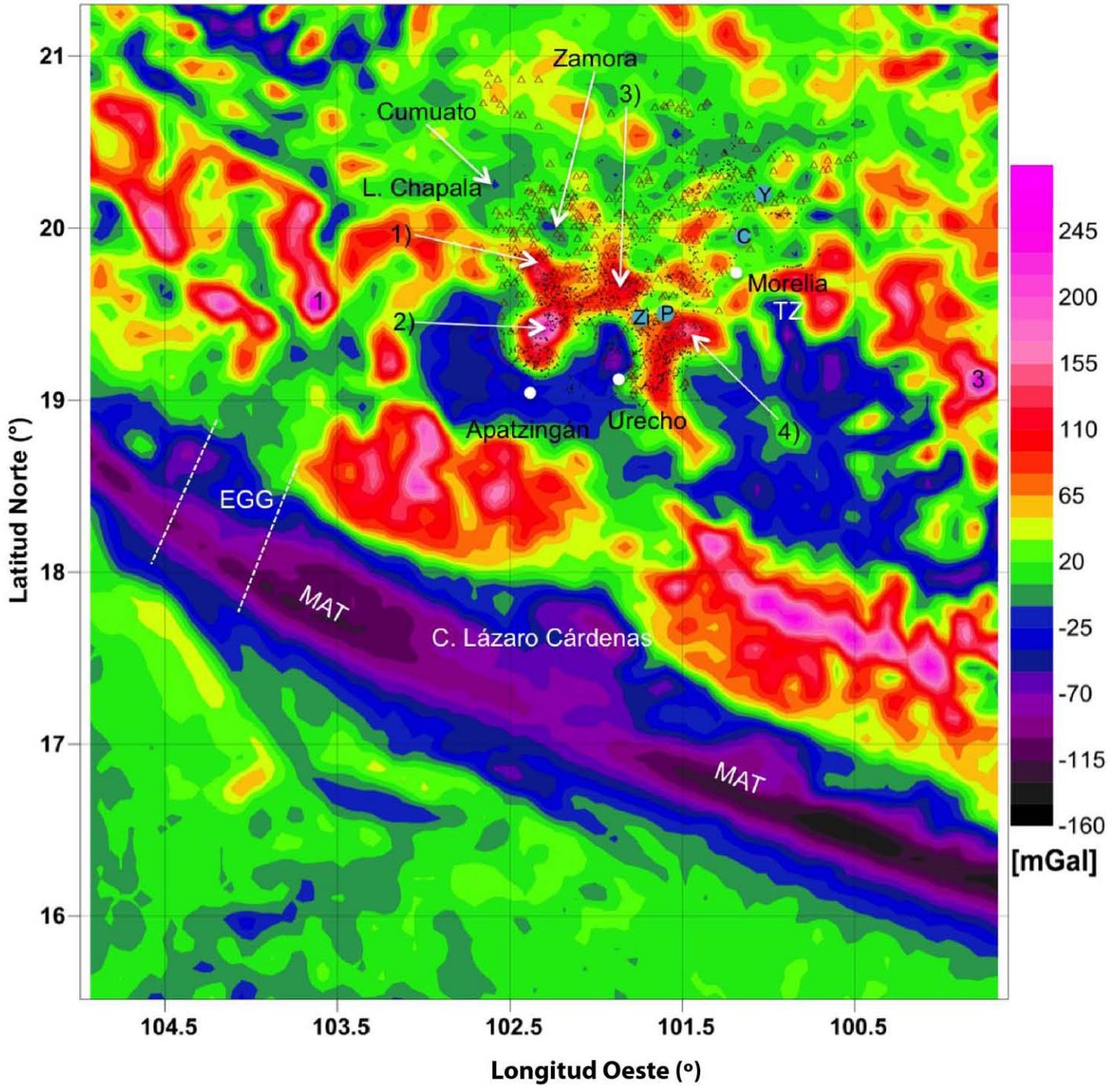


Figura 14. B) Anomalías de aire libre (V21.1) del MGVF. 1) V. Patamban, 2) V. Tancítaro, 3) C. La Curinda, 4) C. La Cárcel, 1 = V. Colima, 3 = V. Nevado de Toluca, Y = L. Yuriria, C = Cuitzeo, P = Pátzcuaro, Zi = Zirahuén, TZ = Brecha Tzitzio, EGG = *Graben El Gordo*.

6.3 Anomalías de Bouguer simple

El mapa de anomalías de Bouguer simple para el área del MGVF (Fig. 14C) se realizó aplicando la corrección de Bouguer (sección 4.1.2 y 3.3.2) a las anomalías de aire libre de la parte terrestre de la misma zona (sección 4.1.2).

Dentro del área de estudio la anomalía de Bouguer simple alcanza un valor mínimo de -280 mGal circundante al V. Nevado de Toluca y un valor máximo de 90 mGal en la SMS, cerca de Aquila, Michoacán. Un rasgo notorio es la presencia de una anomalía positiva de 40 a 70 mGal y 40 km aprox. de ancho, paralela a la costa y a la SMS, y discontinua en la región del C. Lázaro Cárdenas (región roja en Fig. 14C). Ésta se encuentra bordeada por una región con anomalía negativa (-130 a -90 mGal), también paralela a la costa y con un ancho de aprox. 90 km, la cual incluye a la **TZ** (verde claro en Fig. 14C).

Dentro del MGVF se distinguen cuatro regiones (Fig. 14C):

- Región I (-60 a -130 mGal, color verde claro): flanco SW del MGVF, región con 40 km de ancho con una mayoría de volcanes de pequeño tamaño, que incluye al estratovolcán Tancítaro, así como los dos volcanes históricos (V. Parícutín y V. Jorullo).
- Región II (-190 a -220 mGal, color azul marino): parte central del MGVF donde se encuentra la mayoría de los volcanes y también los lagos.
- Región III (-190 a -150 mGal color azul marino a verde oscuro): parte NW del MGVF con una mayoría de volcanes de tamaño mediano, los cuales se encuentran en los municipios de Tepatitlán de Morelos y Arandas en el Edo. de Jalisco e Irapuato en el Edo. de Guanajuato.
- Región IV: frontera NE del campo marcada por una baja densidad de volcanes, en su mayoría de tamaño mediano, y con anomalías negativas similares a la región II.

A través del análisis de anomalías de Bouguer, Urrutia y Ruíz (1996) reportan valores máximos de anomalías negativas (-190 mGal) debajo del sector central este del TMVB y por debajo del altiplano central. En comparación, la carta de anomalías de Bouguer de De La Fuente et al. (1994) presenta valores de -195 a -200 mGal con un máximo de -210 mGal para la misma región, lo cual corresponde con el intervalo de anomalías reportadas por nuestro trabajo (-190 a -220 mGal; región IV, Fig. 14C). También reportan que la anomalía que cruza la parte central del TMVB está caracterizada por un amplio mínimo (-200 a -250 mGal) con varias anomalías secundarias superpuestas, característica también presente en el nuestro.

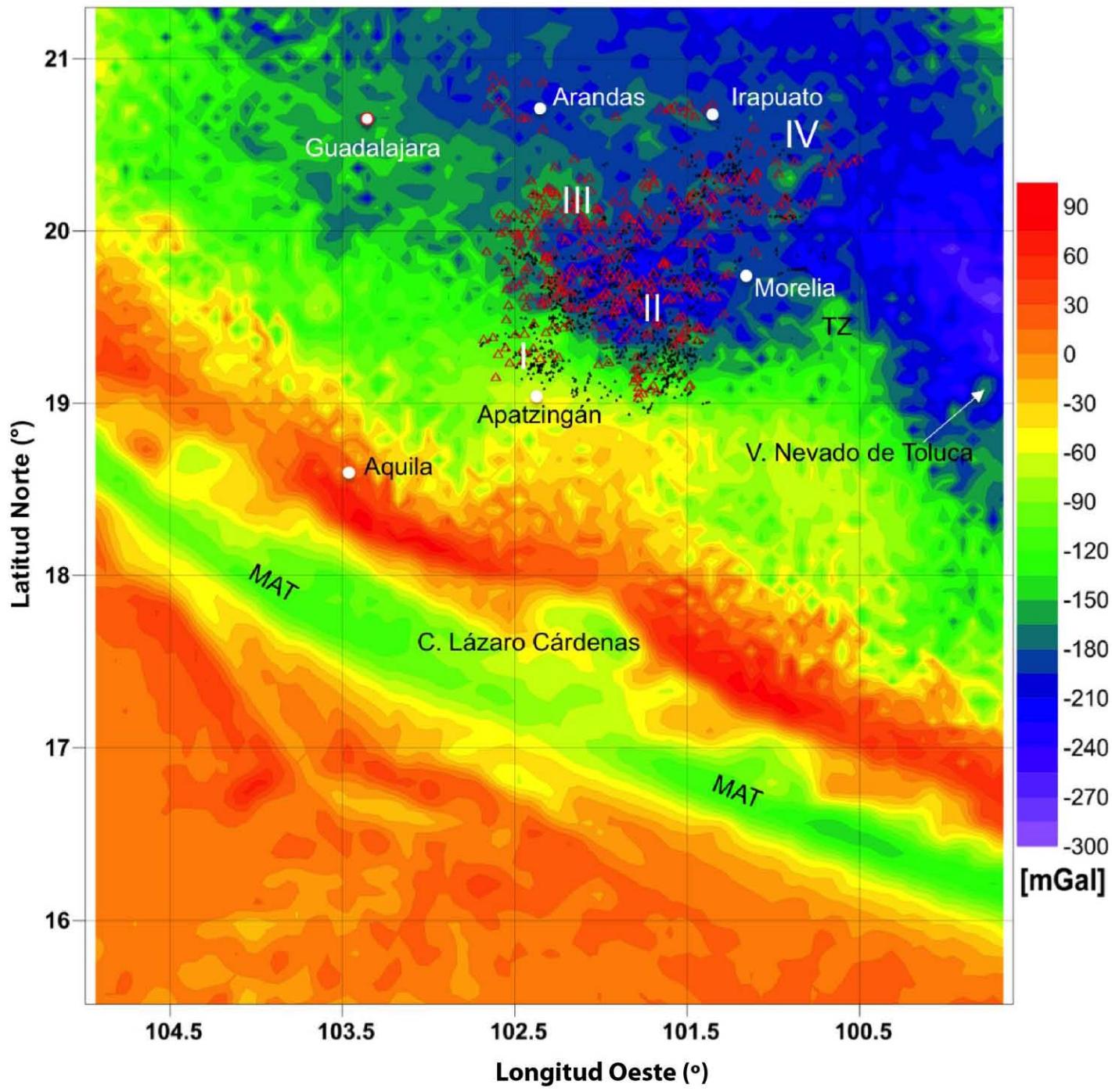


Figura 14. C) Anomalías de Bouguer simple del MGVF. MAT = Trincheras Mesoamericana, TZ = Brecha de Tzitzio. Los números romanos I, II, III, IV corresponden a áreas descritas en el texto. Los triángulos rojos representan los volcanes de tamaño mediano, los triángulos negros representan los volcanes de tamaño pequeño.

6.4 Perfiles de estudio

Con el fin de comparar las variaciones gravimétricas dentro del campo volcánico y relacionarlas con rasgos geológicos, vulcanológicos y tectónicos, se realizaron cinco perfiles ortogonales a la MAT separados por una distancia promedio de 30 *km* entre ellos (Fig. 15A). Los perfiles son de noroeste a sureste:

AA') La Ruana-Patamban. Este perfil pasa por uno de los dos estratovolcanes o volcanes compuestos del MGVF: el V. Patamban (o Uripiti Juata) que tiene una elevación de 3200 msnm y está ubicado a unos 260 *km* de la MAT (Figs. 15 A y B).

BB') Tancítaro. Este perfil pasa por el estratovolcán de mayor tamaño en el MGVF: el V. Tancítaro (3850 msnm, 240 *km* de la MAT). El perfil también pasa por el V. Parícutín que se ubica aprox. a 10 *km* al NE del V. Tancítaro; este volcán es el más joven del campo (Figs. 15 A y 16 A).

CC') Uruapan-Zacapu. Este perfil atraviesa la parte central del MGVF, pasando por varias cuencas sedimentarias (Figs. 15A y 16B).

DD') Jorullo. Este perfil pasa por el V. Jorullo (1300 msnm, 210 *km* de la MAT). Este volcán es el segundo más joven del campo y el volcán reciente más al sur del campo (Guilbaud et. al., 2011). El extremo norte del perfil atraviesa el lado SE del Valle de Santiago donde se encuentran varios volcanes freatomagmáticos tipo "maar" (Figs. 15A y 17A).

EE') Tacámbaro-Cuitzeo. Este perfil bordea el límite sureste del MGVF, atravesando la ciudad de Morelia y su respectiva cuenca, así como la cuenca lacustre de Cuitzeo (Figs. 15A y 17B).

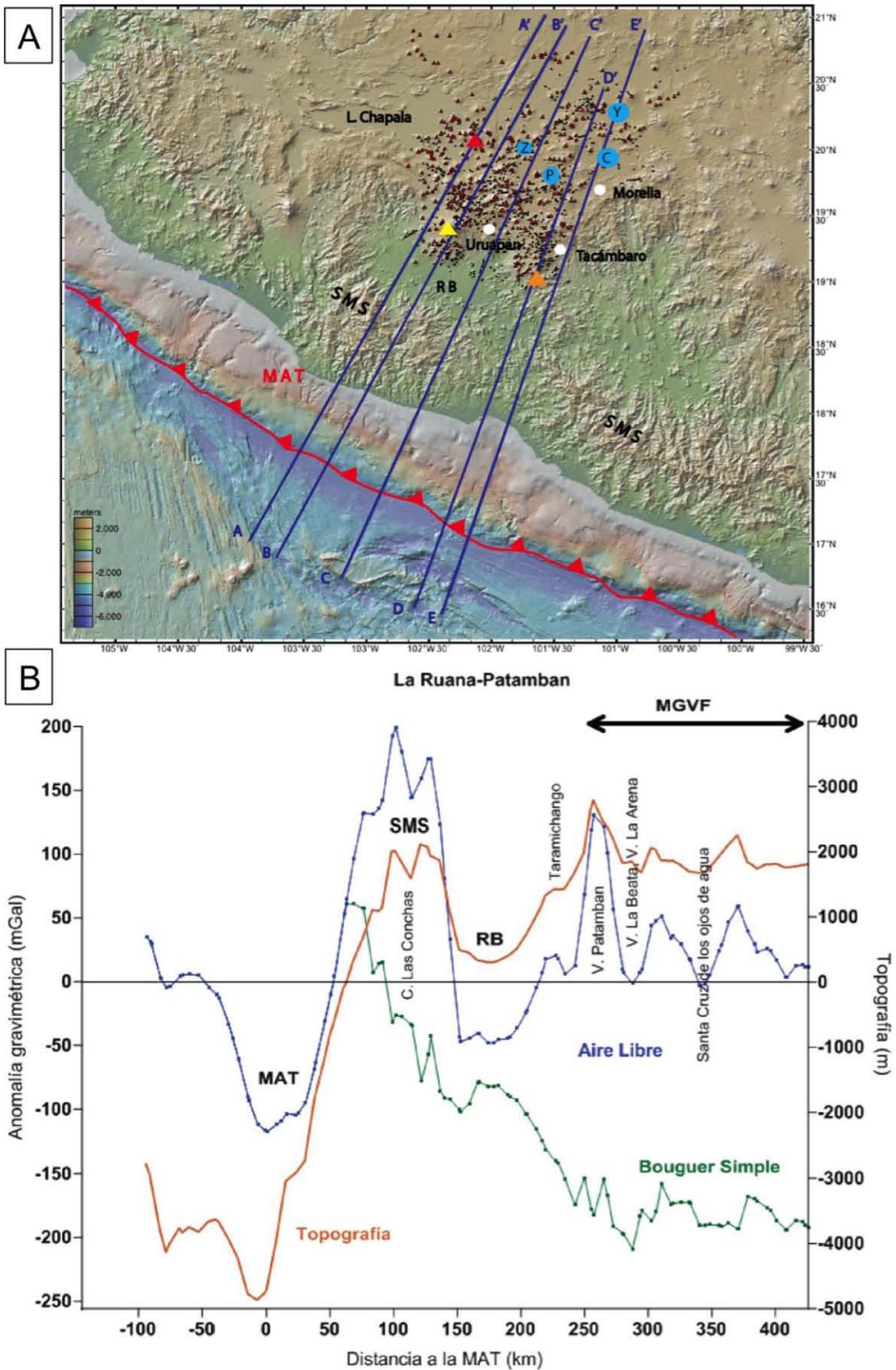


Figura 15. A) Perfiles. MAT = Trinchera Mesoamericana, SMS = Sierra Madre del Sur, AA' = La Ruana-Patambán, BB' = Tancítaro, CC' = Uruapan-Zacapu, DD' = Jorullo, EE' = Tacámbaro-Cuitzeo, RB = Río Balsas, Triángulo amarillo = V. Tancítaro, Rojo = V. Patambán, Anaranjado = Jorullo. Los lagos y cuencas: Z = Zacapu, P = Pátzcuaro, C = Cuitzeo y Y = Yuriria. B) La Ruana-Ptamban.

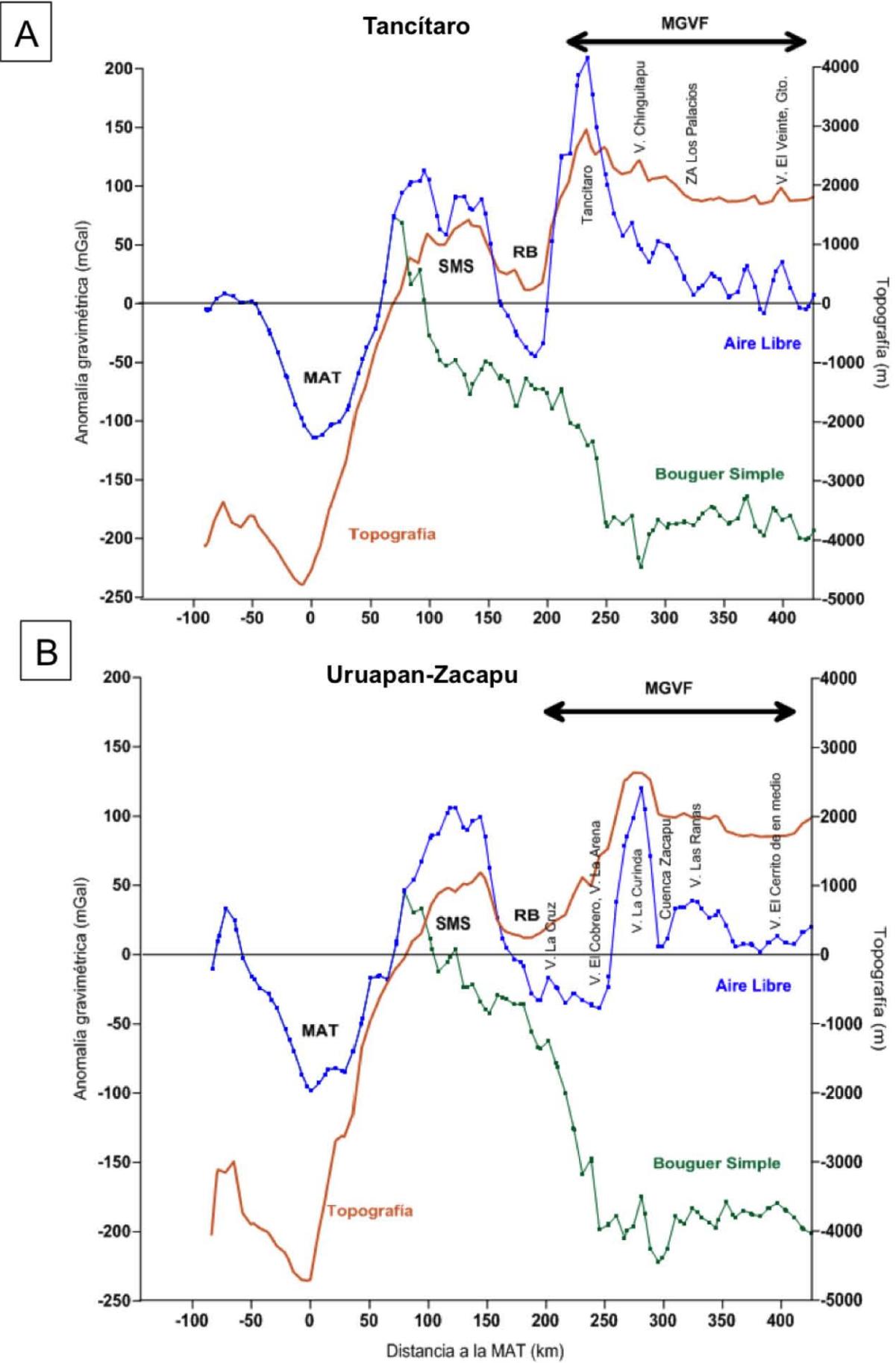


Figura 16. A) Tancitaro. B) Uruapan-Zacapu.

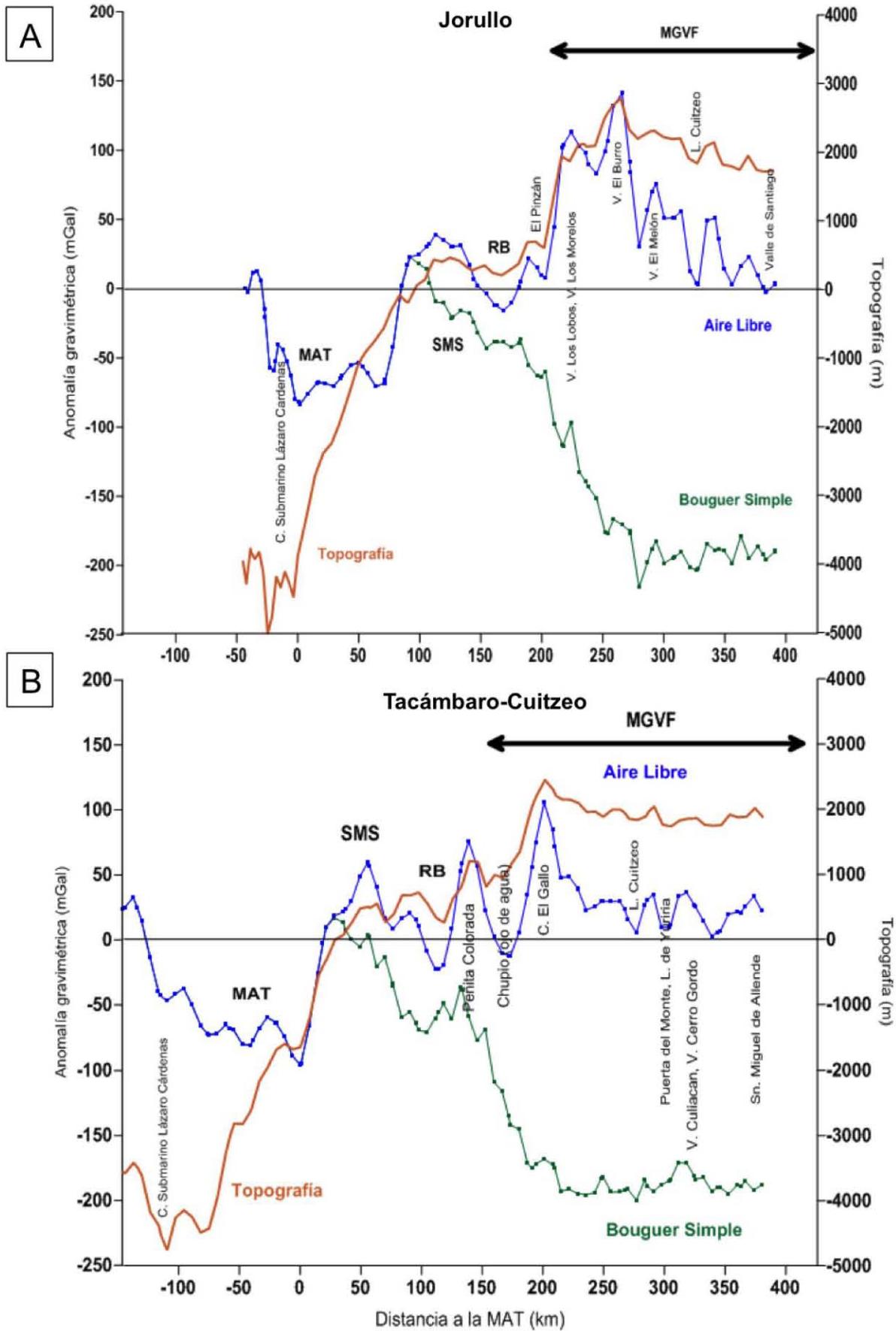


Figura 17. A) Jorullo. B) Tacámbaro-Cuitzeo.

A continuación se describen los rasgos más importantes que presentan los perfiles, primero en las anomalías de aire libre y segundo en las anomalías de Bouguer Simple.

6.4.1 Anomalías de aire libre (AL)

Los perfiles pueden ser separados en varias zonas que presentan distintas anomalías regionales:

- 1) La Trinchera Mesoamericana (**MAT**) con una anomalía negativa (“ $x=0$ ” en los perfiles). Para los perfiles más al oeste (La Ruana–Patamban, Tancítaro y Uruapan–Zacapu) el valor mínimo de anomalía coincide con el valor mínimo topográfico (Figs. 15B y 16). La longitud de onda principal asociada a la anomalía es semejante para estos tres perfiles y sólo varía su amplitud. En comparación, las anomalías negativas asociadas a la MAT en los perfiles del Jorullo y Tacámbaro–Cuitzeo más al este son de mayor longitud y menor amplitud; además presentan cuatro pequeñas anomalías secundarias (o residuales) y el valor mínimo topográfico no coincide geográficamente con el valor mínimo gravimétrico (Fig. 17). Para el perfil Jorullo existe una distancia de aprox. 24 *km* entre las anomalías secundarias y el bajo topográfico. Para el perfil Cuitzeo encontramos una relación directa con las variaciones topográficas y las anomalías gravimétricas, existe una distancia de aprox. 113 *km* entre los valores mínimos de ambas anomalías.
- 2) La Sierra Madre del Sur (**SMS**) a aprox. 100 *km* de la MAT con una anomalía positiva. Se encuentra en todos los perfiles pero su longitud de onda principal y amplitud varía para cada uno; además existen anomalías secundarias que siguen variaciones irregulares en la topografía. Los valores más bajos para esta anomalía se encuentran en los perfiles Jorullo y Cuitzeo (Fig. 17). Sólo en el perfil La Ruana–Patamban esta anomalía es mayor que la anomalía positiva asociada a la zona del campo volcánico (Fig. 15B).
- 3) La cuenca del río Balsas (**RB**) a aprox. 175 *km* de la MAT con una anomalía negativa. Para el perfil Uruapan–Zacapu, esta zona presenta varias anomalías secundarias que coinciden con la presencia de varios volcanes (zona de Nueva Italia, Fig. 16B).

- 4) Una anomalía positiva a aprox. 250–270 km de la MAT. Esta anomalía es mayor a la anomalía asociada con la SMS en todos los perfiles a excepción del perfil La Ruana–Patamban (Fig. 15B). Para el perfil Tancítaro el valor máximo coincide con este mismo volcán (Fig. 16A). Para el perfil Uruapan-Zacapu el valor máximo coincide con el V. La Curinda y el V. El Mesteño los cuales bordean la cuenca de Zacapu, la cual está asociada con un bajo en la anomalía (Fig. 16B). Para el perfil Jorullo una anomalía secundaria coincide con el V. El Burro (Fig. 17A). El perfil Tacámbaro-Cuitzeo no presenta dicha anomalía regional, pero tiene dos máximos, que coinciden con altos topográficos y están separadas por una anomalía negativa en la zona del pueblo Ojo de agua de Chupio.

La siguiente tabla muestra los valores asociados a estos puntos extremos de anomalías de AL:

Tabla 5

Perfil	Anomalías negativas				Anomalías positivas			
	MAT Δg_{FR} (mGal)	$\sim\lambda$ (MAT) (km)	RB Δg_{FR} (mGal)	$\sim\lambda$ (RB) (km)	SMS Δg_{FR} (mGal)	$\sim\lambda$ (SMS) (km)	MGVF Δg_{FR} (mGal)	$\sim\lambda$ (CV) (km)
<i>La Ruana Patamban</i>	-117	97	-48	66	199	94	131	41
<i>Tancítaro</i>	-114	103	-45	38	113	100	209	66
<i>Uruapan Zacapu</i>	-99	125	-39	84	106	103	120	41
<i>Jorullo</i>	-84	111	-16	32	39	63	141	74
<i>Tacámbaro Cuitzeo</i>	-95	150	-23	23	60	83	106	40

Valores principales de las anomalías de Aire Libre de los perfiles. λ = longitud de onda.

6.4.2 Anomalías de Bouguer Simple (SB)

De manera general, la longitud de onda regional presenta dos tendencias en los cinco perfiles (Fig. 18). La primera es lineal negativa y corresponde a una decrecimiento lineal de la anomalía con la distancia a la MAT (de 44 mGal a 5–8 km de la línea de costa hasta -214 mGal entre los 270–300 km de la MAT). La segunda es constante con anomalías secundarias cuya amplitud oscila entre 20 mGal con respecto al mínimo de -214 mGal. Para los perfiles La

Ruana–Patamban y Tancítaro la primera tendencia comienza a los 65 *km* y termina a los 290 *km* de la MAT, para Uruapan–Zacapu y Jorullo entre 85–290 *km* y para Tacámbaro–Cuitzeo entre 30–285 *km*. Para el perfil La Ruana–Patamban el valor mínimo SB coincide con un valor mínimo de la AL y encontramos los volcanes La Beata y La Arena correspondientes al municipio de Zamora (Fig. 15B). Para el perfil Tancítaro el valor mínimo SB coincide topográficamente con el V. Chingüitapu (Fig. 16A). Para el perfil Uruapan–Zacapu coincide con la cuenca de Zacapu (Fig. 16B). Para el perfil Jorullo encontramos en los alrededores el V. El Melón (Fig. 17A). Finalmente para el perfil Tacámbaro–Cuitzeo este valor mínimo coincide con el lago de Cuitzeo (Fig. 17B).

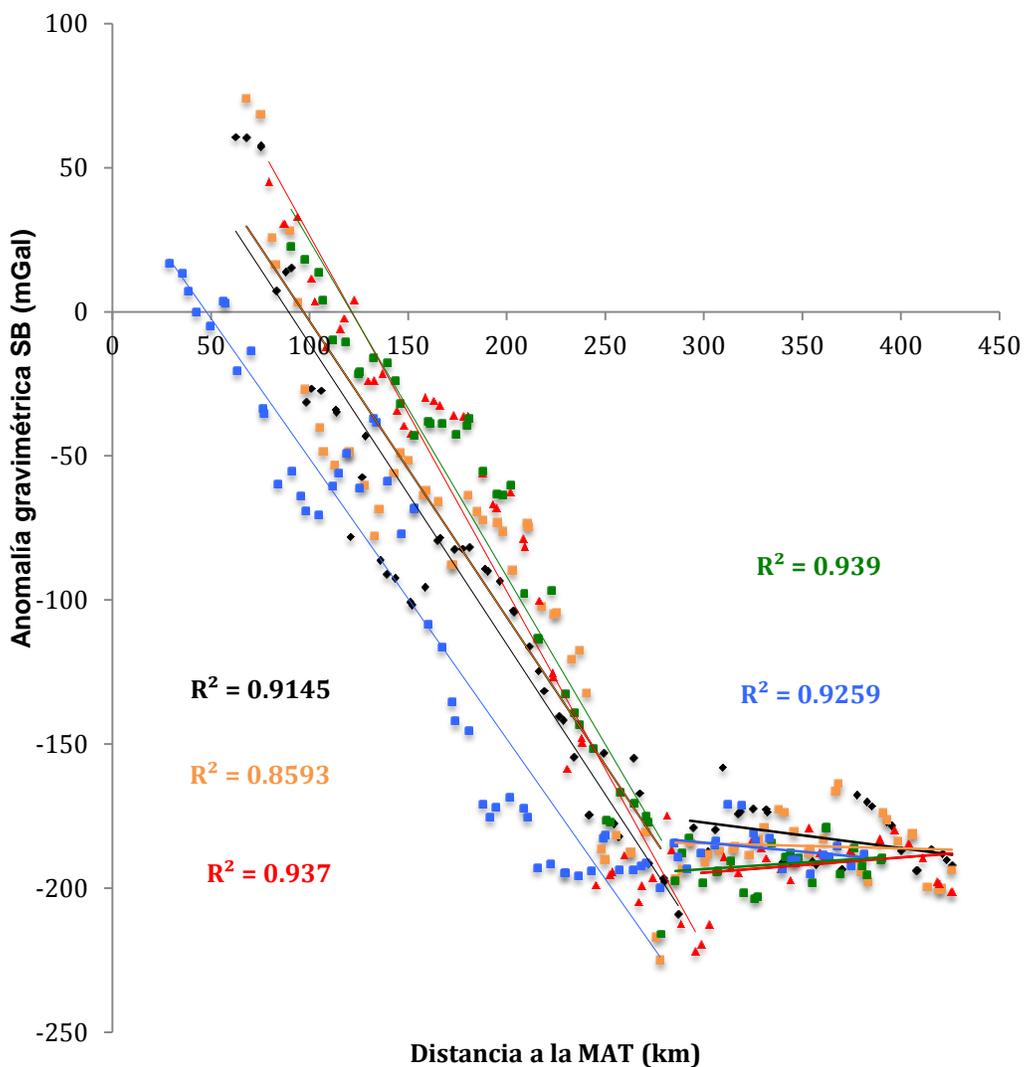


Figura 18. Anomalías de Bouguer simple de los perfiles del MGVF a partir de la línea de costa. Se muestra el factor de correlación lineal para la primer tendencia de cada uno de los perfiles: Color negro = La Ruana-Patamban, color amarillo = Tancítaro, color rojo = Uruapan-Zacapu, color verde = Jorullo y color azul = Tacámbaro-Cuitzeo. La segunda tendencia lineal también se muestra, en ésta se observa que los valores tienden a ser constantes.

7. Modelo de la zona de subducción

7.1 Zonas de subducción y anomalías de gravedad

El objetivo de este estudio es de caracterizar la estructura de la zona de subducción en el campo volcánico Michoacán Guanajuato. La subducción es el proceso geodinámico por el cual convergen y se deslizan dos placas geológicas rígidas (litosfera, Fig. A.2). Esta convergencia (de placa oceánica por debajo de placa continental para nuestro caso) y la actividad volcánica están directamente relacionadas ya que una de las causas más importantes para la generación de magmas en este contexto es la hidratación del manto (~100 km, Fig. A.2). Esto ocurre a través del transporte de agua y sedimentos hidratados que la placa oceánica subducida lleva consigo. Las condiciones generales para la formación de volcanes son: una profundidad de la placa subducida de 80–90 km y temperaturas del manto de 1200–1300°C.

En esta área y México en general, se observen variaciones importantes en la topografía, distribución de la actividad volcánica y anomalías gravimétricas (secciones 5 y 6). Con el fin de interpretar tales observaciones con la geometría de la zona de subducción, primero comparemos las observaciones previas con las características topográficas y gravimétricas típicas de zonas de subducción continentales en el mundo (e.g., Harabaglia y Doglioni, 1998; Krien y Fleitout, 2008; Meibom y Anderson, 2004; Figs. 19 y 20), con la finalidad de relacionarlas con el contexto atípico del TMVB. Segundo, usaremos esta información, junto con la información sísmica, para modelar la zona de subducción que promueve la actividad volcánica del campo.

Topográficamente, del mar hacia el continente las zonas de subducción en el mundo se caracterizan por 1) la región del *Outer trench* (OTr) caracterizada por tener una zona de levantamiento flexural cuya distancia a la trinchera varía desde los 50 km hasta los 400 km y con amplitud vertical de ca. 100m a 1km (e.g., Hanks, 1971; Krien y Fleitout, 2008; Levitt y Sandwell, 1995; Watts y Talwani, 1974); 2) la zona de la trinchera que forma un bajo topográfico alargado con un profundidad de 2–5 km, una anchura de 100 km y una distancia de ca. 60 km de la plataforma continental; y 3) el arco volcánico que forma una topografía elevada (ca. 2km) estrecha y alargada con una anchura de 100 km (Figs. 19 y 20).

En comparación con este esquema general, la zona de subducción de México presenta una zona de trinchera típica pero una zona OTr poco definida (Delingher, 1978; Uyeda y Kanamori, 1979). En adición, la zona estrecha y topográficamente alta que bordea la costa (la SMS) no se relaciona con el arco activo sino con un arco antiguo relacionado con una

configuración previa de la zona de subducción. La zona volcánicamente activa, el TMVB, se encuentra entre 200–350 *km* de la MAT y está orientado de manera oblicua a la trinchera (sección 2). La depresión del río Balsas se ubica entre estos dos altos topográficos (Figs. 15–17).

Las anomalías gravimétricas de aire libre que se encuentran típicamente en márgenes convergentes presentan una par de anomalías (negativa y luego positiva) de 100–500 mGal de amplitud con formas alargadas, dispuestas de manera paralela a la línea de costa (Fig. 20). La anomalía negativa (TrG) se sitúa en la trinchera mientras que la anomalía positiva (ArG) ubicada a 100–150 *km* más adentro del continente se encuentra entre la zona del antearco y el arco volcánico (e.g., Fowler, 2005; Haragbaglia y Doglioni, 1998; Krien y Fleitout, 2008). La zona de "Outer Trench" está también asociada con un alto gravimétrico (Outer Gravity High u OGH, Watts y Talwani, 1974) (Fig. 20). La anomalía negativa de aire libre en la trinchera (TrG) ha sido explicada como una deficiencia de masa (Mena et al., 2003) por la acumulación de material poco denso en el prisma de acreción (e.g., Ewing y Worzel, 1954) tal como sedimentos no consolidados, sedimentos saturados de agua y material orgánico, así como la compensación isostática parcial de la columna de agua y sedimentos que se forma en esta región (Talwani et al., 1959). La tasa de convergencia de la placa, V (km/año) es también considerada como un parámetro importante que afecta la subducción y el espesor de los sedimentos (e.g., Kostoglodov, 1998; Mountney; 1997). La ArG se relaciona con la generación de esfuerzos compresivos en la zona de contacto entre las dos placas durante el proceso de subducción, lo cual causa un levantamiento sin posibilidad de compensación isostática (Shemenda, 1994). La OGH fue explicada por la deformación de la placa oceánica relacionada con la resistencia de la placa continental al esfuerzo compresivo horizontal causado por la convergencia de las dos placas (Watts y Talwani, 1974).

Estas anomalías están presentes en la zona de estudio (Figs. 15-17 y 21), con la particularidad de tener una segunda anomalía de arco (2ArG) relacionada con el MGVF (Fig. 21).

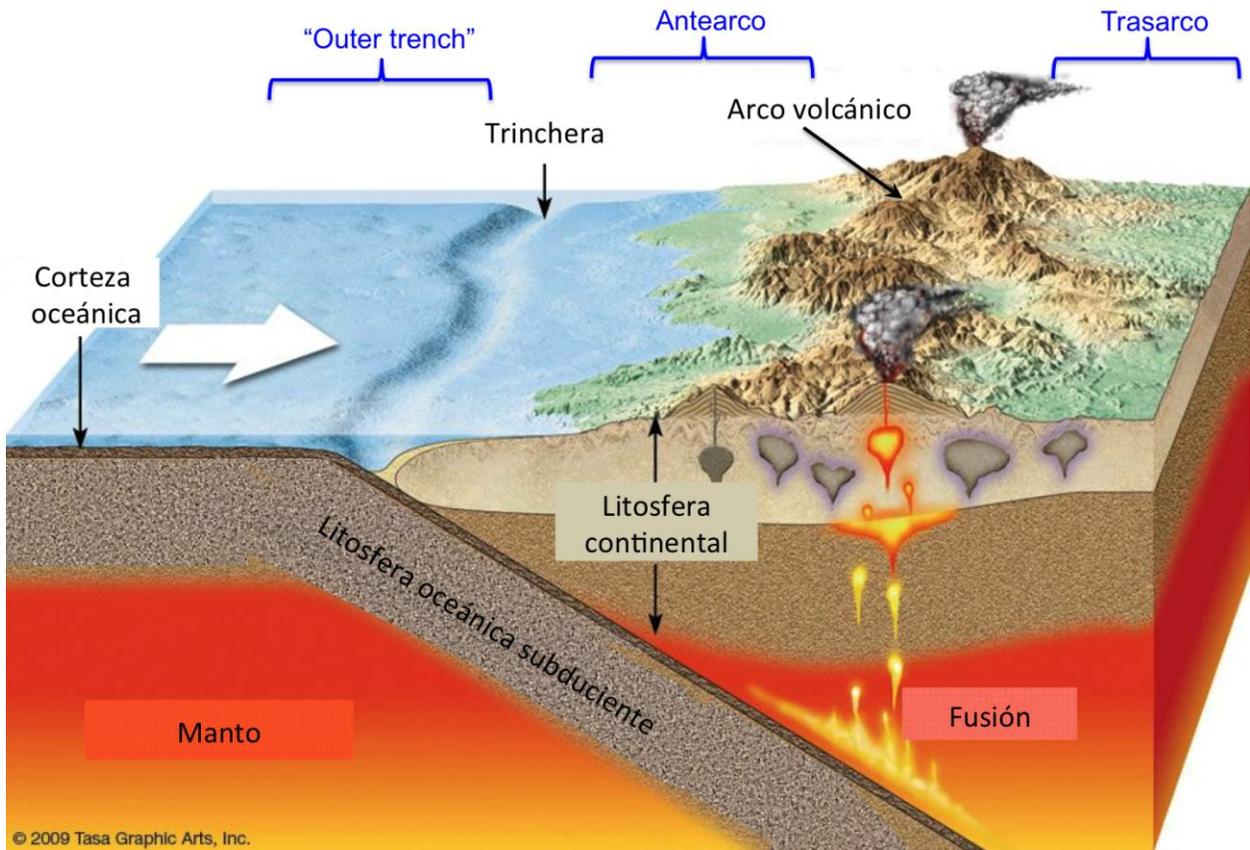


Figura 19. Esquema de subducción. Margen continental activo típico de una zona de subducción y elementos que lo integran. Modificada de Tasa Graphic Arts, Inc. (<http://www.tasagraphicarts.com>).

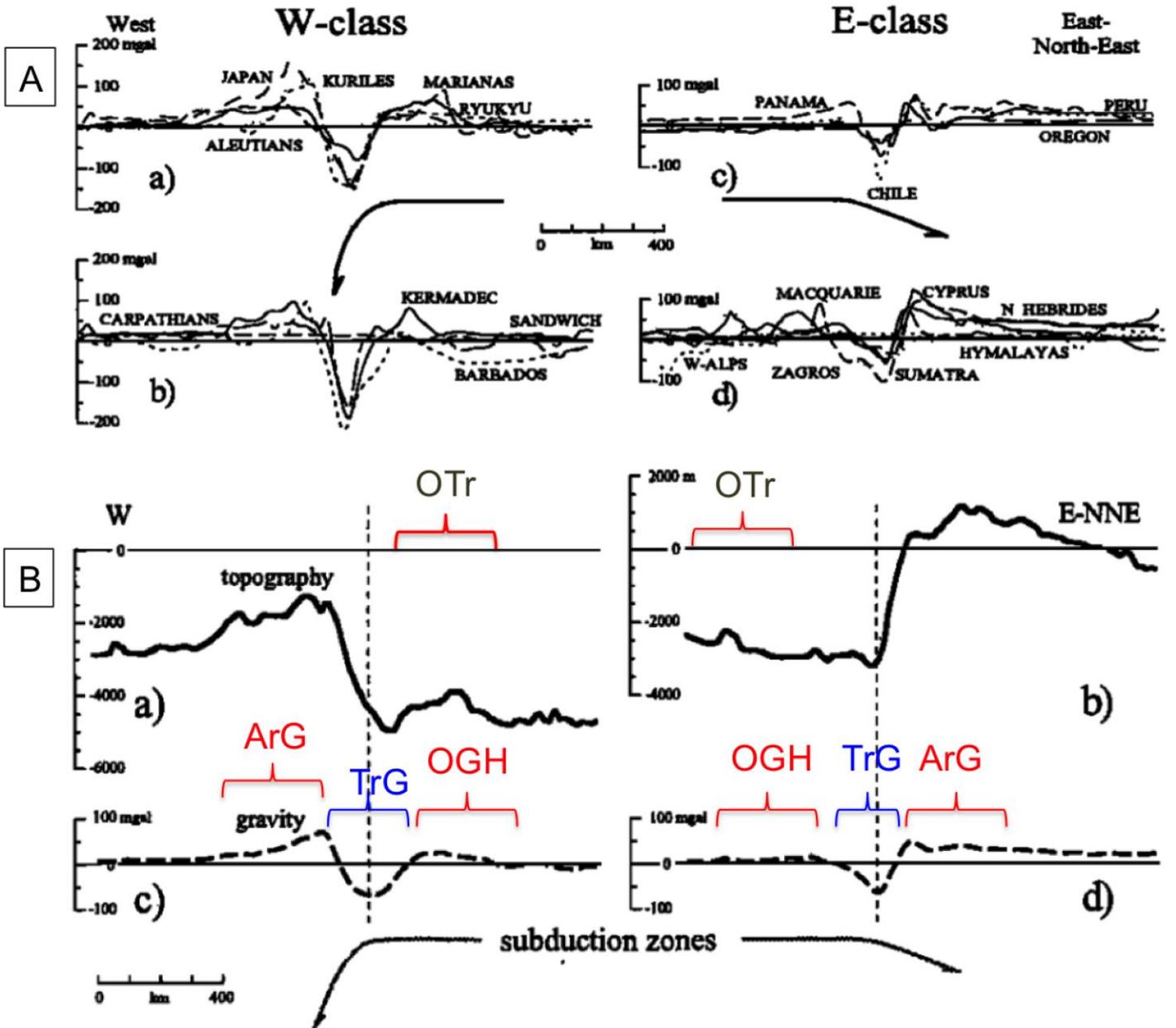


Figura 20. Topografía y gravedad (anomalía de aire libre) en las zonas de subducción. *W-class* = zonas con ángulos de subducción que alcanzan hasta 90° , *E-class* = zonas subductivas con ángulos menores que 40° . A) Perfiles de anomalías de aire libre para diversas zonas de subducción en el mundo: a) Japón, Aleutianas, Kuriles, Marianas y Ryukyu; b) Cárpatos, Kermadec, Sandwich y Barbados; c) Panamá, Perú, Oregón, Chile; d) Macquarie, Cyprus, Alpes, Zagros, Sumatra, Himalayas, Islas Hébrididas. B) Promedio topográfico de los perfiles a) y b) (*W-class*) y promedio de anomalías de aire libre c) y d) (*E-class*). Las flechas representan la dirección y pendiente de la placa subduciente. OTr = Outer Trench, TrG = Trench Gravity, OGH = Outer Gravity High, ArG = Arc Gravity. Adaptada de Harabaglia y Doglioni (1998).

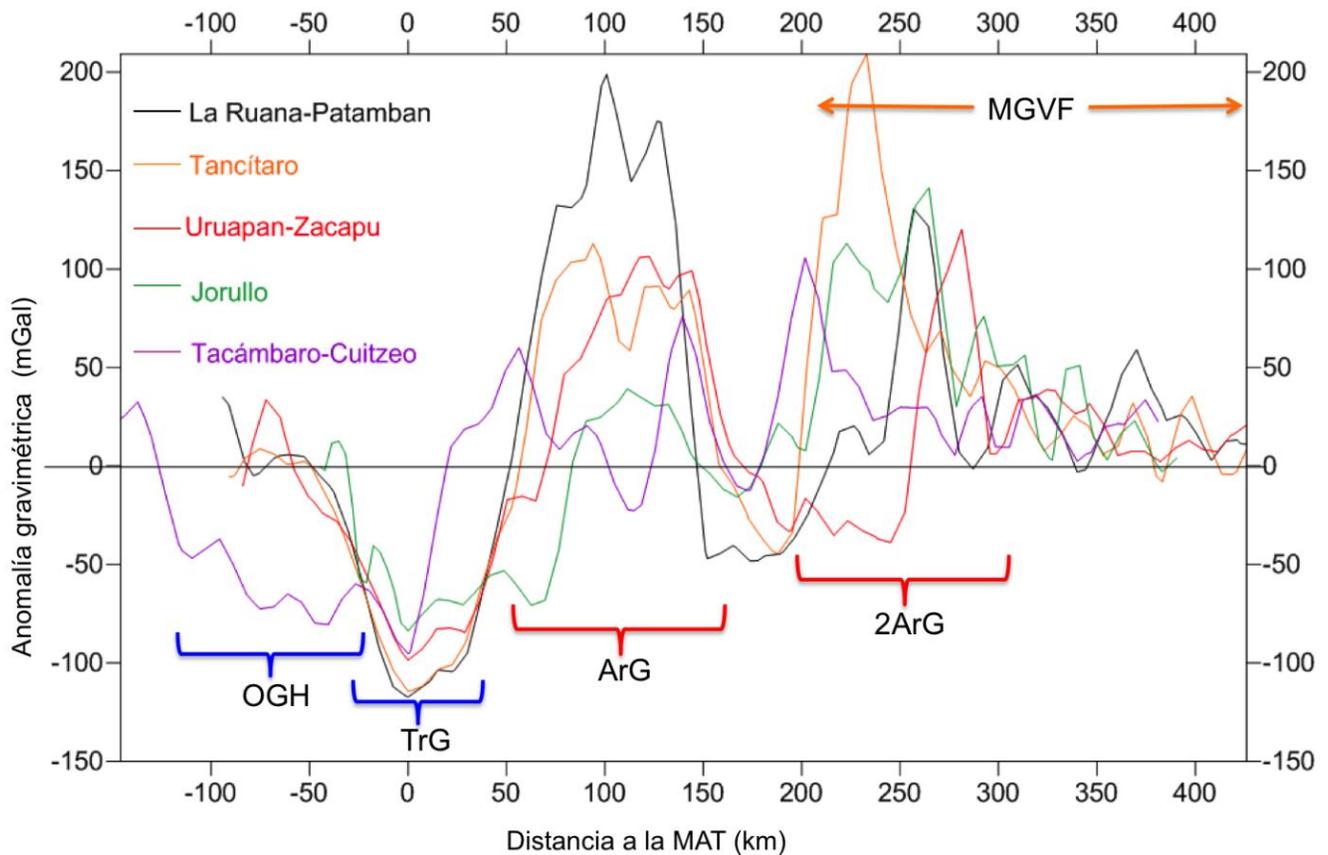


Figura 21. Anomalías de aire libre de los perfiles del MGVF. Estas signatures son propias de una zona de subducción como las observadas en la Fig. 20. Los perfiles más particulares son el Cuitzeo con una gran longitud de onda asociada a la MAT y el Tancítaro con el mayor alto gravimétrico relacionado al mismo volcán. (Sección 6.4). OGH = *Outer Gravity High*, TrG = *Trench Gravity*, ArG = *Arc Gravity*, 2ArG= Segundo arco de gravedad relativo al MGVF.

7.2 Conceptos del modelo (GM-SYS)

El objetivo es modelar la configuración de la zona de subducción para un perfil a través del MGVF que pasa por el V. Tancítaro (Fig. 16A). Para tal propósito ocupamos las anomalías de Bouguer simple ya que simplifican la modelación al considerar la corrección topográfica y cuya información física (masa-fuente) se encuentra por debajo del elipsoide (sección 3). La configuración propuesta se basa en la comprensión actual de la geometría de las zonas de subducción presentadas en la sección anterior.

Para elaborar el modelo se ocupó el programa GM-SYS 4.6 que calcula la gravedad (como definida en la sección 3.3) de un arreglo de cuerpos planos a partir de polígonos y densidades *input*. La base computacional para el cálculo de la respuesta gravitacional de un cuerpo

arbitrario (generalizándose al ensamble de varios cuerpos) con una geometría y una densidad definida está dada por los métodos de Talwani et al. (1959) y hace uso de los algoritmos descritos por Won y Bevis (1987) (para más detalle revisar apéndice A, Figs. A2 y A3). Además se ocupan métodos de la propiedad de la NGA (Northwest Geophysical Associates) para incrementar la eficiencia y velocidad de los cálculos. GM-SYS utiliza como modelo una sección transversal (la que se está modelando) de una Tierra-plana 2D para los cálculos gravitacionales (Fig. 22 y A2); esto es, cada unidad estructural o bloque se extiende desde y hasta el infinito en dirección perpendicular al perfil (eje Y). La Tierra se asume que tiene topografía pero no curvatura. El modelo se extiende de más-menos 30 000 km (recordemos que el radio ecuatorial del WGS84 es de 6378.137 km) a lo largo del perfil (eje X) para eliminar los efectos de borde. Las estaciones de medición (puntos de posición del perfil) tienen que estar afuera del material; i.e. en un área del modelo con densidad igual a cero. Las densidades propuestas son densidades de área (g/cc). Las figuras geométricas que representan a los cuerpos geológicos son polígonos.

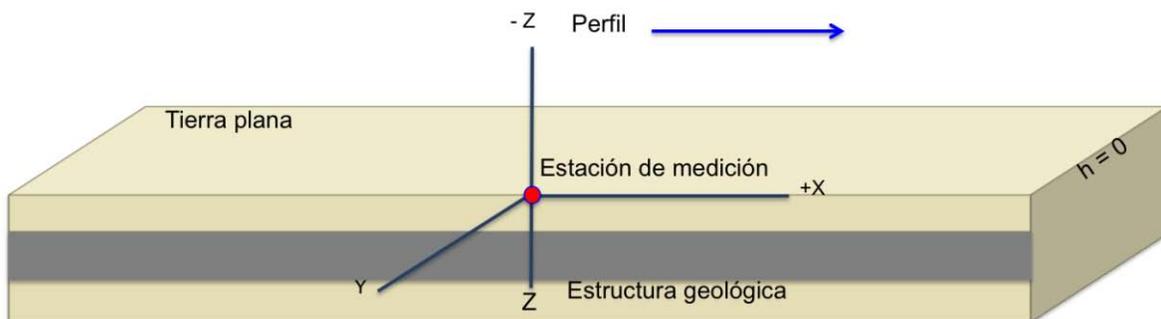


Figura 22. Conceptos del modelo. El modelo da la respuesta gravitacional asumiendo una Tierra plana de extensión infinita, para ello y considerando los efectos de borde los ejes X “y” Y toman valores de $[-30\,000\text{ km}, 30\,000\text{ km}]$. El cómputo toma como referencia los puntos del perfil (estaciones de medición).

7.3 Modelo de subducción para el perfil Tancítaro

De suma importancia es decir que los modelos presentados en este trabajo son una propuesta de la posible disposición de las placas (Cocos y Norteamericana) que pueden estar generando las condiciones necesarias como fusión del manto para la actividad volcánica, más no resuelven las causas generales ni la *dinámica* por debajo del campo. Los modelos son refutables y representativos de la subducción en esta región. Así mismo, cabe aclarar que se modelan anomalías regionales de gravedad (sección 3.3, geometría de las placas) del orden de $\geq 100\text{ km}$ por lo tanto (a excepción del Río Balsas cuyo tamaño es intermedio, $\sim 60\text{ km}$) no se

proponen ni infieren estructuras locales en el campo (e.g., posibles cámaras magmáticas, cuerpos hidrotermales, etc.) cuyo estudio corresponde a un análisis local de la longitud de onda del orden de 1-10 *km* para el cual nuestros datos no son robustos (sección 4.2).

Para modelar la configuración de subducción de las placas de Cocos y Norteamericana (revisar apéndice A) se utilizó el perfil de anomalías de Bouguer simple (3.3.2). Las razones por las cuales se eligió el perfil Tancítaro (Fig. 16A) son:

- El V. Tancítaro es el volcán más grande del MGVF.
- Está ubicado en la parte más oeste del campo volcánico (Región I, Fig. 14C).
- A 10 *km* al NE del V. Tancítaro se encuentra el V. Parícutín que es el volcán más joven del campo (1943-1952).

Los límites del MGVF sobre el perfil son 180–415 *km*, con la mayor densidad de volcanes entre los 200–350 *km* de la MAT.

Fueron propuestos cinco modelos de subducción (Figs. 23, 24 y 25, modelos 1–5) con el objetivo de observar la respuesta gravimétrica en cada caso. Las características generales de los modelos se presentan en la Tabla 5. Cabe resaltar que la geometría de los cuerpos cambia para cada modelo, sin embargo la densidad de los cuerpos es idéntica para todos. A continuación se describe la fuente de estos datos.

Tabla 5

Placa de Cocos	Bloque geológico	Densidad [ρ](<i>g/cc</i>)	Espesor (<i>km</i>)
Placa de Cocos	Agua de mar	1.026	3.5
	Sedimentos marinos	2.1	1 – 3
	Basaltos hidratados	2.55	4
	Basaltos	2.9	4
	Eclogita	3.5	3.5 – 4
	Placa Norteamericana	Corteza superior	2.7
Placa Norteamericana	Corteza media	2.9	10 – 15
	Corteza inferior	3	10 – 25
	Sedimentos RB	2.3	0.5 – 1
	Manto	Por debajo de P. Cocos	3.32
Manto	<200 <i>km</i> de profundidad	3.3	–
	>200 <i>km</i> de profundidad	3.32	–

Parámetros del modelo. RB = Río Balsas.

Modelo de la Placa de Cocos

A partir del desarrollo del problema del enfriamiento del semi-espacio (euclidiano) de la litosfera oceánica (e.g., Sandwell 2001; Turcotte y Oxburgh, 1967; Turcotte y Schubert, 1982) se aproxima la solución a la ecuación de calor:

$$\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = \frac{1}{\kappa} \frac{\partial T}{\partial t}$$

de donde T =temperatura, z = profundidad, κ = difusividad térmica y t = tiempo, como:

$$z(km) \cong 10\sqrt{\text{edad de la placa (Ma)}}$$

Por lo tanto considerando una edad de 12.5 Ma para la placa de Cocos (Bandy, 1992) definimos un espesor térmico (equivalente al espesor de la litosfera oceánica debido al régimen conductivo de transferencia de calor) de:

$$z(km) \approx 35 km$$

La densidad de la corteza oceánica fue elegida a partir de la literatura correspondiente a la corteza oceánica (e.g., Lowrie, 2007; Turcotte y Schubert, 2002). Se consideró una transición de fase de basalto a eclogita a los 30 km de profundidad como fue propuesto por Grown y Bowin (1975) para la trinchera de Chile. Este valor se usó para los modelos 1-4. Sin embargo, para el modelo 5 se consideró una profundidad mayor que se relaciona con la temperatura más baja de la placa de Cocos para una profundidad dada.

Para los modelos 1–3, la geometría de la **placa de Cocos** se modeló en base a los estudios sísmicos de Pardo y Suárez (1995) y estudios sísmicos recientes (e.g., Dougherty et al., 2012; García-Quintero, 2007; Martínez-López, 2011). Se proyectaron los hipocentros sísmicos de los catálogos del SSN y del USGS (sección 4.4) sobre el perfil como intento para constreñir el espesor de las placas y el ángulo de subducción.

Modelo de la placa Norteamericana

El rango para el espesor de la corteza fue considerando la profundidad (isolíneas) del Moho (capa límite de la corteza oceánica o continental y el manto) dada por Pardo y Suárez (1995), el proyecto MARS (e. g., Yang et al., 2009) y resultados del análisis de anomalías gravimétricas de Urrutia Fucugauchi y Flores Ruiz (1996) para la parte central de México (~40 km). Para los

modelos 1–4 tomamos un espesor de la corteza de la placa Norteamericana que varía de 28–50 *km*. Para el MGVF definimos un espesor alrededor de ~46 *km* cercano al propuesto por Urrutia y Flores Ruiz (1996) para esta sección (~44 *km*). Se dividió la corteza en *corteza superior, media e inferior* tomando como referencia las densidades del *Modified Tectonic North America Model* (mTNA) (Stubalio et al., 2012) a partir de la velocidad de ondas sísmicas. Sin embargo para la corteza inferior se consideró una densidad de 3 g/cc a diferencia de los 3.1 g/cc del mTNA únicamente por cuestiones de mayor ajuste del modelado.

Modelo del Manto

Se eligió una densidad de 3.3 g/cc para el manto superior de acuerdo con Ringwood (1971) aunque cabe decir que Talwani et al. (1959) plantea una densidad de 3.4 g/cc. Se consideró una densidad de 3.32 g/cc por debajo de la placa de Cocos (Bandy et al., 1999) y a partir de ~210 *km* de profundidad en base al mTNA.

A continuación se describen los modelos de subducción propuestos (Fig. 23-25); la tabla 6 recopila los ángulos de subducción considerados en el modelo.

Modelos del perfil

Modelo 1 (*Corteza terrestre con estructura homogénea*)

Se asumió que las cortezas (superior, media e inferior) tienen profundidades bien definidas: 0–10 *km* para la corteza superior; 10–20 *km* para la corteza media; para la corteza inferior (a partir de los 20 *km*) se definió un rango de espesores de 27 *km* la mínima a 100 *km* de la MAT y una máxima de 51 *km* a los 300 *km* de la MAT, por debajo del MGVF se definió un espesor de 45–50 *km* (Fig. 24 modelo 1).

El error absoluto entre el modelo y los datos gravimétricos es de ca. 25 mGal.

Modelo 2 (*Corteza terrestre con estructura no homogénea*)

Se consideró que la corteza terrestre está sujeta a la interacción de fuerzas debido a la propia dinámica de subducción (sección 7.1) y que la litosfera continental puede deformarse frente a estados de esfuerzos durante escalas de tiempo geológicas (flexión de la litosfera) (e.g., Turcotte, 1979; Watts, 2001; Watts et al., 1982). Este modelo sólo se diferencia del modelo 1 al presentar una corteza deformada (Fig. 24 modelo 2). Por debajo del MGVF se definió un espesor de la corteza de 44–48 *km*.

El error absoluto entre el modelo y los datos gravimétricos es de ca. 10 mGal.

Modelo 3 (*Placa subhorizontal con corteza terrestre homogénea*)

Se propuso que la placa de Cocos subduce de manera subhorizontal debajo del MGVF con una profundidad de 80–100 *km* lo que supone en un principio una disposición del *slab* a una profundidad óptima para la fusión del manto a lo ancho de todo el MGVF (200–400 *km* de la MAT). La corteza de la placa Norteamericana se consideró *homogénea* como en el modelo 1 (los demás parámetros siguen siendo los mismos).

El error absoluto entre el modelo y los datos gravimétricos es de ca. 26 mGal.

Modelo 4 (Placa subhorizontal y adelgazamiento de la corteza terrestre)

Se propuso el mismo estilo de subducción que el modelo 3 pero se consideró una corteza terrestre *no homogénea*, además se supuso el levantamiento de manto entre los 70–100 *km* de la MAT (cuña de manto) y un adelgazamiento de la corteza (espesor mínimo de 28 *km*) en la región comprendida por el Río Balsas (RB) (160–220 *km*) así como en la parte final del MGVF (> 320 *km*) (espesor mínimo de 42.5 *km*). Para las demás regiones del MGVF se definió un espesor cortical de 40–50 *km* (Fig. 24 modelo 4).

El error absoluto entre el modelo y los datos gravimétricos es de ca. 10 mGal.

Modelo 5

El objetivo de este modelo (Fig. 25 modelo 5) es delimitar lo más posible la geometría de la placa de Cocos. Se hicieron las siguientes consideraciones:

- Se realizó un filtro de los sismos en ambos catálogos (SSN y USGS). Sólo se consideraron aquellos con una magnitud $M \geq 4.5$ grados en escala de Richter.
- A partir de funciones de receptor de datos sísmicos del SSN (Espíndola, 2009), se asumió una profundidad de 21 *km* para el Moho por debajo de la línea de costa (60 *km* sobre el perfil).
- Se agregó una pequeña capa sedimentaria con densidad de 2.3 g/cc que rodea la corteza continental desde la MAT hasta la costa como la propuesta por Bandy et al., (1999).
- Se consideró un espesor promedio de 39–40 *km* para la corteza continental considerando los resultados más cercanos al perfil del trabajo de Espíndola (2009) y del proyecto MARS (e. g., Grand et al., 2007; Suhadrdja, 2013).
- Se eligió una estructura homogénea para la corteza continental con ligeras flexiones, considerando capas de espesor constante (0–20 *km* para la corteza superior y 10 *km* para las cortezas media e inferior).

- Se consideró un cambio de basalto a eclogita a los 57 *km* en base al modelo térmico de Jonhson et al. (2009) y el diagrama de fase del sistema basalto-eclogita (Grown y Bowin, 1975).
- Se consideró un profundidad de 80 *km* para el *slab* a 180 *km* de la MAT que es justo donde comienza el MGVF sobre el perfil y de 120 *km* debajo del V. Tancítaro.

La siguiente tabla muestra los diferentes ángulos de subducción para los modelos propuestos:

Tabla 6

Modelo	0-100 <i>km</i> (°)	200-300 <i>km</i> (°)	> 300 <i>km</i> (°)
1-2	5	32	46
3-4	8	17	21
5	15	46	?

Ángulo del *slab* con respecto a la MAT para los modelos de subducción.

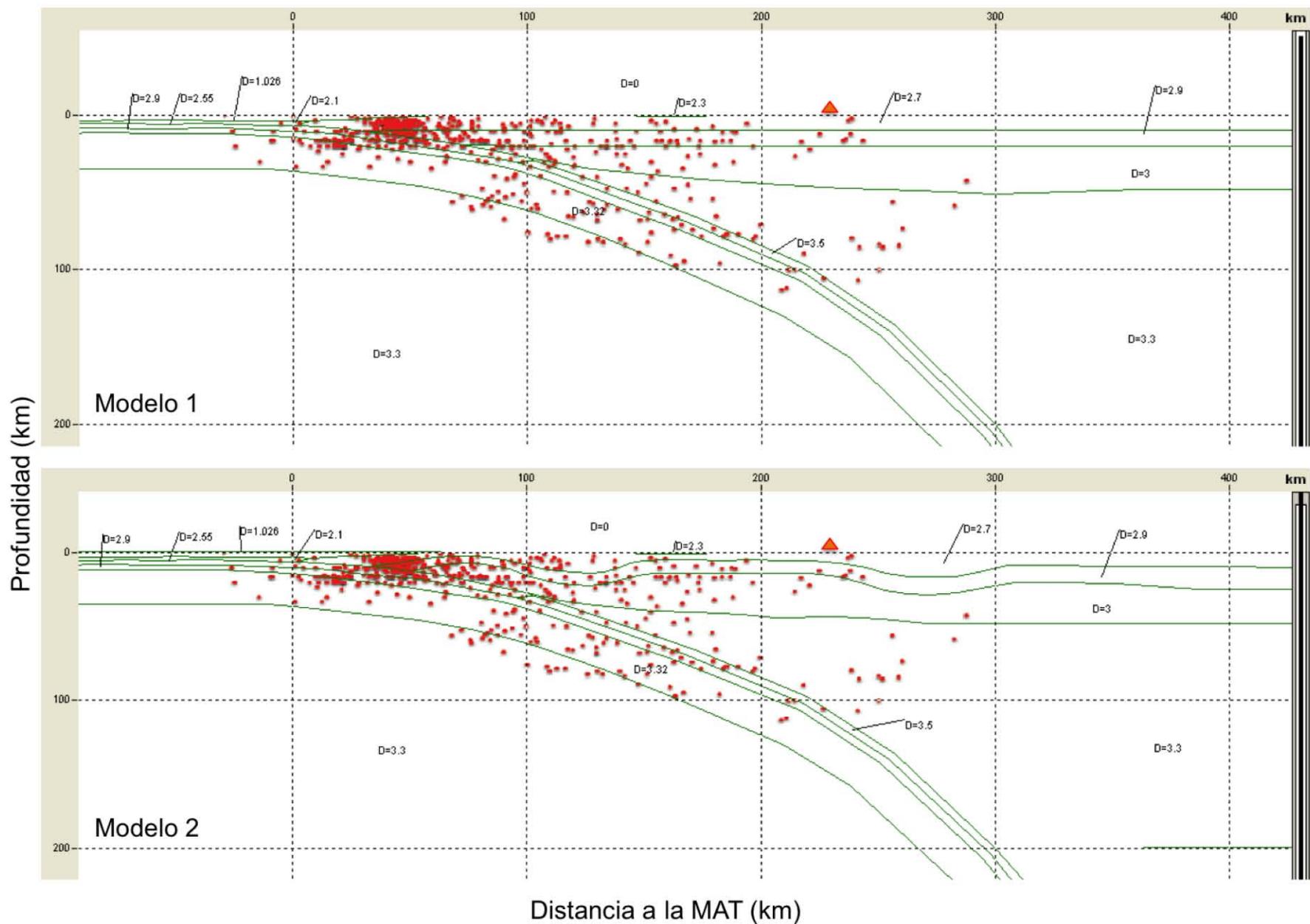


Figura 23. Hipocentros sísmicos del perfil Tancitaro sobre los modelos gravimétricos. Las líneas verdes corresponden a los límites de los polígonos (bloques geológicos). Los puntos rojos son la proyección de los hipocentros sísmicos de los catálogos del SSN ($M \geq 3.5$) y del USGS ($M \geq 4.5$) para la época 1998-2013. Note cómo el mayor número de eventos sísmicos se encuentra sobre el contacto entre las placas. Triángulo = V. Tancitaro, D = densidad (g/cc).

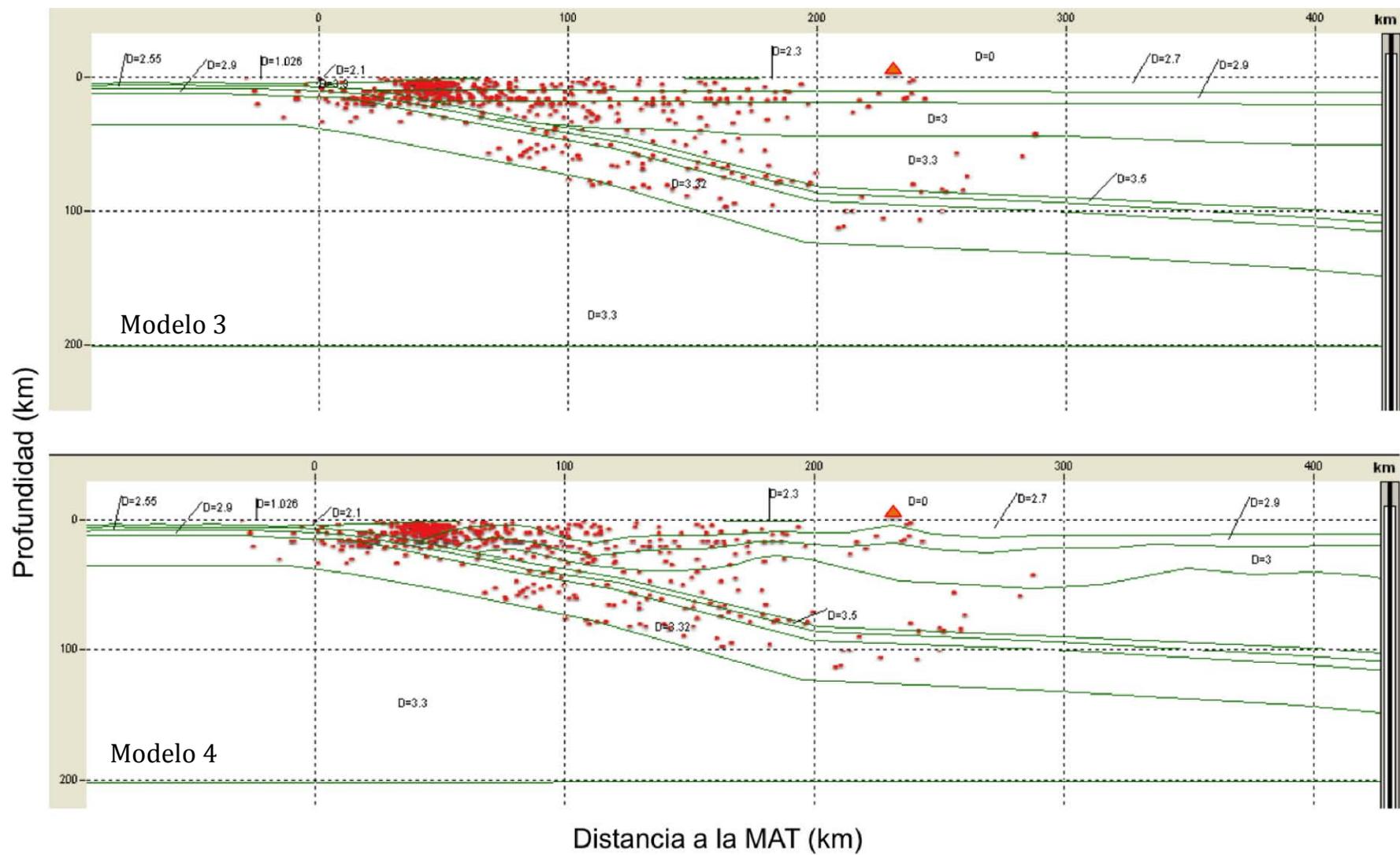


Figura 23 (continuación).

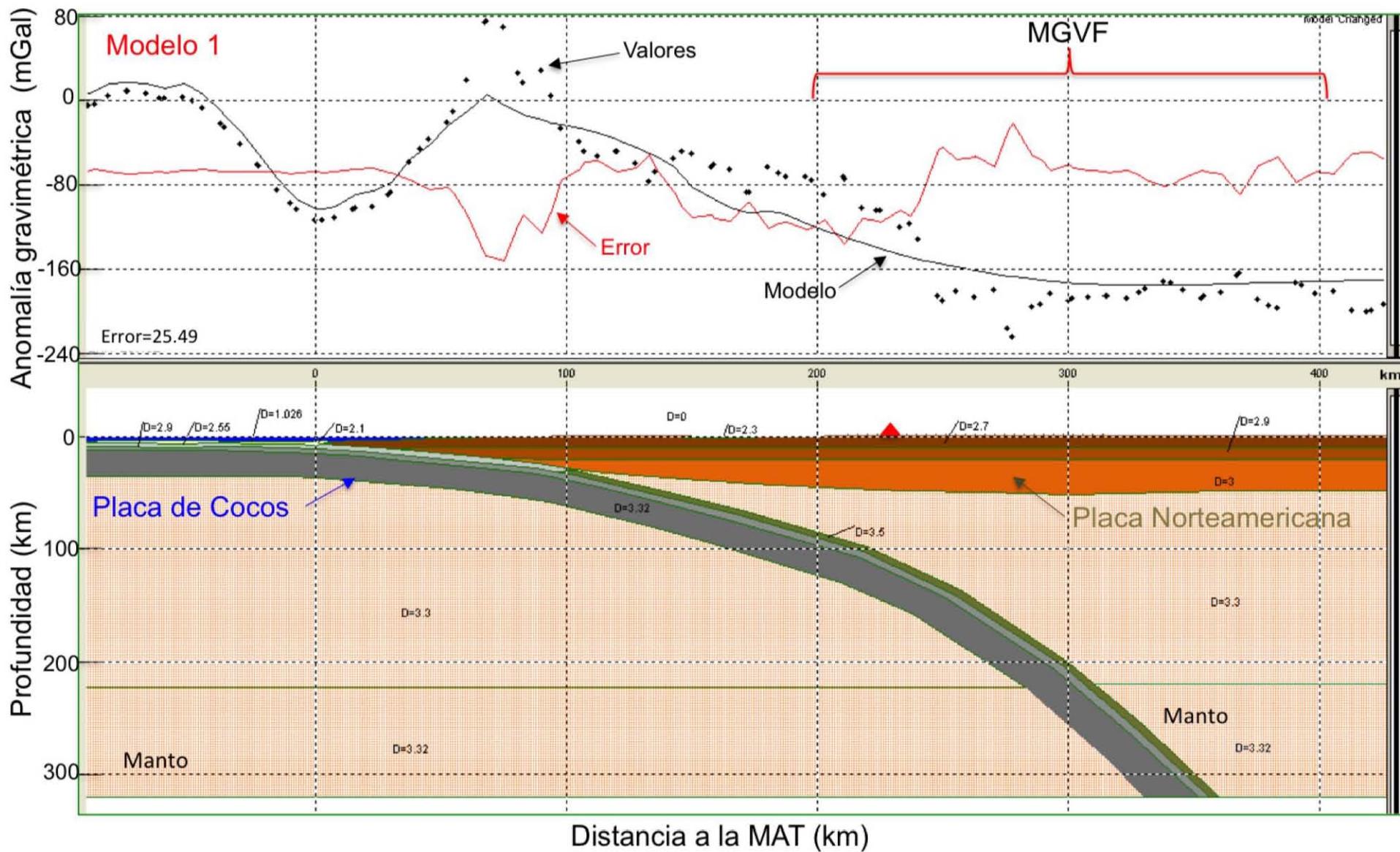


Figura 24. Modelos GM-SYS para el perfil Tancitaro. Subducción de la placa de Cocos por debajo de la placa Norteamericana, se muestra el perfil gravimétrico y la disposición de las placas. Los puntos negros son los valores del perfil, la línea continua negra es la respuesta gravitacional del arreglo de los polígono dada por el programa, mientras que la línea roja es la diferencia entre ambos. Los valores en el modelo corresponden con las densidades propuestas, se define una densidad = 0 para el aire. Triángulo = V. Tancitaro, D = densidad (g/cc), Error (mGal).

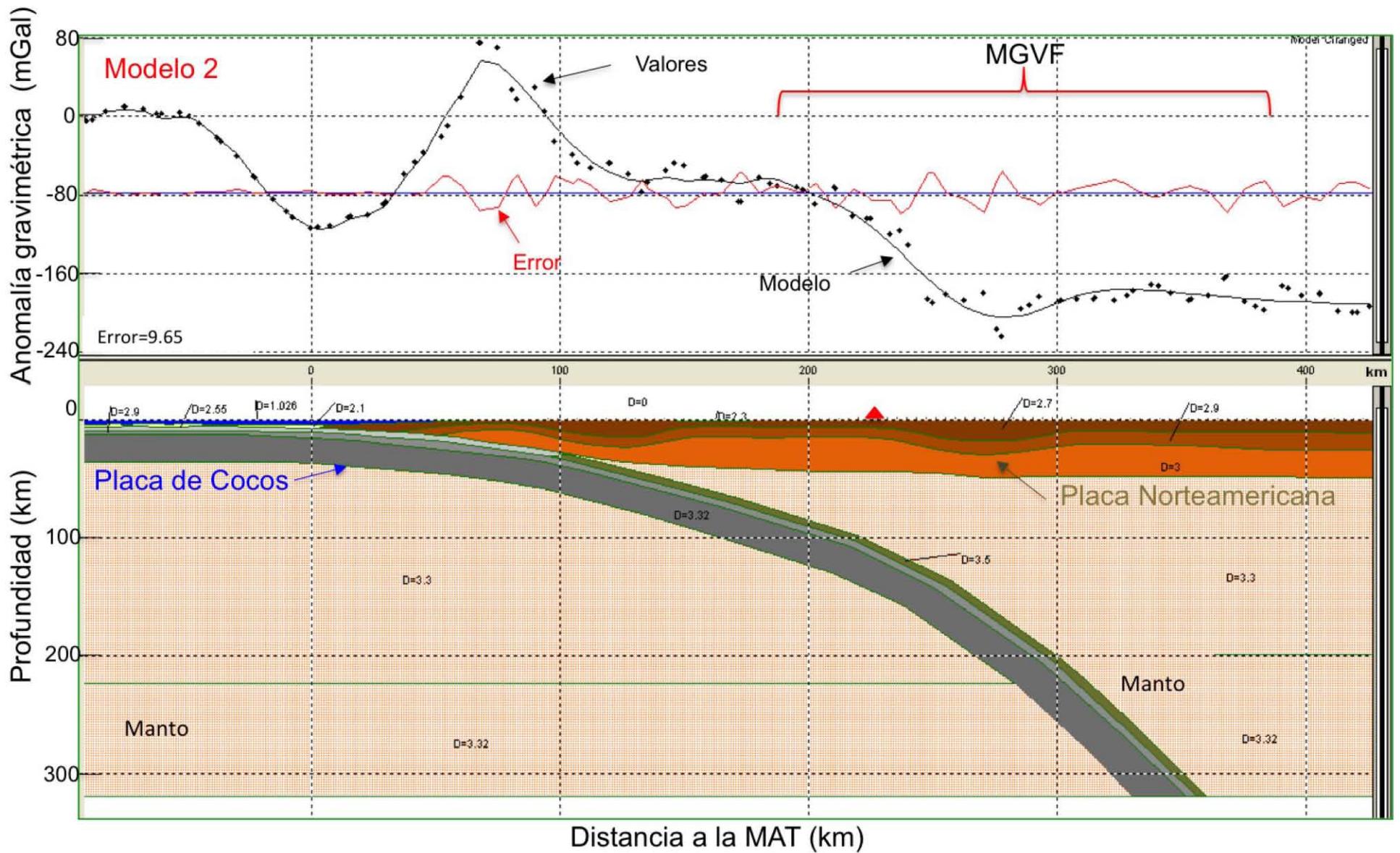


Figura 24 (continuación).

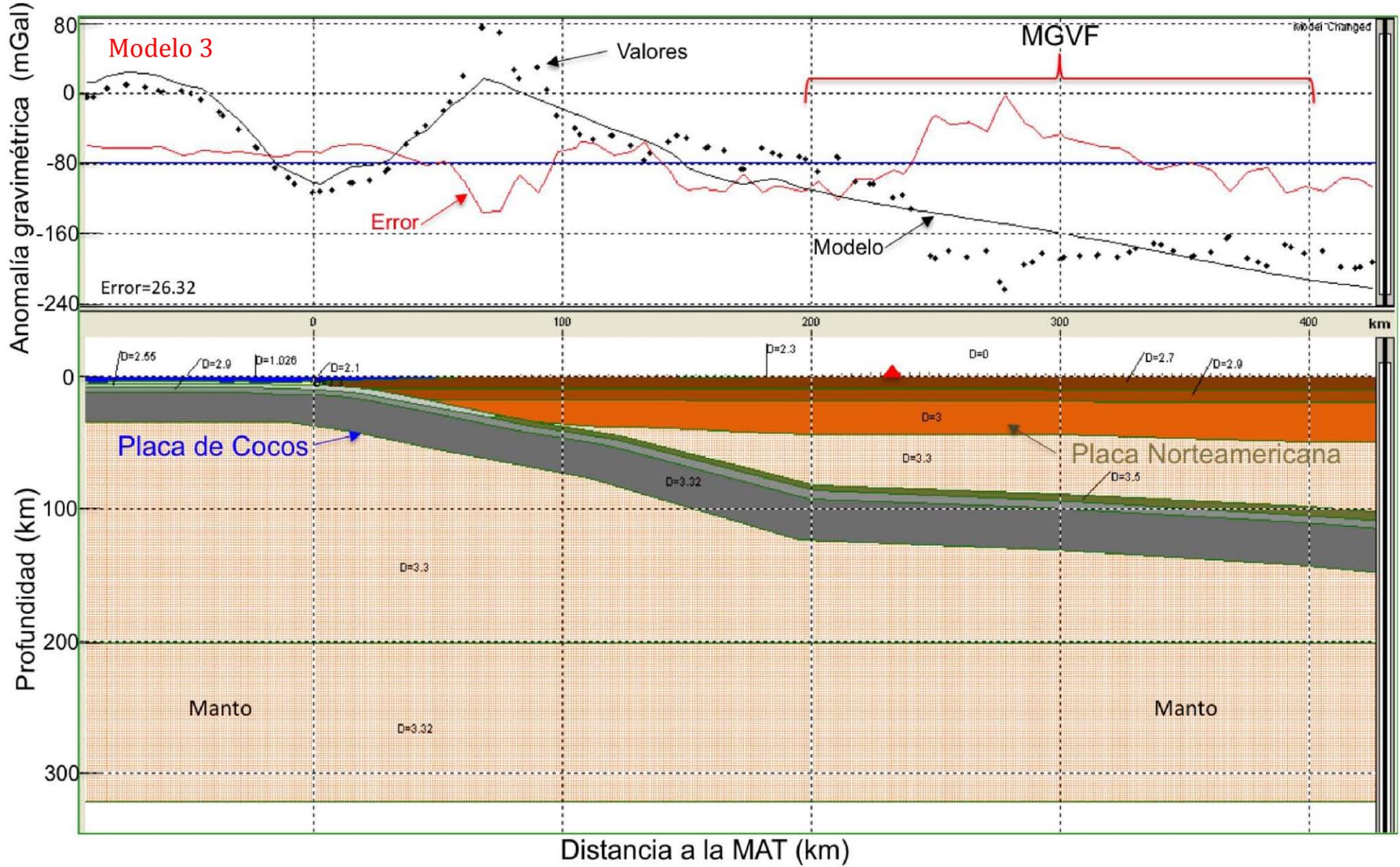


Figura 24 (continuación).

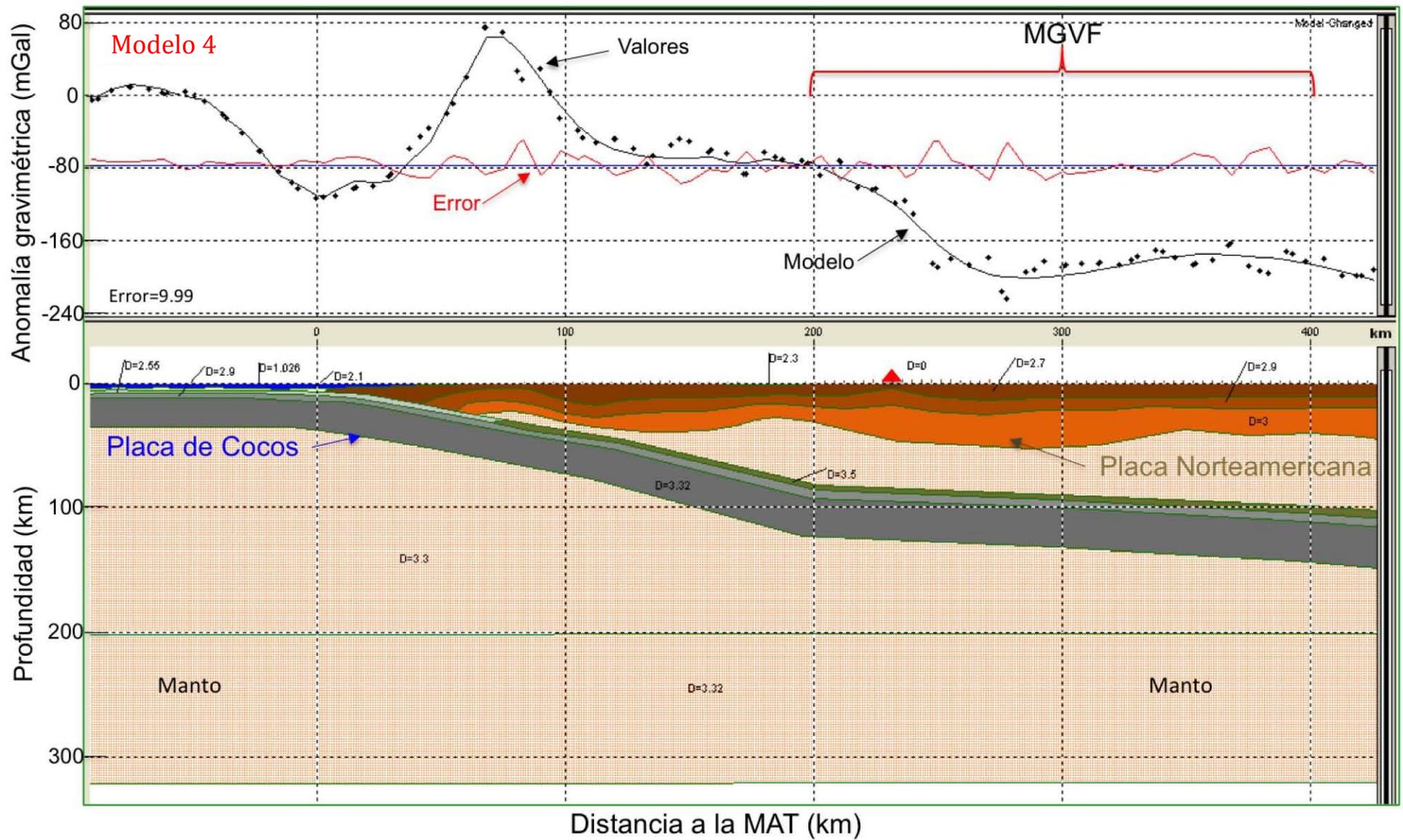


Figura 24 (continuación).

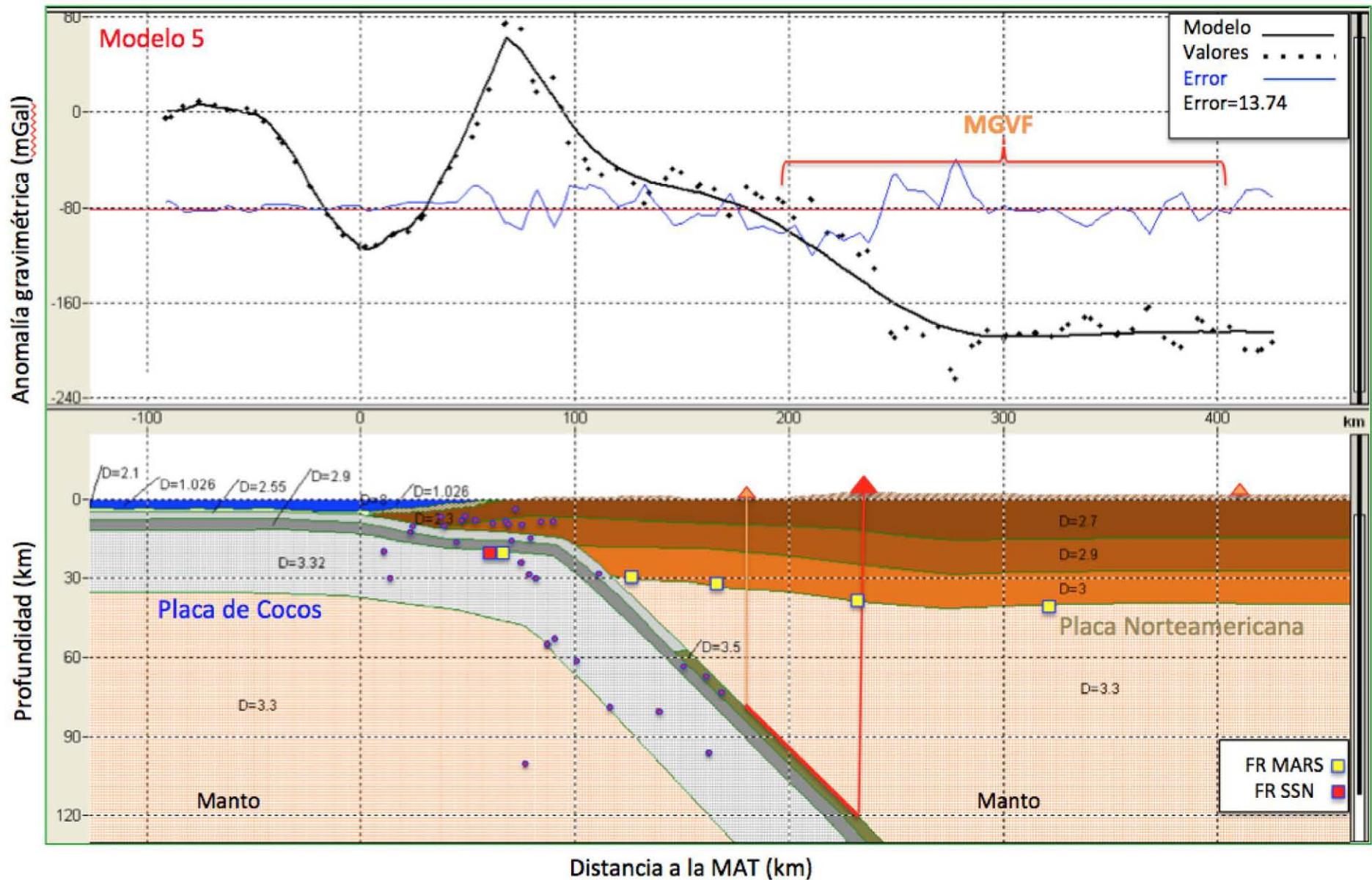


Figura 25. Modelo 5 (con sismicidad $M \geq 4.5$). Este modelo se restringió a partir de datos sísmicos de los trabajos de Espíndola (2009) con estaciones del SSN y del proyecto MARS (e. g., Grand et al., 2007; Suhadrja, 2013). Los cuadrados son las proyecciones de las estaciones sísmicas más próximas al perfil. Los círculos son los hipocentros de los catálogos del SSN y del USGS ambos con magnitud $M \geq 4.5$ para la época 1998-2013. Está indicado con rojo la posición del *slab* de la P. de Cocos donde alcanza la profundidad necesaria para la fusión del manto. Los triángulos anaranjados corresponden al inicio y al final del MGVF mientras que el rojo corresponde al V. Tancitaro, FR = Funciones de Receptor.

8. Discusión

El patrón de las anomalías gravitacionales en la zona asociada al campo volcánico de Michoacán-Guanajuato es en general consistente con otras zonas de subducción en el mundo, lo cual es coherente con los datos geoquímicos (Hasenaka, 1994; Hasenaka y Carmichael, 1987). Sin embargo notamos algunas particularidades que pueden relacionarse con procesos tectónicos y magmáticos en el área.

La presencia de una anomalía de Bouguer positiva ($\sim 40-70$ mGal) a lo largo de la línea de costa y sobre parte de la SMS, podría reflejar un estado actual de equilibrio no-hidroestático (como ha sido discutido en los experimentos de Shemenda, 1994) ya que esperaríamos una deficiencia de masa (anomalía de Bouguer negativa) que estaría asociada a una zona de raíz cortical relacionada con la presencia de la SMS. Un modelo de placa subhorizontal a lo largo de esta sección, donde las dos placas (Cocos y Norteamericana) están en contacto directo, puede explicar estas anomalías (modelo 5), tal como ha sido demostrado para la configuración de Cocos en la sección de Guerrero (e. g., Kostoglodov et al., 1996; Payero et al., 2008). Cabe notar que en esta región también están proyectados el mayor número de hipocentros sísmicos de los catálogos (0–100 km de la MAT) lo cual es congruente con una zona de contacto directo y entonces gran fricción entre las dos placas.

La presencia de una anomalía de Bouguer de -214 ± 20 mGal (Figs. 14C y 15–17) a partir de 270–300 km de la trinchera, coincidiendo con la parte de mayor elevación (Fig. 14A) y densidad de edificios (región II, Fig. 14C; Figs. 15–17; ver también Hasenaka y Carmichael, 1985) del campo volcánico refleja un estado de equilibrio isostático como el sugerido por la NGS (1997) y el mapa de residual isostático del *International Gravimetric Bureau*. Bajas locales en las anomalías de aire libre en zonas de lagos pueden relacionarse con la acumulación de sedimentos en estas pequeñas cuencas. La baja amplitud de estas anomalías no permiten sin embargo su modelación en el presente trabajo.

Los límites laterales del campo volcánico coinciden con variaciones importantes en las anomalías de Bouguer y aire libre. En la parte oeste, éstas coinciden con la prolongación en tierra del *Graben* el Gordo y el Rift de Chapala (Figs. 3 y 14) que pudieran estarse relacionado con variaciones desiguales en el ángulo de subducción de la placa de Cocos cerca de su contacto con la placa de Rivera (e.g., Dougherty et al., 2012; Pardo y Suárez, 1995; Yang et al., 2009). En la frontera este del campo (Fig. 14B y C) coinciden con la brecha de Tzitzio, lo cual

ha sido relacionado con una reducción abrupta del ángulo de subducción de la placa de Cocos (e.g., Blatter y Hammersley, 2010; Dougherty et al., 2012; Pardo y Suárez, 1995).

Resultados del modelado de anomalías de Bouguer a lo largo del perfil Tancítaro (Figs. 23-25) están discutidos a continuación. La resolución de los modelos propuestos es buena para la zona oceánica, una vez definido el espesor de la litosfera oceánica calculada con base a su edad y ajustando el espesor de sedimentos en la trinchera y la línea de costa.

Para la zona continental, observamos que a >100 km de profundidad, la presencia de la placa de Cocos en subducción no influye en la respuesta gravimétrica, produciendo la tendencia constante observada en los valores de anomalía a distancias de 300-400 km de la trinchera. Este fenómeno explica también las pequeñas diferencias entre los valores de anomalías calculadas (± 20 mGal) para modelos que consideran diferencias de hasta 29° en el ángulo de la placa (comparar modelos 1, 2 y 5 con modelos 3 y 4). Aunado a la ausencia de hipocentros a >100 km, esto imposibilita constreñir la geometría de la placa a mayor profundidad, y entonces limita considerablemente el uso de datos gravimétricos para definir la profundidad de la placa debajo del campo volcánico.

En comparación, la estructura interna de la corteza influye de manera importante sobre los valores gravimétricos. Variando el espesor de cada capa (modelos 2 y 4) e introduciendo una flexión en la corteza (modelo 4), permite mejorar el ajuste de los modelos, pero falta de comprobación geológica.

El ajuste de ciertos parámetros como la consideración de los hipocentros sísmicos de mayor magnitud ($M > 4.5$), la presencia de una zona de placa sub-horizontal en la costa, una mayor profundidad para el cambio basalto-eclogita y una profundidad mínima slab-superficie de 80 km para la extensión más al sur del MGVF, dan mayor confiabilidad al modelo 5, a pesar de un mayor error que para otros modelos (13 mGales en lugar de <10 mGales). Un mejor ajuste de la estructura superficial de la corteza podría reducir los errores que corresponden principalmente a anomalías locales. Este modelo sitúa a la placa de manera que explica la actividad volcánica reciente, la erupción del V. Parícutín. Más no resuelve la presencia de volcanes hasta una distancia de 400 km de la trinchera ya que la placa que subduce es muy profunda para estar relacionada directamente con el magmatismo observado en esa área. Esto es posiblemente un indicativo de que la placa ha tenido diferentes disposiciones a lo largo de su corta edad.

9. Conclusiones

- Los datos de anomalías de aire libre del modelo global se comparan de manera satisfactoria con datos de campo (e.g., Bandy et al., 1999; De la Fuente et al., 1994; Urrutia y Ruíz, 1996) para la región central de México y del MGVF, mostrando así ser una buena herramienta para modelar anomalías regionales como la estructura de subducción. Sin embargo encontramos discrepancias en las anomalías locales de hasta 34 mGal una vez realizado un filtro *Adjacent Averaging Smoothing* (AAv, por sus siglas en inglés) implicando una baja resolución para un modelado en este rango (anomalías locales).
- Las bases de datos sísmicos ocupadas en este trabajo ayudaron a definir la zona de contacto entre las placas de Cocos y Norteamericana para los modelos. Sin embargo fueron limitadas para constreñir la geometría la zona de subducción entre los 200 y 300 km donde hay un menor número de hipocentros. Un filtrado para sismos con magnitudes $M \geq 4.5$ grados en escala de Richter mostró una mayor resolución para el modelado (modelo 5) eliminado la mayoría de hipocentros que se proyectan en el manto.
- El MGVF se localiza en un contexto de subducción particular, ya que se establece a una distancia importante de la trinchera (>250 km). Anomalías gravimétricas entre la trinchera y el arco activo se asocian con la presencia de una Sierra producto de un arco antiguo (la Sierra Madre del Sur), mientras el área entre los dos arcos se caracteriza por una zona topográficamente baja con anomalías de aire libre negativas (cuenca del Rio Balsas).
- Los modelos no permiten constreñir de manera irrefutable al ángulo de subducción de la placa de Cocos en el MGVF, debido principalmente a que a conforme aumenta la profundidad de la placa (100 km) la influencia de ésta disminuye en la respuesta gravimétrica; además existen incertidumbres en la estructura de la corteza en el área.
- La distribución de la actividad volcánica sobre un área grande (250-350 km) puede argumentarse con un ángulo de subducción bajo ($\sim 17^\circ$ modelos 3 y 4) que permita conservar las condiciones de hidratación para procesos de fusión del manto hasta una mayor distancia de la trinchera, pero esto podría impactar sobre procesos de convección en el manto.

- El modelo 5 tiene mayor semejanza con la subducción empinada ($\sim 50^\circ$) de la placa de Rivera para la sección de Colima y Jalisco lo que es congruente con la cercanía del perfil ($\sim 120 \text{ km}$) al bloque de Jalisco.
- Un modelo de subducción tipo escalón (con un segmento sub-horizontal seguido por un segmento con un ángulo pronunciado) como el propuesto para la parte de Guerrero por debajo de la línea de costa y la SMS (0-100km) ajusta el máximo de anomalía de Bouguer.
- Una distribución homogénea de densidades dentro de la corteza no resuelve las anomalías de Bouguer entre los 260–280 km, indicando un contraste de densidad importante en esta área que un estudio local podría resolver.

Apéndice A. Gravitación y computación para cuerpos en dos dimensiones

Ley de gravitación universal de Newton

Según la ley de gravitación de Newton, dadas dos partículas puntuales de masas M y m (en un espacio euclidiano) la fuerza de atracción entre ellas será

$$\mathbf{F}_{Mm} = G \frac{Mm}{|\mathbf{r}_2 - \mathbf{r}_1|^3} (\mathbf{r}_2 - \mathbf{r}_1) = G \frac{Mm}{|\mathbf{r}_2 - \mathbf{r}_1|^2} \hat{\mathbf{u}}_{21}$$

donde G es la constante de gravitación Universal cuyo valor es de $6.673 * 10^{-11} m^3 kg^{-1} s^{-2}$ y

$\hat{\mathbf{u}}_{21} = \frac{(\mathbf{r}_2 - \mathbf{r}_1)}{|\mathbf{r}_2 - \mathbf{r}_1|}$ es el vector unitario con dirección al vector que une a las dos partículas

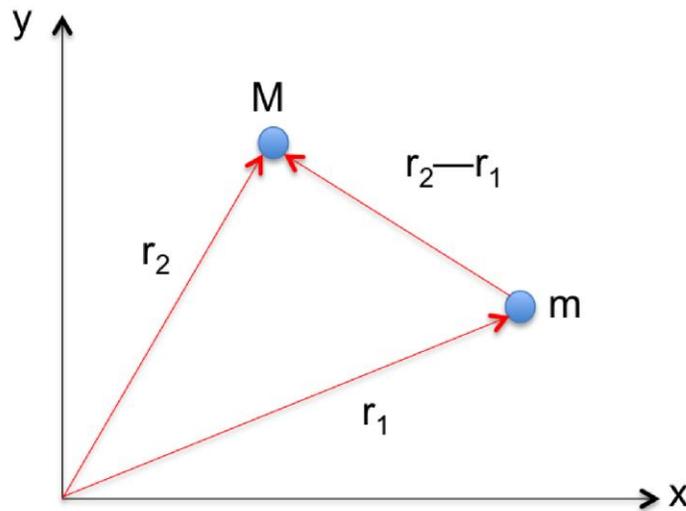


Figura A1. Diagrama de vectores para dos partículas que interactúan bajo la ley de gravitación universal

En base a lo anterior, la *aceleración de la gravedad terrestre* \mathbf{g} (sección 3.3) se obtiene dividiendo la fuerza de gravitación \mathbf{F}_{Mm} entre una masa prueba puntual m , sustituyendo M por la masa total de la tierra y $(\mathbf{r}_2 - \mathbf{r}_1)$ por el radio terrestre, entonces

$$\frac{\mathbf{F}_{Mm}}{m} = \mathbf{g} = G \frac{M}{|\mathbf{R}_T|^2} \hat{\mathbf{u}}_{21}$$

con \mathbf{R}_T igual al radio terrestre y el vector unitario con dirección al centro de la Tierra.

Potencial gravitacional 3D

Considerando que el campo gravitacional de la tierra es *conservativo* (esto es, que el trabajo realizado al mover una partícula con masa de un punto arbitrario a otro dado es independiente de la trayectoria y sólo depende de los puntos inicial y final) entonces la fuerza se deriva de una función potencial escalar $U(x, y, z)$ que llamaremos potencial de atracción o potencial de gravitación y que es igual a la energía potencial en el campo debido a M (de la Tierra) por unidad de masa.

De la definición de campo de fuerza conservativo tenemos que

$$-\nabla U(x, y, z) = \mathbf{g}(x, y, z) = \frac{\mathbf{F}_{Mm}}{m}$$

Sin pérdida de generalidad basta decir que la función potencial U puede ser definida en otros sistemas coordenados (esférico o cilíndrico) o en un sistema coordenado generalizado, para los párrafos siguientes es suficiente definirlo en un sistema cartesiano.

Desarrollando la ecuación anterior obtenemos

$$U = - \int_{\infty}^r \mathbf{g} \cdot d\mathbf{r} = \frac{GM}{r}$$

con r cualquier distancia con respecto al centro de la Tierra .

Consideremos una masa m (3D) de una forma arbitraria; el potencial y la aceleración de la gravedad que interactúan con una partícula de prueba fuera de la masa estará dada a partir de los elementos que componen dicha masa m , esto es

$$U = G \iiint \frac{\sigma}{r} dx dy dz$$

con σ igual a la densidad volumétrica

Como \mathbf{g} es la aceleración de la gravedad en la dirección z y asumiendo una densidad σ constante

$$\mathbf{g} = - \frac{\partial U}{\partial z} = G\sigma \iiint \frac{z}{r^3} dx dy dz$$

Potencial gravitacional 2D

Consideremos una masa de forma arbitraria en los ejes x y z pero lo suficientemente grande en la dirección y , tendremos entonces un cuerpo con una sección uniforme en el plano xz (Fig. 19 y Fig. 23), la atracción de la gravedad resultará entonces de un potencial logarítmico.

Considerando una densidad constante tenemos

$$U = G\sigma \iint dx dz \int_{-\infty}^{\infty} \frac{1}{r} dy$$

De donde resolviendo la integral en y tenemos

$$U = 2G\sigma \iint \ln\left(\frac{1}{r}\right) dx dz$$

con

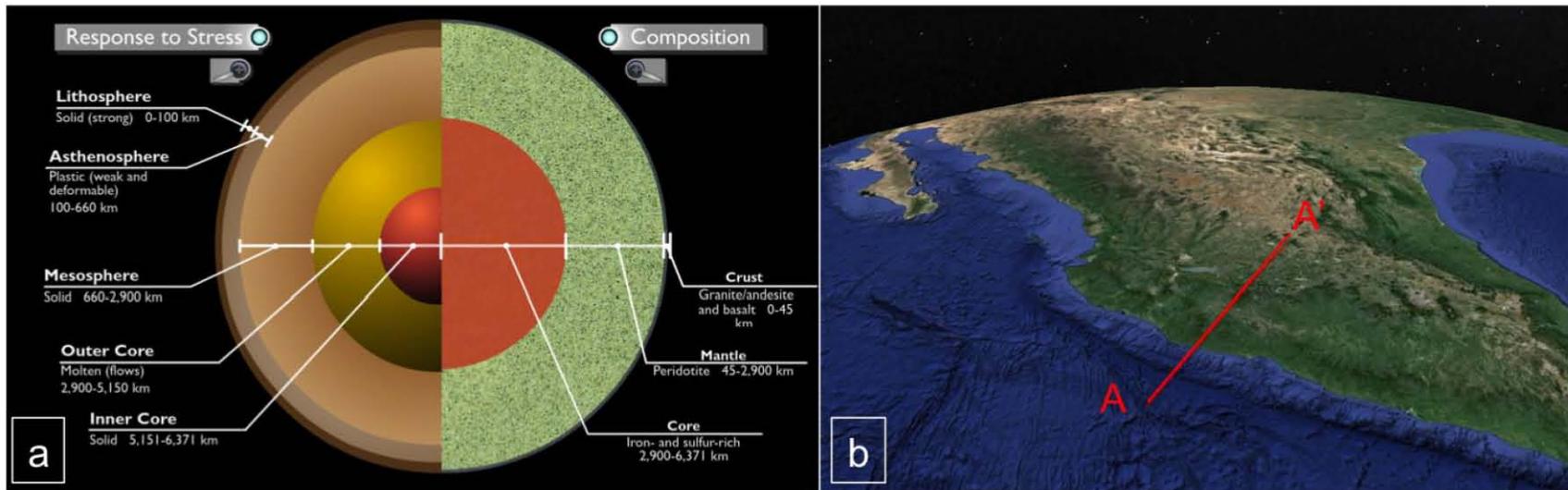
$$r = \sqrt{x^2 + z^2}$$

Así, la aceleración gravitacional debida a un cuerpo 2D estará dada así

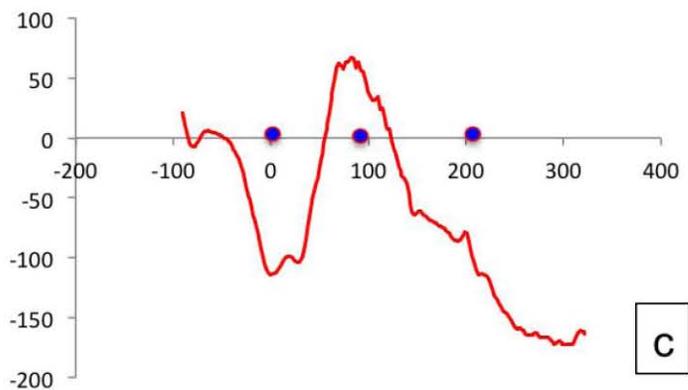
$$\mathbf{g} = -\frac{\partial U}{\partial z} = 2G\sigma \iint \frac{z}{r^2} dx dz$$

Computación de la gravedad para cuerpos 2D

La Fig. A2 muestra el esquema general del concepto del modelado. 1) Partimos del conocimiento del interior de la tierra en términos de las capas que integran su composición mineralógica y su respuesta mecánica al estado de esfuerzos como función de la profundidad. 2) Se hace un perfil de la sección a modelar y se extraen los datos gravimétricos en términos de distancia y anomalías. 3) En GM-SYS se representan las estructuras geológicas como polígonos y se asumen densidades para cada uno, el programa muestra en una gráfica la respuesta del modelo y los valores medidos. Mientras menor sea esta diferencia el modelo será mejor siempre que haga un representación lo más realista posible en base a la información existente



Datos gravimétricos



Modelo

A A'

Puntos de medición

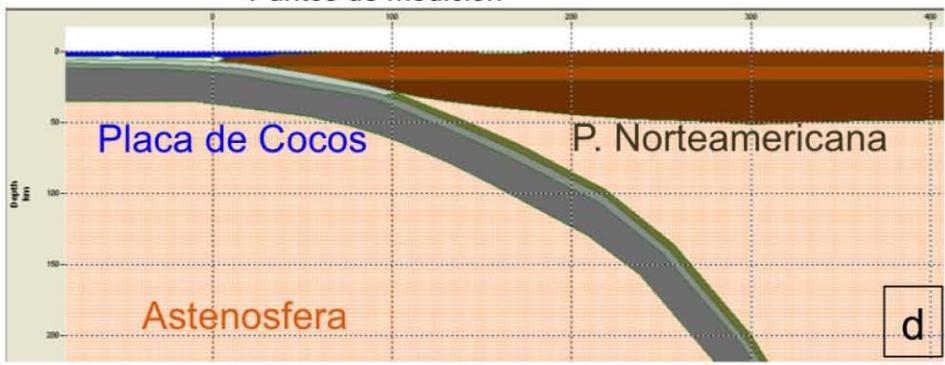


Figura A2. Esquema general del modelado. a) Partimos de un modelo de las capas que componen el interior de la tierra. Tomada de Earthguide SIO. b) Seleccionamos un perfil AA' a modelar. Modificada de Google Earth. c) Adquirimos los datos y los procesamos. d) Modelamos el perfil en GM-SYS.

El desarrollo mostrado a continuación es la base conceptual para el cómputo gravitacional del modelo de un cuerpo irregular (2D), cabe señalar que existen modificaciones al algoritmo para obtener una mayor eficiencia en los cálculos como las dadas por Won y Bevis (1987) que reducen el número de expresiones trigonométricas.

En base a Talwani et al. (1959), el perímetro de cualquier cuerpo 2D puede ser aproximado por un polígono, tomando el número de lados de este polígono lo suficientemente largos. Se pueden obtener así expresiones analíticas para las componentes vertical y horizontal de la atracción gravitacional debido a este polígono en cualquier punto dado. La precisión depende solamente de qué tanto aproxime el polígono la forma del cuerpo dado, y puede ser incrementada, incrementando el número de lados del polígono.

Sea ABCDEF (Fig. 23) un polígono de n lados y sea P el punto para el cual la atracción debido a este polígono tiene que ser determinada.

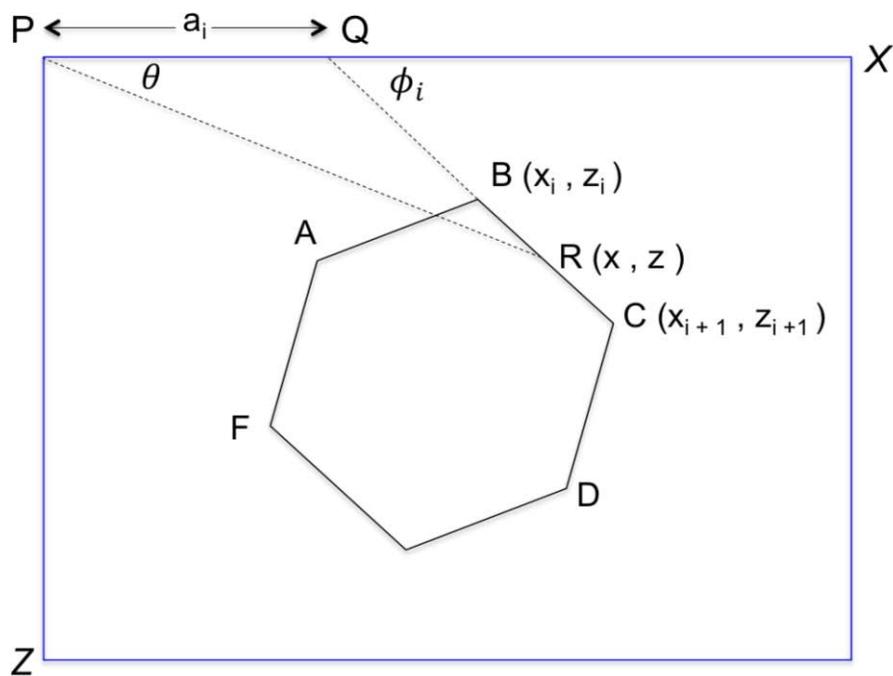


Figura A3. Elementos geométricos implicados en la atracción gravitacional de un polígono de n lados. Tomada de Talwani et al. (1959).

Sea el eje Z definido como positivo con dirección hacia abajo (verticalmente) y sea θ el ángulo medido con respecto al eje X; de acuerdo con la Fig. 23 consideremos el punto P como el origen del plano XZ donde se encuentra el polígono.

A partir de la aceleración gravitacional debida a un cuerpo (2D) Hubbert (1948) demostró que la componente vertical puede obtenerse en su equivalente integral de línea

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

lo que resulta en cálculos más sencillos y no requiere de tablas de integración para su solución a diferencia de los métodos clásicos basados en integrales de área (Hubbert, 1948). De manera similar la expresión correspondiente para la componente horizontal estará dada cómo

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

Para resolver las integrales se integra cada lado del polígono y al final se suman todas las contribuciones. De la Fig. 23 tenemos que

$$z = x \tan \theta \quad \text{"y"} \quad z = (x - a_i) \tan \phi_i$$

para cualquier punto arbitrario R en BC, entonces

$$z = \frac{a_i \tan \theta \tan \phi_i}{\tan \phi_i - \tan \theta}$$

Por lo tanto

$$\int_B^C z d\theta = \int_B^C \frac{a_i \tan \theta \tan \phi_i}{\tan \phi_i - \tan \theta} d\theta \equiv Z_i$$

De igual forma se demuestra que

$$\int_B^C x d\theta = \int_B^C \frac{a_i \tan \phi_i}{\tan \phi_i - \tan \theta} d\theta \equiv X_i$$

Finalmente la componente vertical de la atracción gravitacional V y la componente horizontal H estarán dadas de la siguiente manera

$$V = 2G\sigma \sum_{i=1}^n Z_i$$

$$H = 2G\sigma \sum_{i=1}^n X_i$$

que son las expresiones analíticas buscadas.

Apéndice B. Información estadística de mallas (IM) de Surfer 10

Grid Information			
Wed Jan 21 14:52:18 2015			
Grid File Name:	C:\Documents and Settings\Balam\Escritorio\Comparación de datos\Topo\topo mex complete.grd		
Grid Size:	58 rows x 100 columns		
Total Nodes:	5800		
Filled Nodes:	5800		
Blanked Nodes:	0		
Blank Value:	1.70141E+038		
Grid Geometry			
X Minimum:	-118.975		
X Maximum:	-86.025		
X Spacing:	0.33282828282828		
Y Minimum:	14.0165		
Y Maximum:	32.9857		
Y Spacing:	0.33279298245614		
Univariate Grid Statistics			

	Z		

Count:	5800		
1%%-tile:	-4285.74972334	Variance:	4316195.86085
5%%-tile:	-3980.97717639	Standard Deviation:	2077.54563388
10%%-tile:	-3844.70212588	Interquartile Range:	3787.01422882
25%%-tile:	-3352.47421039	Range:	10159.5451915
50%%-tile:	-61.7870268955	Mean Difference:	2341.01751803
75%%-tile:	434.540018435	Median Abs. Deviation:	1520.56210942
90%%-tile:	1472.23642934	Average Abs. Deviation:	1793.94944024
95%%-tile:	1963.99107475	Quartile Dispersion:	N/A
99%%-tile:	2455.805733	Relative Mean Diff.:	N/A
Minimum:	-6488.02425452	Standard Error:	27.2795106288
Maximum:	3671.52093697	Coef. of Variation:	N/A
Mean:	-1060.79490168	Skewness:	-0.170212525985
Median:	-61.7514081846	Kurtosis:	1.59469773198
Geometric Mean:	N/A	Sum:	-6152610.42975
Harmonic Mean:	N/A	Sum Absolute:	10424814.6431
Root Mean Square:	2332.53885554	Sum Squares:	31556277573
Trim Mean (10%%):	-1071.47272897	Mean Square:	5440737.51258
Interquartile Mean:	-914.118335915		
Midrange:	-1408.25165878		
Winsorized Mean:	-1090.64733849		
TriMean:	-760.377061435		

Tabla B1. IM Topografía (V15.1) de México.

Grid Information

Wed Jan 21 14:45:30 2015

Grid File Name: F:\Disco extraíble\Presentación Tesis\new grav\Mex Grav
Surfer.grd
Grid Size: 63 rows x 100 columns
Total Nodes: 6300
Filled Nodes: 6174
Blanked Nodes: 126
Blank Value: 1.70141E+038

Grid Geometry

X Minimum: -112.075
X Maximum: -83.1917
X Spacing: 0.29175050505051

Y Minimum: 14.1458
Y Maximum: 32.1853
Y Spacing: 0.29095967741935

Univariate Grid Statistics

Z

Count:	6174		
1%%-tile:	-90.4085559801	Variance:	1535.8427812
5%%-tile:	-54.7872384388	Standard Deviation:	39.1898300736
10%%-tile:	-39.627084112	Interquartile Range:	38.2334355533
25%%-tile:	-18.145451956	Range:	526.219350042
50%%-tile:	0.0255711393616	Mean Difference:	41.1235192018
75%%-tile:	20.0879835973	Median Abs. Deviation:	19.0752592202
90%%-tile:	47.0986358173	Average Abs. Deviation:	27.6351002508
95%%-tile:	70.3156369827	Quartile Dispersion:	N/A
99%%-tile:	129.694495857	Relative Mean Diff.:	N/A
Minimum:	-170.472780726	Standard Error:	0.498758221705
Maximum:	355.746569316	Coef. of Variation:	N/A
		Skewness:	0.853907098588
Mean:	2.73583881822	Kurtosis:	7.20556491318
Median:	0.0260490368814		
Geometric Mean:	N/A	Sum:	16891.0688637
Harmonic Mean:	N/A	Sum Absolute:	170619.203851
Root Mean Square:	39.28204215	Sum Squares:	9526968.7302
Trim Mean (10%%):	1.40460335926	Mean Square:	1543.07883547
Interquartile Mean:	0.28156200726		
Midrange:	92.6368942947		
Winsorized Mean:	1.50549075607		
TriMean:	0.498418480012		

Tabla B2. IM Anomalías de aire libre (V21.1) de México.

Grid Information

Wed Jan 21 14:59:30 2015

Grid File Name: C:\Documents and Settings\Balam\Escritorio\new topo2\MGVF
 TOPO.grd
 Grid Size: 100 rows x 93 columns
 Total Nodes: 9300
 Filled Nodes: 9100
 Blanked Nodes: 200
 Blank Value: 1.70141E+038

Grid Geometry

X Minimum: -104.9917001
 X Maximum: -99.60829999
 X Spacing: 0.058515218586956
 Y Minimum: 15.5153
 Y Maximum: 21.3001
 Y Spacing: 0.058432323232323

Univariate Grid Statistics

-----		Z		-----	
Count:	9100				
1%%-tile:	-4872.50738932	Variance:	5911269.52893		
5%%-tile:	-4261.89816107	Standard Deviation:	2431.31024942		
10%%-tile:	-3808.71438704	Interquartile Range:	4890.62997827		
25%%-tile:	-3195.83382801	Range:	9435.43059901		
50%%-tile:	497.943874346	Mean Difference:	2710.9440459		
75%%-tile:	1694.79615025	Median Abs. Deviation:	1544.33735996		
90%%-tile:	2088.37338466	Average Abs. Deviation:	2099.39825657		
95%%-tile:	2338.85680082	Quartile Dispersion:	N/A		
99%%-tile:	2745.64611136	Relative Mean Diff.:	N/A		
Minimum:	-5601.50556498	Standard Error:	25.4870566783		
Maximum:	3833.92503403	Coef. of Variation:	N/A		
Mean:	-484.083079325	Skewness:	-0.402242424581		
Median:	498.402394713	Kurtosis:	1.54610031806		
Geometric Mean:	N/A	Sum:	-4405156.02186		
Harmonic Mean:	N/A	Sum Absolute:	19490217.8847		
Root Mean Square:	2478.9022503	Sum Squares:	55919102935.7		
Trim Mean (10%%):	-425.370403834	Mean Square:	6144956.36656		
Interquartile Mean:	-94.8124946832				
Midrange:	-883.790265476				
Winsorized Mean:	-463.210507844				
TriMean:	-126.287482267				

Tabla B3. IM Topografía (V15.1) del MGVF.

Grid Information

Wed Jan 21 15:02:42 2015

Grid File Name: C:\Documents and Settings\Balam\Escritorio\new grav 2\MGVF
FR.grd
Grid Size: 100 rows x 93 columns
Total Nodes: 9300
Filled Nodes: 9100
Blanked Nodes: 200
Blank Value: 1.70141E+038

Grid Geometry

X Minimum: -104.9917001
X Maximum: -99.60829999
X Spacing: 0.058515218586956

Y Minimum: 15.5153
Y Maximum: 21.3001
Y Spacing: 0.058432323232323

Univariate Grid Statistics

-----		Z		-----	
Count:	9100				
1%%-tile:	-115.894097397	Variance:	2955.68388811		
5%%-tile:	-81.462291497	Standard Deviation:	54.3662017076		
10%%-tile:	-54.3247837178	Interquartile Range:	51.1839714718		
25%%-tile:	-10.5822858304	Range:	405.772312676		
50%%-tile:	12.6870082921	Mean Difference:	58.7001880002		
75%%-tile:	40.6016856414	Median Abs. Deviation:	25.9627998871		
90%%-tile:	79.7694497344	Average Abs. Deviation:	38.8001985272		
95%%-tile:	107.475034151	Quartile Dispersion:	N/A		
99%%-tile:	167.563904535	Relative Mean Diff.:	N/A		
Minimum:	-145.178757407	Standard Error:	0.569912648803		
Maximum:	260.593555269	Coef. of Variation:	N/A		
		Skewness:	0.287882081061		
Mean:	14.4078386372	Kurtosis:	4.39276702166		
Median:	12.6903287737				
Geometric Mean:	N/A	Sum:	131111.331598		
Harmonic Mean:	N/A	Sum Absolute:	374780.105678		
Root Mean Square:	56.2400649171	Sum Squares:	28782798.6071		
Trim Mean (10%%):	13.6681386198	Mean Square:	3162.94490188		
Interquartile Mean:	13.8388081622				
Midrange:	57.7073989307				
Winsorized Mean:	13.594334108				
TriMean:	13.8483540988				

Grid Information

Wed Jan 21 15:05:47 2015

Grid File Name: C:\Documents and Settings\Balam\Escritorio\new grav 2\MGVF
 SB-FR.grd
 Grid Size: 100 rows x 93 columns
 Total Nodes: 9300
 Filled Nodes: 9100
 Blanked Nodes: 200
 Blank Value: 1.70141E+038

Grid Geometry

X Minimum: -104.9917001
 X Maximum: -99.60829999
 X Spacing: 0.058515218586956
 Y Minimum: 15.5153
 Y Maximum: 21.3001
 Y Spacing: 0.0584323232323

Univariate Grid Statistics

-----		Z		-----	
Count:	9100				
1%%-tile:	-232.969803424	Variance:	6653.85825505		
5%%-tile:	-205.429226982	Standard Deviation:	81.5711852007		
10%%-tile:	-192.981635489	Interquartile Range:	156.133077564		
25%%-tile:	-155.299573245	Range:	368.627463669		
50%%-tile:	-70.152048403	Mean Difference:	93.4616678308		
75%%-tile:	0.833504319285	Median Abs. Deviation:	74.2889682132		
90%%-tile:	16.738009369	Average Abs. Deviation:	71.0268659489		
95%%-tile:	26.6663712267	Quartile Dispersion:	N/A		
99%%-tile:	56.3080954255	Relative Mean Diff.:	N/A		
Minimum:	-281.455370386	Standard Error:	0.855098365594		
Maximum:	87.1720932822	Coef. of Variation:	N/A		
Mean:	-78.3828559927	Skewness:	-0.230818789165		
Median:	-70.1342508786	Kurtosis:	1.77054463411		
Geometric Mean:	N/A	Sum:	-713283.989533		
Harmonic Mean:	N/A	Sum Absolute:	796675.951883		
Root Mean Square:	113.123822316	Sum Squares:	116452692.496		
Trim Mean (10%%):	-77.2082894827	Mean Square:	12796.9991754		
Interquartile Mean:	-70.8378361516				
Midrange:	-97.1416385522				
Winsorized Mean:	-78.2130986626				
TriMean:	-73.6925414328				

Tabla B5. IM Anomalías de Bouguer simple del MGVF.

Referencias

- Aiken, C. L., Balde, M., Xu, X., Abdel-Salam, M. G., De La Fuente, M. F. and Mena, M. (1997). Integrated studies of Mexico with gravity, magnetic, and GIS database, *The Leading Edge*, 16(12), 1779-1786.
- Allan, J. F., (1986). Geology of the northern Colima and Zacoalco grabens, southwest Mexico: Late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97(4), 473-485.
- Bandy, W. L., (1992). *Geological and geophysical investigation of the Rivera-Cocos plate boundary: Implications for plate fragmentation*, PhD thesis, Texas A & M University, Texas.
- Bandy, W. L., Kostoglodov, V., Hurtado D, A. and Mena, M., (1999). Structure of the southern Jalisco subduction zone, Mexico, as inferred from gravity and seismicity, *Geofís. Int.*, 38, 127-136.
- Bandy, W. L., Hilde, T. W. C. and Yan, C., (2000). The Rivera-Cocos plate boundary: Implications for Rivera-Cocos relative motion and plate fragmentation, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 334, 1-28.
- Becker, J. J., Sandwell, D. T., Smith, W. H. F., Braud, J., Binder, B., Depner, J. and Weatherall, P., (2009). Global bathymetry and elevation data at 30 arc seconds resolution: SRTM30_PLUS, *Mar. Geod.*, 32(4), 355-371.
- Blatter, D. L. and Hammersley, L., (2010). Impact of the Orozco fracture zone on the central Mexican Volcanic Belt, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 197(1), 67-84.
- Cebull, S. E. and Shurbet, D. H., (1987). Mexican Volcanic Belt: an intraplate transform?, *Geofís. Int.*, 26(1), 1-14.
- Chen, T. and Clayton, R. W., (2009). Seismic attenuation structure in central Mexico: Image of a focused high attenuation zone in the mantle wedge, *J. Geophys. Res. [Solid Earth]*, 114(B7).
- Chen, T. and Clayton, R. W., (2012). Structure of central and southern Mexico from velocity and attenuation tomography, *J. Geophys. Res.*, 117(B9).
- Connor, C. B., (1987). Structure of the Michoacán-Guanajuato volcanic field, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 33(1), 191-200.
- Connor, C. B. and Conway, F. M., (2000). Basaltic volcanic fields, in *Encyclopedia of volcanoes*, pp. 331-343, ed. Sidgursson, H., Academic Press.
- Couch, R. and Woodcock, S., (1981). Gravity and structure of the continental margins of southwestern Mexico and northwestern Guatemala, *J. Geophys. Res.*, 86(B3), 1829-1840.
- Currie, C. A., Hyndman, R. D., Wang, K. and Kostoglodov, V., (2002). Thermal models of the Mexico subduction zone: Implications for the megathrust seismogenic zone, *J. Geophys. Res.*, 107(B12), ETG 15-1-ETG 15-13.
- Dehlinger, P., (1975). Marine Gravity, *Rev. Geophys.*, 13 (3), 256-259.

Dehlinger, P., (1978). *Marine Gravity*, Vol. 22, pp. 321, Elsevier Scientific.

De La Fuente, D. M., Aiken, C. L. V., Mena, M. y Simpson, R. W., (1994). Cartas Gravimétricas de la República Mexicana, III. Carta de Anomalía Residual Isostático, *Instituto de Geofísica*, Universidad Nacional Autónoma de México.

De La Fuente, D. M., Mena, M. y Aiken, C. L. V., (1994). Cartas Gravimétricas de la Republica Mexicana. I. Carta de anomalía Bouguer, *Instituto de Geofísica*, Universidad Nacional Autónoma de México.

De La Fuente, D. M., Mena, M. y Aiken, C. L. V., (1991). Cartas Gravimétricas de la República Mexicana (scale 1: 3,000,000), *Secretaría de Educación Pública*, México.

Demant, A. y Robin, C., (1975). Las fases del vulcanismo en México: una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico, *Rev. Inst. Geol. UNAM.*, 75(1), 66-79.

DeMets, C., (2001). A new estimate for present day Cocos Caribbean plate motion: Implications for slip along the Central American volcanic arc, *Geophys. Res. Lett.*, 28(21), 4043-4046.

DeMets, C. and Stein, S., (1990). Present day kinematics of the Rivera Plate and implications for tectonics in southwestern Mexico, *J. Geophys. Res.*, 95(B13), 21931-21948.

DeMets, C. and Traylen, S., (2000). Motion of the Rivera plate since 10 Ma relative to the Pacific and North American plates and the mantle, *Tectonophysics*, 318(1), 119-159.

DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. and Stein S., (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, 21, 2191-2194.

DiMarzio, J., Brenner, A., Schutz, R., Shuman, C. A. and Zwally, H. J., (2007). GLAS/ICESat 500 m laser altimetry digital elevation model of Antarctica, *National Snow and Ice Data Center (NSIDC)*, Digital media.

Dixon, T. H., Naraghi, M., McNutt, M. K. and Smith, S. M., (1983). Bathymetric prediction from Seas at altimeter data. *J. Geophys. Res.*, 88(C3), 1563-1571.

Dougherty, S. L., Clayton, R. W. and Helmberger, D. V., (2012). Seismic structure in central Mexico: Implications for fragmentation of the subducted Cocos plate, *J. Geophys. Res.*, 117(B9).

Espíndola-Castro, V. H., (2009). *Modelos de velocidad cortical en México, utilizando funciones de receptor en las estaciones de la red nacional de banda ancha*, Tesis, Universidad Nacional Autónoma de México, Distrito Federal.

Ewing, M. and Worzel, J. L., (1954). Gravity Anomalies and Structure of the West Indies Part I. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 65(2), 165-174.

Farr, T. G., Rosen, P. A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S. and Alsdorf, D., (2007). The shuttle radar topography mission, *Rev. Geophys.*, 45(2).

- Ferrari, L., Garduño, V. H., Pasquare, G. and Tibaldi, A., (1994). Volcanic and tectonic evolution of central Mexico: Oligocene to present, *Geofís. Int.*, 33(1), 91-105.
- Ferrari, L., Tagami, T., Eguchi, M., Orozco, E. M. T., Petrone, C. M., Albarrán, J. and López-Martínez, M., (2005). Geology, geochronology and tectonic setting of late Cenozoic volcanism along the southwestern Gulf of Mexico: The Eastern Alkaline Province revisited, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 146(4), 284-306.
- Ferrari, L., Valencia, M. M. and Bryan, S., (2005). Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica. *Bol. Soc. Geol. Mex.*, 57(3), 343-378.
- Ferrari, L., Orozco, E. T., Manea, V. and Manea, M., (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone, *Tectonophysics*, 522, 122-149.
- Fowler, C. M. R., (2005). *The Solid Earth. An Introduction to Global Geophysics*, 2nd edn, pp. 700, Cambridge University Press.
- Frankel, H. R., (2012). *The Continental Drift Controversy Introduction of Seafloor Spreading*, Vol. 3, pp. 492, Cambridge University Press.
- Fries, C., (1953). Volumes and weights of pyroclastic material, lava, and water erupted by Paricutin volcano, Michoacan, Mexico. *Eos, Trans. AGU*, 34(4), 603-616.
- Frisch, W., Meschede, M. and Blakey R.C., (2011). *Plate tectonics-continental drift and mountain building*, pp. 212, Springer.
- Gadow, H. F., (1930). *Jorullo. The history of the volcano of Jorullo and the reclamation of the devastated district by animals and plants*, pp. 122, Cambridge University Press.
- García-Quintero, J. J., (2007), *Geometría, Sismicidad y Deformación de la Placa de Cocos Subducida*, Tesis, Universidad Nacional Autónoma de México, Querétaro.
- Gardine, M. D., Dominguez, T., West, M. E., Grand, S. P. and Suhardja, S. K., (2007). The deep seismic structure of Volcan de Colima, Mexico, *Eos Trans. AGU.*, 88(23), Jt. Assem. Suppl. Abstract T51A-02.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. T. and Ferrari, L., (2007). Igneous petrogenesis of the Trans-Mexican volcanic belt, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 422, 129-181.
- Grand, S. P., Yang, T., Sudharja, S., Wilson, D., Guzman Speziale, M., Gomez Gonzalez, J. and Dominguez Reyes, T. (2007, May). Seismic structure of the Rivera subduction zone-the MARS experiment. In *AGU Spring Meeting Abstracts* (Vol. 1, p. 02).
- Grow, J. A. and Bowin, C. O., (1975). Evidence for high density crust and mantle beneath the Chile Trench due to the descending lithosphere, *J. Geophys. Res.*, 80(11), 1449-1458.

Guilbaud, M. N., Siebe, C., Layer, P., Salinas, S., Castro, G. R., Garduño, M. V. H., and Le Corvec, N., (2011). Geology, geochronology, and tectonic setting of the Jorullo Volcano region, Michoacán, México. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 201(1), 97-112.

Guilbaud, M. N., Siebe, C., Layer, P. and Salinas, S., (2012). Reconstruction of the volcanic history of the Tacámbaro-Puruarán area (Michoacán, México) reveals high frequency of Holocene monogenetic eruptions, *Bull. Volcanol.*, 74(5), 1187-1211.

Gunn, B. M. and Mooser, F., (1970). Geochemistry of the volcanics of central Mexico, *Bull. Volcanologique*, 34(2), 577-616.

Hanks, T. C., (1971). The Kuril Trench-Hokkaido Rise system: large shallow earthquakes and simple models of deformation, *Geophys. J. Int.*, 23(2), 173-189.

Harabaglia, P. and Doglioni, C., (1998). Topography and gravity across subduction zones. *Geophys. Res. Lett.*, 25(5), 703-706.

Hasenaka, T., (1994). Size, distribution, and magma output rate for shield volcanoes of the Michoacán-Guanajuato volcanic field, Central Mexico, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 63(1), 13-31.

Hasenaka, T. and Carmichael, I. S. E., (1987). The cinder cones of Michoacan-Guanajuato, central Mexico: petrology and chemistry, *J. Petrol.*, 28(2), 241-269.

Hasenaka, T. and Carmichael, I. S. E., (1985). The cinder cones of Michoacan-Guanajuato, central Mexico: Their age, volume and distribution and magma discharge rate, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 25, 105-124.

Heiskanen, W. A. and Moritz, H., (1967). *Physical Geodesy*, pp. 364, W. H. Freeman and Company.

Hubbert, M. K., (1948). A line-integral method of computing the gravimetric effects of two-dimensional masses, *Geophysics.*, 13(2), 215-225.

<http://topex.ucsd.edu/index.html>

<http://www.geomapapp.org>

<http://www.tasagraphicarts.com>

Johnson, C. A. and Harrison, C. G. A., (1989). Tectonics and volcanism in central Mexico: a Landsat thematic mapper perspective, *Remote Sens. Environ.*, 28, 273-286.

Johnson, C. A. and Harrison, C. G. A., (1990). Neotectonics in central Mexico, *Phys. Earth Planet. In.*, 64(2), 187-210.

Johnson, E. R., Wallace, P. J., Granados, H. D., Manea, V. C., Kent, A. J., Bindeman, I. N. and Donegan, C. S., (2009). Subduction-related volatile recycling and magma generation beneath Central Mexico: insights from melt inclusions, oxygen isotopes and geodynamic models. *J. Petrol.*, 50(9), 1729-1764.

Kanjorski, N.M., (2003). *Cocos plate structure along the Middle America subduction zone off Oaxaca and Guerrero, Mexico: Influence of subducting plate morphology on tectonics and seismicity*, PhD thesis, University of California, San Diego.

Kim, Y., Clayton, R. W. and Jackson, J. M., (2010). Geometry and seismic properties of the subducting Cocos plate in central Mexico, *J. Geophys. Res.*, 115(B6).

Kim, Y., Clayton, R. W. and Keppie, F., (2011). Evidence of a collision between the Yucatán Block and Mexico in the Miocene, *Geophys. J. Int.*, 187(2), 989-1000.

Kostoglodov, V., (1988). Sediment subduction: a probable key for seismicity and tectonics at active plate boundaries, *Geophys. J.*, 94, 65-72.

Kostoglodov, V. and Bandy, W., (1995). Seismotectonic constraints on the convergence rate between the Rivera and North American plates. *J. Geophys. Res.*, 100(B9), 17977-17989.

Kostoglodov, V., and Pacheco, J., (1999). Cien años de Sismicidad en México, *Suplemento del Instituto de Geofísica*, Universidad Nacional Autónoma de México.

Kostoglodov, V., Bandy, W., Dominguez, J. and Mena, M., (1996). Gravity and seismicity over the Guerrero seismic gap, Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, 23(23), 3385-3388.

Kurokawa, K., Otsuki, K. and Hasenaka, T., (1995). Tectonic stress field and fractal distribution of volcanoes in the Michoacan-Guanajuato region of the Mexican Volcanic Belt, *Geofis. Int.*, 34 (3), 309-320.

Krien, Y. and Fleitout, L., (2008). Gravity above subduction zones and forces controlling plate motions, *J. Geophys. Res.*, 113(B9).

Lee, J., Miller, M. M., Crippen, R., Hacker, B. and Vazquez, J. L., (1996). Middle Miocene extension in the Gulf extensional province, Baja California: Evidence from the southern Sierra Juarez, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 108(5), 505-525.

Lemoine, F. G., Kenyon, S. C., Factor, J. K., Trimmer, R. G., Pavlis, N. K., Chinn, D. S. and Olson, T. R., (1998). The development of the joint NASA GSFC and the National Imagery and Mapping Agency (NIMA) geopotential model EGM96, *NASA Tech. Publ. TP-1998-206861*.

Levitt, D. A. and Sandwell, D. T., (1995). Lithospheric bending at subduction zones based on depth soundings and satellite gravity, *J. Geophys. Res.*, 100(B1), 379-400.

Lowrie, W., (2007). *Fundamentals of Geophysics*, 2nd edn, pp. 390, Cambridge University Press.

Luhr, J. F., Nelson, S. A., Allan, J. F. and Carmichael, I. S., (1985). Active rifting in southwestern Mexico: Manifestations of an incipient eastward spreading-ridge jump, *Geology.*, 13(1), 54-57.

Luhr, J. F., (1997). Extensional tectonics and the diverse primitive volcanic rocks in the western Mexican Volcanic Belt, *Can. Mineral.*, 35(2), 473-500.

Macdonald, G. A., (1972). *Volcanoes*, pp. 510, Prentice Hall.

Manea, M., Manea, V. C. and Kostoglodov, V. (2003). Sediment fill in the Middle America Trench inferred from gravity anomalies, *Geofís. Int.*, 42(4), 603-612.

Marotta, A. M., Spelta, E. and Rizzetto, C. (2006). Gravity signature of crustal subduction inferred from numerical modeling, *Geophys. J. Int.*, 166(2), 923-938.

Márquez, A., Oyarzun, R., Doblás, M. and Verma, S. P. (1999). Alkalic (ocean-island basalt type) and calc-alkalic volcanism in the Mexican volcanic belt: A case for plume-related magmatism and propagating rifting at an active margin, *Geology*, 27(1), 51-54.

Martínez-López, M., (2011). *Estudio sísmico de la estructura cortical en el bloque de Jalisco a partir de registros locales del proyecto MARS*, Tesis, Universidad Nacional Autónoma de México, Distrito Federal.

Mayer, Gürr. The latest GRACE gravity field solution computed in Bonn ITG-Grace03s, *Joint Int. GSTM and SSP Symp.*, Germany.

Meibom, A., Sleep, N. H., Zahnle, K. and Anderson, D. L. (2005). Models for noble gases in mantle geochemistry: Some observations and alternatives, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 388, 347-363.

Mena, M., de la Fuente, M., Morán, D., Nuñez, C. J. E. F. and Medina, F. (1995). Anomalías gravimétricas y espesor de corteza en la región de Oaxaca, México. *Geofís. Int.*, 34, 79-91.

Menard, H. W., (1978). Fragmentation of the Farallon plate by pivoting subduction. *J. Geol.*, 86, 99-110.

Mercier de Lepinay, B., Michaud, F., Calmus, T., Bourgois, J., Poupeau, G., Saint Marc, P. and Team, N., (1997). Large Neogene subsidence event along the Middle America Trench off Mexico (18°N-19°N): Evidence from submersible observations, *Geology*, 25, 387-390.

Molina-Garza, R. and Urrutia-Fucugauchi, J., (1993). Deep crustal structure of central Mexico derived from interpretation of Bouguer gravity anomaly data, *J. Geodynamics*, 17(4), 181-201.

Molnar, P. and Sykes, L. R., (1969). Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80(9), 1639-1684.

Mooser, F., (1972). The Mexican volcanic belt: Structure and tectonics, *Geofís. Int.*, 12(2), 55-70.

Morán-Zenteno, D. J., Tolson, G., Martínez-Serrano, R. G., Martiny, B., Schaaf, P., Silva-Romo, G. and Solís-Pichardo, G. N., (1999). Tertiary arc-magmatism of the Sierra Madre del Sur, Mexico, and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt, *J. South Am. Earth Sciences*, 12(6), 513-535.

Moritz, H., (1980). *Advanced physical geodesy*, 2nd edn, Wichmann, Karlsruhe.

Mountney, N. P., (1997). Dynamic equilibrium within oceanic trenches: A useful analytical tool, *Geology*, 25, 151-154.

Mularie, W. M., (2000). Department of defense world geodetic system 1984, *National Imagery and Mapping Agency, Tech. Rep. 8350.2*.

- Nixon, G. T., (1982). The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93(6), 514-523.
- Nixon, G. T., Demant, A., Armstrong, R. L. and Harakal, J. E. (1987). K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt, *Geofis. Int.*, 26(1), 109-158.
- Pacheco, J. F., Valdés-González, C., Delgado, H., Singh, S. K., Zuñiga, F. R., Mortera-Gutiérrez, C. A. and Barrón, R., (1999). Tectonic implications of the earthquake swarm of 1997 in the Michoacan Triangle, Mexico, *J. South Am. Earth Sciences*, 12(6), 567-577.
- Pal, S. and Urrutia, F. J., (1977). Paleomagnetism, geochronology and geochemistry of some igneous rocks from Mexico and their tectonic implications, Vol. 2, pp. 814-831, *Int. Gondwana Symp.*, India.
- Pal, S., Lopez, M., Perez, J. and Terrell, D. J., (1978). Magma characterization of the Mexican volcanic belt (Mexico), *Bull. Volcanologique.*, 41(4), 379-389.
- Pantoja-Alor, J., (1983). Geocronometría del magmatismo Cretácico-Terciario de la Sierra Madre del Sur, *Bol. Soc. Geol. Mex.*, 44, 1-20.
- Pardo, M. and Suárez, G., (1995). Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications, *J. Geophys. Res.*, 100(B7), 12357-12373.
- Pasquaré, G., Garduño, V. H., Tibaldi, A., and Ferrari, M., (1988). Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt, *Tectonophysics.*, 146(1), 353-364.
- Pavlis, N. K., Holmes, S. A., Kenyon, S. C., Schmidt, D. and Trimmer, R., (2005). A preliminary gravitational model to degree 2160, in *Gravity, Geoid and Space Missions*, pp. 18-23, ed. Jekeli, C., Bastos, L., Fernandes, J., Springer.
- Pavlis, N. K., Holmes, S. A., Kenyon, S. C. and Factor, J. K., (2006). Towards the next EGM: Progress in model development and evaluation, Vol. 28, *Int. Gravity Field Service Symp.*, Turkey.
- Pavlis, N. K., Factor, J. K. and Holmes, S. A., (2007). Terrain-related gravimetric quantities computed for the next EGM, pp. 318-323, *Int. Gravity Field Service Symp.*, Turkey.
- Pavlis, N. K., Holmes, S. A., Kenyon, S. C. and Factor, J. K., (2012). The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM 2008), *J. Geophys. Res.*, 117(B4).
- Payero, J. S., Kostoglodov, V., Shapiro, N., Mikumo, T., Iglesias, A., Pérez-Campos, X. and Clayton, R. W., (2008). Nonvolcanic tremor observed in the Mexican subduction zone, *J. Geophys. Res. Lett.*, 35(7).
- Pérez-Campos, X., Kim, Y., Husker, A., Davis, P. M., Clayton, R. W., Iglesias, A. and Gurnis, M. (2008). Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico, *J. Geophys. Res. Lett.*, 35(18).

Pérez, L. R., Legrand, D., Garduño, M. V. H., Rodríguez, P. M. A. and Giner, R. J. L., (2011). Scaling laws of the size-distribution of monogenetic volcanoes within the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field (Mexico), *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 201(1), 65-72.

Pérez-López, R., Guardiola-Albert, C., and Macias, J. L., (2014). Geostatistical Estimation of the Crustal Thickness Inferred from the Geometry of Monogenetic Volcanoes (Central Mexico Case), in *Mathematics of Planet Earth*, pp. 819-822, ed. Pardo-Igúzquiza, E., Guardiola-Albert, C., Heredia, J., Moreno-Merino, L. and Durán, J. J., Springer.

Pioli, L., Erlund, E., Johnson, E., Cashman, K., Wallace, P., Rosi, M. and Granados, H. D., (2008). Explosive dynamics of violent Strombolian eruptions: the eruption of Parícutin Volcano 1943–1952 (Mexico). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 271(1), 359-368.

Renard, V., Aubouin, J., Lonsdale, P. and Stephan, J. F., (1980). Premiers résultats d'une étude de la fosse d'Amérique Centrale au sondeur multifaisceaux (Seabeam), *C. R. Acad. Sci., Sér. D*, 291, 137-142.

Ringwood, A. E., (1969). Composition and Evolution of the Upper Mantle, in *The Earth's Crust and Upper Mantle. AGU, Monograph 13*, 1-17.

Robin, C. and Nicolas, E., (1978). Particularités géochimiques des suites andésitiques de la zone orientale de l'axe transmexicain, dans leur contexte tectonique, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 20, 193-202.

Rodriguez, E., Morris, C. S., Belz, J. E., Chapin, E. C., Martin, J. M., Daffer, W. and Hensley, S., (2005). An assessment of the SRTM topographic products, *Jet Propulsion Laboratory*, D-31639.

Rodriguez, E., Morris, C. S. and Belz, J. E., (2006). A global assessment of the SRTM performance, *Photogramm. Eng. Remote Sens.*, 72(3), 249-260.

Rosen, P., Hensley, S., Martin, J. and Rodriguez, E., (2000). First Results from SRTM: The Beginning of the World's Digital Topography, *Int. Geoscience and Remote Sensing Symp.*, Hawaii.

Ross, D. A., (1971). Sediments in the northern Middle America trench, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82, 303-322.

Rowland, S. K., Jurado, C. Z., Ernst, G. and Walker, G. P. L., (2009). Pyroclastic deposits and lava flows from the 1759–1774 eruption of El Jorullo, Mexico: aspects of violent Strombolian activity and comparison with Parícutín, in *Studies in Volcanology, Special Publication of IAVCEI*, pp. 105-128, ed. Thordarson, T., Self, S., Larsen, G., Rowland, S., Hoskuldsson, A., Geol. Soc. London.

Sandwell, D. T. and Smith, W. H. F., (2001), Bathymetric estimation, in *Satellite Altimetry and Earth Sciences: A handbook of techniques and applications*, pp. 441-457, ed. Fu, L. L. and Cazenav, A., Academic Press.

Sandwell, D. T. and Smith, W. H. F., (2009). Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge Segmentation versus spreading rate, *J. Geophys. Res.*, 114(B1).

Sandwell, D. T., Garcia, E., Soofi, K., Wessel, P., Chandler, M. and Smith, W. H., (2013). Toward 1 mGal in Global Marine Gravity from CryoSat-2, Envisat, and Jason-1, *The Leading Edge*, 32(8), 892-899.

Sansò, F. and Sideris, M. G., (2013). Geoid Determination: Theory and Methods, in *Lecture notes in Earth System Sciences*, pp. 755, ed. Blondel, P., Reither, J., Stüwe, K., Trauth, M. H., Yuen, D. A., Springer.

Schimincke, H. U., (2004). *Volcanism*, pp. 324, Springer.

Shemenda, I., (1994). *Subduction: Insights from Physical Modeling*, Vol. 11, pp. 217, Kluwer Academic.

Shurbet, D. H. and Cebull, S. E., (1984). Tectonic interpretation of the Trans-Mexicano volcanic belt., *Tectonophysics*, 101(1), 159-165.

Smith, W. H., and Sandwell, D. T. (1997). Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings, *Science*, 277(5334), 1956-1962.

Soto, G. L., Ni, J. F., Grand, S. P., Sandvol, E., Valenzuela, R. W., Speziale, M. G. and Reyes, T. D. (2009). Mantle flow in the Rivera-Cocos subduction zone, *Geophys. J. Int.*, 179(2), 1004-1012.

Steele, D. R. and Waite, L. E., (1986). Contributions to the stratigraphy of the Sierra Madre Limestone (Cretaceous) of Chiapas, México, *Boletín del Instituto de Geología*, UNAM, 102, 1-175.

Stubailo, I., Beghein, C. and Davis, P. M. (2012). Structure and anisotropy of the Mexico subduction zone based on Rayleigh-wave analysis and implications for the geometry of the Trans-Mexican Volcanic Belt, *J. Geophys. Res.*, 117(B5).

Suhardja, S. K., Grand, S. P., Wilson, D., Guzman, M., Gómez, J. M., Dominguez, T. and Ni, J. (2015). Crust and subduction zone structure of Southwestern Mexico, *J. Geophys. [Solid Earth]*, 120(2), 1020-1035.

Suhardja, S. K., (2013). *Mapping the Rivera and Cocos Subduction Zone*, PhD thesis, The University of Texas at Austin, Texas.

Suter, M., (1991). State of stress and active deformation in Mexico and western Central America, *Neotectonics of North America*, 1, 401-421.

Suter, M., Quintero, O. and Johnson, C. A., (1992). Active faults and state of stress in the central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico 1. The Venta de Bravo Fault, *J. Geophys. Res.*, 97(B8), 11983-11993.

Suter M., Lopez, M. M., Quintero, L. O. and Carrillo, M. O. (2001). Quaternary intra-arc extension in the central Mexican Volcanic Belt, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 113 (6), 693-703.

Talwani, M., Worzel, J. L. and Landisman, M., (1959). Rapid gravity computations for two dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *J. Geophys. Res.*, 64(1), 49-59.

Tapley, B. D., Bettadpur, S., Watkins, M. M. and Reigber, C., (2004). The Gravity Recovery and Climate Experiment: Mission Overview and Early Results, *Geophys. Res. Lett.*, 31(9).

Tapley, B., Ries, J., Bettadpur, S., Chambers, D., Cheng, M., Condi, F. and Poole, S., (2007). The GGM03 Mean Earth Gravity Model from GRACE, *Eos Trans. AGU.*, 88(52).

Tapley, B., Ries, J., Bettadpur, S., Chambers, D., Cheng, M., Condi, F., Gunter, B., Kang, Z., Nagel, P., Pastor, R., Pekker, T., Poole, S. and Wang, F., (2005). GGM02. An improved Earth gravity field model from GRACE, *J. Geod.*, 79(8), 467-478.

Torres-Zamudio, A., (2002). *Estructura de la zona de subducción de Oaxaca a partir de datos gravimétricos*, Tesis, Instituto Politécnico Nacional, Distrito Federal.

Turcotte, D. L., (1979). *Flexure*, Vol. 21, pp. 51-86, Academic Press.

Turcotte, D. L. and Schubert, G., (2002). *Geodynamics*, 2nd edn, pp. 456 Cambridge University Press.

Urrutia, J. H. y del Castillo, L., (1977). Un modelo del eje volcánico mexicano, *Bol. Soc. Geol. Mex.*, 38, 18-28.

Urrutia-Fucugauchi, J. and Flores-Ruiz, J. H., (1996). Bouguer gravity anomalies and regional crustal structure in central Mexico, *Int. Geol. Rev.*, 38(2), 176-194.

Valencia, M. M. y Ortega, R. A., (2011). Cretácico Tardío-Eoceno Medio en el noroeste de México—Evolución del arco magmático continental y su contexto geodinámico (orogenia Laramide), *Boletín del Instituto de Geología*, UNAM, 118(6), 201–226.

Wadge, G., and Cross, A. (1988). Quantitative methods for detecting aligned points: an application to the volcanic vents of the Michoacan-Guanajuato volcanic field, Mexico, *Geology*, 16(9), 815-818.

Watts, A. B. and Talwani, M., (1974). Gravity anomalies seaward of deep-sea trenches and their tectonic implications, *Geophys. J. Int.*, 36(1), 57-90.

Watts, A. B., Karner, G. D. and Steckler, M. S. (1982). Lithospheric flexure and the evolution of sedimentary basins, *Phil. Trans. R. Soc. A.*, 305(1489), 249-281.

Watts, A. B., (2001). *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*, pp. 458, Cambridge University Press.

Wilcox, R. E., (1954). Petrology of Parícutín volcano Mexico, *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 965-C, 281-353.

Won, I. J. and Bevis, M., (1987). Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: Algorithms and Fortran subroutines, *Geophysics*, 52(2), 232-238.

Yang, T., Grand, S. P., Wilson, D., Guzman Speziale, M., Gomez, G. J. M., Dominguez, R. T. and Ni, J., (2009). Seismic structure beneath the Rivera subduction zone from finite *frequency* seismic tomography, *J. Geophys. Res.*, 114(B1).