

**Centro de Investigación Científica y de Educación
Superior de Ensenada, Baja California**



**Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra
con orientación en Geofísica Aplicada**

**Interpretación de datos gravimétricos en el Valle de Mexicali,
B.C.**

Tesis

para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
Maestro en Ciencias

Presenta:

Juan Omar Hernández Márquez

Ensenada, Baja California, México
2016

Tesis defendida por

Juan Omar Hernández Márquez

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Marco Antonio Pérez Flores
Director del Comité

Dr. Jesús Arturo Martín Barajas

Dr. Mario González Escobar

Dr. José Gómez Valdés



Dr. Juan García Abdeslem
Coordinador del Posgrado en Ciencias de la Tierra

Dra. Rufina Hernández Martínez
Director de Estudios de Posgrado

Resumen de la tesis que presenta **Juan Omar Hernández Márquez** como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Geofísica Aplicada.

Interpretación de datos Gravimétricos en el Valle de Mexicali, B.C.

Resumen aprobado por:

Dr. Marco Antonio Pérez Flores
Director de tesis

La zona del Valle de Mexicali, contiene un centro de dispersión oceánica producto de la ruptura de la corteza continental en los últimos 3 Ma. La sedimentación deltaica del río Colorado enmascara la estructura profunda de esa cuenca y sus márgenes, por lo que el uso de métodos geofísicos es de gran importancia para fines de investigación de la estructura cortical, y también para fines de exploración y explotación geotérmica. Los modelos basados en propiedades físicas del subsuelo permiten relacionar las características geológicas y tectónicas del sitio de interés con su respuesta en mediciones geofísicas.

En este trabajo de investigación se obtuvo un modelo tridimensional de densidad de la zona del Valle de Mexicali, a partir de la inversión de datos gravimétricos colectados por Pemex en los años 70's. El objetivo del modelo tridimensional es disminuir la no-unicidad característica de este método, para lo cual se realizaron constricciones en la solución con información de geología superficial, líneas sísmicas interpretadas en profundidad e información de pozos exploratorios profundos.

El proceso de inversión se llevó a cabo con el software desarrollado por Gallardo-Delgado et al. (2005) y simultáneamente se desarrolló una plataforma gráfica llamada Vterrain para eficientizar el tiempo en la construcción de un modelo inicial adecuado.

El modelo obtenido, permite delimitar la geometría en 3D de las cuencas de Cerro Prieto y Montague y otros bajos gravimétricos que sugieren cuencas más pequeñas adyacentes a la zona de falla transformante de Cerro Prieto. También determinamos la topografía superior de la corteza superior, que es la que mayormente influencia a la anomalía gravimétrica. Las fallas más importantes como Cerro Prieto, Imperial, Indiviso, Mesa, Pangas Viejas, Desierto se asocian a contrastes en la estructura de densidad de la corteza.

Palabras clave: Valle de Mexicali, Anomalía gravimetría, 3D, falla Cerro Prieto, falla imperial, cuenca Montague.

Abstract of the thesis presented by **Juan Omar Hernández Márquez** as a partial requirement to obtain the Master degree in Earth Sciences with orientation in Applied Geophysics.

Interpretation of Gravimetric data in Mexicali Valley, B.C.

Abstract approved by:

Dr. Marco Antonio Pérez Flores
Thesis Director

The Mexicali valley zone is characterized by the presence of a dispersion center in the crust. The use of geophysical methods is of great importance for the Earth crust research, but also for geothermal exploration and exploitation.

That is why, such tools must be implemented in order to get subsurface models that can be related with the geological and tectonic characteristics in the site of interest.

In this research, a three-dimensional density model for the Mexicali valley was obtained, departing from gravimetric data collected by Pemex at 70's. With the purpose of diminish the non-uniqueness that characterizes the gravity method, constrictions as surface geology, interpreted seismic section and exploratory wells were applied.

The inversion process was done by using a software developed by Gallardo Delgado et al. (2005) and simultaneously a graphic interactive platform (Vterrain) was developed, for time optimization in the construction of a good initial model.

The obtained model allows to determine the 3D geometry of the basins such as Cerro Prieto and Montague and other low gravimetric suggesting smaller basins adjacent to the area of Cerro Prieto transform fault. It was also determined the upper topography for the upper crust layer. This layer is the one that mostly influences the gravimetric anomaly. In the same model, it is evident the presence of the many faults such as; Cerro Prieto, Imperial, Indiviso, Mesa, Pangas Viejas, Desierto are associated with contrasts in density structure of the crust.

Keywords: Mexicali Valley, Gravimetric anomaly, 3D, Cerro Prieto fault, Imperial fault, Montague basin.

Dedicatoria:

*A la memoria de mi abuela,
Sra. María Eugenia Marañón García.*

*A mi madre,
Sra. Elda Luz Márquez Marañón.*

A mis hermanos Elda, Samuel y Lola.

A toda mi familia.

Agradecimientos:

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por el apoyo económico otorgado durante dos años para la realización de mis estudios de posgrado.

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE), en especial a la División de Ciencias de la Tierra (CT), por darme la oportunidad de realizar mis estudios de Maestría, ampliar mis conocimientos y contribuir al desarrollo científico de este país.

Al Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica (CeMIEGeo), en especial al proyecto P04 Monitoreo espacio-temporal de variables geofísicas en campos geotérmicos por darme la oportunidad de participar como becario dentro del proyecto de investigación y del cual es objeto de esta tesis y por el apoyo económico otorgado para concluir el presente trabajo.

A PEMEX en especial al Ing. Antonio Escalera por las facilidades y recursos proporcionados para el uso de información que permitió desarrollar este trabajo.

Agradezco infinitamente a mi director de tesis el Dr. Marco Antonio Pérez Flores del CICESE, por su valioso apoyo como director de tesis para la elaboración de este trabajo, así como por su inestimable labor como profesor y amigo. A los miembros de mi comité de evaluación integrado por el Dr. Jesús Arturo Martín Barajas, Dr. Mario González Escobar y Dr. José Gómez Valdés por sus consejos, enseñanzas y ayuda recibida para la realización de este trabajo.

Agradezco especialmente al Dr. Luis Alonso Gallardo por permitirme el uso de su algoritmo de inversión de datos gravimétricos y magnetométricos el cual es parte medular de este trabajo de tesis. Al MC. Iván Zavala Ibarra por el desarrollo de la plataforma gráfica Vterrain, una aportación de esta tesis. Al MC. Favio Cruz, MC. Ramón Mendoza y MC. Clemente Gallardo por el apoyo y asesoría en el desarrollo de este trabajo.

A toda la plantilla académica de la división que contribuye a la impartición de conocimientos.

Al personal técnico de la División de Ciencias de la Tierra de CICESE. Humberto Benítez, José Mojarro, Jaime Calderón por el apoyo técnico otorgado durante mi estancia sin el cual no habría podido concluir esta tesis.

Al personal administrativo tanto de CeMIEGeo como de la División de Ciencias de la Tierra de CICESE. Cécica Cuevas, Angélica Córdova, Bárbara Uribe, Mónica Sánchez, Enid Morán y Ana Rosa Soto por todo el apoyo recibido en la parte administrativa y disposición durante el desarrollo de este trabajo.

A mis amigos y compañeros por compartir el día a día, la diversión y el aprendizaje. Yohana Bonilla “caballera de la cabellera frondosa, siempre juiciosa”, Claudia Cecilia, José Luis, Humberto, Marlyne (¡lo logramos!), Karen, Roger, Mastache, Fernando, Esteban, Estrella, Sergio, Leydí, Julia, Javier, Lita, Felipe, Manuel, Gretel, Mayra, Leandro, Saúl, Germán, Paty, Mariana, Marianggy, Daniela, Claudia Quinteros, Hebert, Hugo, Miguel Oliver, Adrián y muchos más.

Tabla de contenido

	Página
Resumen en español	ii
Resumen en inglés	iii
Dedicatorias	iv
Agradecimientos	v
Lista de figuras	ix
Lista de tablas	xix
Capítulo 1. Introducción	1
1.1 Objetivos.....	2
1.1.1 Objetivo principal.....	2
1.1.2 Objetivos particulares.....	2
1.2 Marco Geológico y Tectónico Regional.....	2
1.2.1 Marco Geológico.....	2
1.2.1.1 Bloque Peninsular Estable.....	3
1.2.1.2 Provincia Extensional del Golfo.....	3
1.2.1.3 Zona de Deformación Activa.....	4
1.2.2 Marco Tectónico.....	4
1.3 Zona de Estudio.....	7
1.3.1 Localización.....	7
1.4 Estudios Previos.....	8
Capítulo 2. Marco Teórico	16
2.1 Introducción.....	16
2.2 Método Gravimétrico.....	16
2.2.1 Anomalía Gravimétrica.....	18
2.2.1.1 Corrección por latitud (CL).....	19
2.2.1.2 Corrección de Aire Libre (CAL).....	19
2.2.1.3 Corrección de Bouguer (CB).....	20
2.2.1.4 Corrección Topográfica (CT).....	20
2.2.1.5 Anomalía de Bouguer.....	20
2.3 Modelado de la Gravedad.....	22
2.4 Modelo conceptual o inicial.....	24
2.5 Algoritmo de inversión.....	27
Capítulo 3. Metodología	31
3.1 Introducción.....	31
3.2 Área de estudio.....	31
3.2.1 Polígono de la zona de estudio.....	32
3.3 Datos Gravimétricos de la zona de estudio.....	35
3.3.1 Base de datos.....	35
3.4 Algoritmo de inversión 3D para datos gravimétricos y magnetométricos.....	38
3.5 Plataforma gráfica Vterrain.....	41

3.6	Preparación del modelo 3D	51
3.6.1	Elaboración del polígono de estudio	52
3.6.2	Definición del modelo inicial o de partida	53
3.6.3	Constricciones por geología superficial	54
3.6.3.1	Unidad 1. Mar	54
3.6.3.2	Unidad 2. Sedimentos	54
3.6.3.3	Unidad 3. Rocas Metamórficas	54
3.6.3.4	Unidad 4. Rocas Metasedimentarias	55
3.6.3.5	Unidad 5. Corteza superior	55
3.6.3.6	Unidad 6. Corteza inferior	55
3.6.3.7	Unidad 7. Corteza nueva	56
3.6.3.8	Unidad 8. Raíz isostática de la sierra peninsular.....	56
3.6.3.9	Unidad 9. El Manto	57
3.6.4	Constricciones por el método de sismica de reflexión	59
3.6.5	Constricciones por información de pozos exploratorios	59
Capítulo 4.	Resultados	61
4.1	Introducción	61
4.2	Consideraciones	61
4.3	Modelos propuestos	62
4.4	Modelo 3D final	68
4.5	Análisis de los resultados	74
4.5.1	Perfiles Horizontales	75
4.5.1.1	Perfil 3.....	76
4.5.1.2	Perfil 4.....	77
4.5.1.3	Perfil 10.....	79
4.5.1.4	Perfil 11.....	80
4.5.1.5	Perfil 12.....	81
4.5.2	Perfiles Sur-Norte	83
4.5.2.1	Perfil 18.....	83
4.5.2.2	Perfil 19.....	84
4.5.2.3	Perfil 20.....	86
4.5.3	Rasgos geológicos identificados a partir del modelo geofísico.....	87
4.5.3.1	Falla Imperial.....	90
4.5.3.2	Falla Cerro prieto.....	90
4.5.3.3	Falla Indiviso.....	90
4.5.3.4	Falla Pangas Viejas.....	90
4.5.3.5	Falla Mesa.....	91
4.5.3.6	Falla Desierto.....	91
4.5.3.7	Falla A.....	91
4.5.3.8	Falla A'.....	92
4.5.3.9	Falla B.....	92
4.5.3.10	Falla B'.....	92
4.5.3.11	Falla C.....	92
4.5.3.12	Falla D.....	93
4.5.3.13	Falla D'.....	93
4.5.3.14	Falla E.....	93
4.5.3.15	Falla F.....	93

4.5.3.16	Falla G.....	93
4.5.3.17	Cuenca C1.....	94
4.5.3.18	Cuenca C2.....	94
4.5.3.19	Cuenca C3.....	95
4.5.3.20	Cuenca C4.....	95
4.5.3.21	Estructuras Corticales.....	95
Capítulo 5. Discusión y Conclusiones		97
5.1	Modelo inicial.....	97
5.2	Modelo de inversión 3D.....	99
5.3	Estructuras principales altos y bajos gravimétricos y su relación con la geología y datos geofísicos independientes (ej. Sísmica de reflexión).....	102
5.4	Conclusiones.....	106
Lista de referencias bibliográficas		110
Apéndice A		117
A.1	Mapas topográficos de contornos para las capas del modelo 3D.....	117
Apéndice B		118
B.1	Perfil 1.....	118
B.2	Perfil 2.....	119
B.3	Perfil 5.....	121
B.4	Perfil 6.....	122
B.5	Perfil 7.....	123
B.6	Perfil 8.....	125
B.7	Perfil 9.....	126
B.8	Perfil 13.....	128
B.9	Perfil 14.....	129
B.10	Perfil 15.....	130
B.11	Perfil 16.....	131
B.12	Perfil 17.....	132

Lista de figuras

Figura	Página	
1	Mapa con las fallas principales de la región norte de BC y sur de California. Se muestran las 3 provincias estructurales (Stock et al., 1989). Zona de Deformación Activa (ZDA), Provincia Extensional del Golfo (PEG) y el Bloque Peninsular Estable (BPE). Se presentan los principales sistemas de fallas activas en la región: sistema de fallas Cerro Prieto-Imperial (FCP falla Cerro Prieto, FIM falla Imperial, FI falla Indiviso); FLS falla Laguna Salada, FCD falla Cañada David; FSPM falla San Pedro Mártir, FJ falla Sierra Juárez; sistema de fallas transpeninsulares (FAB falla Agua Blanca, FTH falla Tres Hermanos, FSM falla San Miguel, FV falla Vallecitos, FE falla Elsinore, FSJ falla San Jacinto); FSA falla San Andrés; EPG-Escarpe Principal del Golfo. Se presentan las cuencas de extensión principales de la zona: CCP cuenca Cerro Prieto, CW cuenca Wagner, CCSG cuenca Consag, CD cuenca Delfín. La zona de estudio objetivo de esta tesis está marcada con el rectángulo rojo. El perfil A-A' corresponde al trabajo realizado por Hussein et al. (2011). Figura modificada de (Vidal-Villegas et al., (2010).....	6
2	Modelo de inversión 2D de la anomalía gravimétrica. En la figura (a), se representa gráficamente la convergencia de la función objeto del modelo en términos del número de iteraciones para obtener la geometría final de la capa de sedimentos que conforman la cuenca de Laguna Salada. En la figura (b), se muestra el modelo inicial obtenido mediante la aproximación de la “hoja delgada” (círculos negros) así como la solución final obtenido después de 7 iteraciones (cuadrados). Tomada de Chávez et al. (1990).....	10
3	Mapa geológico del área de estudio modificado de García Abdeslem et al. (2001). ELS-1, ELS-2 Y ELS-3 son pozos exploratorios perforados por la CFE. A-A' indica la localización del perfil gravimétrico y magnetométrico en 2D. B-B' indica la localización del perfil gravimétrico 2D de Chávez et al. (1990).....	11
4	Perfil gravimétrico A-A' en 2D obtenido del modelo de corteza en base a datos gravimétricos y magnéticos. Unidades de densidad en g/cm^3 , susceptibilidad magnética entre paréntesis. Figura modificada de García-Abdeslem et al. (2001).	12

- 5 Perfil gravimétrico y magnetométrico a través de la región central de la cuenca Salton (ver figura 1 para localización). El perfil A-A' de ~450 km sugiere, con base en las funciones receptoras, que el Moho tiene una profundidad de 25 km al centro del perfil y se incrementa hasta 28 km bajo el complejo metamórfico hasta alcanzar los 32 km bajo las montañas Chocolate (punto A'). D, densidad (kg/m³); S, susceptibilidad magnética; M, magnetización (A/m); MI inclinación magnética (grados); MD, declinación magnética (grados). Figura modificada de Hussein et al. (2011)..... 13
- 6 Mapa de anomalía de Bouguer del norte de la península de Baja California. Los colores azules representan valores bajos (-80 mgal) y los rojos altos gravimétricos (-20 mgal). Mesa de Andrade (MA) en color verde. Se muestran las cuencas que predominan en la región: Laguna Salada, Las Tinajas, Montague y Altar. FCP: falla Cerro Prieto. FIM: falla Imperial (línea roja) tomadas de (Fonseca-López, 1982). Las líneas negras representan los perfiles sísmicos interpretados por Chanes-Martínez et al. (2013) La estrella representa el epicentro del sismo del 4 de abril de 2010. W-D y W-4 pozos exploratorios indicando la profundidad. Datos propiedad de PEMEX. Figura modificada de Chanes-Martínez et al. (2013).. 14
- 7 Mapa de anomalía de resistividad a 1800 m de profundidad obtenido a partir del modelo 3D de resistividad eléctrica para la zona de Cerro Prieto por Pérez-Flores et al. (2013). La zona conductora asociada a la cuenca de extensión de Cerro Prieto (R), tiene adyacente una zona resistiva asociada al río Colorado C. Al sur la cuenca Montague se caracteriza por una zona conductora entre B y P. Se identifican algunos rasgos geológicos característicos de la zona: SC sierra Cucapah, LS Laguna Salada, SM sierra El Mayor, SJ sierra de Juárez, SP sierra Las Pintas, DA desierto de Altar, VCP volcán Cerro Prieto, CCP cuenca Cerro Prieto. Las líneas en color rojo representan los trazos de fallas geológicas reportados en la literatura: FCP falla Cerro Prieto, FIM, falla Imperial, FI falla Indiviso. Las líneas en color negro representan los trazos de las fallas geológicas identificadas por Pérez-Flores et al. (2013). Falla Imperial (I), falla Cerro Prieto (PP-P). La línea color azul representa el cauce del Río Colorado. Figura modificada de Pérez-Flores et al. (2013). ... 15

8	Representación de tres prismas rectangulares, uno encima del otro. El sector sombreado es el prisma que corresponde a la enésima capa con densidad variando con la profundidad en forma cuadrática. Donde a, b y c son los coeficientes de la ecuación del polinomio. La capa inferior se extiende infinitamente en profundidad. (x0, y0, z0) es el punto de observación ubicado en la superficie o cualquier otro nivel arbitrario. Los puntos (x1, y1, hi) y (x2, y2, hi) definen las dimensiones del prisma. Las h's son las incógnitas o las que mueve el proceso de inversión. Modificado de Gallardo-Delgado et al., 2003.....	25
9	Modelo de capas inicial compuesto por una agregado de prismas rectangulares representados en la Figura 8. ρ_1, ρ_2, ρ_3 representan las densidades para cada capa. M1, M2, M3, son los vectores de magnetización para cada capa. m es la incógnita; es decir, las profundidades de los techos de los prismas de cada capa. dg es el vector de datos gravimétricos observados definido en la componente vertical. dT es el vector de datos magnéticos observados. Tomado de Gallardo-Delgado et al., 2003..	27
10	Izquierda. Mapa geológico del polígono característico del modelo de inversión 3D. A, B, C y D corresponden a los vértices que delimitan el polígono y cuyas coordenadas se presentan en la Tabla 2. SJ Sierra de Juárez, LS Laguna Salada, SC Sierra Cucapah, SM Sierra El Mayor, VM Valle de Mexicali, VCP Volcán Cerro Prieto. Derecha, discretización del polígono de estudio en prismas rectangulares. Modificado de Gastil et al. (1975)	34
11	Detalle de una parte de la zona de estudio (prismas 307 al 646). Está dividida en 646 prismas rectangulares de 4 km en dirección este-oeste y 6.2 km en dirección norte-sur. Los prismas están ordenados en orden creciente partiendo del prisma 1 en la posición de mínimo este y mínimo norte (posición más al oeste y más al sur) y terminando en el prisma 646 máximo este y máximo norte..	34
12	Mapa de Anomalía de Bouguer para la región Laguna Salada y zona del delta contenidos en la base de datos Delta del Río Colorado.dat. Realizado con el software Oasis Montaj de Geosoft.	35
13	Mapa de Anomalía de Bouguer para la región Valle de Mexicali y San Luis Río Colorado contenidos en la base de datos Altair I-II.dat. Realizado con el software Oasis Montaj de Geosoft..	36
14	Mapa de Anomalía de Bouguer para la zona de estudio obtenido a partir de la base de datos gfield.dat. La malla de puntos en negrita corresponde a observaciones gravimétricas terrestres. La malla de puntos negros corresponde a datos interpolados por cartas. El espacio en blanco representa un área sin observaciones en la sierra Cucapah. Realizado con el software Oasis Montaj de Geosoft..	37

- 15 Ejemplo de un modelo 3D conformado por cuatro unidades geológicas. Las restricciones a los prismas se ponen al principio, pero a través de las iteraciones las profundidades de los mismos varían. El espesor de algunos prismas es nulo, lo que permite el afloramiento de las unidades geológicas inferiores. Los prismas nulos en términos geológicos no existen, pero representan ausencia de una capa o estructura; sin embargo numéricamente estos prismas sí existen. Tomado de Arango-Arias et al. (2014).. 38
- 16 Ejemplo de ventana del programa Vterrain para definir las coordenadas en UTM de los vértices del polígono a partir de una imagen de la zona de estudio. Es posible elegir trabajar con coordenadas geográficas o UTM. 42
- 17 Ejemplo de ventana del programa Vterrain. Aquí está haciendo el barrido de la topografía y calculando el promedio para cada prisma. La topografía es descargada de una base de datos topográficos internacional. 43
- 18 Ejemplo de ventana del programa Vterrain para definir la geología superficial en el modelo inicial. Se observa que los parámetros solicitados para cada una de las capas son: Color representativo; contraste de densidad el cual puede definirse de tres formas: a) como valor constante (valor de la izquierda); b) función lineal respecto a la profundidad (valor central se agrega el valor de la pendiente que describe la función lineal); c) función polinomial respecto a la profundidad (valor de la derecha se escribe el valor de la pendiente del polinomio de segundo grado que describe la función); nombre de la unidad; espesor mínimo y máximo de la capa. En la parte derecha de la figura se observa el orden de las unidades geológicas definidas para el modelo inicial, el orden de las capas es descendente (profundidad somera arriba y profunda abajo de la pantalla). 44
- 19 Ventana del programa Vterrain para definir constricciones a partir de información de sísmica de reflexión. En la parte superior se observa un perfil sísmico interpretado en profundidad por Chanes-Martínez. (2013), del que tomamos la información de los espesores de las capas. En la parte inferior se observa la distribución de los prismas en profundidad del modelo afectados por el paso de la línea sísmica. A la derecha de la figura, se observa un menú para modificar los espesores de los prismas de acuerdo a la información que proporciona el perfil sísmico..... 46

- 20 Ventana del programa Vterrain para definir constricciones a partir de información de pozos exploratorios. Se observa en la figura la columna de prismas afectados en este caso por la presencia de un pozo exploratorio. Con base en la información de la columna estratigráfica del pozo, podemos modificar el espesor mínimo y máximo de cada uno de los prismas que conforman el modelo 3D. 47
- 21 Ejemplo de mapas de anomalía gravimétrica obtenidos como respuesta de un modelo 3D. La figura A representa el mapa de anomalía gravimétrica observada. La figura B representa el mapa de anomalía gravimétrica calculada u obtenida después del proceso de inversión. La figura C representa el mapa de los residuales obtenidos por la diferencia entre los valores observados menos los valores calculados obtenidos después de la inversión. Nótese, que en la esquina noreste y suroeste no hay datos y por lo tanto ahí el modelo 3D no es confiable. 48
- 22 Ejemplo de una sección bidimensional obtenida a partir de un modelo 3D. En la figura de la izquierda la línea roja gruesa (perfil 1) representa la localización y orientación del perfil en el polígono de la zona de estudio; las líneas rectas de colores corresponden a perfiles sísmicos localizados en la zona utilizados como constricciones. Se presentan algunas fallas geológicas características de la zona de estudio (Falla Imperial, Falla Cerro Prieto, Falla Indiviso, Falla Dunas, Falla Pangas Viejas, Falla Mesa, Falla Desierto reportadas por Chanes-Martínez et al., 2013). La imagen de la derecha corresponde a la sección bidimensional del perfil 1 obtenida a partir del modelo. En la parte superior se observan las curvas de anomalía gravimétrica observada/calculada representativas para dicha sección. En la parte inferior se observa la sección obtenida a través del modelo 3D donde el intérprete puede identificar algunas estructuras geológicas como la presencia de fallas o cuencas sedimentarias..... 50
- 23 Polígono de la zona de estudio dividido en regiones para fines de cálculo de porcentajes de ajuste y error por separado. Los prismas marcados con una x en color rojo representan una región, los que están sin marcar representan otra región, pero ambas están dentro del polígono de la zona de estudio. Con esta herramienta es posible ajustar el modelo resultante por regiones en caso que sea necesario detallar el modelo en una región específica. Las líneas rectas de colores representan las líneas sísmicas interpretadas en profundidad por Chanes-Martínez et al., 2013 y utilizadas como constricciones del modelo. La barra de colores representa la escala de valores de anomalía gravimétrica observada en mGal para la zona de estudio... 51

24	Polígono característico y georreferenciado de la zona de estudio obtenido a partir de una sección del mapa geológico de Gastil (1975). Se observan algunas estructuras que predominan en la región como sierra de Juárez (SJ), Laguna Salada (LS), sierra Cucapah (SC), sierra El Mayor (SM), sierra Las Pintas (SP), el Valle de Mexicali y el desierto de Altar (DA). La zona de estudio está dividida por una rejilla conformada por 646 prismas de 4 km (dirección oeste-este) por 6.2 km (dirección sur-norte). La línea roja indica la frontera entre la zona con ajuste final (modelo Valle de Mexicali MVM) objeto de este trabajo de tesis y la zona con ajuste fijo (modelo Sierra MS)..	52
25	Modelo inicial para la región del Laguna Salada y Valle de Mexicali con constricciones por geología superficial, sísmica de reflexión y pozos exploratorios. Las líneas de colores representan los perfiles sísmicos interpretados en profundidad por Chanes-Martínez et al. (2013) y Gallardo-Mata et al. (2011). Los círculos rellenos representan pozos perforados hasta el basamento granítico, círculos vacíos son pozos perforados hasta sedimentos. La línea en negro es el límite entre la zona ajustada (modelo Valle de Mexicali MVM) y la zona no ajustada (modelo Sierra MS)....	60
26	Ejemplos de modelos propuestos, constreñidos por geología superficial para la zona de estudio. (a) En la figura se muestra un modelo inicial conformado por 4 unidades litológicas que obtuvo un porcentaje bajo de ajuste. (b) Modelo inicial conformado por 8 unidades litológicas, el cual es más detallado y el porcentaje de ajuste es de hasta 80%.	63
27	Curvas de densidad y contraste de densidad contra profundidad para la capa de sedimentos (27a y 27b) y para la capa de corteza nueva (27c y 27d).	64
28	Representación gráfica de los prismas regionales definidos para el modelo 3D del Valle de Mexicali (lado derecho de la figura). La línea verde representa la topografía real del lado oeste (sierras) y del lado del Valle de Mexicali. Después de la división de las áreas, el área oeste quedó bien modelada (línea azul) para ser un prisma regional. La línea roja, representa un prisma regional típico, no sigue la topografía, pues son prismas muy burdos.	65

29	Geología superficial simplificada y litología de nuestras capas. Arriba más superficial y abajo más profundo. Dentro del cuadro se anotan las densidades del modelo final [gr/cm ³]. Zona con cruces rojas corresponde a la zona no ajustada (Modelo Sierra MS). MVM modelo Valle de Mexicali ajustado en este trabajo de tesis. Los puntos azules representan los pozos utilizados como constricciones al modelo. Pozos MOW-1, MOW-3 y MOW-7 perforaron basamento granítico. Pozos MOW-2, MOW-4, MOW-5 Y 6 no alcanzaron basamento granítico. Las líneas de colores representan los perfiles sísmicos interpretados en profundidad por Chanes-Martínez et al. (2013) y que fueron utilizados como constricciones para el modelo de densidad..	67
30	Anomalías de gravedad [mGal], componente vertical. (a) Observada y proporcionada por Pemex. (b) Calculada o respuesta del modelo 3D. La línea negra continua representa el límite entre la zona de sierras (sin ajuste final) y la zona este (zona de estudio de la tesis). Se observan rasgos característicos de la zona: LS laguna Salada, SC sierra Cucapah, SM sierra El Mayor, SP sierra Las Pintas, VCP volcán Cerro Prieto, CCP cuenca Cerro prieto, CM cuenca Montague, CT cuenca Las Tinajas, DA desierto de Altar..	69
31	Diferencia entre anomalía gravimétrica observada y calculada. En el lado este del área (zona de estudio de la tesis), se observa gran aleatoriedad y máximos diferencias entre (-1, +1) mGal. En la región oeste, que no es la región de estudio, se observa menos aleatorio y diferencias entre (-11, +10) mGal. La franja rosa con puntos grandes, es una zona de traslape entre dos grupos de datos de Pemex. La línea negra continua representa el límite entre la zona de sierras (sin ajuste final) y la zona este (zona de estudio de la tesis). Se observan rasgos característicos de la zona: LS laguna Salada, SC sierra Cucapah, SM sierra El Mayor, SP sierra Las Pintas, VCP volcán Cerro Prieto, CCP cuenca Cerro prieto, CM cuenca Montague, DA desierto de Altar.	71
32	Mapas de profundidad de las capas obtenidos del modelo 3D de densidad. (a) Topografía superior de la capa Metasedimentos. (b) Topografía de la cima de la capa de Corteza Superior. (c) Topografía de la cima de la capa de Corteza Inferior. (d) Topografía de la Corteza Nueva. (e) Topografía de la cima del Manto..	73

- 33 Se muestra la rejilla de prismas que se utilizó para la inversión. Sobre de ella están trazados los 20 perfiles o secciones transversales elaborados a partir de la respuesta del modelo 3D. Los perfiles en color verde son los más representativos del modelo y se encuentran referidos en este capítulo. Los perfiles en negro se encuentran en el apéndice B de esta tesis. Las líneas delgadas de colores representan los perfiles sísmicos interpretados por Chanes-Martínez., 2013. La zona marcada con cruces rojas representa la zona con ajuste de 87.81% del modelo (modelo Sierra).. 75
- 34 Sección transversal del perfil 3 que empieza al oeste y termina al este. Se ubica de acuerdo a la Figura 33. La ventana superior es una comparación entre anomalía gravimétrica observada (curva azul) contra calculada (curva verde). En la ventana inferior se ve una sección (x, z) del modelo. Se observan algunos rasgos geológicos a lo largo del perfil: falla Michoacán, falla Imperial, falla A, B, B', D y E; cuenca Cerro Prieto (C1) y C2; estructura cortical E1 y E2. 77
- 35 Sección transversal del perfil 4 que empieza al oeste y termina al este. Se ubica de acuerdo a la Figura 33. La ventana superior es una comparación entre anomalía gravimétrica observada (curva azul) contra calculada (curva verde). En la ventana inferior se ve una sección (x, z) del modelo. Se observan algunos rasgos geológicos a lo largo del perfil: falla Cerro Prieto, falla Imperial, falla A, falla B, falla B', falla D y E, cuenca C1 o Cerro Prieto y C2; estructura cortical E2.. 78
- 36 Sección transversal del perfil 10 que empieza al oeste y termina al este. Se ubica de acuerdo a la Figura 33. La ventana superior es una comparación entre anomalía gravimétrica observada (curva azul) contra calculada (curva verde). En la ventana inferior se ve una sección (x, z) del modelo. Se observan algunos rasgos geológicos a lo largo del perfil: falla Cerro Prieto, falla Indiviso, falla Mesa, falla Desierto, falla A' y falla F; cuenca Montague (C4) y C3. 80
- 37 Sección transversal del perfil 11 que empieza al oeste y termina al este. Se ubica de acuerdo a la Figura 33. La ventana superior es una comparación entre anomalía gravimétrica observada (curva azul) contra calculada (curva verde). En la ventana inferior se ve una sección (x, z) del modelo. Se observan algunos rasgos geológicos a lo largo del perfil: falla Pangas Viejas, falla Cerro Prieto, falla Indiviso, falla Mesa, falla Desierto, falla F y G; cuenca C4 o Montague, mesa de Andrade y estructura cortical E4. 81

- 38 Sección transversal del perfil 12 que empieza al oeste y termina al este. Se ubica de acuerdo a la Figura 33. La ventana superior es una comparación entre anomalía gravimétrica observada (curva azul) contra calculada (curva verde). En la ventana inferior se ve una sección (x, z) del modelo. Se observan algunos rasgos geológicos a lo largo del perfil: falla Pangas Viejas, Cerro Prieto, Indiviso, Mesa, falla F y G; cuenca Montague (C4) y estructura cortical E4. 82
- 39 Sección transversal del perfil 18 que empieza al sur y termina al norte. Se ubica de acuerdo a la Figura 33. La ventana superior es una comparación entre anomalía gravimétrica observada (curva azul) contra calculada (curva verde). En la ventana inferior se ve una sección (y, z) del modelo. Se observan algunos rasgos geológicos a lo largo del perfil: falla Cerro Prieto e Imperial y cuenca Cerro Prieto. 84
- 40 Sección transversal del perfil 19 que empieza al sur y termina al norte. Se ubica de acuerdo a la Figura 33. La ventana superior es una comparación entre anomalía gravimétrica observada (curva azul) contra calculada (curva verde). En la ventana inferior se ve una sección (y, z) del modelo. Se observan algunos rasgos geológicos a lo largo del perfil: falla Cerro Prieto, Indiviso, Mesa, falla A y cuenca Montague. 85
- 41 Sección transversal del perfil 20 que empieza al sur y termina al norte. Se ubica de acuerdo a la Figura 33. La ventana superior es una comparación entre anomalía gravimétrica observada (curva azul) contra calculada (curva verde). En la ventana inferior se ve una sección (y, z) del modelo. Se observan algunos rasgos geológicos a lo largo del perfil: falla Cerro Prieto, falla Desierto, falla A, A', E y F; cuenca Montague, C3, C2 y estructura cortical E4. 87

42	Topografía superior de la Corteza Superior y rasgos geológicos identificados a partir del modelo geofísico. En este caso la cuenca Cerro Prieto (C1) se define como una depresión en la corteza superior. C2 es la cuenca inferida asociada a la cuenca Altar. C3 cuenca inferida 3. C4 es la cuenca Montague. E1 estructura cortical 1. E2 estructura cortical 2. E3 estructura cortical 3. E4 estructura cortical 4. Línea roja representan los trazos identificados para las falla Cerro Prieto (FCP), falla Imperial (FIM), falla Indiviso (FI) y el pull-apart de Cerro Prieto reportados en la literatura. FIM es el trazo de la falla Imperial inferido. Líneas en color azul corresponden a la falla Pangas Viejas (FPV), falla Indiviso (Fi2), falla mesa (FM), falla Cerro Prieto (FCP2), falla Desierto (FDE), MA mesa de Andrade, localizadas por Chanes-Martínez et al., 2013. Se representan también las fallas inferidas a partir del modelo de densidad. Falla A (A), falla A' (A'), falla B (B), falla B' (B'), falla C (C), falla D (D), falla D' (D'), falla E (E), falla F (F) y falla G (G). Se presentan rasgos característicos de la región: VCP volcán Cerro Prieto, SC sierra Cucapah, SM sierra El Mayor, LS Laguna Salada, SJ sierra de Juárez, SP sierra Las Pintas. Línea continua en color Cian representa el cauce del Río Colorado; línea azul escalonada es el límite oeste de la zona de estudio.	89
A-1	Figura A-1. Mapas topográficos de contornos de cada una de las capas que conforman el modelo 3D de densidad (modelo Valle de Mexicali). Se localiza el volcán Cerro Prieto (VCP)..	117
B-1	Sección transversal del perfil 1 que empieza al oeste y termina al este. Se ubica de acuerdo a la Figura 33. La ventana superior es una comparación entre anomalía gravimétrica observada (curva azul) contra calculada (curva verde). En la ventana inferior se ve una sección (x, z) del modelo. Se observan algunos rasgos geológicos a lo largo del perfil: falla A, falla B, falla C y D', cuenca C1 o Cerro Prieto y estructura cortical E1.	119
B-2	Sección transversal del perfil 2 que empieza al oeste y termina al este. Se ubica de acuerdo a la Figura 33. La ventana superior es una comparación entre anomalía gravimétrica observada (curva azul) contra calculada (curva verde). En la ventana inferior se ve una sección (x, z) del modelo. Se observan algunos rasgos geológicos a lo largo del perfil: falla Michoacán, falla Imperial, falla A, falla B, falla B', falla C y D, cuenca Cerro Prieto y las estructuras corticales E1 y E2.	120

- B-3 Sección transversal del perfil 5 que empieza al oeste y termina al este. Se ubica de acuerdo a la Figura 33. La ventana superior es una comparación entre anomalía gravimétrica observada (curva azul) contra calculada (curva verde). En la ventana inferior se ve una sección (x, z) del modelo. Se observan algunos rasgos geológicos a lo largo del perfil: falla Cerro Prieto, falla Imperial, falla A, falla A' falla B, falla B' y falla D; cuenca C1 o Cerro Prieto, cuenca C2 y la estructura cortical E2. 122
- B-4 Sección transversal del perfil 6 que empieza al oeste y termina al este. Se ubica de acuerdo a la Figura 33. La ventana superior es una comparación entre anomalía gravimétrica observada (curva azul) contra calculada (curva verde). En la ventana inferior se ve una sección (x, z) del modelo. Se observan algunos rasgos geológicos a lo largo del perfil: falla Cerro Prieto, falla A, falla A' falla D y E; cuenca C2. 123
- B-5 Sección transversal del perfil 7 que empieza al oeste y termina al este. Se ubica de acuerdo a la Figura 33. La ventana superior es una comparación entre anomalía gravimétrica observada (curva azul) contra calculada (curva verde). En la ventana inferior se ve una sección (x, z) del modelo. Se observan algunos rasgos geológicos a lo largo del perfil: falla Cerro Prieto, falla A, falla A' falla D y E; cuenca C2, cuenca C4 o Montague y estructura cortical E3. 124
- B-6 Sección transversal del perfil 8 que empieza al oeste y termina al este. Se ubica de acuerdo a la Figura 33. La ventana superior es una comparación entre anomalía gravimétrica observada (curva azul) contra calculada (curva verde). En la ventana inferior se ve una sección (x, z) del modelo. Se observan algunos rasgos geológicos a lo largo del perfil: falla Cerro Prieto, falla A, falla A' falla D y falla Desierto; cuenca C4 o Montague, cuenca C3 y estructura cortical E3. 126
- B-7 Sección transversal del perfil 9 que empieza al oeste y termina al este. Se ubica de acuerdo a la Figura 33. La ventana superior es una comparación entre anomalía gravimétrica observada (curva azul) contra calculada (curva verde). En la ventana inferior se ve una sección (x, z) del modelo. Se observan algunos rasgos geológicos a lo largo del perfil: falla Indiviso, Mesa, Cerro Prieto, falla F, falla Desierto, falla A' y falla A; cuenca C4 o Montague y cuenca C3. 127
- B-8 Sección transversal del perfil 13 que empieza al oeste y termina al este. Se ubica de acuerdo a la Figura 33. La ventana superior es una comparación entre anomalía gravimétrica observada (curva azul) contra calculada (curva verde). En la ventana inferior se ve una sección (x, z) del modelo. Se observan algunos rasgos geológicos a lo largo del perfil: falla Pangas Viejas, Cerro Prieto, falla F y falla G; cuenca C4 o Montague y estructura cortical E4. 128

- B-9 Sección transversal del perfil 14 que empieza al oeste y termina al este. Se ubica de acuerdo a la Figura 33. La ventana superior es una comparación entre anomalía gravimétrica observada (curva azul) contra calculada (curva verde). En la ventana inferior se ve una sección (x, z) del modelo. Se observan algunos rasgos geológicos a lo largo del perfil: falla Cerro Prieto y la cuenca C4 o Montague.. 129
- B-10 Sección transversal del perfil 15 que empieza al oeste y termina al este. Se ubica de acuerdo a la Figura 33. La ventana superior es una comparación entre anomalía gravimétrica observada (curva azul) contra calculada (curva verde). En la ventana inferior se ve una sección (x, z) del modelo. Se observan algunos rasgos geológicos a lo largo del perfil: falla Cerro Prieto y la cuenca C4 o Montague. 130
- B-11 Sección transversal del perfil 16 que empieza al oeste y termina al este. Se ubica de acuerdo a la Figura 33. La ventana superior es una comparación entre anomalía gravimétrica observada (curva azul) contra calculada (curva verde). En la ventana inferior se ve una sección (x, z) del modelo. Se observan algunos rasgos geológicos a lo largo del perfil: falla Cerro Prieto y la cuenca C4 o Montague. 131
- B-12 Sección transversal del perfil 17 que empieza al oeste y termina al este. Se ubica de acuerdo a la Figura 33. La ventana superior es una comparación entre anomalía gravimétrica observada (curva azul) contra calculada (curva verde). En la ventana inferior se ve una sección (x, z) del modelo. Se observan algunos rasgos geológicos a lo largo del perfil: falla Cerro Prieto y la cuenca C4 o Montague. 133

Lista de tablas

Tabla		Página
1	Modelo sísmico Sierra 97 (Frez et al., 2000).	8
2	Coordenadas UTM en metros que delimitan el polígono de la zona de estudio.	33
3	Parámetros del modelo inicial de la zona de estudio.	58

Capítulo 1. Introducción

El sistema de fallas San Andrés-Golfo de California es el contacto entre las placas de Norteamérica y del Pacífico y se caracteriza por la presencia de sistemas de fallas transformantes que generan cuencas de extensión (Pull-apart) en las zonas de traslape.

La región norte de la península, en particular el Valle de Mexicali, se caracteriza por una de estas cuencas pull-apart con un relleno sedimentario profundo. Esta región, es una zona tectónicamente activa, debido a la presencia de dos sistemas de fallas geológicas, que forman el límite entre la Placa del Pacífico y la de Norteamérica (Lomnitz et al., 1970; Suárez-Vidal et al., 2007; Bennett et al., 1996). La interacción entre ambas placas, originan movimientos característicos de un sistema de fosa tectónica (rift), creando centros de expansión de corteza o pull-apart por ejemplo el área de Cerro Prieto en el valle de Mexicali o la cuenca Salton en el valle Imperial. Estas cuencas a su vez son rellenadas por sedimentos marinos y de origen deltaico provenientes del río Colorado conformado por secuencias de arcillas, lutitas y areniscas, que son observadas en la parte suroeste del valle de Mexicali (Dorsey y Martín-Barajas., 1999). Los centros de expansión de corteza, son los responsables de la apertura del Golfo de California (Frez-Cárdenas y González-García, 1991; Suárez-Vidal et al., 2007 y 2008; Axen y Fletcher, 1998; Plattner et al., 2007; Armstrong et al., 2010; Wei et al., 2011; Oskin et al., 2012).

Por todo lo anterior, y debido a la necesidad de mejorar el conocimiento del marco estructural de la región, se justifica el estudio de toda información geológica y geofísica disponible.

En este trabajo de investigación se presenta un modelo tridimensional del Valle de Mexicali obtenido a partir de datos gravimétricos, obtenidos en la División de Ciencias de la Tierra de CICESE y complementado con información de gravimetría, sísmica de reflexión y pozos exploratorios propiedad de Petróleos Mexicanos obtenida a finales de los 70's y principios de los 80's. También se está implementando una plataforma gráfica para facilitar la generación de modelos iniciales.

1.1 Objetivos

1.1.1 Objetivo principal

- Obtener un modelo de densidad 3D generado a partir de datos gravimétricos, del valle de Mexicali y de la cuenca de extensión (pull-apart) de Cerro Prieto que contiene.

1.1.2 Objetivos particulares

- Determinar la geometría y el espesor de la corteza continental.
- Definir la geometría del relleno sedimentario y constreñir el proceso de inversión con información de geología superficial, perfiles sísmicos convertidos en profundidad y datos de pozos exploratorios.
- Determinar ubicación y orientación de las fallas principales que controlan la cuenca Cerro Prieto (fallas Cerro Prieto, Imperial e Indiviso).

1.2. Marco Geológico y Tectónico Regional

1.2.1 Marco Geológico

La formación de la corteza continental del norte de Baja California y sur de California ocurrió durante dos eventos geológicos importantes. El primero, ocurrió desde el Jurásico hasta el Cretácico Tardío y depositó estratos volcánicos de tipo arco de islas y el emplazamiento regional de rocas graníticas que actualmente forman el Batolito Peninsular. Simultáneamente con la acreción magmática que alcanzó espesores corticales de >40 km se provocó deformación, metamorfismo regional, levantamiento y erosión del batolito peninsular (Gastil et al., 1975; Ortega Rivera et al., 2003; Tood et al., 2003). Este periodo fue seguido por una intensa denudación y exhumación del basamento (12 a 20 km) a finales del Cretácico e inicios del Terciario (Axen et al., 2000). El segundo evento importante es el proceso de extensión continental durante el Mioceno que afectó a gran parte del noroeste de México al oeste de la Sierra Madre Occidental y que culminó con el adelgazamiento y ruptura continental en el Golfo de California en el Plioceno (Stock y Hodges, 1989). Este proceso continúa en la

actualidad y gran parte de las cuencas marinas presentan formación de litosfera oceánica bajo la cobertura sedimentaria (Lonsdale, 1989; Lizarralde et al., 2007; Fuis y Kohler, 1984).

El norte de la península de Baja California está cortada por sistemas de fallas normales y de rumbo, originadas por los esfuerzos transtensivos entre las placas de Norteamérica y del Pacífico, lo que ha ocasionado la separación de la península de la zona continental, en los últimos 6 Ma con el movimiento lateral derecho del sistema de fallas San Andrés-Golfo de California.

Se pueden definir tres provincias estructurales en el norte de la península (Figura 1), de acuerdo a su historia de deformación y a la actividad tectónica: la Provincia Extensional del Golfo (PGE), el Bloque Peninsular Estable (BPE) y la Zona de Deformación Activa (ZDA) Stock et al. (1989).

1.2.1.1 Bloque Peninsular Estable

Se localiza al sur de la falla Agua Blanca y al oeste de la falla San Pedro Mártir (Gastil et al., 1993). Se compone principalmente de rocas intrusivas cretácicas del batolito peninsular y metasedimentos pre-batolíticos, cubiertos localmente por sedimentos del Neógeno y rocas volcánicas (Stock et al., 1989). Es un bloque relativamente estable donde no hay presencia de fallas activas importantes.

1.2.1.2 Provincia Extensional del Golfo

Esta región está definida por estructuras formadas durante el proceso extensional del Mioceno temprano que después se convirtió en un proceso transtensional a fines del Mioceno tardío (7-9 Ma) con la definición del límite entre las placas de Pacífico y de Norteamérica a lo largo del Golfo de California (Stock et al., 1989; Seiler et al., 2010). Esta evolución dio lugar a dominios extensionales con fosas tectónicas (rift) que evolucionaron a centros de dispersión limitados por fallas transformes en el Golfo de California. Esta deformación transtensiva se transfiere hacia el norte a través del sistema de fallas San Andrés al norte de la cuenca de Salton en el sur de California. En el norte de Baja California la zona de extensión se extiende al este del Escarpe Principal del Golfo (EPG, Figura 1). Este escarpe topográfico limita al este a una

topografía estilo cuencas y sierras (basin and range; Stock et al., 1989). Las cuencas están rellenas de rocas sedimentarias, volcánicas y volcanosedimentarias, que sobre yacen a un basamento de granodiorita, tonalita y rocas metamórficas de alto grado (Gastil et al., 1975). Estas rocas cristalinas forman las sierras formadas por los bloques levantados durante la extensión miocénica.

1.2.1.3 Zona de Deformación Activa

La falla Agua Blanca es el límite sur de la zona de deformación activa, que comprende desde el margen del Pacífico (Legg et al., 1991) hasta el desierto de Altar en Sonora. Sin embargo, la deformación está concentrada en fallas situadas entre el escarpe principal del golfo, y al este en las fallas Cerro Prieto e Imperial que cortan la planicie deltaica del Río Colorado (Frez y González., 1991). En esta zona afloran bloques cristalinos de granito, diorita, granodiorita, tonalita, y metasedimentos bordeados con franjas de depósitos aluviales (Gastil et al., 1975). La zona de deformación activa es geológicamente compleja debido a la presencia de numerosas fallas que forman el límite de placas, que en la zona del Río Colorado tiene más de 40 km de ancho, entre el escarpe principal del golfo y las fallas Imperial y Cerro Prieto al oeste (Figura 1).

1.2.2 Marco Tectónico

Los principales sistemas de fallas activas en el norte de Baja California y sur de California con actividad sísmica son: (1) el sistema Cerro Prieto-Imperial, (2) el sistema Laguna Salada-Cañada David, (3) la falla San Pedro Mártir y la zona de falla de la Sierra Juárez, (4) el sistema de fallas transpeninsulares (fallas Agua Blanca, San Miguel-Vallecitos y Tres Hermanos. Figura 1).

- (1) El sistema de fallas Cerro Prieto-Imperial, constituye la prolongación hacia el norte del sistema de fallas transformes y cuencas pull-apart que definen el eje del rift en el norte del Golfo de California (Figura 1). Las fallas Cerro Prieto e Imperial son las fallas con mayor actividad sísmica en el norte de Baja California y sur de California y han producido eventos sísmicos con magnitudes >5.0 (Doser, 1994; Glowacka y Nava, 1996; Silver y Valette-Silver, 1987).

- (2) Las fallas Laguna Salada y Cañada David se localizan al oeste del sistema Cerro Prieto-Imperial y controlan la subsidencia activa de la cuenca Laguna Salada y el levantamiento de las Sierras Cucapah y El Mayor. A dicho sistema se le asocia una significativa actividad sísmica histórica con magnitudes ≥ 6.5 (Doser, 1994; Hanks et al., 1975; Mueller y Rockwell, 1995).

- (3) La falla San Pedro Mártir y la zona de falla Sierra Juárez definen el escarpe principal del Golfo (Gastil et al., 1975). El relieve promedio del escarpe es de 1.5 km; sin embargo, algunos segmentos de la sierra San Pedro Mártir alcanzan más de 2500 m de altura, con el pico más alto a los 3.1 km de elevación.

- (4) El sistema de fallas transpeninsulares forma una amplia zona de cizalla orientada hacia el O-NO. La falla principal en este dominio es la falla Agua Blanca que es la falla con mayor expresión topográfica y trazo rectilíneo, pero la sismicidad a lo largo de esta falla es restringida (Dixon et al., 2002). Otras fallas importantes en el dominio transpeninsular son el sistema de fallas San Miguel-Vallecitos y más al norte las fallas San Jacinto y Elsinore cortan la parte norte del batolito peninsular. La actividad sísmica histórica también es mayor en este sistema de fallas transpeninsulares.

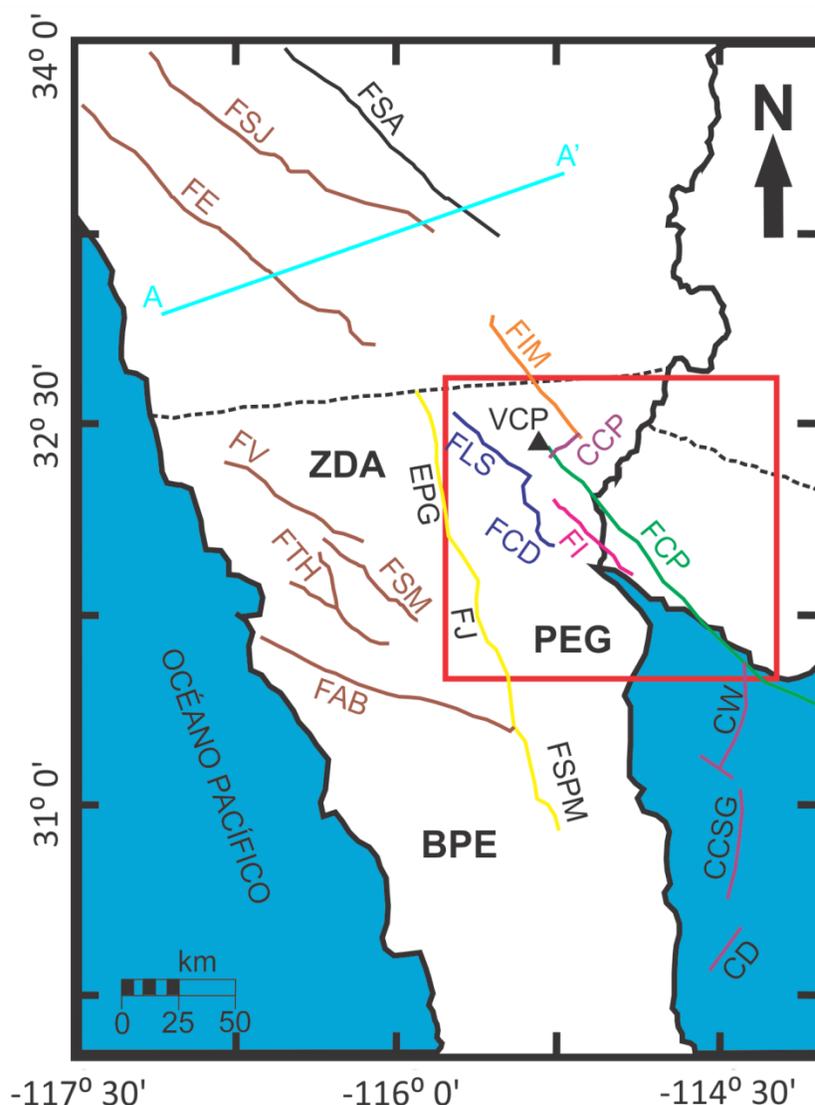


Figura 1. Mapa con las fallas principales de la región norte de BC y sur de California. Se muestran las 3 provincias estructurales (Stock *et al.*, 1989). Zona de Deformación Activa (ZDA), Provincia Extensional del Golfo (PEG) y el Bloque Peninsular Estable (BPE). Se presentan los principales sistemas de fallas activas en la región: sistema de fallas Cerro Prieto-Imperial (FCP falla Cerro Prieto, FIM falla Imperial, FI falla Indiviso); FLS falla Laguna Salada, FCD falla Cañada David; FSPM falla San Pedro Mártir, FJ falla Sierra Juárez; sistema de fallas transpeninsulares (FAB falla Agua Blanca, FTH falla Tres Hermanos, FSM falla San Miguel, FV falla Vallecitos, FE falla Elsinore, FSJ falla San Jacinto); FSA falla San Andrés; EPG-Escarpe Principal del Golfo. Se presentan las cuencas de extensión principales de la zona: CCP cuenca Cerro Prieto, CW cuenca Wagner, CCSG cuenca Consag, CD cuenca Delfín. La zona de estudio objetivo de esta tesis está marcada con el rectángulo rojo. El perfil A-A' corresponde al trabajo realizado por Hussein *et al.* (2011). Figura modificada de (Vidal-Villegas *et al.*, 2010).

1.3 Zona de Estudio

La zona de estudio se divide en dos regiones con características geológicas distintas. Al oeste se encuentran las sierras Cucapah y El Mayor compuesta de rocas graníticas cretácicas que afloran en bloques cristalinos afectados por zonas de cizalla que incluyen las fallas Laguna Salada, pescadores y Borrego (Axen y Fletcher, 1998; Teran et al., 2015). Hacia el sur la falla Indiviso corta el medio sedimentario del Valle de Mexicali (Amstrong, 2010; Wei et al., 2011). Pero la mayor deformación y sismicidad en el valle de Mexicali ocurre en fallas del sistema Cerro Prieto e Imperial (Suárez-Vidal et al., 2007; Frez y González, 1991; Suárez-Vidal et al., 2008).

El origen de las sierras Cucapah y El Mayor se debe al levantamiento del basamento Mesozoico cortado por las fallas activas de la Laguna Salada y Cañada David (Spelz-Madero et al., 2008). Entre el escarpe principal del Golfo y las fallas Cerro Prieto e Imperial se encuentra la cuenca de Laguna Salada y el Valle de Mexicali al este. La cuenca Laguna Salada, es un graben asimétrico activo de aproximadamente 20 km de ancho por 100 km de longitud orientada en dirección NNO. La estructura de la cuenca está definida como un semi-graben controlado por las fallas Laguna Salada al norte y la falla de bajo ángulo de Cañada David al sur, ambas con caída hacia el oeste (Axen, 1995, 1999; Axen y Fletcher, 1998; García-Abdeslem et al., 2001; Martín-Atienza, 2001; González-Escobar et al., 2016).

Al este de estas sierras, el Valle de Mexicali contiene cuencas rellenas de sedimentos deltaicos y marinos del Mioceno Tardío al Reciente con espesores de hasta 7 km en las fosas tectónicas de Cerro Prieto (Pelayo et al., 1991). La actividad volcánica y magmática reciente produce actividad geotérmica (Ramírez-Ramos et al., 2015) y es donde se ubica el campo geotérmico de Cerro Prieto, uno de los más grandes del mundo. La cuenca Cerro Prieto se encuentra delimitada por la falla Imperial al este y la falla Cerro Prieto al oeste las cuales son sísmicamente activas.

1.4 Estudios Previos

Debido a la importancia que tiene la región de Valle de Mexicali por la actividad sísmica y geotérmica, se han realizado numerosos trabajos con el objetivo de establecer la estructura cortical y del potente relleno sedimentario. Para ello, se han implementado estudios con métodos geofísicos que permitan establecer modelos del subsuelo que relacionen las características geológicas y tectónicas de esta zona. La integración de los métodos geofísicos con otras técnicas, permite aumentar la resolución de los resultados y una mejor aproximación a la estructura cortical.

El trabajo realizado por Nava y Brune (1982) se basó en un perfil de refracción en el sur de California y norte de Baja California, y elaboraron un modelo de velocidad cortical para la Cordillera Peninsular, determinando una profundidad de aproximadamente 42 km en el eje de la cordillera (modelo Sierra). Frez y colaboradores (2000) recalcularon este modelo, incorporando una capa somera con $V_p = 4.6$ km/s para la región de la falla San Miguel (modelo Sierra 97).

Tabla 1. Modelo Sierra 97 de velocidades sísmicas para el norte de Baja California (Frez et al., 2000).

Vp (km/s)	Vs (km/s)	Profundidad (km)
4.6	2.66	0.00
5.75	3.32	0.50
6.57	3.79	5.23
6.95	4.01	19.88
8.02	4.63	42.02

Un modelo gravimétrico bidimensional de la cuenca Laguna Salada se elaboró por Chávez (1990; Figura 3). En este trabajo se aplicaron dos técnicas de inversión; la primera, se basa en la teoría del cuerpo ideal (utiliza programación lineal), y logró

generar límites óptimos de contraste de densidad y espesor de la cuenca. Sin embargo, se definieron varios modelos y tiene múltiples soluciones. En el segundo modelo asignó un contraste de -0.3 g/cm^3 de acuerdo a evidencias geológicas para uno de los modelos y determinó que el espesor mínimo de los sedimentos es de 3.7 km. Con esta segunda técnica, delimitó la cuenca usando la aproximación de la “hoja delgada” y mejoró la rapidez en tiempo de cómputo para la generación de modelos.

De este trabajo se logró obtener un modelo final (Figura 2) en el cual el relleno sedimentario se extiende hasta una profundidad de 5.3 km en la cuenca de Laguna Salada pero dicho modelo, no es consistente con la geología del área. Por último, se pudo concluir que con el uso de información de pozos podemos constreñir soluciones y así mejorar la interpretación geológica y geofísica de la zona.

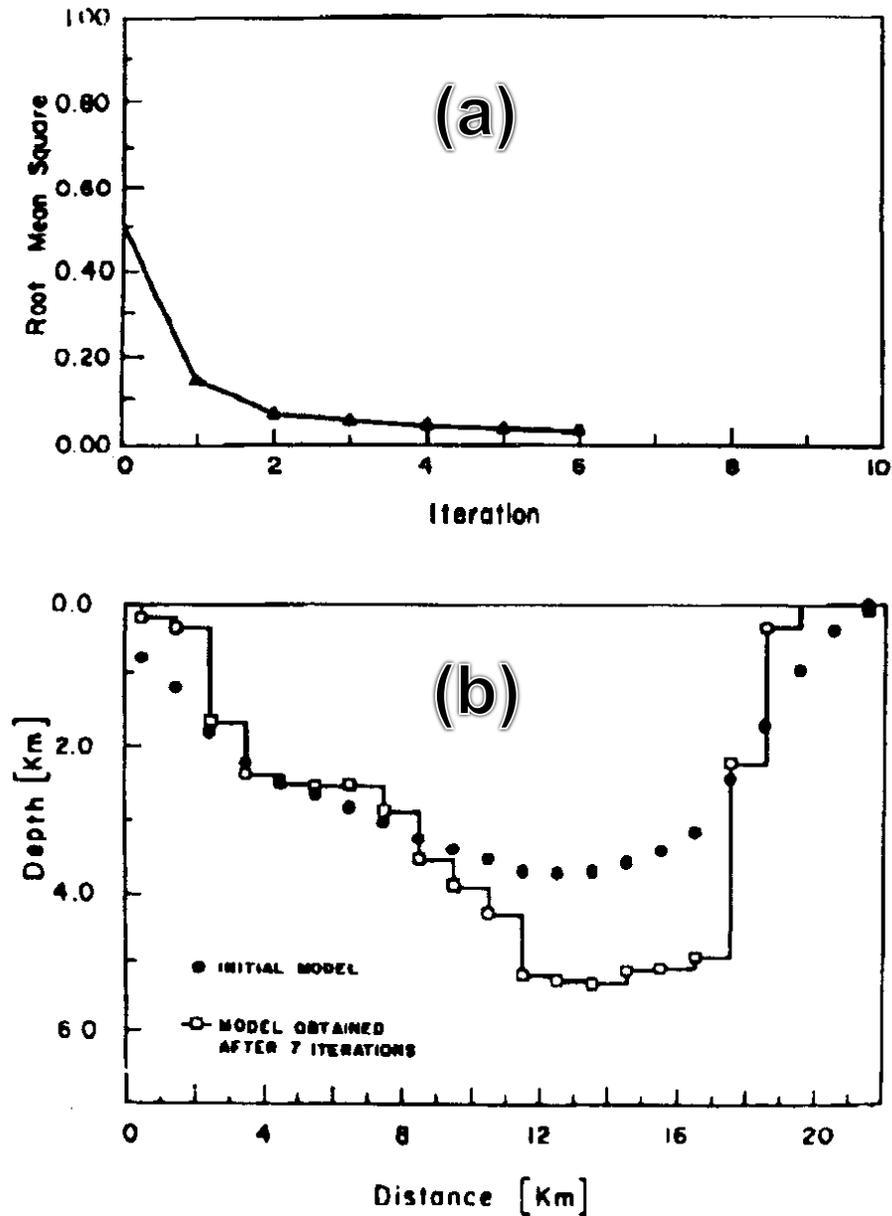


Figura 2. Modelo de inversión 2D de la anomalía gravimétrica. En la figura (a), se representa gráficamente la convergencia de la función objeto del modelo en términos del número de iteraciones para obtener la geometría final de la capa de sedimentos que conforman la cuenca de Laguna Salada. En la figura (b), se muestra el modelo inicial obtenido mediante la aproximación de la "hoja delgada" (círculos negros) así como la solución final obtenido después de 7 iteraciones (cuadrados). Tomada de Chávez et al. (1990).

García-Abdeslem et al. (2001) obtuvieron un modelo de la corteza en la zona de la Sierra Juárez, Laguna Salada y la parte oeste del Valle de Mexicali a partir de datos magnéticos y gravimétricos. Determinaron que la Sierra de Juárez tiene una raíz isostática a 42 km de profundidad y en la Sierra Cucapah hasta 25 km de profundidad. Además, delimitaron la forma de la cuenca de la Laguna Salada como un semi-graben que profundiza hacia el este, con un relleno sedimentario máximo de 3 km controlado por la falla Laguna Salada (Figuras 3 y 4).

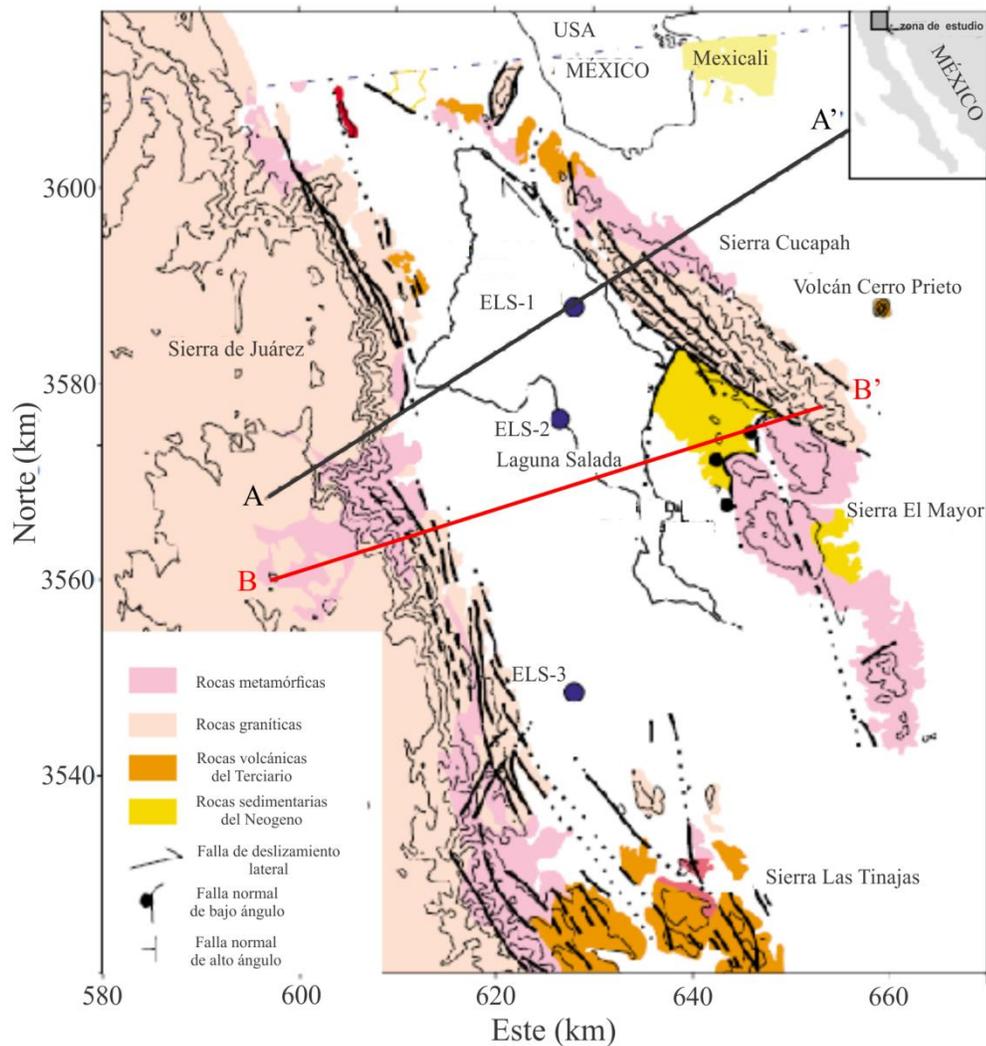


Figura 3. Mapa geológico del área de estudio modificado de García Abdeslem et al. (2001). ELS-1, ELS-2 Y ELS-3 son pozos exploratorios perforados por la CFE. A-A' indica la localización del perfil gravimétrico y magnetométrico en 2D. B-B' indica la localización del perfil gravimétrico 2D de Chávez et al. (1990).

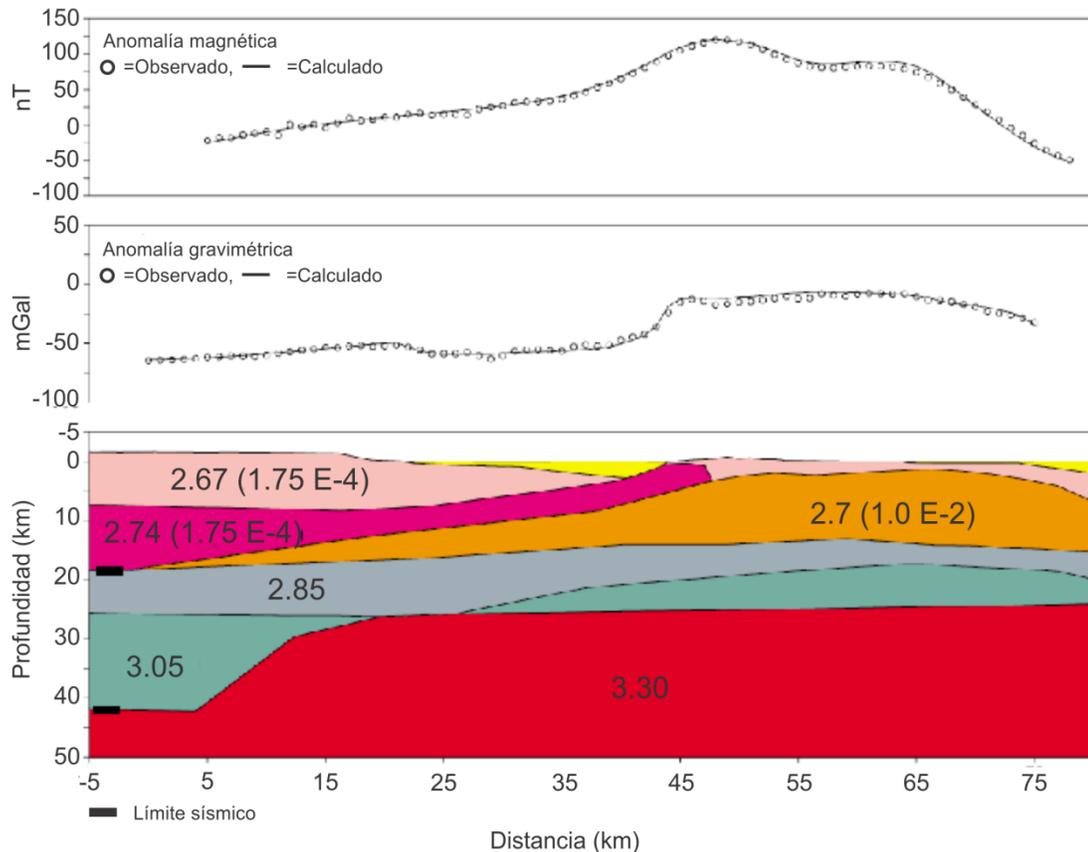


Figura 4. Perfil gravimétrico A-A' en 2D obtenido del modelo de corteza en base a datos gravimétricos y magnéticos. Unidades de densidad en g/cm^3 , susceptibilidad magnética entre paréntesis. Figura modificada de García-Abdeslem et al. (2001).

Hussein et al. (2011), desarrollaron modelos 2.5D de corteza a partir de datos gravimétricos, magnéticos y análisis de la respuesta sísmica de ondas P de la cuenca Salton en el Valle Imperial (Figuras 1 y 5). Como constricciones a los modelos, utilizaron información de geología superficial, así como los resultados obtenidos en estudios previos. El análisis de las ondas P sugiere que el Moho se encuentra a 20 km de profundidad en el suroeste del mar de Salton, alcanzando una profundidad de 32 km al oriente de la cuenca. Los modelos obtenidos muestran que la cuenca Salton se compone por una capa de corteza inferior con densidad de 2950 kg/m^3 (2.95 g/cm^3) conformada principalmente por gabros, una capa de corteza superior con densidades entre 2500 kg/m^3 (2.50 g/cm^3) y 2600 kg/m^3 (2.60 g/cm^3) formada por sedimentos y rocas metasedimentarias con espesor de 8 a 10 km. Las anomalías magnéticas son de baja amplitud y sugieren la ausencia de cuerpos intrusivos a baja profundidad, así como un basamento profundo (Hussein et al., 2011). En estos modelos, se detectó la

presencia de una estructura de origen magmático a 18 km de profundidad compuesta por rocas de la corteza inferior fundidas provenientes del manto superior en la zona en el suroeste del mar de Salton. Esta estructura se extiende unos 90 km hacia el este de la cuenca y es posible, que controle el adelgazamiento y extensión de la corteza en esta zona.

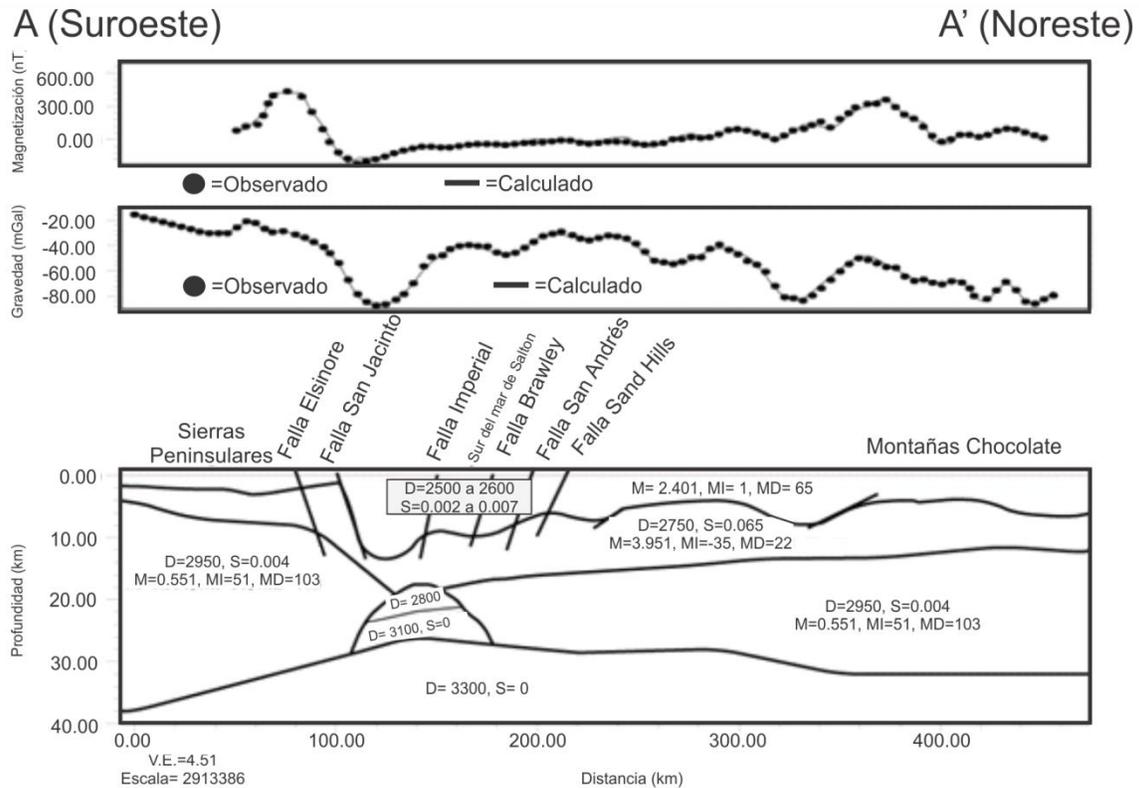


Figura 5. Perfil gravimétrico y magnetométrico a través de la región central de la cuenca Salton (ver figura 1 para localización). El perfil A-A' de ~450 km sugiere, con base en las funciones receptoras, que el Moho tiene una profundidad de 25 km al centro del perfil y se incrementa hasta 32 km bajo el complejo metamórfico hasta alcanzar los 32 km bajo las montañas Chocolate (punto A'). D, densidad (kg/m^3); S, susceptibilidad magnética; M, magnetización (A/m); MI inclinación magnética (grados); MD, declinación magnética (grados). Figura modificada de Hussein et al. (2011).

Chanes-Martínez y colaboradores (2013) determinaron la geometría estructural de una parte del delta del río Colorado utilizando información sísmica y una interpretación cualitativa de la anomalía gravimétrica obtenida por Petróleos Mexicanos. En este trabajo se determinó que la cuenca Montague ocupa una anomalía gravimétrica negativa de ~18 km de ancho orientada al N-NO (Figura 6).

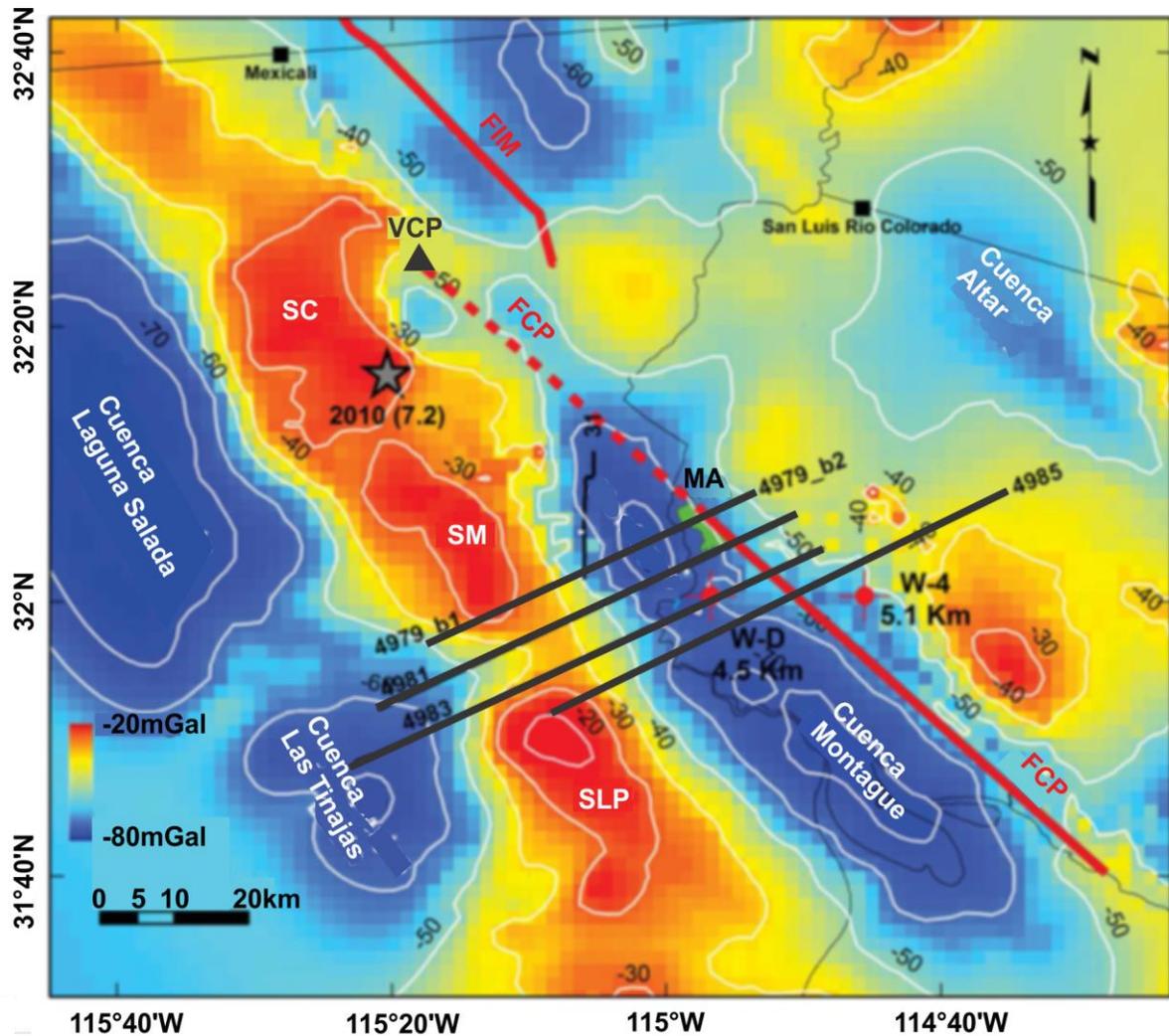


Figura 6. Mapa de anomalía de Bouguer del norte de la península de Baja California. Los colores azules representan valores bajos (-80 mgal) y los rojos altos gravimétricos (-20 mgal). Mesa de Andrade (MA) en color verde. Se muestran las cuencas que predominan en la región: Laguna Salada, Las Tinajas, Montague y Altar. FCP: falla Cerro Prieto. FIM: falla Imperial (línea roja) tomadas de (Fonseca-López, 1982). Las líneas negras representan los perfiles sísmicos interpretados por Chanes-Martínez et al. (2013) La estrella representa el epicentro del sismo del 4 de abril de 2010. W-D y W-4 pozos exploratorios indicando la profundidad. Datos propiedad de PEMEX. Figura modificada de Chanes-Martínez et al. (2013).

Recientemente Pérez-Flores et al. (2013) realizaron la inversión tridimensional de datos de métodos eléctricos en la cuenca Cerro Prieto. El modelo obtenido muestra la configuración tridimensional de una capa conductora con espesor variable de ~600 m que corresponde a los depósitos fluviales del río Colorado. A mayor profundidad se obtuvieron anomalías de resistividad que indican la presencia de las fallas de Cerro Prieto e Imperial, que delimitan la cuenca Cerro Prieto en su parte superior menor a 2 km de profundidad (figura 7).

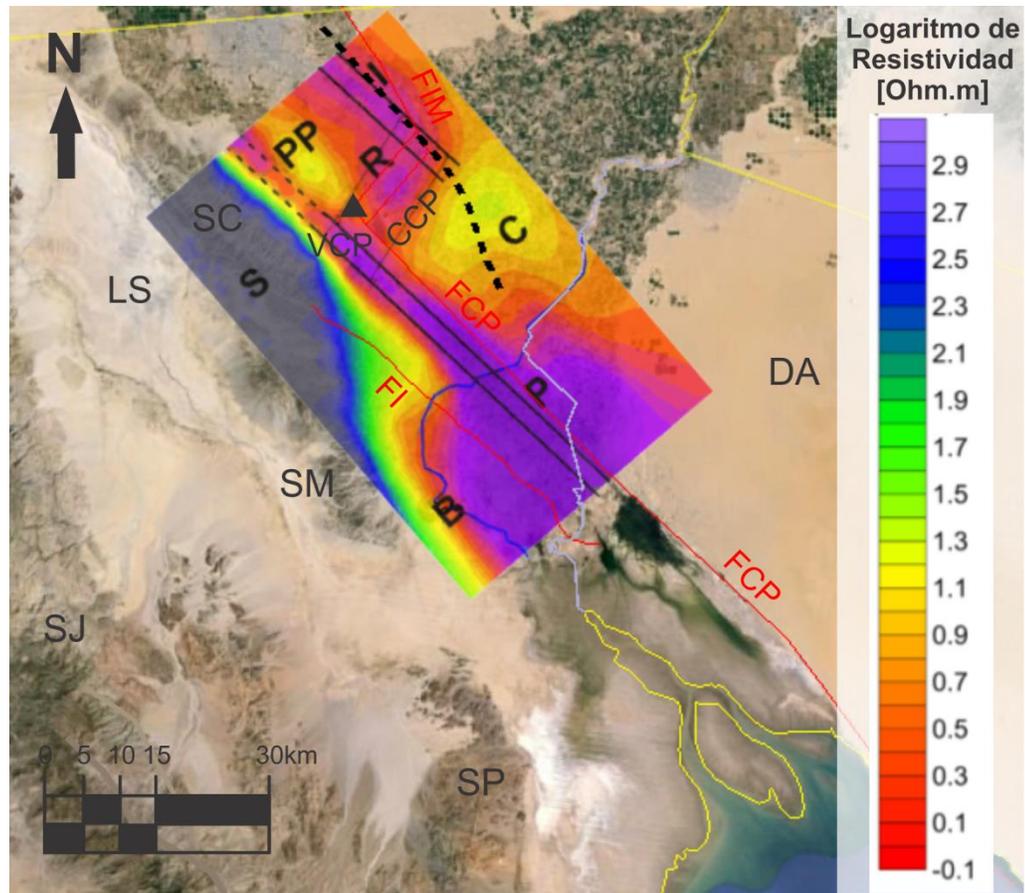


Figura 7. Mapa de anomalía de resistividad a 1800 m de profundidad obtenido a partir del modelo 3D de resistividad eléctrica para la zona de Cerro Prieto por Pérez-Flores et al. (2013). La zona conductora asociada a la cuenca de extensión de Cerro Prieto (R), tiene adyacente una zona resistiva asociada al río Colorado C. Al sur la cuenca Montague se caracteriza por una zona conductora entre B y P. Se identifican algunos rasgos geológicos característicos de la zona: SC sierra Cucapah, LS Laguna Salada, SM sierra El Mayor, SJ sierra de Juárez, SP sierra Las Pintas, DA desierto de Altar, VCP volcán Cerro Prieto, CCP cuenca Cerro Prieto. Las líneas en color rojo representan los trazos de fallas geológicas reportados en la literatura: FCP falla Cerro Prieto, FIM, falla Imperial, FI falla Indiviso. Las líneas en color negro representan los trazos de las fallas geológicas identificadas por Pérez-Flores et al. (2013). Falla Imperial (I), falla Cerro Prieto (PP-P). La línea color azul representa el cauce del Río Colorado. Figura modificada de Pérez-Flores et al. (2013).

En síntesis, los trabajos previos muestran que la cuenca Cerro Prieto tiene un potente relleno sedimentario entre las fallas Cerro Prieto e Imperial. Sin embargo, existen discrepancias sobre la estructura cortical de la región adyacente al norte, al sur y al oriente del delta del río Colorado. Por lo que en este trabajo utilizamos un modelo de inversión 3D de la anomalía gravimétrica acotada con datos de pozos profundos y perfiles sísmicos de reflexión recientemente publicados (Chanes-Martínez et al., 2013; Pacheco et al., 2006).

Capítulo 2. Marco Teórico

2.1 Introducción

En este capítulo se describen los métodos geofísicos involucrados en el desarrollo del presente trabajo de tesis. Primero se describe el método gravimétrico, el cual es el punto de partida para caracterizar la estructura de densidades en la zona de estudio. Posteriormente se describe el algoritmo de inversión utilizado en el proceso de inversión de datos gravimétricos y que conforma la parte medular de este trabajo de tesis.

2.2 Método Gravimétrico

El método gravimétrico fue una de las primeras técnicas geofísicas utilizada en exploración de petróleo y gas, aunque después fue desplazada por el método sísmico (Nabighian et al., 2005). En la actualidad, se considera importante debido a que funciona como constricción adicional en diversas áreas de estudio; como la minería, así como investigaciones especializadas con objetivos superficiales (detección de cavernas, etc.). Este método se basa en la medición de diferencias en la atracción de la gravedad causadas por la distribución heterogénea de la densidad en las rocas del subsuelo. La fuerza de atracción entre dos cuerpos con masa m_1 y m_2 está dada por la ley de la gravitación universal de Newton.

$$\mathbf{F} = \gamma \frac{m_1 m_2}{r^2} \hat{\mathbf{r}} \quad (1)$$

donde :

\mathbf{F} = Fuerza de atracción entre dos objetos

γ = Constante de la gravitación universal

m_1, m_2 = masas de dos objetos

r = Distancia entre los centros de masa de los objetos

La aceleración que experimenta un objeto debido a la atracción gravitacional de la tierra, se puede encontrar utilizando la segunda ley de Newton:

$$\mathbf{F} = m\mathbf{g} \quad (2)$$

sustituyendo (1) en (2) se obtiene la aceleración de la gravedad sobre la masa de un objeto:

$$\mathbf{g} = \gamma \frac{m_T}{r^2} \hat{\mathbf{r}} \quad (3)$$

donde: m_T es la masa que será atraída por masa de prueba unitaria, montada en el gravímetro de campo y r es la distancia entre la masa de prueba del gravímetro y la masa de un cuerpo dentro del interior de la Tierra. Si dicha masa es todo el planeta, sería la respuesta del Geoide. Si es sólo un cuerpo dentro del planeta, sería una anomalía gravimétrica.

El gravímetro es un aparato que mide la componente vertical g_z de la aceleración de la gravedad. Para el caso de un objeto que se acelera hacia el centro de la Tierra, el valor promedio de dicha aceleración es de 9.81 [m/s²] o 981 [Gales].

Sin embargo, dicho valor varía a lo largo de la superficie terrestre, por la excentricidad del planeta, pero también porque la distribución de masa dentro del planeta, no es homogénea. Estas heterogeneidades son fuente de información para los geofísicos.

Cuando realizamos mediciones gravimétricas las variaciones son tan pequeñas que utilizamos miligales (mGal) por lo que 1000 [mGal] equivalen a 1 [Gal]. Las anomalías gravitacionales son del orden de decenas de miligales, no llegan a 1 Gal.

Por lo que, la gravedad del planeta siempre será muchas veces superior al valor de las anomalías. Los gravímetros deben ser tan sensibles como para ver variaciones de miligales alrededor de la enorme influencia del planeta.

La aceleración de la gravedad se deriva de:

$$g_z = \gamma \int \frac{\text{sen}(\varphi) dm}{r^2} \quad (4)$$

Como el gravímetro solo mide la componente vertical. La aceleración que tenga un ángulo φ con respecto a la horizontal, su componente vertical será la proyección. La prospección gravimétrica observa mejor las variaciones laterales (horizontales) de la densidad comparado con las verticales (profundidad).

2.2.1 Anomalía Gravimétrica

Como se mencionó con anterioridad, la componente vertical g_z del campo gravitacional terrestre es utilizada para inferir la presencia de estructuras geológicas enterradas de importancia económica, por lo que la interpretación de dichas mediciones se realiza en términos de anomalías gravimétricas. Una anomalía gravimétrica es la parte de la medición de la gravedad que se desvía de una medición promedio.

La respuesta gravimétrica de la Tierra, no se conoce con precisión. A esta figura se le conoce como geoide. Por simplicidad, una medición cualquiera sobre la superficie terrestre se le considera la suma del efecto de un esferoide achatado en los polos y que rota a 24 horas la vuelta. La latitud más cercana al ecuador, nos dará menor efecto gravimétrico. Si el gravímetro se coloca sobre un cerro, se aleja del centro de la Tierra (aire libre), se debe corregir por estar elevado con respecto del esferoide y luego se le añade la masa del cerro con una losa larga, pero el exceso de masa de la losa se le quita con la corrección topográfica (Blakely, 1995). Esta versión simplificada es aproximadamente la respuesta del geoide, pero no lo es. El geoide es mucho más complicado, tiene variaciones con la longitud y latitud, mientras que el esferoide no varía con la longitud, solo la latitud. Ahora los satélites están ayudando mucho a sacar la verdadera figura del Geoide. También hay un efecto debido a que la Tierra (simulada con el esferoide) no es homogénea. Por ejemplo, hay yacimientos de fierro, etc. Esta respuesta es la que realmente nos interesa en la geofísica con propósitos económicos. De ahí que pensemos al revés. Si una medición es la suma de todos esos efectos, pues despejemos solo la parte que nos interesa (el yacimiento de fierro). Esto equivale a quitarle a la medición observada una serie de valores, para que solo quede el efecto del

yacimiento y a eso le llamamos anomalía y al efecto de quitarle lo que no nos interesa, le llamamos corrección.

2.2.1.1 Corrección por latitud (CL).

La corrección por latitud o corrección normal consiste en eliminar los efectos causados por la aceleración debida a la masa y forma de la Tierra en el sitio de medición, así como al efecto de fuerza centrífuga por el efecto de rotación. La tierra esta achatada en los polos y el ecuador está más lejos del centro del planeta, por lo tanto, la aceleración de la gravedad será menor.

Se han desarrollado fórmulas para calcular la corrección por latitud; sin embargo, las más aceptadas son las de 1930 y 1967. Actualmente, la fórmula que más se utiliza es la de 1984 que se expresa a continuación (Lines y Newrick, 2004).

$$g(\varphi)[1984] = 978032.7(1 + 0.0053024\sin^2\varphi + 0.0000059\sin^4\varphi) \text{ [mGal]} \quad (5)$$

donde φ es la latitud del punto de medición.

A esta ecuación se le llama esferoide. Ya que es una figura geométrica achatada por los polos y que rota a 24 horas por ciclo. Solo depende de la latitud. Es mucho más simple que el Geoide.

2.2.1.2 Corrección de Aire Libre (CAL).

Si medimos sobre una elevación (cerro o montaña), mediremos un valor menor de la gravedad. Se corrige por la diferencia de altura con respecto al esferoide. La magnitud de la corrección por aire libre se obtiene con la siguiente expresión:

$$g(f) = [0.3086h] \text{ mGal} \quad (6)$$

donde h es la elevación de la estación en metros.

2.2.1.3 Corrección de Bouguer (CB).

Si medimos sobre una elevación, corregimos por diferencia de altura (CAL), pero no consideramos la masa del cerro o montaña. Así que se acostumbra añadir el efecto de una losa infinita con masa equivalente a la del procesado (2.67 g/cm^3). A esto se le llama corrección de Bouguer que considera la masa existente entre el nivel del esferoide (nivel medio del mar) y la estación. La losa tiene un espesor h . La fórmula para calcular esta corrección es:

$$g(B) = (0.04192\rho h) \text{ mGal} \quad (7)$$

donde ρ es el contraste de densidad entre la roca expuesta en la geología superficial y la densidad promedio de la corteza (2.67 g/cm^3).

2.2.1.4 Corrección Topográfica (CT).

Esta corrección quita el exceso de masa de la losa infinita de la corrección de Bouguer. Tanto el exceso y déficit de masa disminuyen la fuerza de gravedad. Entonces si consideramos un punto en la parte superior de la losa de Bouguer, vemos que al tener un exceso de masa por encima de la losa, el efecto gravitacional es opuesto a la masa de la losa; por lo tanto, se reduce el efecto total de la gravedad. En tanto que si la losa posee agujeros, éstos causan una disminución en la masa de la misma; por lo que, el efecto gravitacional disminuye. Al combinar dichos efectos, se observa una disminución en el efecto gravitacional de la losa, y la corrección topográfica (CT) siempre es de signo opuesto a la corrección de Bouguer (CB). Para obtener la corrección topográfica, el terreno circundante se divide en sectores, y se hace una corrección, en función de la magnitud de la diferencia de elevación y la proximidad a la estación.

2.2.1.5 Anomalía de Bouguer.

Una anomalía gravimétrica se define como la diferencia entre la gravedad teórica y la gravedad medida u observada en un punto. Específicamente, la Anomalía de Bouguer, se obtiene cuando el valor de gravedad teórica incluye la corrección de Bouguer. Sin

embargo, una anomalía de Bouguer no necesariamente incluye la corrección topográfica. Para especificar si la corrección topográfica es o no aplicada, es necesario distinguir dos tipos de anomalías de Bouguer. La Anomalía de Bouguer Simple (ASB) es aquella anomalía de Bouguer que carece de corrección topográfica; en tanto que, aquella anomalía de Bouguer corregida por topografía recibe el nombre de Anomalía de Bouguer Completa (ACB; García-Fiscal., 2013). La gravedad teórica es una estimación de la gravedad en un lugar donde:

$$g(\text{teórica}) = g(\varphi) - g(f) + g(B) - g(T) \quad (8)$$

donde: $g(\varphi)$ es la corrección por latitud, $g(f)$ es la corrección por aire libre, $g(B)$ es la corrección de Bouguer y $g(T)$ es la corrección topográfica:

$$g(\text{anomalía gravimétrica}) = g(\text{observada}) - g(\text{teórica}) \quad (9)$$

La diferencia no es cero. Debido a que la Tierra no es homogénea. Entonces la diferencia nos dará el efecto de la anomalía gravimétrica. Que es el efecto de las heterogeneidades dentro del planeta, una vez que ya le quitamos todos los demás efectos. En el caso del Valle de Mexicali, que casi no hay elevaciones. Pues, prácticamente sólo se corrige por el esferoide. Sin embargo, si habrá un efecto lateral de las sierras Cucapah y El Mayor.

El esferoide tiene una densidad de corteza de 2.67 g/cm^3 y el manto de 3.3 g/cm^3 . Al restárselo a los datos observados, es equivalente a restarle la densidad de corteza 2.67 g/cm^3 a todas las densidades que estamos manejando para las capas. Después de esta corrección manejamos contrastes de densidad. Las densidades no pueden ser negativas, pero los contrastes de densidad sí pueden ser positivos o negativos. En el caso del manto, al sustraer el esferoide, esa parte queda con contraste de densidad cero. Excepto cuando hay una raíz isostática. En nuestro caso la raíz isostática queda con un contraste de densidad (corteza inferior- densidad del manto) negativo para la raíz isostática. Ensayamos con varias densidades de corteza inferior, por lo tanto, ensayamos con varios contrastes negativos.

2.3 Modelado de la Gravedad

Un paso crucial en la interpretación de la gravedad es encontrar la respuesta gravimétrica de un modelo que coincida con nuestras observaciones gravimétricas. Las anomalías gravimétricas carecen de significado antes de ser interpretadas en términos de estructuras geológicas y de densidades. Para ello, la interpretación de las anomalías se basa en la solución de ecuaciones físico-matemáticas de la Teoría del Potencial (García-Fiscal, 2013). Debido a que la solución de dichas ecuaciones no es única (no-unicidad), existen un número infinito de soluciones correctas, por lo que es necesario acotar las soluciones con la introducción de constricciones de carácter geológico o bien de otros parámetros físicos involucrados.

Se han desarrollado numerosas técnicas para la interpretación de datos gravimétricos, desde la regla de la mitad del ancho de la anomalía graficada en forma de curva, para determinar la profundidad de esferas y cilindros (Nettleton, 1940), hasta diversas teorías que establecen límites en las variaciones de densidad (Parker, 1974). También se han desarrollado algoritmos que proveen modelos cuyas respuestas reproducen los datos observados a niveles más exactos.

Dentro del desarrollo de algoritmos de inversión gravimétrica se distinguen dos grupos: En el primer grupo, el problema inverso es lineal y la distribución de la densidad es desconocida. En este caso la densidad multiplica a una función Kernel que no depende de la densidad, sino de la distribución de la masa dentro del semi-espacio, de la ubicación de las observaciones y en general de la física del problema (Ley de Newton; Green., 1975). En el segundo grupo, la densidad es conocida y la geometría de los cuerpos se considera desconocida. En las formulas, la geometría de los cuerpos se hallan relacionados de una forma no-lineal. Ejemplos de estos algoritmos son aquellos propuestos por Cordell y Henderson (1968), Chai y Hinze, (1988), Barbosa et al. (1997; 1999). Una de las ventajas de trabajar con el problema inverso en forma no-lineal es que la no-unicidad característica del método gravimétrico es menor que si se trabaja con un problema lineal. En términos de teoría de inversión, todos los problemas son “mal-propuestos” (ill-posed problems). Pero si suponemos la densidad como

desconocida, el problema es lineal y es más sencillo de resolver; sin embargo, el problema es mucho más mal-propuesto.

La obtención de modelos a partir de datos potenciales nos da una resolución limitada porque es posible obtener múltiples soluciones y diferentes estructuras geológicas a partir de los mismos datos. Para resolver este inconveniente, es necesario añadir información de otros métodos geofísicos, como el método sísmico para restringir el rango de posibles modelos. La mayoría de algoritmos no consideran el incremento de la densidad con la profundidad en la zona de cuencas sedimentarias; por lo tanto, se requiere de un algoritmo que considere variación de la densidad en la dirección vertical (García-Abdeslem, 1992). En este trabajo usamos un algoritmo que supone un agregado de prismas con densidad variable con la profundidad, calculando los límites superior e inferior de los mismos (Gallardo-Delgado et al., 2005). La variación de la densidad con la profundidad, puede ser una línea recta o un polinomio de segundo grado. También nos permite, tomar bases de datos a diferentes niveles sobre el nivel del mar y así evitar fusionar datos o bien aplicar continuación hacia arriba o hacia abajo.

Con este algoritmo, suponemos agregados de prismas tridimensionales que simulan capas. Estas capas pueden ser formaciones geológicas. Sin embargo, algunas formaciones geológicas tienen densidades muy semejantes y no pueden diferenciarse con gravimetría. Lo que hacemos es suponer que esas formaciones son la misma capa. De esta manera, el concepto de capa se convierte en aquellas formaciones geológicas que tienen un contraste de densidad con las formaciones contiguas.

La densidad dentro de cada capa se supone conocida y constante. Aun así, la densidad dentro de los prismas de cada capa puede variar con la profundidad de manera lineal o cuadrática. En este algoritmo usamos prismas de igual sección en el plano (x, y) o igual área horizontal. Sin embargo, la profundidad al techo y piso de cada prisma puede variar. En el proceso de inversión, estas profundidades se consideran las incógnitas. Por ejemplo, en este trabajo se usaron 9 capas y 646 prismas por capa. El proceso de inversión supone densidad constante dentro de los 646 prismas de cada capa, pero mueve los techos y pisos de cada prisma dentro de la capa. Esto mismo hace con los prismas de la siguiente capa. Se pone la restricción de que no haya traslapes o

huecos de masa. O sea, que la topografía inferior de la primera capa debe ser igual a la topografía superior de la siguiente capa y así sucesivamente.

Debido a la no-unicidad, agregamos información de geología superficial, sísmica 2D y pozos. Otro tipo de información, como modelos de MT, modelos de sísmica pasiva, también tienen su no-unicidad bastante fuerte y no los podemos considerar información dura. Sin embargo, sí deseamos que nuestros modelos se correlacionen con otros modelos geofísicos, sin obligarlos con constricciones.

La geología superficial se introduce al algoritmo de una manera complicada. Cada capa consiste de 646 prismas. Si la capa superior es mar, pues solo existe fuera del continente, por lo tanto solo unos cuantos prismas son mar. Para eso, el algoritmo declara 646 prismas de mar con espesor cero y solo se le asigna espesor a aquellos donde hay mar.

Por ejemplo, para hacer que la capa 4 aflore, hacemos que los espesores de las capas 1, 2 y 3 sean ceros solo donde lo indica la geología superficial para construir el archivo que contiene el modelo inicial. Anteriormente, este proceso se hacía artesanalmente y tomaba mucho tiempo introducir la geología superficial al modelo. El proyecto P04 del CemieGeo tuvo como objetivo diseñar una plataforma gráfica en lenguaje Python, que nos permitiera introducir la geología superficial de forma interactiva.

2.4 Modelo conceptual o inicial

El punto de partida es obtener un modelo inicial tridimensional de capas, a cada una de ellas se les asigna una densidad que depende de la profundidad. En las cuencas sedimentarias el aumento de la densidad respecto a la profundidad se debe a la compactación en cuencas profundas de más de 5 km. Con esta consideración, es posible reducir el número de capas necesario para el modelo, pues nos evita definir varias capas aumentando la densidad con la profundidad y que todas simulen a la misma cuenca sedimentaria.

El modelo inicial está constituido por un agregado de prismas rectangulares, que al ser integrados, permiten representar estructuras tridimensionales complejas. Los prismas se extienden desde la superficie hasta una profundidad definida, y cada uno de ellos está dividido en sectores con densidad característica de cada una de las capas que conforman el modelo. Las ecuaciones para calcular la respuesta gravimétrica de un solo prisma con densidad variable con la profundidad son cuadráticas (ecuación 10).

$$\rho_i(z) = a_i + b_i z + c_i z^2 \quad (10)$$

donde $\rho_i(z)$ representa la densidad en función de la profundidad para cada una de las capas; a_i , b_i , c_i , son los coeficientes de la función de densidad para la capa i (Bhattacharyya, 1966; Rao, 1986). (Figura 8).

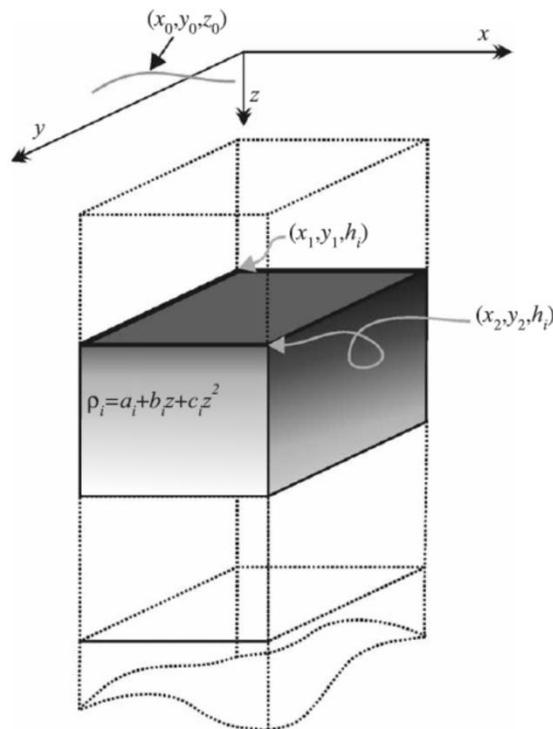


Figura 8. Representación de tres prismas rectangulares, uno encima del otro. El sector sombreado es el prisma que corresponde a la i -ésima capa con densidad variando con la profundidad en forma cuadrática. Donde a , b y c son los coeficientes de la ecuación del polinomio. La capa inferior se extiende infinitamente en profundidad. (x_0, y_0, z_0) es el punto de observación ubicado en la superficie o cualquier otro nivel arbitrario. Los puntos (x_1, y_1, h_i) y (x_2, y_2, h_i) definen las dimensiones del prisma. Las h 's son las incógnitas o las que mueve el proceso de inversión. Modificado de Gallardo-Delgado et al., 2003.

El efecto gravimétrico de los tres prismas en el punto (x_0, y_0, z_0) , está definido como la suma de los efectos gravitacionales de los tres prismas, como es el caso de este ejemplo. La ecuación de un prisma con densidad variable es:

$$g_z(x_0, y_0, z_0) = \gamma \sum_{i=1}^{nb} (\Delta a_i + \Delta b_i z_0 + \Delta c_i z_0^2) I_1 + (\Delta b_i + 2\Delta c_i) z_0 I_2 + \Delta c_i I_3 \left| \begin{array}{l} \Delta x_2 \\ \Delta x_1 \end{array} \right| \left| \begin{array}{l} \Delta y_2 \\ \Delta y_1 \end{array} \right|_{\Delta z_i} \quad (11)$$

$$I_1 = z \tan^{-1} \left(\frac{xy}{zr} \right) - x \ln(r + y) - y \ln(r + x)$$

$$I_2 = \frac{z^2}{2} \tan^{-1} \left(\frac{xy}{zr} \right) - \frac{x^2}{2} \tan^{-1} \left(\frac{yz}{xr} \right) - \frac{y^2}{2} \tan^{-1} \left(\frac{xz}{yr} \right) + xy \ln(r + z)$$

$$I_3 = z^3 \tan^{-1} \left(\frac{xy}{zr} \right) + x^3 \ln(r + y) + y^3 \ln(r + x) + 2xyr$$

En la ecuación (11), g_z es el efecto gravitacional en la dirección vertical, γ es la constante gravitacional; las variables, $\Delta x_1 = x_1 - x_0$, $\Delta x_2 = x_2 - x_0$, $\Delta y_1 = y_1 - y_0$, $\Delta y_2 = y_2 - y_0$, $\Delta z_i = h_i - z_0$ son las distancias ortogonales entre el punto de observación (x_0, y_0, z_0) y los 4 vértices superiores de cada prisma. Los vértices inferiores del prisma se van hasta infinito en z . $r = (\Delta x_j^2 + \Delta y_j^2 + \Delta z_j^2)^{1/2}$ es la distancia del punto de observación a cada uno de los vértices ($j=1, 2$). nb es el número de capas que conforman el modelo. $\Delta a_i = a_i - a_{i-1}$, $\Delta b_i = b_i - b_{i-1}$ y $\Delta c_i = c_i - c_{i-1}$, definen el contraste de los coeficientes de la función de densidad entre dos capas consecutivas. Matemáticamente se supone una capa de aire, por lo tanto, cuando $i=0$, los coeficientes a_i , b_i , c_i son ceros. La altura z_0 permite calcular el efecto gravimétrico a cualquier altura, lo cual es un recurso útil al momento de interpretar datos tomados en diferentes niveles (Gallardo-Delgado et al., 2003).

El algoritmo también tiene capacidad para hacer inversión con magnetometría. Pero no se utilizó en este trabajo de tesis.

En el modelo conceptual para el desarrollo del algoritmo de inversión utilizado en este trabajo de tesis (Figura 9), las estructuras gravimétricas y magnéticas comparten límites de capa comunes y las incógnitas son las mismas (profundidad de los techos de los prismas). Si se corren simultáneamente es equivalente a obtener la misma geometría

del modelo para ambos grupos de datos, o sea, gradientes cruzados igual a cero. ¿Qué tanto gravimetría y magnetometría se deben de parecer?, es un tema de controversia que no está contemplado en esta tesis.

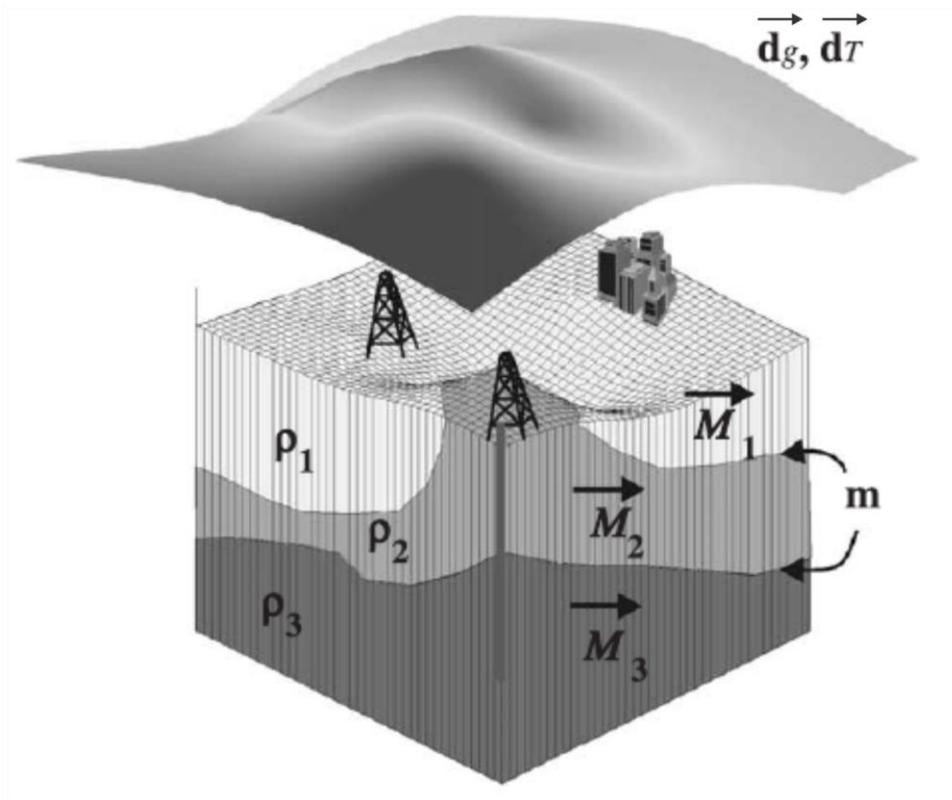


Figura 9. Modelo de capas inicial compuesto por una agregado de prismas rectangulares representados en la Figura 8. , representan las densidades para cada capa. M_1 , M_2 , M_3 , son los vectores de magnetización para cada capa. m es la incógnita; es decir, las profundidades de los techos de los prismas de cada capa. d_g es el vector de datos gravimétricos observados definido en la componente vertical. d_T es el vector de datos magnéticos observados. Tomado de Gallardo-Delgado et al., 2003.

2.5 Algoritmo de inversión

Partimos de un modelo inicial con la geología superficial, datos sísmicos de fuente activa en 2D y datos de pozos. El modelo inicial se modifica de manera iterativa y respetando los intervalos de variación de las profundidades de techos según constricciones incluidas en el modelo inicial. De esta manera, planteamos una función objetivo que permite satisfacer las constricciones geométricas impuestas y también

satisface o reproduce los datos observados. Debemos considerar que los datos tienen cierto nivel de ruido y por lo tanto, debemos notificarle al algoritmo de inversión para que no sobreajuste los datos:

$$\|d_g - g_z(m)\|_{C_{ddg}^{-1}}^2 \quad (12)$$

donde, $g_z(m)$ es el vector de la respuesta gravimétrica definidas en la ecuación (11). C_{ddg} representa la matriz de covarianza para los datos gravimétricos e introduce el nivel de ruido de los datos. Suponemos que la matriz es diagonal, lo cual indica que los errores no están correlacionados y que se trata de errores independientes. El algoritmo también nos da la posibilidad de declarar un modelo m_R de referencia y se puede pedir al algoritmo de inversión que no se aleje mucho de ese modelo de referencia aunque avancen las iteraciones. En este trabajo, no usamos un modelo de referencia sólo un modelo acotado con datos independientes. Un modelo de referencia es un modelo ya final o casi final. Por ejemplo, una vez que tenemos el modelo final de gravimetría, podríamos después hacer inversión de los datos de magnetometría, declarando al modelo de gravimetría como modelo de referencia y pedirle al modelo de magnetometría que no se aleje mucho.

$$\|m - m_R\|_{C_{RR}^{-1}}^2 \quad (13)$$

Nuestro objetivo es determinar la profundidad a los techos de los prismas de cada capa, por lo que podemos indicar a la función objetivo que minimice la diferencia en profundidades de prismas contiguos. Este proceso minimiza la pendiente de la topografía que va resultando de las profundidades de todo el conjunto de una capa. (Tikhonov y Arsenin, 1977; Twomey, 1977). Si minimizamos o suavizamos mucho, las posibles fallas van a desaparecer. Pues las fallas geológicas aparecerán como pendientes pronunciadas en la topografía de cada capa (Gallardo-Delgado et al., 2003). El factor de suavizamiento se agrega a la función objetivo con el siguiente término:

$$\|Dm\|_{C_{DD}^{-1}}^2 \quad (14)$$

donde, $D\mathbf{m}$ es el factor de suavizamiento y consiste de un operador laplaciano que contiene derivadas espaciales de segundo orden de la profundidad. La matriz C_{DD} contiene los pesos de suavizamiento entre prismas. Si la matriz es diagonal, suponemos un peso independiente para cada par de prismas. Pero conviene más hacerla una constante y que actúe como un parámetro de peso.

La expresión de la función objetivo que integra todas las características descritas con anterioridad es la siguiente:

$$\min \left\{ \|\mathbf{d}_g - \mathbf{g}_z(\mathbf{m})\|_{C_{ddg}^{-1}}^2 + \|D\mathbf{m}\|_{C_{DD}^{-1}}^2 + \|\mathbf{m} - \mathbf{m}_R\|_{C_{RR}^{-1}}^2 \right\} \quad (15)$$

Sujeto a:

$$\mathbf{m}_{\min} \leq \mathbf{m} \leq \mathbf{m}_{\max} \text{ y } \Delta\mathbf{m}_{\min} \leq \Delta\mathbf{m} \leq \Delta\mathbf{m}_{\max}$$

donde, los términos $\Delta\mathbf{m}$ corresponden a los espesores de cada capa. El algoritmo inicialmente sólo determina profundidades a los techos de los prismas. Por medio de programación cuadrática podemos añadir un intervalo de variación para cada techo de prisma, o sea, una incertidumbre de entre que rango deseo que se muevan las profundidades. El algoritmo también permite constreñir los espesores y declararles un mínimo y un máximo. Esto lo hace por medio de la opción de contricciones lineales de programación cuadrática (Gill et al., 1986).

La ecuación 15 es la función objetivo óptima para un problema inverso lineal. Sin embargo nuestro problema es no-lineal con respecto a las profundidades de los prismas. Así que primero linealizamos por medio de una expansión de Taylor. Conservamos solo la parte lineal de la expansión, o sea, que es una aproximación lineal a un problema no-lineal. Nos queda:

$$\mathbf{g}_z(\mathbf{m}) \cong \mathbf{g}_z(\mathbf{m}_0) + \mathbf{A}_g(\mathbf{m}_0)[\mathbf{m} - \mathbf{m}_0] \quad (16)$$

donde m_0 es el modelo de la iteración cero o previa. Este modelo cero o previo es el modelo inicial del que hemos hablado en páginas anteriores y que nos cuesta mucho trabajo construir, pues trae información de geología superficial, sísmica y pozos. Este modelo inicial debe ser muy cercano a la realidad, para que podamos converger al mínimo global. Por eso, nos afanamos tanto, en que sea un modelo inicial muy bueno. El modelo se irá actualizando de acuerdo a un sistema de actualización iterativo. Para más detalles, ver la publicación de Gallardo–Delgado et al. (2003).

Capítulo 3. Metodología

3.1 Introducción

En este trabajo las observaciones gravimétricas fueron procesadas para obtener la anomalía de Bouguer correspondiente, y aplicamos un método de inversión para encontrar los modelos que satisfacen nuestros datos. Como en todos los métodos de inversión de datos geofísicos, existe ambigüedad entre la densidad y la profundidad de capa. Sin embargo, ésta no-unicidad característica de la interpretación no significa que la inversión no sea útil.

El método de inversión iterativo implica que el modelo inicial se va actualizando y ajustando mejor a los datos en la medida de que las iteraciones avanzan.

En este capítulo se hace una descripción del procedimiento para la elaboración del modelo tridimensional para el Valle de Mexicali a partir de datos gravimétricos, que es el objetivo principal de este trabajo de tesis. Comenzamos con la definición del polígono que delimita la zona de estudio. En la segunda parte de este capítulo se presenta la nueva plataforma gráfica VTerrain desarrollada en forma simultánea con la elaboración del modelo tridimensional por el equipo de programación de CemieGeo. Con esta plataforma gráfica se obtuvo el modelo representativo de nuestra zona de estudio.

3.2 Área de estudio

La zona de interés se encuentra dentro de dos regiones con características geológicas distintas. En la parte oeste se encuentra las sierras Cucapah y El Mayor, hacia el este, el Valle de Mexicali con su importante relleno sedimentario. La zona se caracteriza por ser sísmicamente activa con presencia de fallas normales y de rumbo que se originan en la zona de deformación transtensional del límite de placas. Al oeste de las sierras

Cucapah y El Mayor la cuenca de Laguna Salada es un semi-graben somero (<3 km de profundidad) controlado por las fallas Laguna Salada y Cañada David (Axen y Fletcher, 1998; García-Abdeslem et al., 2001; Gonzalez-Escobar et al., 2016). El Valle de Mexicali contiene una cuenca profunda limitada por la falla Imperial al este y la falla Cerro Prieto al oeste, sin embargo, la zona de subsidencia y adelgazamiento cortical es más amplia que la fosa tectónica en donde se presume ruptura continental y el ascenso del manto. Esto genera sismicidad, alto flujo de calor y volcanismo reciente y ésta subcuenca alberga el campo geotérmico de Cerro Prieto.

3.2.1 Polígono de la zona de estudio

Para el modelo tridimensional de la zona de estudio, se definió un polígono que incluye prismas rectangulares como elemento geométrico elemental. Esto es importante porque el polígono está definido por un rectángulo que incluye el Valle de Mexicali, la zona de Laguna Salada y la base de Sierra Juárez.

En un principio nuestro polígono estuvo definido por la unión de dos cartas geológicas del Servicio Geológico Mexicano; la carta geológica Mexicali (I11-12) y San Felipe (H11-3). Sin embargo, para evitar posibles errores por superposición de imágenes y para mejorar las constricciones por geología superficial, se utilizó el mapa geológico norte de Baja California elaborado por Gastil y colaboradores (1975) y delimitar nuestra zona de estudio a través de los vértices que se definen en la tabla siguiente.

Tabla 2. Coordenadas UTM en metros que delimitan el polígono de la zona de estudio.

Coordenadas UTM		
Punto	X [m]	Y [m]
A	615000	3614500
B	615000	3496000
C	751000	3614500
D	751000	3496000

La zona de estudio tiene dimensiones de 136 km en dirección este-oeste y 118 km en la dirección norte-sur, con una superficie de $\sim 16000 \text{ km}^2$. Sin embargo, en esta tesis incluimos el modelo tridimensional del Valle de Mexicali y la superficie de la zona de Valle de Mexicali equivale a $\sim 11800 \text{ km}^2$.

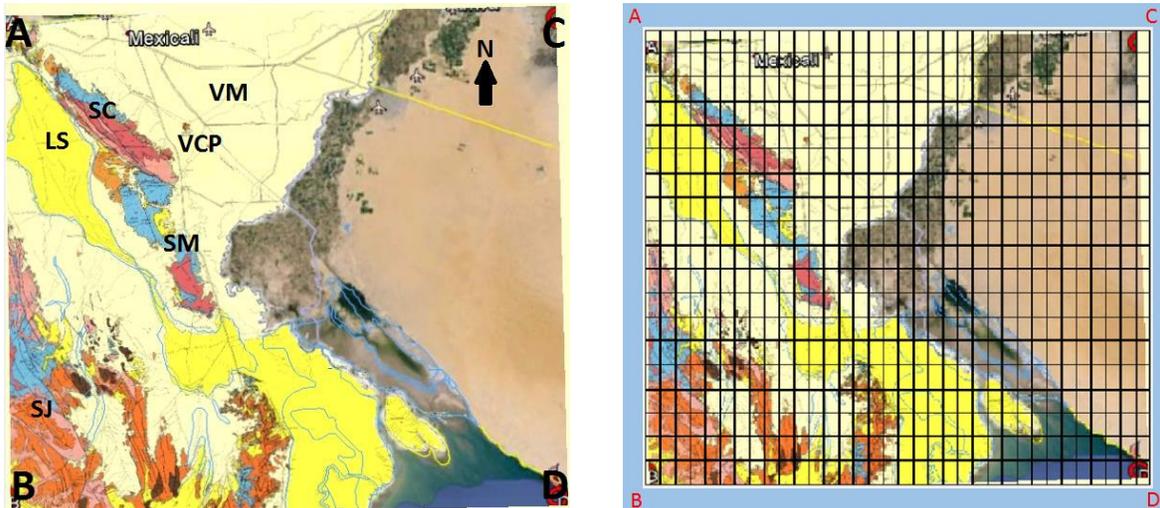


Figura 10. Izquierda. Mapa geológico del polígono característico del modelo de inversión 3D. A, B, C y D corresponden a los vértices que delimitan el polígono y cuyas coordenadas se presentan en la Tabla 2. SJ Sierra de Juárez, LS Laguna Salada, SC Sierra Cucapah, SM Sierra El Mayor, VM Valle de Mexicali, VCP Volcán Cerro Prieto. Derecha, discretización del polígono de estudio en prismas rectangulares. Modificado de Gastil et al. (1975).

La zona de estudio fue dividida en su totalidad en 646 prismas de 4 km en la dirección x (este-oeste) y 6.2 km en dirección y (norte-sur), esto indica que el área mínima de análisis de nuestro modelo corresponde a 24.8 km^2 (Figura 10).

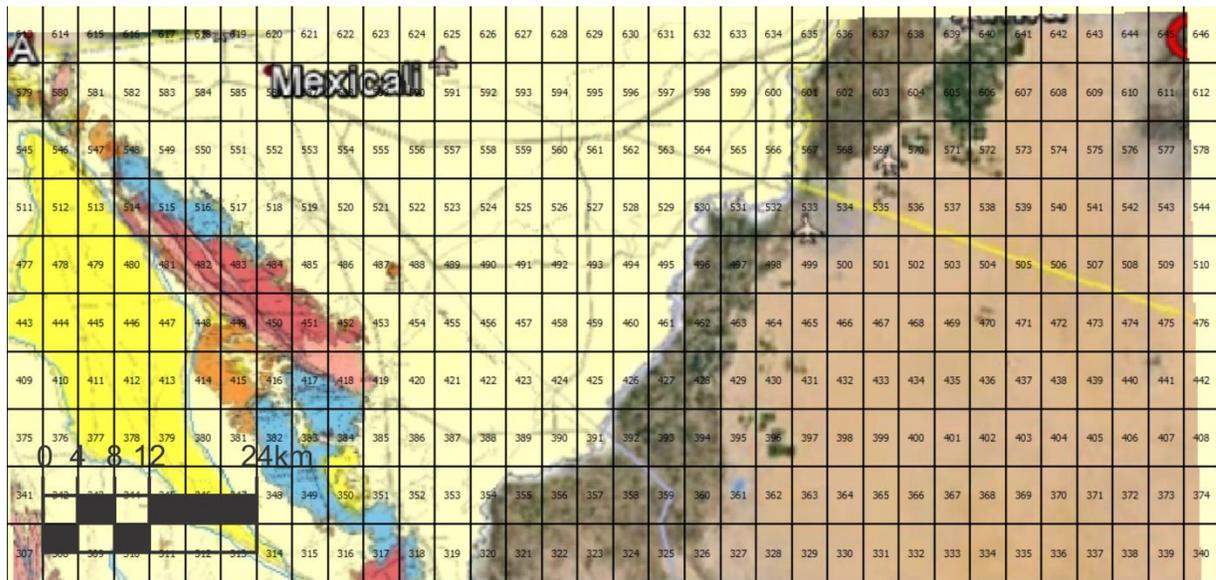


Figura 11. Detalle de una parte de la zona de estudio (prismas 307 al 646). Está dividida en 646 prismas rectangulares de 4 km en dirección este-oeste y 6.2 km en dirección norte-sur. Los prismas están ordenados en orden creciente partiendo del prisma 1 en la posición de mínimo este y mínimo norte (posición más al oeste y más al sur) y terminando en el prisma 646 máximo este y máximo norte.

3.3 Datos gravimétricos de la zona de estudio

3.3.1 Base de datos

Los datos utilizados fueron proporcionados por la Dirección de Exploración de Petróleos Mexicanos (PEMEX). La adquisición de estos datos se llevó a cabo a finales de los años 70's y principios de los 80's. Los datos fueron distribuidos en dos bases de datos.

La base de datos denominada Delta Río Colorado.dat consta de 7853 datos de Anomalía de Bouguer. Los datos son terrestres pero la mayoría son interpolados, por lo cual no se tiene conocimiento de la ubicación (x, y) de los datos originales, de la densidad utilizada para corregirlos y si tienen corrección topográfica (Figura 12).

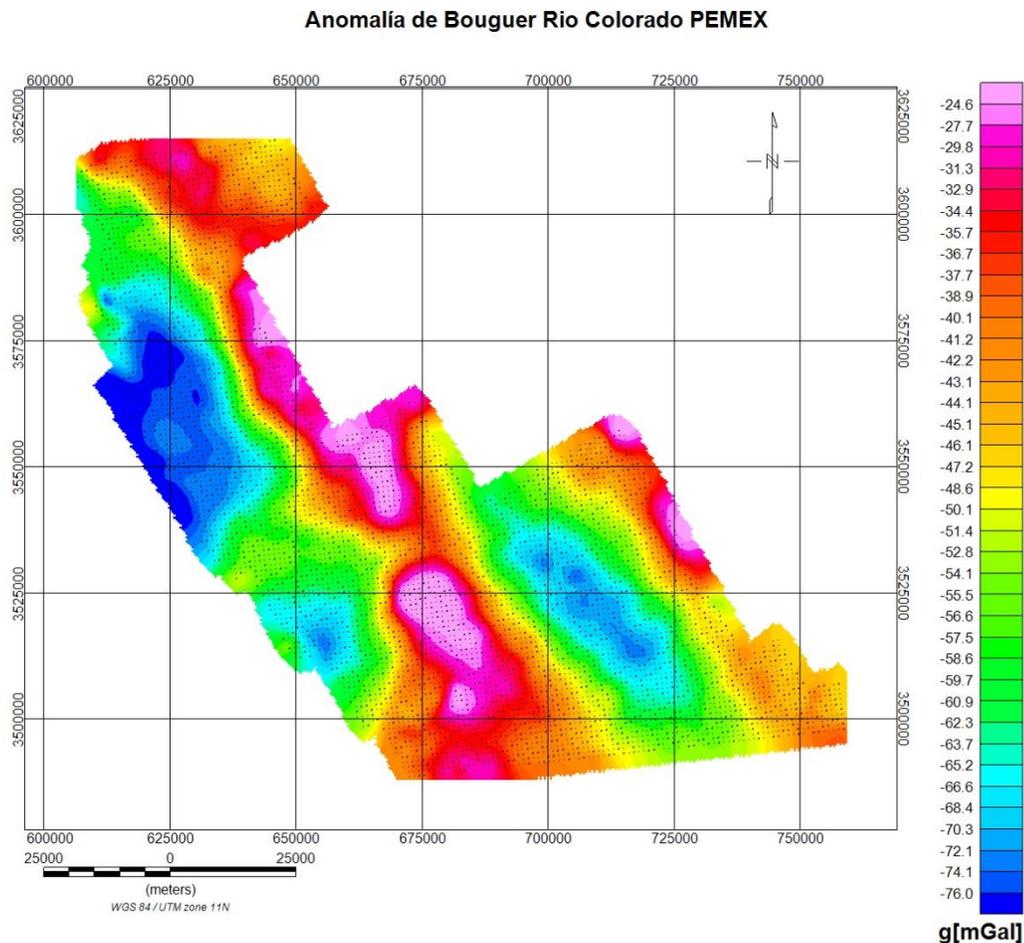


Figura 12. Mapa de Anomalía de Bouguer para la región Laguna Salada y zona del delta contenidos en la base de datos Delta del Río Colorado.dat. Realizado con el software Oasis Montaj de Geosoft.

La base de datos Altair I-II.dat consta de 9405 datos de gravimetría terrestre. En el procesamiento de estos datos se obtuvo la anomalía de Bouguer utilizando una densidad de procesamiento de 2.67 g/cm^3 . Las observaciones se tomaron siguiendo la trayectoria de los caminos vecinales y brechas de las parcelas, respectivamente (Figura 13). Podemos observar que los valores de anomalía de Bouguer son similares respecto a la base de datos Delta del Río Colorado por lo que no se descarta la posibilidad que ambas bases de datos tengan el mismo procesado, integradas en una sola imagen de anomalía de Bouguer (Figura 13).

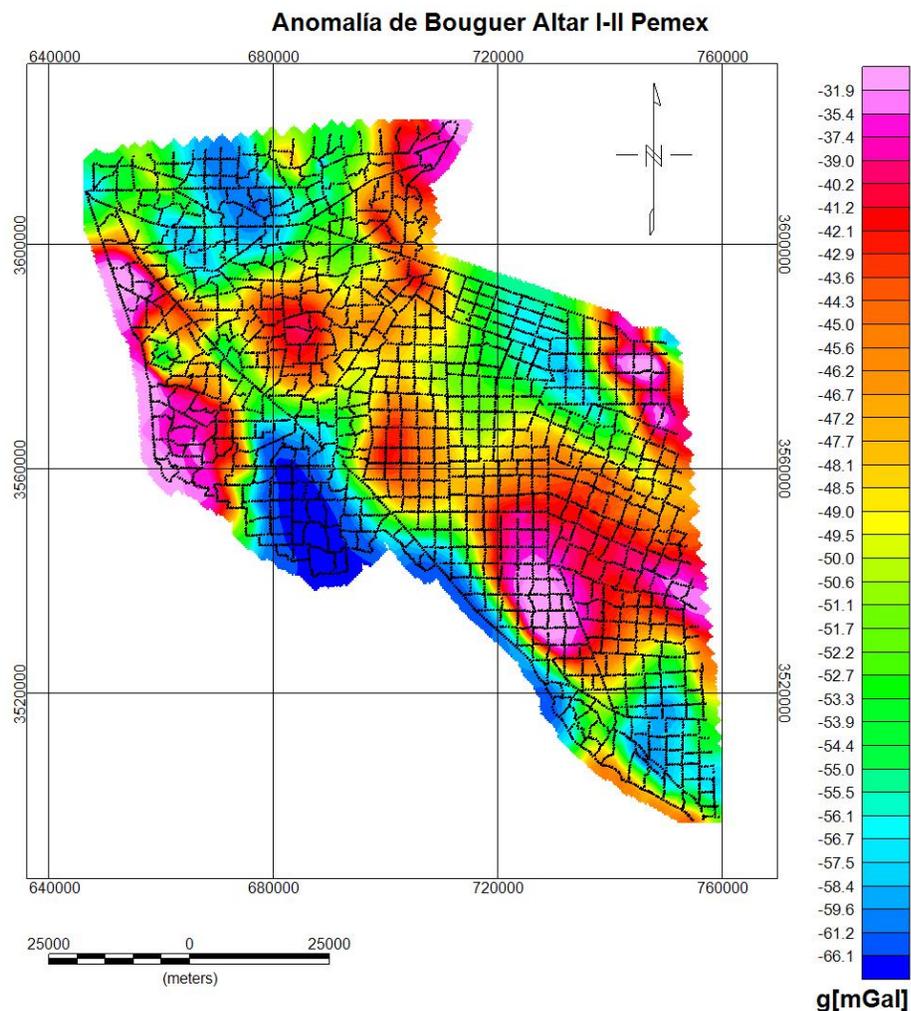


Figura 13. Mapa de Anomalía de Bouguer para la región Valle de Mexicali y San Luis Río Colorado contenidos en la base de datos Altair I-II.dat. Realizado con el software Oasis Montaj de Geosoft.

Tomando en cuenta la distribución de los datos de PEMEX en dos prospectos, se generó una sola base de datos. La base de datos gfield.dat es el resultado de la integración de ambas bases (Delta del Río Colorado y Altair I-II) y está conformada por 17258 observaciones, que cubren toda la zona de estudio. La figura 14 presenta el mapa de Anomalía de Bouguer obtenido a partir de las observaciones que conforman la base de datos gfield.dat.

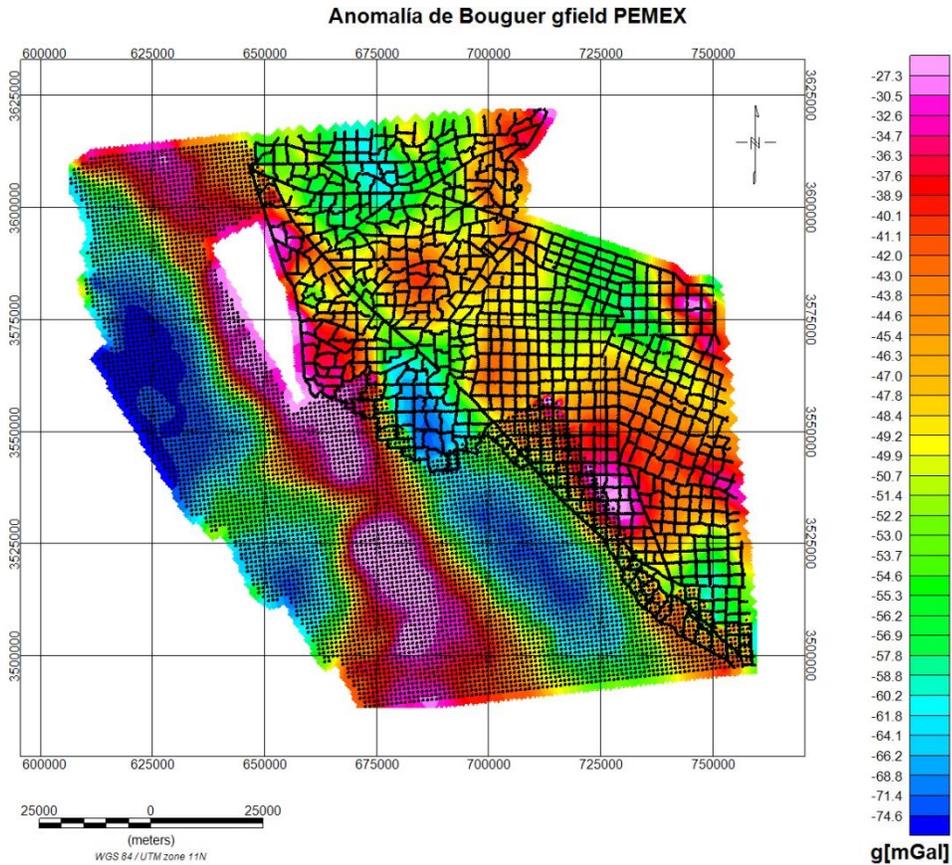


Figura 14. Mapa de Anomalía de Bouguer para la zona de estudio obtenido a partir de la base de datos gfield.dat. La malla de puntos en negrita corresponde a observaciones gravimétricas terrestres. La malla de puntos negros corresponde a datos interpolados por cartas. El espacio en blanco representa un área sin observaciones en la sierra Cucapah. Realizado con el software Oasis Montaj de Geosoft.

3.4 Algoritmo de inversión 3D para datos gravimétricos y magnetométricos

Utilizamos el algoritmo desarrollado por Gallardo-Delgado (2003) para obtener el modelo 3D de la zona de estudio. Este algoritmo ha sido aplicado con éxito en diferentes sitios con interés geológico para determinar la estructura de la corteza (Pérez-Flores et al., 2004; Gallardo-Delgado et al., 2003; Gallardo-Delgado et al., 2005; Batista et al., 2007; Arango-Arias et al., 2014).

El algoritmo de inversión parte de la suposición de que el subsuelo está conformado por capas o unidades geológicas con topografía irregular con contacto entre sí tanto en la parte superior como la parte inferior. Cada una de estas capas se representa como un conglomerado de prismas rectangulares con contrastes de densidad diferentes; todas en conjunto, forman el modelo tridimensional de la zona de estudio.

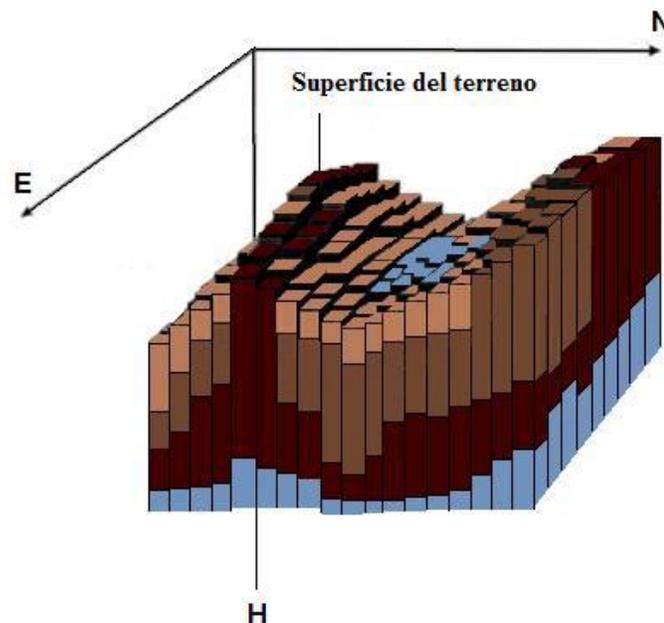


Figura 15. Ejemplo de un modelo 3D conformado por cuatro unidades geológicas. Las restricciones a los prismas se ponen al principio, pero a través de las iteraciones las profundidades de los mismos varían. El espesor de algunos prismas es nulo, lo que permite el afloramiento de las unidades geológicas inferiores. Los prismas nulos en términos geológicos no existen, pero representan ausencia de una capa o estructura; sin embargo numéricamente estos prismas sí existen. Tomado de Arango-Arias et al. (2014).

El proceso de inversión consiste en modificar la profundidad de la parte superior de cada uno de los prismas que conforman cada unidad litológica; es decir, el programa de inversión tiende a estirar o encoger los prismas de cada capa para hacerlos converger con el valor de la anomalía obtenida con los datos observados.

Con el fin de evitar traslapes o espacios entre los prismas, se agregan restricciones. Se aplica programación cuadrática para añadir las restricciones al proceso de inversión, por lo que se propone una función objetivo que permita resolver el problema inverso la cual se muestra a continuación:

$$F(x) = \frac{1}{2} \|g - Am\|^2 + \frac{1}{2} \beta \|Dm\|^2 \quad (17)$$

Pero sujeta a:

$$m_{min} \leq m \leq m_{máx}$$

donde el término $\|g - Am\|^2$ es conocido como norma $L2$ o norma cuadrática; en este caso, representa la diferencia de los datos gravimétricos observados (g) con la respuesta del modelo estimado (Am); de ahí la definición de una profundidad mínima una profundidad máxima para los prismas así como espesor mínimo y máximo para las capas. Por otro lado, el término $\beta \|Dx\|^2$ es el término de suavizamiento. La función de dicho término consiste en minimizar la diferencia de las profundidades de los prismas y por ende, minimizar la inestabilidad del modelo.

Cuando se hace la inversión, se calcula la inversa del producto punto de la matriz de sensibilidad (Jacobiano). La inversa es igual a la adjunta entre el determinante del Jacobiano. Dicho determinante es cero, por lo que se tiene un cero en el denominador, se tendrá una singularidad. Para evitar esa división por cero, se le añade un estabilizador, con esto, la matriz de suavizamiento cumple con dos funciones; estabilizar numéricamente y suavizar el modelo (hacer los gradientes de profundidad más planos).

m es el vector de incógnitas el cual en nuestro problema representa o contiene las profundidades de los techos de cada uno de los prismas.

La matriz D es la primera derivada horizontal (x, y) de las profundidades de los prismas.

β es un parámetro que aumenta o disminuye el suavizamiento de la envolvente de los prismas que simulan una estructura geológica. Cuando es cero, el modelo muestra la topografía de la envolvente con cambios bruscos y cuando el valor es grande, la topografía de la envolvente es suave. Cuando se tiene suficiente información (datos) la contribución del suavizador es menor y cuando no se tiene información o hay presencia de fallas geológicas la contribución es mayor. En realidad el programa trabaja con una matriz de covarianzas. Pero desde el punto de vista práctico o más sencillo de explicar, es como trabajar con un parámetro de suavizamiento.

Básicamente se parte de un modelo de capas planas el cual se deforma de acuerdo a las restricciones impuestas a medida que aumentan las iteraciones.

Al ser un problema no-lineal, el número de soluciones es infinita por lo que tendremos un número infinito de modelos resultantes. Es por ello que la geología nos permite discriminar los modelos que no son factibles; lo anterior implica alta no-unicidad. Para reducir la no-unicidad se hacen constricciones al modelo utilizando otros métodos como geología superficial, información de pozos exploratorios, sísmica de reflexión. En el algoritmo esto se realiza mediante la programación cuadrática utilizando desigualdades e igualdades (Gill et al., 1986) además de considerar como conocidos los contrastes de densidad.

Finalmente, el algoritmo de inversión fue compilado en el lenguaje de programación Fortran 90, que tomamos como base para desarrollar la plataforma gráfica Vterrain que se describe en el siguiente apartado, misma con la que realizamos el modelo de inversión que se presenta en esta tesis.

3.5 Plataforma gráfica Vterrain

Vterrain es una plataforma gráfica para ambiente Windows elaborada en CICESE y desarrollada en lenguaje Python (por Zavala-Ibarra, 2015). bajo la supervisión del Dr. Marco Antonio Pérez Flores de la cual soy colaborador. Surge de la necesidad de reducir los tiempos de preparación, ejecución y cómputo de los cálculos para obtener modelos iniciales en poco tiempo. También analizar los resultados o modelos tridimensionales en una forma gráfica y rápida. Todo es con el fin de facilitar al usuario y disminuir el tiempo de trabajo para llegar a un modelo final. Se deben de correr decenas de modelos antes de llegar a un modelo final que satisface las características geológicas conocidas. Con el programa Vterrain es posible reducir los tiempos de proceso en la elaboración de un modelo tridimensional para cualquier zona de estudio. Basta con tener una buena distribución de datos observados, elegir una rejilla de prismas para generar el modelo 3D, asignar la topografía a cada uno de los prismas que conforman la rejilla y ejecutar el programa de inversión en forma semi-automática.

A continuación se hace una descripción del procedimiento para generar un modelo 3D mediante el uso de la plataforma gráfica Vterrain.

Con la distribución de los datos gravimétricos de campo, definimos los prismas rectangulares equiespaciados contenidos en un polígono rectangular en coordenadas (x, y) o bien latitud o longitud (Figura 16).

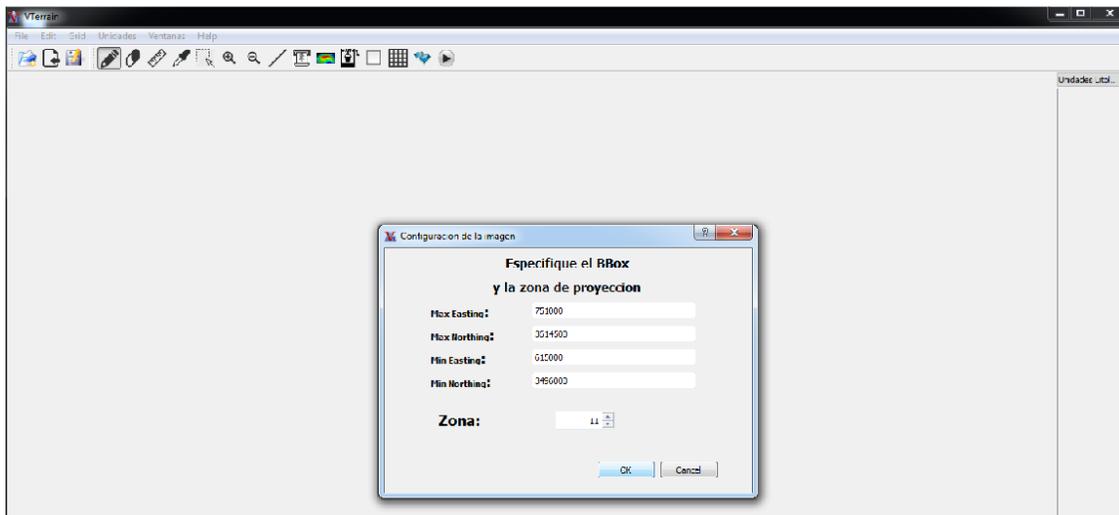


Figura 16. Ejemplo de ventana del programa Vterrain para definir las coordenadas en UTM de los vértices del polígono a partir de una imagen de la zona de estudio. Es posible elegir trabajar con coordenadas geográficas o UTM.

Lo anterior se realizó a partir del mapa georeferido de geología superficial del área de estudio y se define la rejilla de prismas tridimensionales, que es la misma para cada capa del modelo. Debemos procurar que la rejilla de datos cubra a la rejilla de prismas o polígono de trabajo. La rejilla de datos puede ser mayor, pero no se recomienda que sea menor. La rejilla de prismas debe contener la menor cantidad de prismas, de tal manera que cubra reproduzca más o menos la geología superficial y que esté acorde a la profundidad máxima que se quiere alcanzar y del contenido de frecuencia espacial de la anomalía. Si agregamos muchos prismas, el problema consumirá gran cantidad de tiempo de computo (días de procesado quizá) y no por eso será mejor. Al contrario, será numéricamente más inestable. Si además, nuestro objetivo es llegar hasta el manto, pues no queremos prismas muy pequeños. Además, la anomalía en nuestro caso es muy suave o contiene pocas altas frecuencias espaciales, entonces, no tiene caso usar prismas más pequeños. No hay fórmulas, para elegir el tamaño de los prismas. Pero lo platicamos mucho, hasta que llegamos a esas dimensiones. Fue una decisión que nos tomó días y mucho análisis. Exploramos el tamaño máximo de las matrices que podía manejar la mejor computadora de escritorio. Hicimos simulaciones hasta colapsar la computadora. Vimos si esas dimensiones eran aún muy grandes y vimos que si cumplían con los requerimientos de llegar al manto y una anomalía tan suave. Pudimos hacer prismas más pequeños, usando alguna computadora especial en CICESE o fuera de CICESE, con mucho RAM, pero vimos que no era necesario.

El paso siguiente consiste en obtener la topografía para la rejilla de prismas. Sabemos que la topografía en cada prisma es variable; sin embargo, para fines del programa de inversión, el techo del prisma es plano. El programa Vterrain obtiene un archivo de topografía de una base de datos internacional para la zona de estudio y posteriormente hace un barrido automático prisma por prisma, de tal manera que si dentro de un prisma se tienen valores de topografía, el programa asigna el valor promedio para dicho prisma. Este valor topográfico corresponde a la altura superior del prisma, la parte inferior se define a través del proceso de inversión.

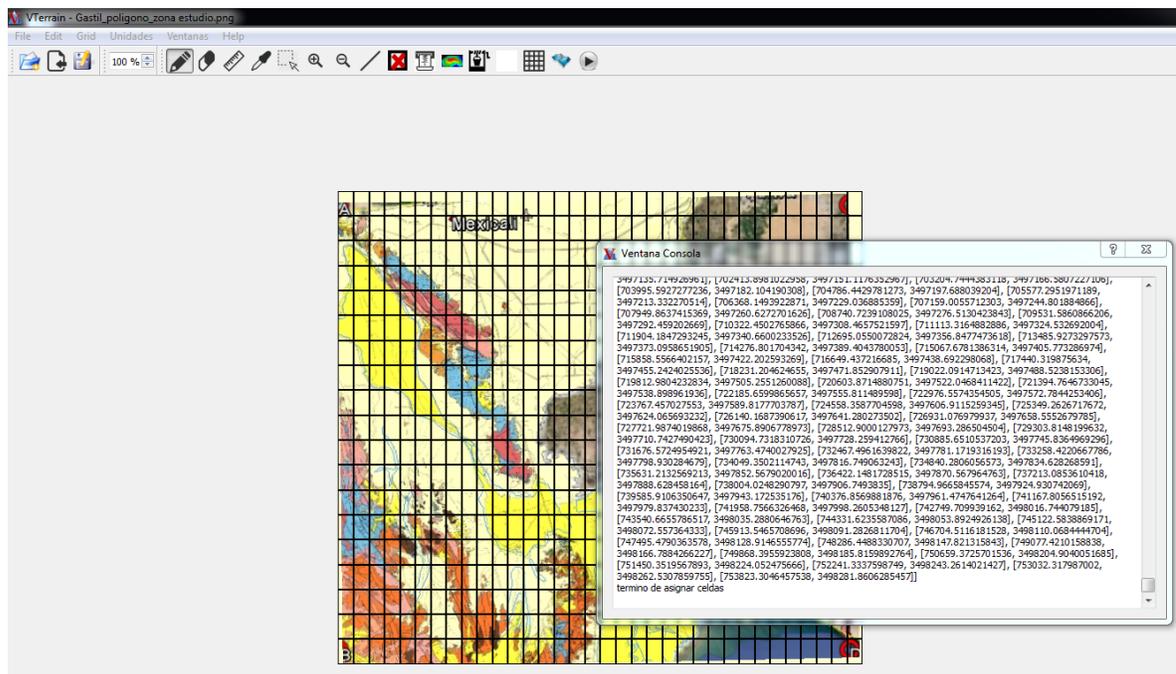


Figura 17. Ejemplo de ventana del programa Vterrain. Aquí está haciendo el barrido de la topografía y calculando el promedio para cada prisma. La topografía es descargada de una base de datos topográficos internacional.

El archivo del modelo inicial se llama model.dat. Todo lo que hacemos en el Vterrain va modificando el archivo model.dat. Antes lo hacíamos manual, ahora lo hacemos con un sistema visual y automático. Definida la zona de estudio con la topografía sobre la rejilla de prismas. Ahora es momento de agregar la geología superficial característica de la zona de estudio. El modelo inicial, empieza con la capa 1 sobre la capa 2, La capa 2 sobre la 3 y así sucesivamente. O sea, que en superficie solo aflora la capa 1. Para hacer que la capa 3 aflore donde nos indica la geología superficial, hacemos que los prismas de la capa 1 y 2, su espesor sea cero. Los prismas no dejan de existir dentro

de la computadora, solo su espesor es cero y por lo tanto, la respuesta gravimétrica es cero también. O sea, que creamos el hueco, para que la capa 3 suba. Después de esto, el modelo inicial ya no consiste de capas planas. Se ha modificado el modelo inicial. De esta manera, todo lo que hagamos en el Vterrain, modificará al modelo inicial (archivo model.dat).

El Vterrain define la geología superficial asignando un color para cada capa. Con el mouse se colorean los prismas que queremos representen como determinada capa. El programa sabe por qué prisma se mueve el mouse y modifica el archivo model.dat automáticamente.

Al mismo tiempo que se le asigna una unidad litológica o capa a cada prisma, se le asigna un valor de contraste de densidad, así como espesor mínimo y máximo.

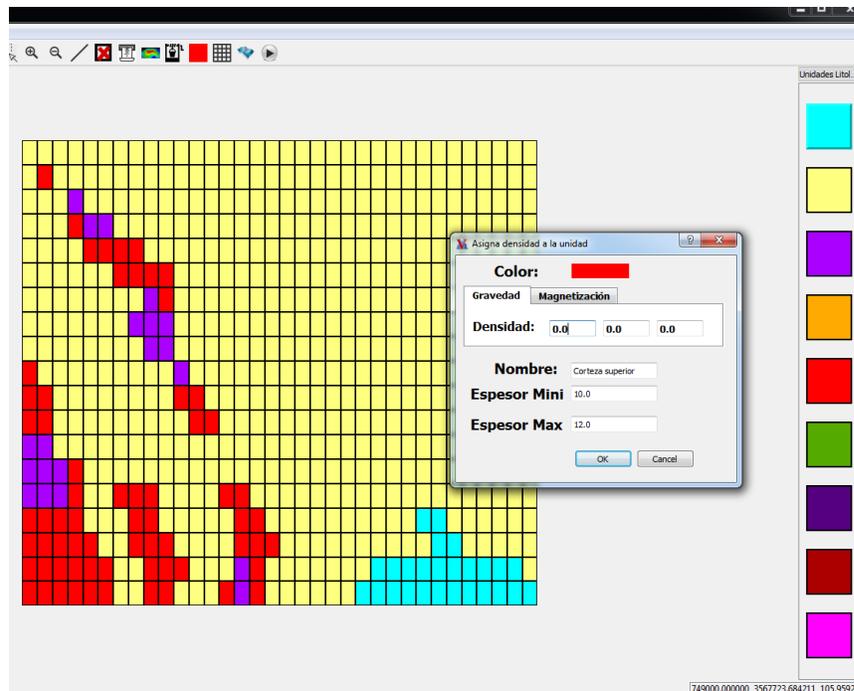


Figura 18. Ejemplo de ventana del programa Vterrain para definir la geología superficial en el modelo inicial. Se observa que los parámetros solicitados para cada una de las capas son: Color representativo; contraste de densidad el cual puede definirse de tres formas: a) como valor constante (valor de la izquierda); b) función lineal respecto a la profundidad (valor central se agrega el valor de la pendiente que describe la función lineal); c) función polinomial respecto a la profundidad (valor de la derecha se escribe el valor de la pendiente del polinomio de segundo grado que describe la función); nombre de la unidad; espesor mínimo y máximo de la capa. En la parte derecha de la figura se observa el orden de las unidades geológicas definidas para el modelo inicial, el orden de las capas es descendente (profundidad somera arriba y profunda abajo de la pantalla).

Con el modelo inicial (archivo model.dat) se generan los archivos de datos gravimétricos (y magnéticos) observados para la zona de estudio. El archivo "gfield.dat" está conformado por las coordenadas (x,y), la altura topográfica y el valor de anomalía de Bouguer de cada una de las estaciones. El archivo "mfield.dat" es similar al archivo de gravimetría pero contiene los valores de campo magnético total.

En las primeras iteraciones el modelo puede ser deficiente. Pues aunque las densidades se obtuvieron directamente del muestreo de rocas en campo, esta densidad no es representativa de la densidad promedio de la capa. Está cerca, pero no es la adecuada. Modificamos el contraste de la densidad de las capas superficiales primero y vemos si converge más o ya nos pasamos en el contraste. Después movemos la siguiente capa y se repite el proceso, hasta llegar a la última capa. Para entonces ya habremos corrido el programa varias decenas de veces.

Cuando agregamos la densidad de las rocas según la geología superficial, la no-unicidad disminuye sustancialmente, pero no es suficiente. Sobre todo en las regiones de cuencas sedimentarias, donde sólo afloran sedimentos y se requiere información de los pozos exploratorios o secciones sísmicas en 2D, lo que resulta muy valioso en zonas con relleno sedimentario.

Con el Vterrain agregamos la información de los pozos y sísmica de una manera sencilla. Para las secciones sísmicas, ocupamos una imagen en formato jpg georreferenciada. En ésta tesis las secciones sísmicas fueron proporcionadas por Chanes-Martínez, (2013). El Vterrain la carga en la pantalla y la ubica dentro del mapa (x, y). Los prismas que son cruzados por la línea sísmica cambian de color. De esta manera, pulsamos los prismas afectados y nos da una imagen de la sección sísmica y la proyección del prisma sobre la sección. Así, el intérprete decide qué profundidad debe asignar a la parte inferior de los sedimentos, y cuál es el rango de variación, pues los datos sísmicos también tienen su respectiva no-unicidad. Esto vuelve a modificar al modelo inicial (model.dat). Después de registrada una línea, se hace una corrida y se observa convergencia. La línea sísmica nos puede ayudar a afinar mejor el contraste de densidad de los sedimentos. En nuestro caso, nos permitió hallar un nivel de

compactación. Usando una relación lineal para los sedimentos. Ensayamos muchas líneas rectas, hasta que dimos con la que mejor ajusta al modelo.

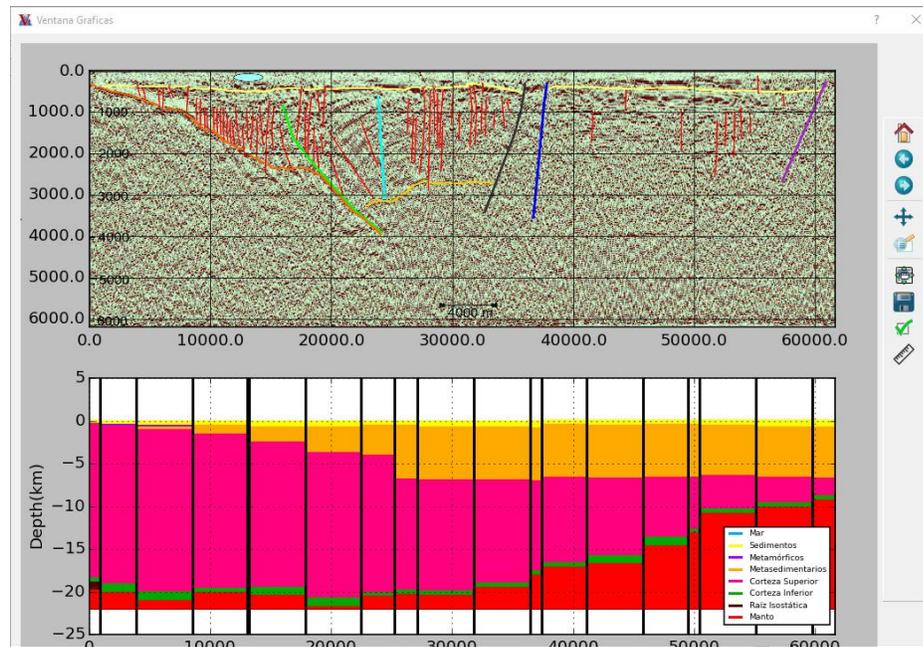


Figura 19. Ventana del programa Vterrain para definir constricciones a partir de información de sísmica de reflexión. En la parte superior se observa un perfil sísmico interpretado en profundidad por Chanes-Martínez. (2013), del que tomamos la información de los espesores de las capas. En la parte inferior se observa la distribución de los prismas en profundidad del modelo afectados por el paso de la línea sísmica. A la derecha de la figura, se observa un menú para modificar los espesores de los prismas de acuerdo a la información que proporciona el perfil sísmico.

Para introducir información obtenida de pozos exploratorios el proceso es similar. Se agregan las coordenadas para localizar el pozo dentro de la rejilla y así verificar la columna vertical de prismas afectados (en este ejemplo, es la columna debajo del prisma 260, o sea, prisma 260 de sedimentos, 260 de metamórficos, 260 de corteza superior, etc.). Posteriormente se despliega una ventana con la columna de prismas afectados donde se puede editar el espesor mínimo y máximo de los prismas de acuerdo a la información del pozo. Se permite un rango de espesor, pues un pozo es demasiado puntual para un prisma de 6.2 km x 4 km de área horizontal.

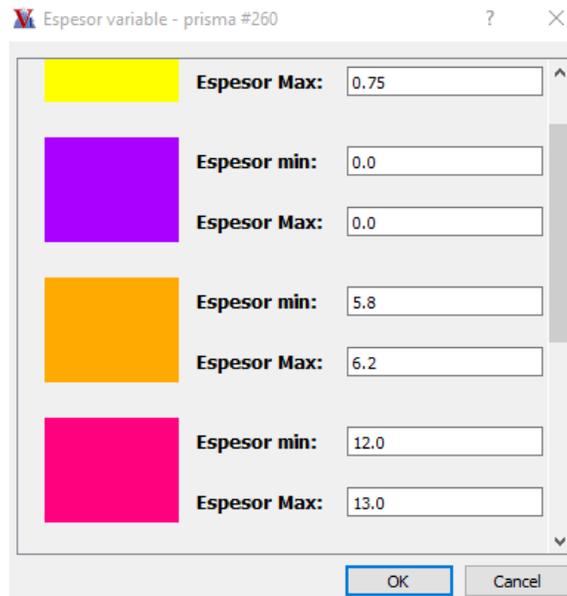


Figura 20. Ventana del programa Vterrain para definir constricciones a partir de información de pozos exploratorios. Se observa en la figura la columna de prismas afectados en este caso por la presencia de un pozo exploratorio. Con base en la información de la columna estratigráfica del pozo, podemos modificar el espesor mínimo y máximo de cada uno de los prismas que conforman el modelo 3D.

Lo anterior modifica nuevamente al modelo inicial (model.dat) y hacemos una nueva inversión, recordando que el proceso es iterativo y por ende modificar el porcentaje de convergencia. Conforme vamos metiendo información dura, vamos afinando los contrastes de densidad. Es un proceso lento. De esta manera, cada vez nos vamos acercando más a los valores óptimos de los contrastes de densidad. Una vez concluido el proceso de inversión y después de haber obtenido nuevos modelos de respuesta dependiendo del número de iteraciones, podemos obtener los mapas de isovalores de gravedad de cada una de las iteraciones o modelos de respuesta generados para la zona de estudio. Vterrain nos permite visualizar tres tipos de anomalías gravimétricas (y magnetométricas si se utilizaron datos magnéticos en el modelo inicial) respectivamente. Por lo regular, el problema converge en 5 iteraciones y de 5 a 10 la convergencia es muy pequeña y a veces hasta oscila. Cuando oscila, quizá convenga tomar el penúltimo modelo como final de esa corrida.

a) Anomalía Gravimétrica Observada/Anomalía Magnetométrica Observada.

Este mapa de anomalía se obtiene a partir de los datos gravimétricos o magnetométricos observados en campo, los mismos con los que se obtiene el modelo tridimensional.

b) Anomalía Gravimétrica Calculada

El mapa de anomalía gravimétrica calculada representa los datos gravimétricos que salen del proceso de inversión. Podemos obtener estos mapas para alguna iteración en particular. Podemos ver cómo va evolucionando el modelo de iteración a iteración.

c) Anomalía Residual.

Este mapa es el resultado de la diferencia entre los valores de la anomalía de gravedad observada y la anomalía de gravedad calculada. Es un mapa comparativo y permite visualizar en qué lugares existe discrepancia entre anomalías dentro de la zona de estudio así como determinar qué tan consistente es nuestro modelo. Mientras más aleatorio sea, es mejor. Las regiones menos aleatorias, son las que estamos ajustando menos y debemos ver por qué y cómo solucionarlo.

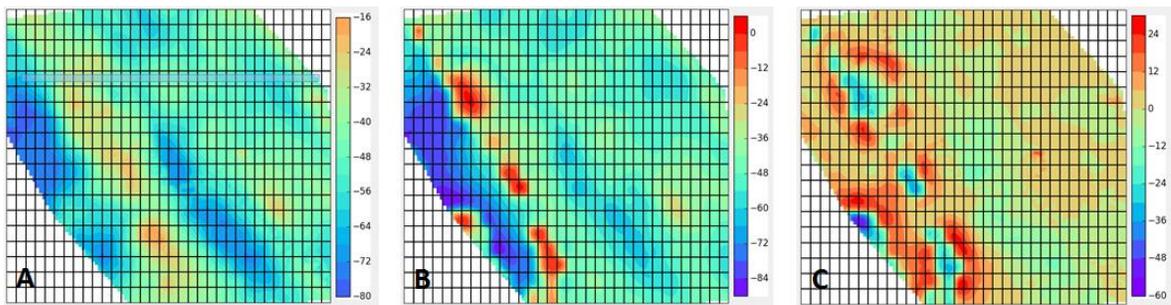


Figura 21. Ejemplo de mapas de anomalía gravimétrica obtenidos como respuesta de un modelo 3D. La figura A representa el mapa de anomalía gravimétrica observada. La figura B representa el mapa de anomalía gravimétrica calculada u obtenida después del proceso de inversión. La figura C representa el mapa de los residuales obtenidos por la diferencia entre los valores observados menos los valores calculados obtenidos después de la inversión. Nótese, que en la esquina noreste y suroeste no hay datos y por lo tanto ahí el modelo 3D no es confiable.

Una vez que obtuvimos un modelo 3D, diseñamos que el Vterrain nos entregue de manera rápida y confiable secciones verticales en la dirección oeste-este y sur-norte. Estas secciones se despliegan mediante una ventana dividida en dos partes. En la parte superior se representan las curvas de anomalía gravimétrica observada contra la

calculada. En la parte inferior se muestra el modelo en forma de sección transversal de los prismas afectados por el paso de la sección. La importancia de dichas secciones radica en que a partir de ellas podemos hacer ajustes finos al modelo con base en la relación de las curvas observado y calculado; modificando el espesor mínimo o máximo directamente en la rejilla de prismas (modelo inicial) para generar un nuevo modelo. Anteriormente era complicado realizar este tipo de constricciones en forma manual debido a que teníamos que modificar directamente el archivo `model.dat` y corregir todas las profundidades de los prismas siguientes al que fue modificado para evitar espacios o traslapes entre capas que se traducen en un error al momento de la inversión. Por su parte, `Vterrain` permite realizar ajustes finos con constricciones manuales en forma automática por lo que el archivo `model.dat` se modifica inmediatamente y sin errores.

Por otro lado para visualizar de una forma más específica la interacción entre capas de una sección del modelo tridimensional, es posible seleccionar entre cuatro tipos de secciones transversales: sin interpolación (como normalmente se trabaja en la tesis), con interpolación; lineal, cúbica o Akima. Las versiones interpoladas son más adecuadas para trabajos finales, congresos, tesis, presentaciones, etc., pero hay que tener cuidado. Todas las interpolaciones pueden traer cosas indeseables. La interpolación lineal es la menos presentable, pero la más confiable. En las secciones que se presentarán en la tesis, hicimos pruebas y tratamos de usar Akima, pero cuando hacia cosas raras en algún sitio, usamos lineal.

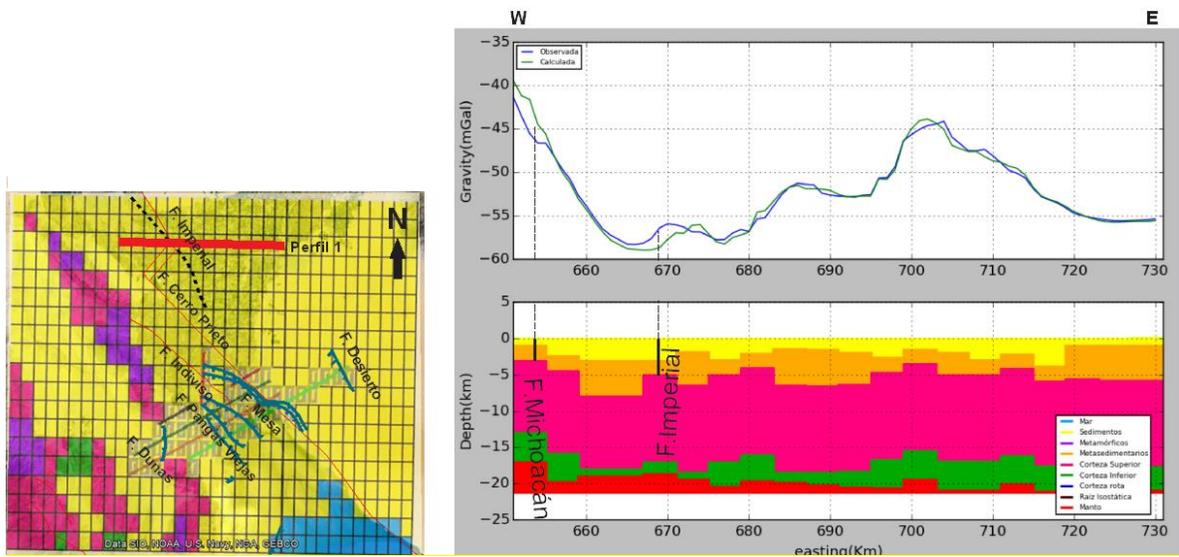


Figura 22. Ejemplo de una sección bidimensional obtenida a partir de un modelo 3D. En la figura de la izquierda la línea roja gruesa (perfil 1) representa la localización y orientación del perfil en el polígono de la zona de estudio; las líneas rectas de colores corresponden a perfiles sísmicos localizados en la zona utilizados como constricciones. Se presentan algunas fallas geológicas características de la zona de estudio (Falla Imperial, Falla Cerro Prieto, Falla Indiviso, Falla Dunas, Falla Pangas Viejas, Falla Mesa, Falla Desierto reportadas por Chanes-Martínez et al., 2013). La imagen de la derecha corresponde a la sección bidimensional del perfil 1 obtenida a partir del modelo. En la parte superior se observan las curvas de anomalía gravimétrica observada/calculada representativas para dicha sección. En la parte inferior se observa la sección obtenida a través del modelo 3D donde el intérprete puede identificar algunas estructuras geológicas como la presencia de fallas o cuencas sedimentarias.

La interface gráfica Vterrain permite representar el o los modelos resultantes en forma isométrica (cubo 3D) de tal forma que podemos visualizar la construcción y distribución de todas o cada una de las capas que conforman el modelo tridimensional de la zona de estudio.

Por último con ayuda de Vterrain es posible dividir la zona de estudio en regiones con la finalidad de realizar el cálculo del porcentaje de convergencia y error por separado. El objetivo de la herramienta es poder realizar ajustes al modelo en zonas específicas.

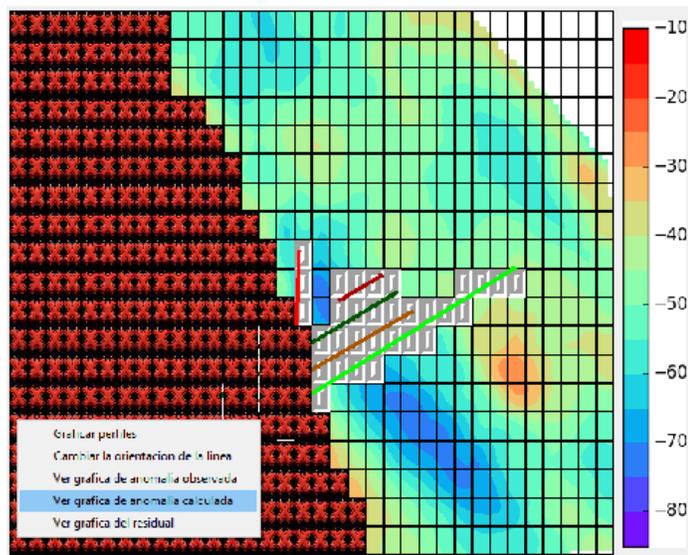


Figura 23. Polígono de la zona de estudio dividido en regiones para fines de cálculo de porcentajes de ajuste y error por separado. Los prismas marcados con una x en color rojo representan una región, los que están sin marcar representan otra región, pero ambas están dentro del polígono de la zona de estudio. Con esta herramienta es posible ajustar el modelo resultante por regiones en caso que sea necesario detallar el modelo en una región específica. Las líneas rectas de colores representan las líneas sísmicas interpretadas en profundidad por Chanes-Martínez et al., 2013 y utilizadas como constricciones del modelo. La barra de colores representa la escala de valores de anomalía gravimétrica observada en mGal para la zona de estudio.

3.6 Preparación del modelo 3D

Cómo se mencionó al principio de este trabajo de tesis, el objetivo es obtener un modelo tridimensional a partir de datos gravimétricos para el área del Valle de Mexicali. En un principio se planteó que la tesis abarcara también Laguna Salada.

Por eso el polígono de interpretación tiene esa forma. Debido a los tiempos de la tesis, el comité de tesis recomendó recortar la tesis a sólo el Valle de Mexicali. En la zona de sierras y Laguna Salada teníamos un ajuste de 87%. Pero vimos que subir de 87 a 95% nos tomaría varios meses y el comité de tesis no estuvo de acuerdo. No tuvimos que dividir el área, pues eso hubiera sido más difícil. La zona de sierras y Laguna Salada, representan ahora mis prismas regionales del lado oeste (o sea, que tenemos un modelo regional con un 87% de ajuste). De esta manera, el área de estudio mide 136 km de longitud por 118.5 km de latitud. Fue dividida en una malla conformada por 646 prismas de 4 km por 6.2 km cada uno. La elaboración del modelo 3D se llevó a cabo

con la plataforma gráfica Vterrain. A continuación se describen los pasos empleados para la elaboración del modelo.

3.6.1 Elaboración del polígono de estudio

Como primer paso definimos el polígono de la zona de estudio. Partimos de una imagen obtenida a partir del mapa geológico de Baja California de Gastil (1975), del cual se tomó un segmento del mismo donde se encuentran algunos rasgos característicos de la zona como son: la sierra de Juárez, la cuenca de Laguna Salada, sierra Cucapah, sierra El Mayor y el Valle de Mexicali objeto del modelo de la tesis. Se establecieron las coordenadas de los vértices del polígono las cuales fueron descritas al principio de este capítulo (Tabla 2) con la finalidad de georreferenciar la imagen de partida; posteriormente se obtuvo la topografía para el polígono de estudio mediante la herramienta “Obtiene la topografía” de Vterrain que se conecta con la base de datos del NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) por sus siglas en inglés.

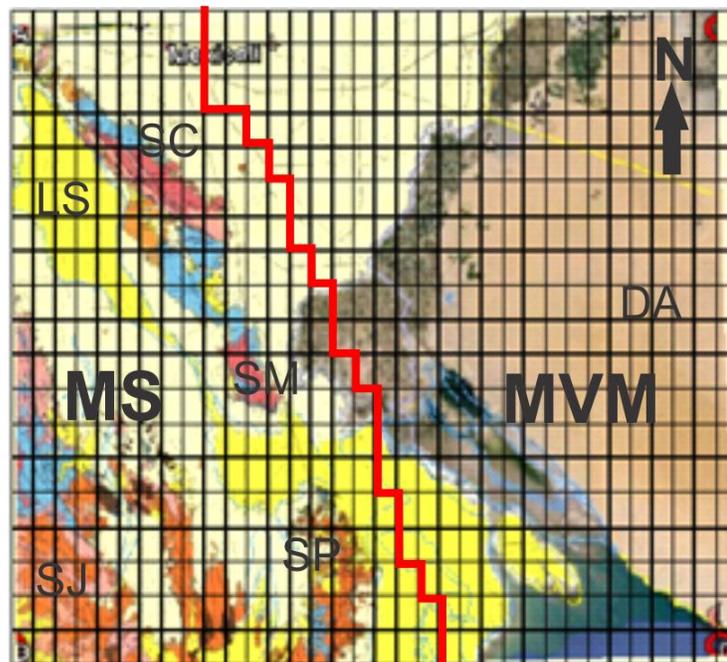


Figura 24. Polígono característico y georreferenciado de la zona de estudio obtenido a partir de una sección del mapa geológico de Gastil (1975). Se observan algunas estructuras que predominan en la región como sierra de Juárez (SJ), Laguna Salada (LS), sierra Cucapah (SC), sierra El Mayor (SM), sierra Las Pintas (SP), el Valle de Mexicali y el desierto de Altar (DA). La zona de estudio está dividida por una rejilla conformada por 646 prismas de 4 km (dirección oeste-este) por 6.2 km (dirección sur-norte). La línea roja indica la frontera entre la zona con ajuste final (modelo Valle de Mexicali MVM) objeto de este trabajo de tesis y la zona con ajuste fijo (modelo Sierra MS).

3.6.2 Definición del modelo inicial

El modelo inicial se genera interactivamente con la plataforma Vterrain y la que produce el archivo de entrada model.dat, que es parte fundamental del proceso de inversión. En este método de inversión se establece el orden de las capas o unidades litológicas así como la profundidad, espesor mínimo y máximo y el contraste de densidad como parámetro físico para cada una de ellas. Los valores de densidad fueron propuestos a partir del uso de tablas y fueron modificados tomando en cuenta los trabajos previos realizados en la zona. Sin embargo, los contrastes de densidad fueron obtenidos tomando la densidad promedio de la corteza continental de 2.67 g/cm^3 y de 3.30 g/cm^3 para el manto (Blakely, 1995).

Para la capa del relleno sedimentario se consideró el efecto de la compactación respecto a la profundidad. En nuestro modelo definimos el comportamiento de la densidad de los sedimentos como una función lineal respecto a la profundidad y disminuye el contraste de densidad con la profundidad en la cuenca. En el caso ideal que igualara la densidad de la corteza, entonces el contraste de densidad sería cero. En términos de teoría de inversión cualquier método geofísico resuelve mejor los modelos en la medida que los contrastes de las propiedades son altos y resuelve peor cuando los contrastes son bajos. Tal es el caso de los sedimentos compactados o metamorfizados a profundidad.

El archivo de entrada model.dat incluye las constricciones por geología superficial que en sí, es toda la información descrita en los párrafos anteriores (espesor mínimo y máximo, profundidad mínima y máxima, topografía y contraste de densidad) para cada una de las capas.

3.6.3 Constricciones por geología superficial

Nuestro modelo inicial está constreñido por geología superficial y se compone de 9 unidades litológicas, las cuales se describen a continuación (Tabla 3).

3.6.3.1 Unidad 1. Mar

El mar tiene una influencia gravimétrica (es masa), pero no magnética (no hay magnetización). Definimos al mar como la primera capa, con una densidad promedio de 1.02 g/cm^3 . Esta capa se considera con espesor constante de 0.08 km; es decir, el espesor mínimo es equivalente al espesor máximo. A su vez le fue asignado el color azul para representarlo en el modelo inicial constreñido por geología superficial.

3.6.3.2 Unidad 2. Sedimentos

Esta unidad está compuesta por rocas sedimentarias del Mioceno-Plioceno y Cuaternario principalmente derivadas del río Colorado, que aporta principalmente arena y limo con gravas, arena gruesa en los canales distributarios y lodos en la planicie de inundación. Este relleno sedimentario forma secuencias muy gruesas de arenisca-conglomerado, lodolita y lutita compactadas por la presión litostática a profundidad y sobreyacen a un basamento cristalino (Puente y de la Peña., 1978; García-Abdeslem et al., 2001). Esta capa aflora en gran parte de la zona de estudio, para ella se propuso en el modelo una compactación lineal que varía entre 2.1 g/cm^3 en la superficie a 2.6 g/cm^3 a profundidad. El espesor mínimo es de 1.0 km y máximo de 7.0 km y se representa en el gráfico en color amarillo (Figura 25).

3.6.3.3 Unidad 3. Rocas Metamórficas

Esta unidad litológica está formada por la secuencia del Paleozoico. Predominan esquistos, gneises y anfibolitas que afloran en la Sierra Cucapah, El Mayor y las Pintas (Gastil., 1975). En esta unidad predominan los gneises intrusionados por rocas plutónicas que forman la cima de la corteza continental (color morado en modelo inicial. Figura 25). El espesor mínimo para esta unidad es de 0.1 km y máximo de 0.5 km; la densidad promedio utilizada en el modelado gravimétrico es de 2.60 g/cm^3 .

3.6.3.4 Unidad 4. Rocas Metasedimentarias

Está formada por esquistos, pizarra y cuarcita subordinadas, y se han reportado en la parte profunda de pozos exploratorios de CFE, por lo que se infiere que constituyen la parte profunda del relleno sedimentario de la cuenca Cerro Prieto (Gastil et al., 1975). El valor promedio de la densidad para esta capa es de 2.60 g/cm^3 y tiene un espesor mínimo de 2.0 km y máximo de 5.0 km. En el polígono de estudio esta capa no aflora; sin embargo, en el modelo tridimensional se identifica con el color naranja (Figura 25). Esta unidad predomina en la parte central y al este de la zona de estudio.

3.6.3.5 Unidad 5. Corteza superior

Esta unidad se compone de rocas batolíticas como tonalita y granodiorita (Gastil et al., 1975) y forma el basamento cristalino de la corteza en casi toda el área de estudio. Aflora en la zona de sierras (Juárez, Cucapah y El Mayor) en la parte oeste de la zona de estudio. El espesor mínimo para esta capa es de 10 km y máximo de 12 km, aunque en algunas zonas puede aumentar hasta 15 km. La densidad promedio es de 2.67 g/cm^3 y corresponde también a la densidad utilizada para el cálculo del contraste de densidad para las capas que le sobreyacen (color rosa en modelo inicial. Figura 25). Conocer su estructura, distribución y espesor en la zona de estudio es uno de los objetivos principales de este trabajo de tesis.

3.6.3.6 Unidad 6. Corteza inferior

La corteza inferior está formada principalmente por rocas básicas (gabro y diabasa) y están genéticamente relacionadas al batolito peninsular, que resultó de la diferenciación magmática de los plutones gabroicos del Cretácico (Ortega-Gutiérrez et al., 2003; Gastil et al., 1975). Esta capa está definida en toda la zona pero el modelo requiere un espesor reducido de entre 1 y 4 km, que no puede incrementarse porque desajusta mucho el modelo. La densidad promedio propuesta es de 2.95 g/cm^3 , que es el valor promedio para gabro (Carmichel, 1984). El contraste de densidad de esta capa fue

calculado utilizando como densidad de procesamiento el valor de 3.30 g/cm^3 que corresponde al manto. El color con el que se representa en el modelo es verde.

3.6.3.7 Unidad 7. Corteza nueva

Esta unidad se propone exclusivamente para modelar el relleno de la cuenca pull-apart de Cerro Prieto, que está contenida dentro del Valle de Mexicali. Es resultado de los procesos de adelgazamiento y ruptura de la corteza superior e inferior por debajo de los sedimentos y rocas metasedimentarias que genera el ascenso de material fundido del manto (gabro-diabasa) que intrusionan a los sedimentos y generan un tipo híbrido de corteza nueva. Para esta unidad se propuso una variación lineal de la densidad con la profundidad, con un rango de variación de 2.95 g/cm^3 para la parte profunda y 2.47 g/cm^3 para la parte somera. Debido a que se considera el relleno de la fosa tectónica, el rango de espesores es de 5 a 18 km. Como la densidad de procesamiento de la corteza fue de 2.67 g/cm^3 , el contraste de densidad va de $+0.28 \text{ g/cm}^3$ en la parte más profunda a -0.2 g/cm^3 en la parte somera. El color con el que se representa en el modelo es azul oscuro.

3.6.3.8 Unidad 8. Raíz isostática de la sierra peninsular

Esta unidad fue propuesta para poder modelar la interface corteza-manto debajo de las sierras Juárez y Cucapah. Debido a que la anomalía gravitacional es negativa encima de las sierras se interpreta que hay una raíz con contraste negativo debajo de ellas que compensa el efecto positivo de su densidad. Solo una raíz isostática puede causar ese efecto gravitacional. A partir de una estimación aproximada obtenida con el modelo de compensación isostática local de Airy-Heiskanen (Blakely, 1995), reportado en el trabajo de García-Abdeslem, (2001) para Sierra Juárez, determinamos la densidad promedio para dicha capa.

De acuerdo a Blakely (1995), en el caso isostático, al restar la raíz al esferoide por debajo de las montañas se restan con la densidad del manto. La densidad de la raíz montañosa va de 2.67 a 3.0 g/cm^3 y la del manto 3.3 g/cm^3 . Por eso el contraste de

densidad es bastante negativo, al grado que puede hacer la anomalía de Bouguer negativa aun sobre montañas relativamente densas.

El espesor mínimo es de 0.0 km y el máximo de 4.0 km. En el modelo gráfico se representa por el color marrón.

3.6.3.9 Unidad 9. El Manto

Es la capa más profunda que conforma nuestro modelo y representa rocas del manto con una densidad promedio de 3.30 g/cm^3 y un rango de espesor entre 10 km como mínimo y un máximo de 20 km. De acuerdo a Blakely (1995), al restar el esferoide, nos queda un contraste de densidad cero. Esto equivale a sustraer toda la masa debajo de la corteza hasta el núcleo ya que la anomalía de gravedad solo tiene el efecto de los contrastes de densidad en la corteza. Esta capa es útil en el modelo debido a que limita la extensión de los prismas de las capas profundas de la corteza inferior, corteza nueva o raíz isostática. Las integrales de la gravedad suponen prismas con extensión al infinito, entonces los prismas más profundos se irían hasta infinito. La capa del manto, aunque tenga contraste cero, permite acotar la profundidad de las capas corticales. Se representa con el color rojo.

Una vez definidas las unidades que conforman nuestro modelo inicial (archivo model.dat), con el archivo de datos gravimétricos observados gfield.dat, es posible realizar el proceso de inversión mediante la ejecución del algoritmo de inversión. A dicho algoritmo se le introduce un número máximo de iteraciones y un porcentaje de convergencia deseado que detiene automáticamente el proceso de inversión. Al converger el proceso iterativo queda atrapado en un mínimo y no tiene caso continuar con las iteraciones. Ese mínimo por lo regular no es global, es un mínimo relativo producto de la alta no-unicidad. La idea de construir un buen modelo inicial, es alcanzar el mínimo global, o por lo menos en un mínimo relativo cercano al mínimo global. En el proceso de inversión de este trabajo utilizamos un rango de entre 5 y 10 iteraciones, así como dos archivos gfield.dat, uno reducido en número de observaciones y el otro completo; esto con la finalidad de reducir tiempos de cómputo en la generación de modelos preliminares. Como el archivo original es de 17,258 observaciones, se forman

matrices muy grandes, que consumen mucho tiempo de cómputo. En el modelo inicial, obtuvimos una anomalía que reproducía muy bien la original con mucho menos puntos (6101). Para el modelo inicial final, se utilizó un archivo original de 17,258 puntos lo que produjo un modelo 3D sin ninguna restricción. Es de esperar un modelo muy malo, pero con un ajuste excelente. Ya obtenido un primer modelo agregamos las restricciones de la geología superficial. No lo hacemos desde el principio, porque si algo no funciona, lo cual es muy común, no sabremos en qué parte del proceso de cómputo se encuentra el error. Las restricciones por geología disminuyen muchísimo la no-unidad y nos ayudan a calibrar las densidades que suponemos para cada capa. Después añadimos las restricciones por sísmica y por pozos. Las restricciones se pueden convertir en una camisa de fuerza y evitar que el proceso de inversión converja. Por eso, agregamos las restricciones una a una.

Tabla 3. Parámetros del modelo inicial de la zona de estudio.

CAPA	NOMBRE	DENSIDAD [g/cm³]	ESP. MIN. [km]	ESP.MÁX. [km]	COLOR
1	Mar	1.02	0.08	0.08	Azul
2	Sedimentos	2.1-2.62	1.0	7.0	Amarillo
3	Metamórficos	2.60	0.1	0.5	Morado
4	Metasedimentarios	2.60	2.0	5.0	Naranja
5	Corteza Superior	2.67	10.0	12.0	Rosa
6	Corteza Inferior	2.95	1.0	4.0	Verde
7	Corteza Nueva	2.47-2.95	5.0	18.0	Azul Rey
8	Raíz Isostática	3.00	0.0	4.0	Café
9	Manto	3.30	10.0	20.0	Rojo

3.6.4 Constricciones por el método de sísmica de reflexión

El método sísmico de reflexión se considera un método de baja incertidumbre, por eso lo consideramos como información dura para alimentar nuestras constricciones.

Se utilizaron un total de 15 imágenes sísmicas interpretadas en profundidad por diversos autores (Gallardo-Mata., 2011; Chanes-Martínez., 2013) obtenidas a partir de perfiles sísmicos elaborados dentro de la zona de estudio por PEMEX a finales de los años 70's principio de los 80's. De los 15 perfiles utilizados para constreñir nuestro modelo, 11 se localizan en la parte sureste de la zona de estudio; 7 tienen orientación SO-NE, 3 con orientación NO-SE y 1 con orientación N-S. Cuatro perfiles sísmicos se localizan en la cuenca de Laguna Salada; 3 tienen orientación SW-NE y uno más con orientación NW-SE.

La interpretación de las imágenes sísmicas en profundidad proporciona información necesaria para acotar la profundidad del relleno sedimentario y la presencia de un basamento acústico, que puede ser una roca más densa; por medio de Vterrain podemos localizar el perfil sísmico, cargar la imagen sísmica del mismo y modificar el espesor mínimo y máximo del relleno sedimentario en los prismas que contienen el perfil.

3.6.5 Constricciones por información de pozos exploratorios

Los pozos exploratorios nos proporcionan la composición y espesor puntual de unidades geológicas mediante una columna estratigráfica. Con esta información es posible acotar aún más nuestro modelo y por tanto aumentar su confiabilidad.

En la zona de estudio se tienen 10 pozos exploratorios que fueron realizados por PEMEX y CFE durante los años 80's con la finalidad de explorar el potencial petrolero y geotérmico respectivamente de la zona. En el rectángulo de interpretación de esta tesis

(Valle de Mexicali) se cuenta con información de 7 pozos (MOW-1 a MOW-7 ver Figura 25).

En la figura 25 se muestra el polígono de la zona de estudio con todas las constricciones descritas con anterioridad, el cual es punto de partida para obtener el modelo final a través del proceso de inversión, mismo que analizaremos a detalle en el siguiente capítulo.

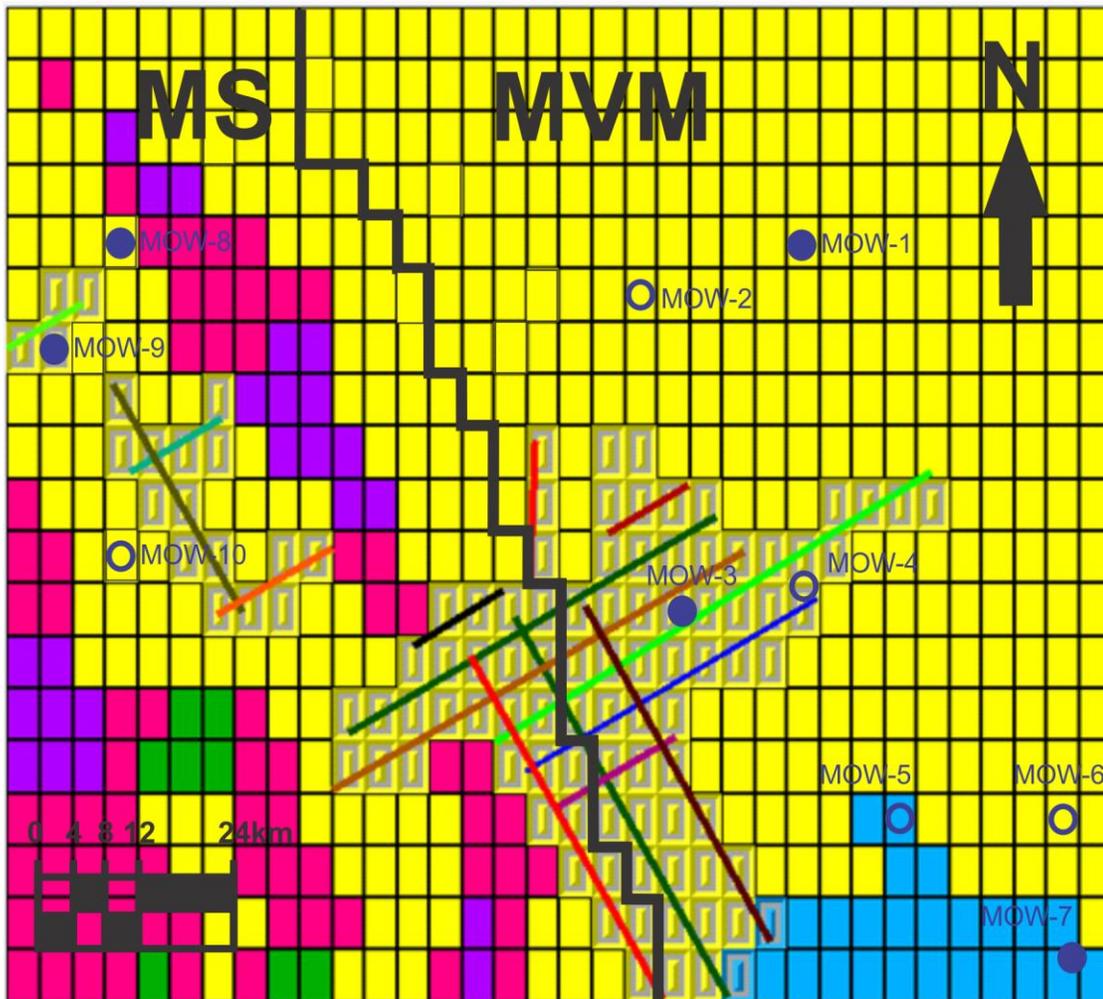


Figura 25. Modelo inicial para la región del Laguna Salada y Valle de Mexicali con constricciones por geología superficial, sísmica de reflexión y pozos exploratorios. Las líneas de colores representan los perfiles sísmicos interpretados en profundidad por Chanes-Martínez et al. (2013) y Gallardo-Mata et al. (2011). Los círculos rellenos representan pozos perforados hasta el basamento granítico, círculos vacíos son pozos perforados hasta sedimentos. La línea en negro es el límite entre la zona ajustada (modelo Valle de Mexicali MVM) y la zona no ajustada (modelo Sierra MS).

Capítulo 4. Resultados

4.1 Introducción

En este capítulo se presenta el modelo tridimensional de densidad obtenido a partir de datos gravimétricos exclusivo para el Valle de Mexicali. En un principio se planteó extenderlo a la Laguna Salada, Sierra de Juárez, Sierra Cucapah y Sierra El Mayor. Sin embargo, por falta de tiempo sólo se realizó el modelado 3D del Valle de Mexicali. Por lo que en este trabajo de tesis se hace énfasis en la estructura cortical del Valle de Mexicali.

4.2 Consideraciones

En los mapas de anomalía de Bouguer las cuencas se definen como estructuras que tienen deficiencias de masa y su anomalía es negativa en la mayoría de las veces. Desde el punto de vista de modelado o inversión, su contraste de densidad siempre es negativo. Las montañas son excesos de masa y la mayoría de las veces los tratamos como contrastes de densidad positiva. Sin embargo, en algunos casos, en zonas montañosas, la anomalía puede ser negativa aun y cuando la densidad de la masa montañosa sea superior a la densidad de referencia para el procesamiento. Esto es debido a que existe una raíz isostática por debajo del nivel inferior de la corteza, y al extraer el efecto del esferoide, se genera un contraste de densidad negativo en la raíz isostática, que al sumarse al efecto positivo de las montañas, puede predominar el efecto negativo, como es el caso de la zona de sierras de nuestra área de estudio. Aunque el modelo está definido con densidades, en la práctica trabajamos con los contrastes de densidad con respecto a la densidad de la corteza.

El área de estudio es un polígono rectangular. Para evitar los efectos de bordes, definimos unos prismas de grandes dimensiones en el contorno del polígono que simulan el efecto de una tierra infinita en el plano (x, y) . A estos prismas les llamamos *prismas regionales* y también son incógnitas. En el proceso de inversión también se modifica su profundidad al techo de cada prisma de cada capa. Entonces, al final obtenemos también los prismas regionales que mejor ajustan a la anomalía. Estos

prismas tienden a ser muy burdos, pero son óptimos porque también se mueven con la inversión.

4.3 Modelos propuestos

Comenzamos la tarea de inversión de los datos gravimétricos proponiendo diversos modelos iniciales simples, que fueron aumentando en complejidad. Los primeros modelos propuestos contaban con 3 y 4 capas o unidades litológicas. A medida que elaboramos la inversión, el porcentaje de ajuste para dichos modelos era entre 14% y 18%. Posteriormente, se revisaron los resultados y agregaron 6 unidades litológicas, por lo que el ajuste incrementó de 18% a 30%. Un mayor (mejor) ajuste al modelo se logró agregando un par de capas más y ajustando los valores de contraste de densidad, en las capas superiores, en concordancia con la información geológica, sísmica y de pozos existente de la parte este de la zona de estudio. Es por ello que definimos una de las capas exclusivamente para la zona de Sierra de Juárez, Laguna Salada, Sierra Cucapah, Sierra El Mayor. En esta zona se agregó una capa litológica como raíz isostática, que representa la compensación isostática siguiendo el modelo de Airy-Heiskanen. De igual forma la unidad litológica “corteza nueva” fue definida exclusivamente para la zona que contiene la fosa tectónica entre las fallas Cerro Prieto e Imperial en el Valle de Mexicali.

Con pocas capas, la anomalía salía muy positiva o muy negativa, por lo que agregamos más capas para compensar los efectos positivos y negativos entre las capas y finalmente obtener una anomalía negativa. Pareciera que es una suma algebraica de valores positivos y negativos, pero no es así, la geología nos ayuda muchísimo para saber dónde debe haber un contraste negativo y dónde un contraste positivo y de qué magnitud aproximada.

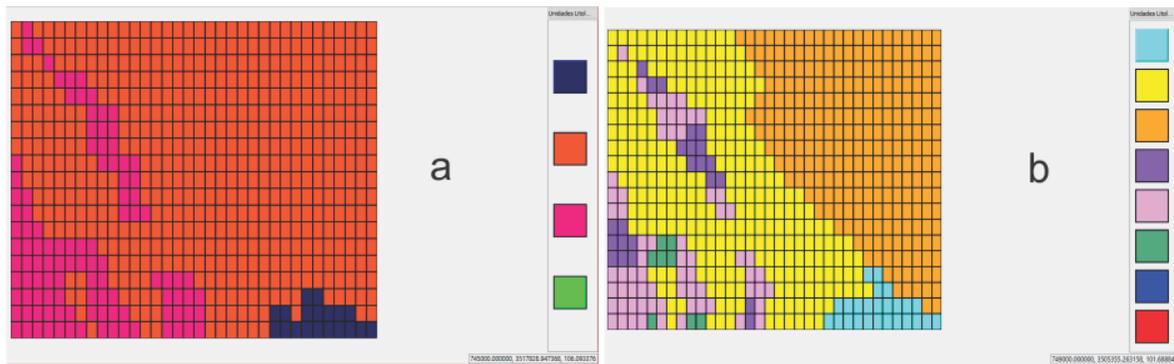


Figura 26. Ejemplos de modelos propuestos, constreñidos por geología superficial para la zona de estudio. (a) En la figura se muestra un modelo inicial conformado por 4 unidades litológicas que obtuvo un porcentaje bajo de ajuste. (b) Modelo inicial conformado por 8 unidades litológicas, el cual es más detallado y el porcentaje de ajuste es de hasta 80%.

Para el relleno sedimentario del valle propusimos una función lineal con aumento de densidad debida a la compactación de los sedimentos en toda la zona de estudio. En un principio se utilizó una densidad de 2.17 g/cm^3 para los sedimentos en superficie, la cual se incrementaba linealmente hasta 2.67 g/cm^3 , a una profundidad de 7 km. Sin embargo, no se logró un ajuste óptimo de las curvas observado/calculado para la zona y la anomalía era menos negativa comparada con la observada. Esto indicaba que estábamos creando una ausencia exagerada de masa por compactación. Se disminuyó progresivamente el grado de compactación y el nivel de ajuste entre las curvas observada/calculada aumentó hasta llegar al nivel de compactación óptimo. Este resultado nos indica que los sedimentos no están tan compactados como se esperaba y a profundidad la densidad de los sedimentos no es equivalente al valor de la densidad de la corteza terrestre, como se propuso al principio. El resultado obtenido en la compactación fue un incremento en la densidad de 2.1 g/cm^3 a 2.34 g/cm^3 en un rango de profundidad de 3 km (figuras 27a y 27b). En la figura 27b se observa la relación lineal de la densidad con la profundidad. En la figura 27a se observa el contraste de densidad contra profundidad como se declara en el modelo inicial (archivo model.dat). El porcentaje de ajuste para el modelo de 8 capas fue de ~85%.

La última capa incluida en el modelo fue para simular la densidad de las rocas que rellenan la cuenca pull-apart de Cerro Prieto, debido a que las respuestas de los modelos anteriores no lograban ajustarse en esta zona. Al igual que en la capa de

sedimentos, definimos que el contraste de densidad del relleno varía linealmente con respecto a la profundidad (Figura 27c), desde la densidad del manto hasta la densidad de sedimentos consolidados hacia la superficie. La idea es que fundidos del manto ascienden, intrusionan y metamorfinizan la base del relleno sedimentario asimilando a las capas que encuentra y disminuyendo la densidad. En la figura 27d se muestra la relación lineal de 2.47 g/cm³ (sedimentos consolidados) a 2.95 g/cm³ fundidos basálticos en un rango de profundidad de 5 km a 18 km, respectivamente. El aumento de densidad contra profundidad produce un contraste negativo en la parte somera y luego se hace positivo a profundidad (Figura 27c).

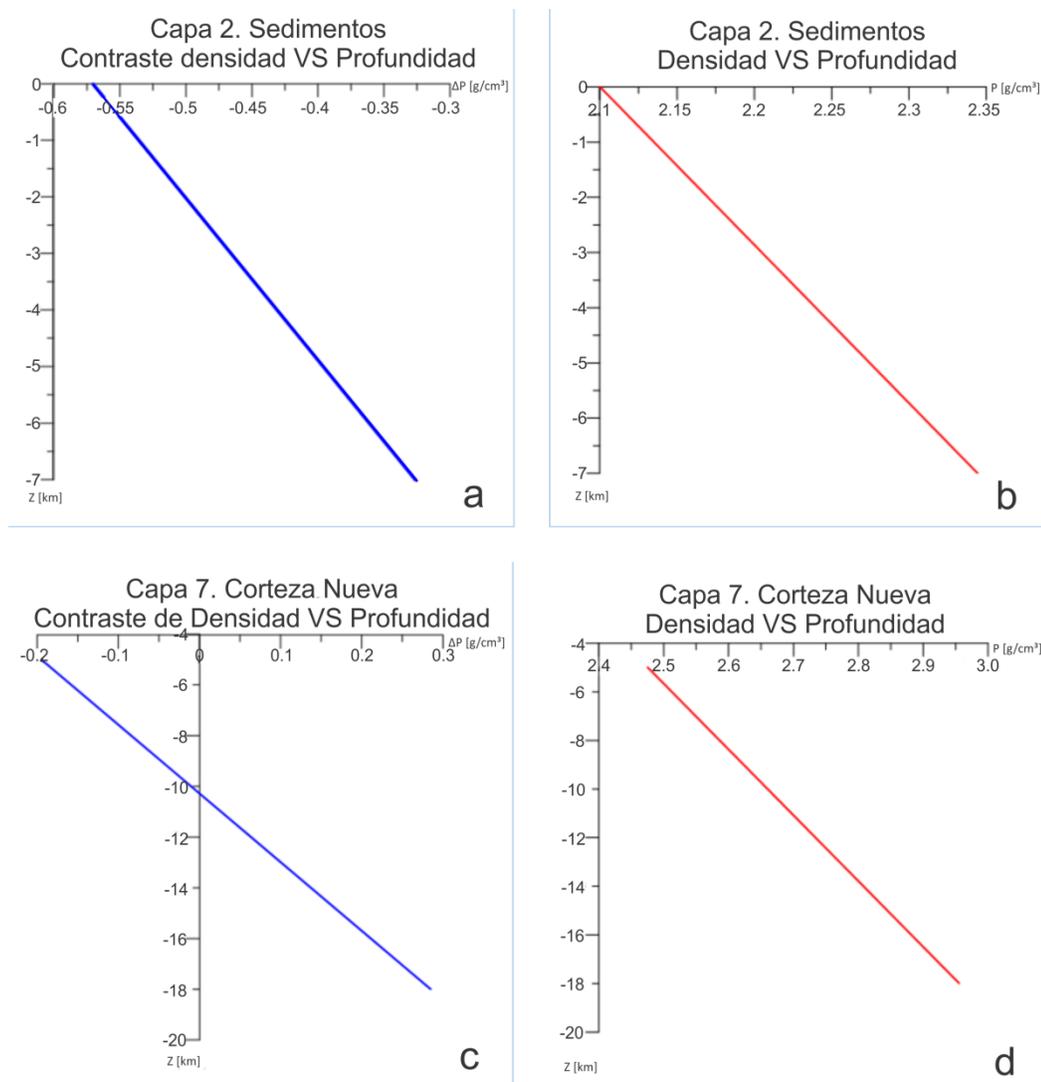


Figura 27. Curvas de densidad y contraste de densidad contra profundidad para la capa de sedimentos (27a y 27b) y para la capa de corteza nueva (27c y 27d).

A partir del modelo preliminar de 9 capas, se estableció una “modelación dividida” en dos áreas. Consideramos las diferencias existentes entre la zona de sierras y Laguna Salada respecto del Valle de Mexicali, por lo que la malla que define nuestra zona de estudio y con la cual generamos el modelo preliminar se dividió en dos. Se estableció un polígono trapezoidal (ver figura 25), porque las sierras tienen orientación NO-SE. Sin embargo, teníamos el problema de que el RMS que declara el programa de inversión comprende las dos áreas. Así que modificamos el programa de inversión (en el código en Fortran) y también la plataforma Vterrain, para que dividiera las observaciones en dos grupos y calcular RMS separados para ambas regiones. De esta manera, en la inversión entran todos los prismas de ambas regiones, pero los prismas de la región oeste se consideran prismas regionales que se extienden hacia infinito. (Figura 28).

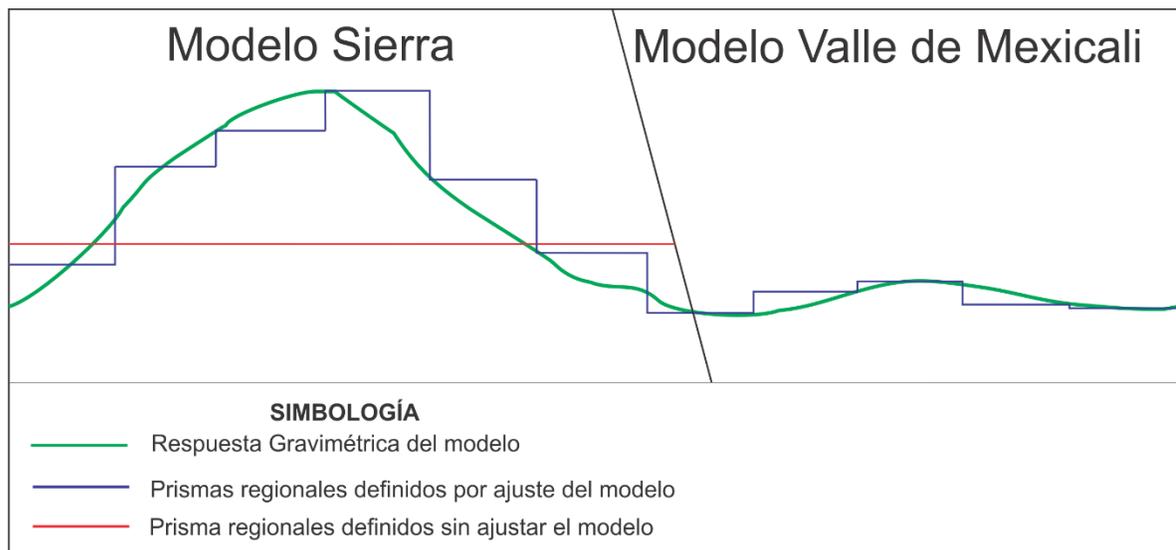


Figura 28. Representación gráfica de los prismas regionales definidos para el modelo 3D del Valle de Mexicali (lado derecho de la figura). La línea verde representa la topografía real del lado oeste (sierras) y del lado del Valle de Mexicali. Después de la división de las áreas, el área oeste quedó bien modelada (línea azul) para ser un prisma regional. La línea roja, representa un prisma regional típico, no sigue la topografía, pues son prismas muy burdos.

Para la región del Valle de Mexicali la interface corteza-manto está definida entre 15 km y 25 km (Ramírez-Ramos et al., 2015; Nava y Brune; 1982). Para el modelo sierra se propone la presencia de una capa de raíz isostática que compensa la topografía en la región.

La capa Corteza Nueva que simula el relleno sedimentario y magmático de la cuenca pull-apart, la colocamos por encima de la capa de manto y por debajo de la capa de corteza inferior que no existe en la zona de la fosa. El espesor de la capa Corteza Nueva es cero en toda el área, excepto en la zona del pull-apart (Tabla 3 espesor y densidad de las capas). Esta es una constricción de tipo tectónica estructural. Se considera que la Corteza Nueva se compone de una mezcla de rocas intrusivas provenientes del manto con rocas graníticas y metasedimentarias en la base y parte superior. La capa de Corteza Inferior está definida para toda la zona de estudio y está compuesta por gabros sobreyaciendo al manto y tiene una densidad promedio de 2.95 g/cm^3 . La Corteza Superior o corteza granítica con densidad promedio de 2.67 g/cm^3 es de gran importancia para nuestro modelo, debido a que su densidad es considerada como referencia para establecer los contrastes de densidad de la mayoría de las capas. Cabe destacar que esta capa no existe en la cuenca pull-apart de Cerro Prieto debido a la presencia de la capa de Corteza Nueva. Sin embargo, dicha capa existe para el resto de la zona de estudio.

Por encima de la Corteza Superior el relleno sedimentario de origen deltaico está definido para toda la zona de estudio, el cual fue dividido en 3 partes; en la región este de la zona (modelo Valle de Mexicali) se define una capa de rocas metasedimentarias conformada por rocas sedimentarias densas y metasedimentarias que tienen una densidad promedio de 2.60 g/cm^3 . En la región oeste (modelo sierra) tenemos una capa de rocas metamórficas cuya densidad promedio es de 2.60 g/cm^3 . Por último y definida para ambas regiones se propone una capa de sedimentos de medianos a finos (conglomerados, lutitas, y areniscas) con densidad variando linealmente de 2.1 g/cm^3 a 2.34 g/cm^3 .

La capa más superficial en el modelo es Mar, que tiene una respuesta gravitacional baja pero importante. Los techos de estos prismas son el nivel medio del mar y la parte inferior la batimetría. Esta capa no se mueve durante el proceso de inversión (archivo model.dat), pero no entra como constricción, más bien desactivamos los prismas que tienen esa capa pues no son incógnitas. En la figura 29 se muestra la geología superficial simplificada y del lado derecho la columna litoestratigráfica. Las rocas duras no afloran en el Valle de Mexicali, pero si en la región oeste, (fuera de la zona de tesis).

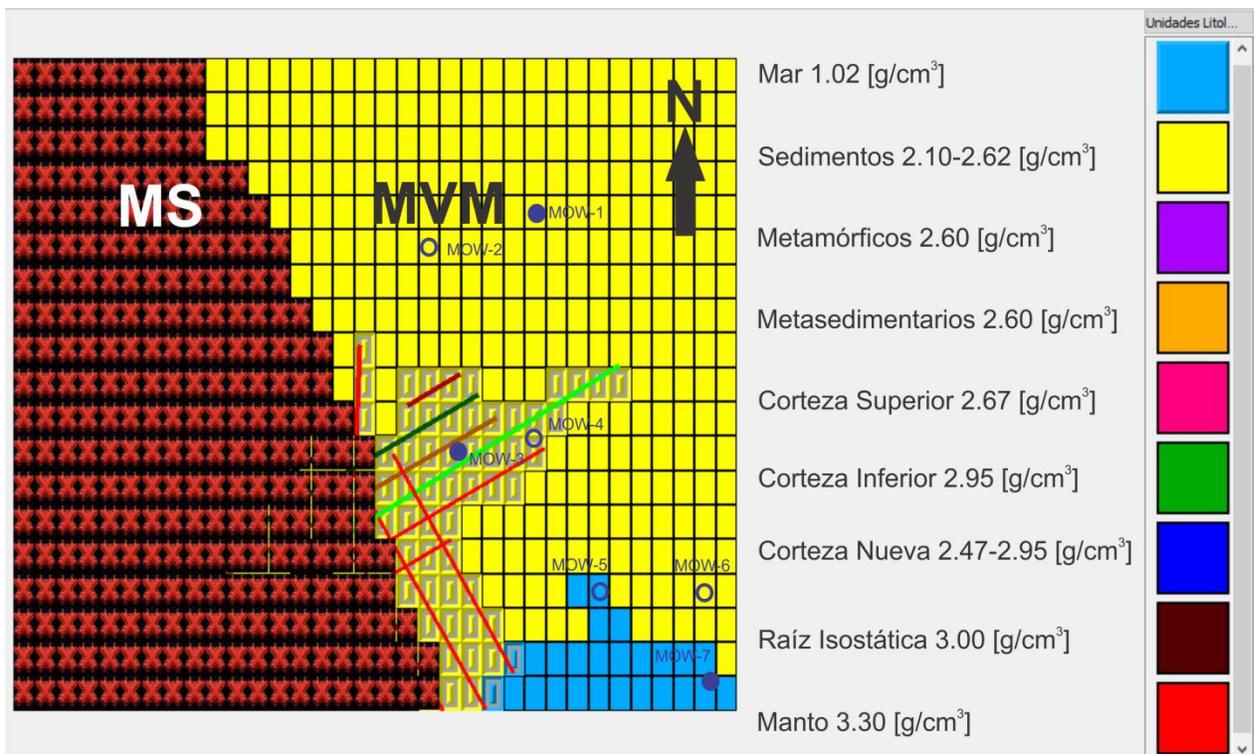


Figura 29. Geología superficial simplificada y litología de nuestras capas. Arriba más superficial y abajo más profundo. Dentro del cuadro se anotan las densidades del modelo final [gr/cm³]. Zona con cruces rojas corresponde a la zona no ajustada (Modelo Sierra MS). MVM modelo Valle de Mexicali ajustado en este trabajo de tesis. Los puntos azules representan los pozos utilizados como constricciones al modelo. Pozos MOW-1, MOW-3 y MOW-7 perforaron basamento granítico. Pozos MOW-2, MOW-4, MOW-5 Y 6 no alcanzaron basamento granítico. Las líneas de colores representan los perfiles sísmicos interpretados en profundidad por Chanes-Martínez et al. (2013) y que fueron utilizados como constricciones para el modelo de densidad.

Al añadir constricciones por geología superficial, pozos, sísmica 2D y tectónica, disminuimos muchísimo la no-unicidad en las capas por donde está localizada esta información en la cuenca sedimentaria del valle. Sin embargo, la no-unicidad es relativamente mayor en las zonas profundas, en donde no hay constricciones. Sin embargo, la incertidumbre en lo profundo disminuye al aumentar la certidumbre de las capas superficiales en donde hay más constricciones. De esta manera, las constricciones superficiales también mejoran la parte profunda, aunque en menor medida.

4.4 Modelo 3D final

El modelo de inversión y la estructura de densidad 3D final se obtuvo con un modelo de 9 capas definido en el capítulo 3. Se emplearon 10 iteraciones en el proceso de inversión. Cabe destacar, que el ajuste máximo del modelo ocurre en la iteración y la respuesta del modelo casi no cambia entre las iteraciones 5 y 10, incluso tiende a oscilar y el porcentaje de ajuste disminuye o aumenta muy poco. Los porcentajes de ajuste obtenidos para el modelo 3D final son de 92.13% para toda la zona de estudio, 87.81% para el modelo Sierra y 95.35% para la zona de Valle de Mexicali, que finalmente es la zona de estudio de esta tesis.

En la figura 30 se muestran los mapas de anomalía gravimétrica observada (30a) y la respuesta del modelo (30b). La figura 30a, contiene los valores observados que son los datos de entrada del modelo 3D (archivo gfield.dat); la figura 30b representa la respuesta gravimétrica del modelo, en tanto que la figura 31 representa el residual, que es la diferencia entre los datos observados y la respuesta del modelo.

En el mapa de anomalía de Bouguer calculada (Figura 30b), se pueden observar la similitud con el mapa de anomalía observada (Figura 30a). Podemos observar claramente los bajos gravimétricos en la parte oeste y sur de la zona cuyos valores se encuentran entre -60.3 mGal y -74.5 mGal, en tanto que en la parte central de la zona se observa una franja donde predominan los máximos gravimétricos con valores que alcanzan los -25 mGal.

Para mejorar la visualización de los mapas de la figura 30, recurrimos al software Oasis Montaj de Geosoft. En la parte oeste de la zona de estudio (fuera de la tesis), encontramos dos anomalías gravimétricas de baja intensidad las cuales están separadas por un pequeño alto gravimétrico; las estructuras que representan dichas anomalías corresponden a la cuenca de Laguna Salada al norte y la cuenca Las Tinajas al sur (Chanes-Martínez et al., 2013).

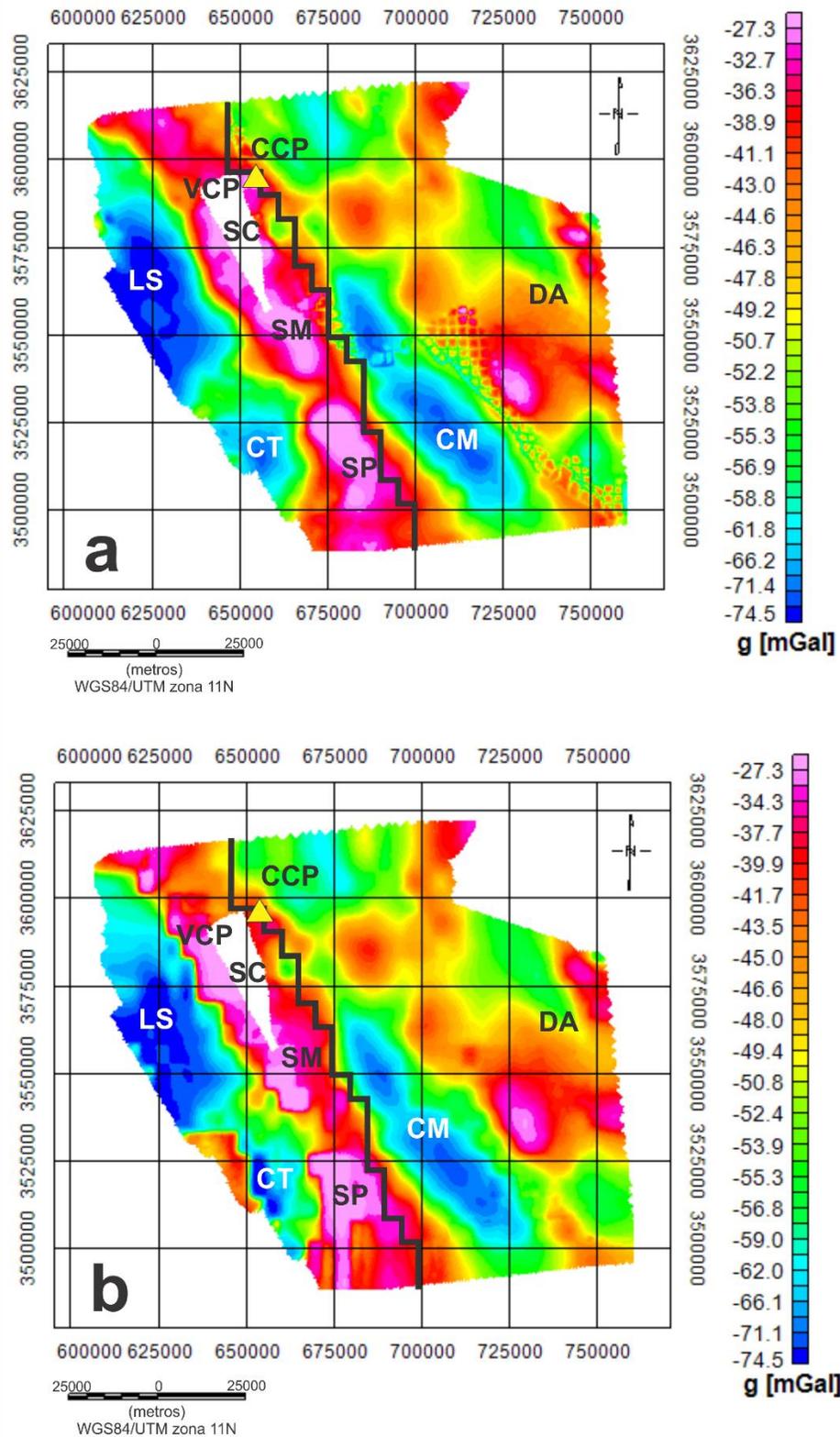


Figura 30. Anomalías de gravedad [mGal], componente vertical. (a) Observada y proporcionada por Pemex. (b) Calculada o respuesta del modelo 3D. La línea negra continua representa el límite entre la zona de sierras (sin ajuste final) y la zona este (zona de estudio de la tesis). Se observan rasgos característicos de la zona: LS laguna Salada, SC sierra Cucapah, SM sierra El Mayor, SP sierra Las Pintas, VCP volcán Cerro Prieto, CCP cuenca Cerro prieto, CM cuenca Montague, CT cuenca Las Tinajas, DA desierto de Altar.

En la parte central observamos una franja con valores de gravedad menos negativos, que corresponde a las Sierras Cucapah, El Mayor y Las Pintas. En la parte sur se observa un bajo gravimétrico cercano a la falla Cerro Prieto, el cual es la expresión de la Cuenca Montague definida con los perfiles de PEMEX (Chanes-Martínez et al., 2013). Finalmente en la parte noreste se observa otro bajo gravimétrico correspondiente a la cuenca de Altar (Pacheco et al., 2006).

Para mejorar los ajustes del modelo o bien definir las diferencias existentes entre los datos observados y los calculados por el modelo, se elaboró el mapa residual de anomalía de Bouguer. Las diferencias observado-calculado se encuentran en un rango de -1mGal a $+1\text{mGal}$ en el Valle de Mexicali. Sin embargo, existen diferencias mayores en la parte oeste de la zona de estudio (fuera de la tesis) el cual no fue ajustado a detalle y por la falta de datos observados. En la figura 31 se observa mayor aleatoriedad en la región este de la zona tesis, y menos aleatoriedad al oeste fuera de la zona de tesis. La aleatoriedad nos indica un ajuste óptimo con residuales aleatorios. Hay una franja rosa con puntos grandes en el este que corresponde a una zona de traslape entre dos grupos de datos distintos proporcionados por Pemex. Existe una diferencia pequeña entre el grupo de datos en esa zona. El programa de graficación (Surfer u Oasis), encuentra dos valores de g_z para el mismo punto (x, y) y no sabe qué hacer, por eso se observa como un manchón con puntos. Es una cuestión gráfica o de visualización, pues el programa de inversión no tiene ningún problema con esto. No es necesario quitar datos de las bases y es sólo un problema estético, pero el problema inverso está basado en sus fundamentos en mínimos cuadrados y no considera si hay dos o más datos sobre la misma posición geográfica. Al final el programa de inversión ajusta mejor a la base de datos que conviene. Es de esperarse, que sobre esa franja haya errores no aleatorios. Pues el programa de inversión optó por ajustar una base y no ajustar tanto la otra. Pudo haber sido al revés y que optara por la otra base y se presentaría una franja verde.

Sin esta franja de traslape, seguramente el RMS ajustaría aún más, pero no es recomendable quitarla, pues no sabríamos cuál de las dos es más confiable o con datos de mejor calidad. Quisimos evitar intervención a los datos y el modelo resultante es aceptable.

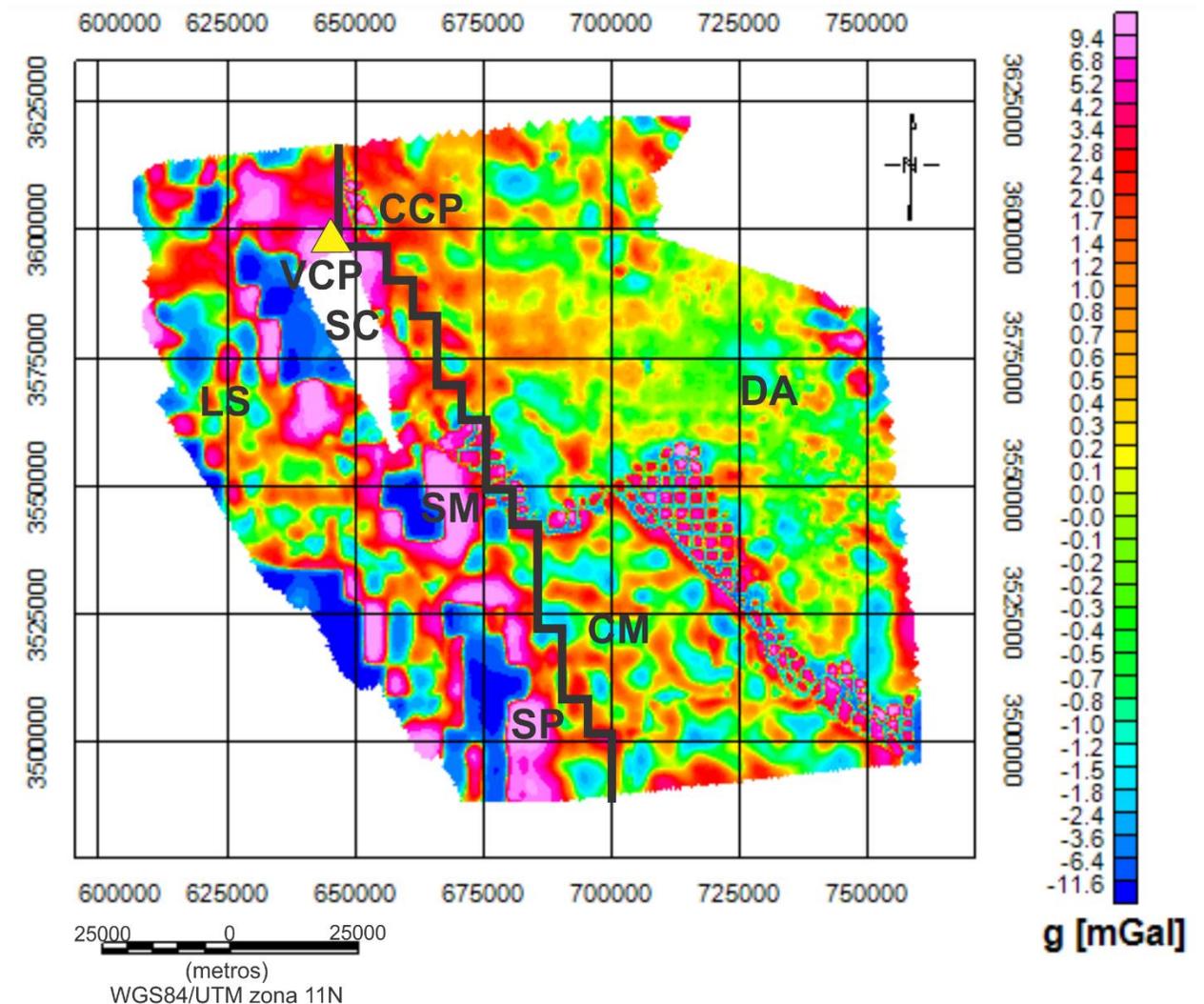


Figura 31. Diferencia entre anomalía gravimétrica observada y calculada. En el lado este del área (zona de estudio de la tesis), se observa gran aleatoriedad y máximos diferencias entre (-1, +1) mGal. En la región oeste, que no es la región de estudio, se observa menos aleatorio y diferencias entre (-11, +10) mGal. La franja rosa con puntos grandes, es una zona de traslape entre dos grupos de datos de Pemex. La línea negra continua representa el límite entre la zona de sierras (sin ajuste final) y la zona este (zona de estudio de la tesis). Se observan rasgos característicos de la zona: LS laguna Salada, SC sierra Cucapah, SM sierra El Mayor, SP sierra Las Pintas, VCP volcán Cerro Prieto, CCP cuenca Cerro prieto, CM cuenca Montague, DA desierto de Altar.

A partir del modelo 3D de densidad obtuvimos la configuración tridimensional de la cima de cada una de las capas que lo conforman.

Batimetría del fondo del mar corresponde con la cima de la capa de sedimentos, la base inferior de los sedimentos, la cima de los metamórficos y así sucesivamente hasta representar el relieve de la cima del manto. La capa Manto se extiende infinitamente en z , pero su contraste de densidad es cero.

En la figura 32 se muestran los mapas topográficos de las capas que integran el modelo 3D para el Valle de Mexicali. En dichos mapas, los valores positivos indican que se está sobre el nivel medio del mar, en tanto que los valores negativos indican que la profundidad de la capa de interés está por debajo del nivel del mar. En el programa de inversión z es positivo hacia abajo, pero los programas graficadores como Surfer, Oasis, manejan z positiva hacia arriba. Para fines de graficado los signos se invirtieron.

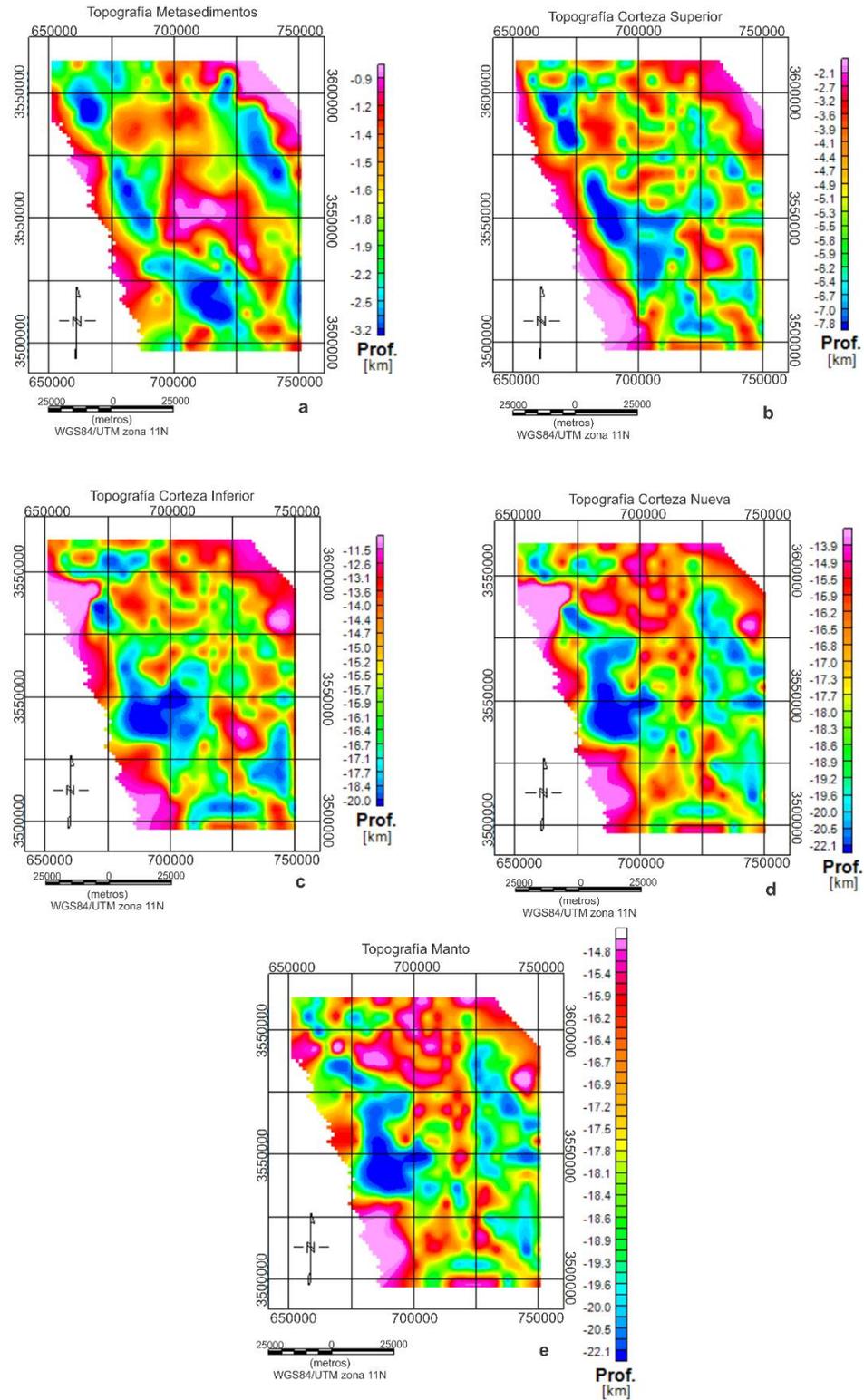


Figura 32. Mapas de profundidad de las capas obtenidos del modelo 3D de densidad. (a) Topografía superior de la capa Metasedimentos. (b) Topografía de la cima de la capa de Corteza Superior. (c) Topografía de la cima de la capa de Corteza Inferior. (d) Topografía de la Corteza Nueva. (e) Topografía de la cima del Manto.

4.5 Análisis de los resultados

Se elaboraron secciones transversales bidimensionales (plano x, z o y, z) para mejorar la interpretación de los mapas obtenidos a partir del modelo tridimensional del Valle de Mexicali. El objetivo de estas secciones es observar las curvas observada/calculada y la geometría de cada una de las capas que integran el modelo. Es posible observar la distribución de las capas en profundidad así como delimitar algunos rasgos estructurales como cuencas y fallas geológicas predominantes en la zona.

Las secciones transversales del modelo o perfiles bidimensionales se pueden visualizar según la distribución real de los prismas con base en la respuesta del modelo (sin interpolación). Alternativamente se pueden visualizar mediante interpolación lineal, polinomial o Akima. La finalidad de utilizar interpoladores es ver el relieve sin los bordes de los prismas. Los prismas, son un artificio (es la manera como trabaja el programa de inversión), posiblemente la realidad es más suave, por lo tanto, es válido usar interpolación. Sin embargo, el uso de la interpolación no siempre es adecuada, debido a que en algunos casos puede generar estructuras erróneas. La interpolación es menos suave pero es la menos engañosa. La polinomial o Akima, son interpolaciones que suavizan más, pero tienden a ser más engañosas.

A continuación se presentan los perfiles 2D en profundidad más ilustrativos de la respuesta del modelo 3D Valle de Mexicali; dichos perfiles están orientados en dirección oeste a este. Posteriormente y con el fin de verificar la correspondencia en la geometría de las capas, se presentan 3 perfiles con orientación sur a norte a lo largo de la zona de estudio que pertenece al modelo de Valle de Mexicali (ver figura 33). Los perfiles están suavizados utilizando la interpolación Akima y sólo en algunos casos utilizamos la interpolación lineal o incluso se presentan sin interpolación en forma de prismas. Cada sección consta de dos ventanas. La ventana superior muestra una comparación entre los datos observados (curva azul) y la respuesta gravimétrica del modelo (curva verde). La ventana inferior es la sección transversal del modelo en sí. Muestra la topografía en 2D (plano x, z) de cada capa geológica.

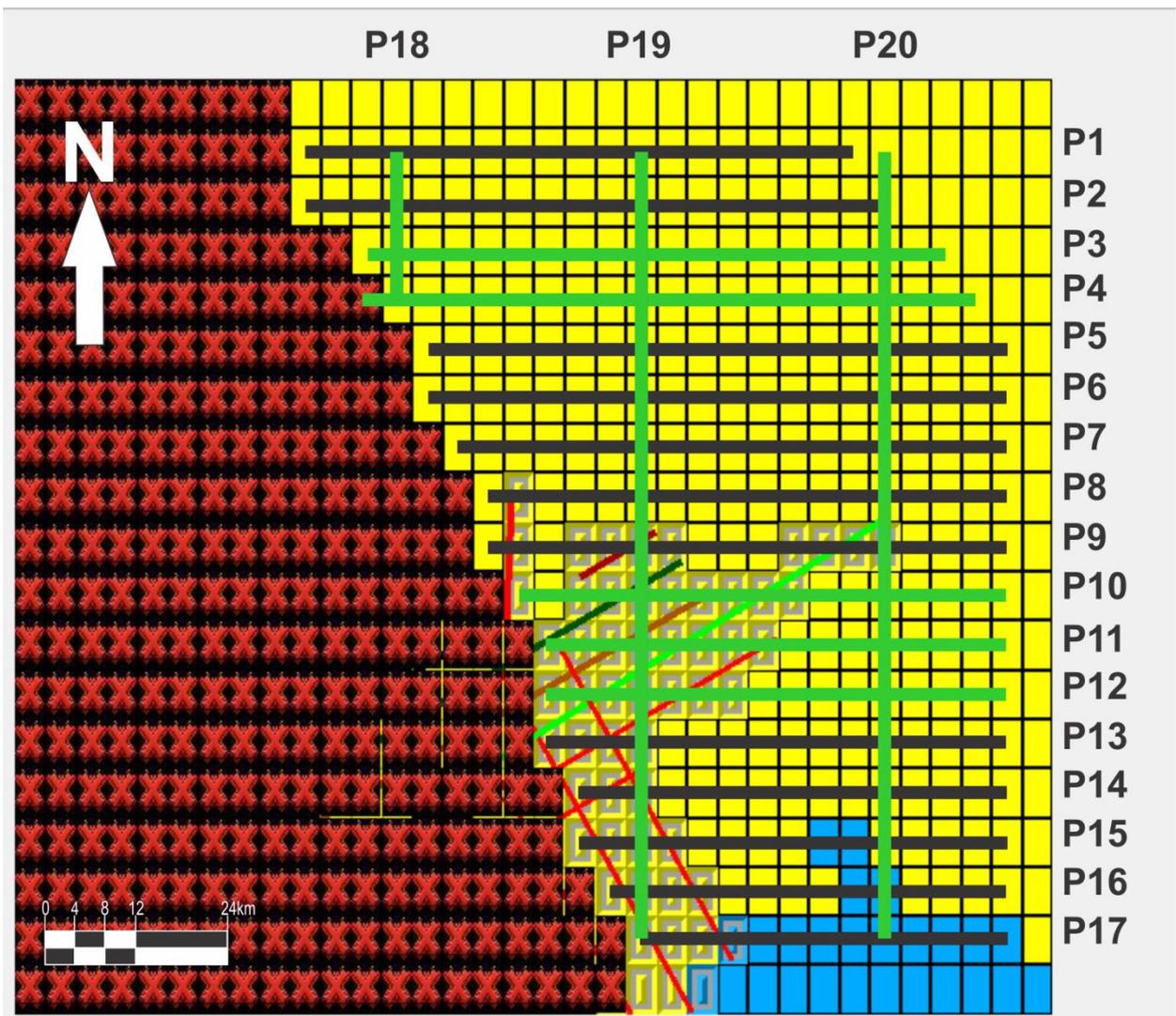


Figura 33. Se muestra la rejilla de prismas que se utilizó para la inversión. Sobre de ella están trazados los 20 perfiles o secciones transversales elaborados a partir de la respuesta del modelo 3D. Los perfiles en color verde son los más representativos del modelo y se encuentran referidos en este capítulo. Los perfiles en negro se encuentran en el apéndice B de esta tesis. Las líneas delgadas de colores representan los perfiles sísmicos interpretados por Chanes-Martínez., 2013. La zona marcada con cruces rojas representa la zona con ajuste de 87.81% del modelo (modelo Sierra).

4.5.1 Perfiles Horizontales

Los 17 perfiles orientados en dirección oeste-este se presentan según posición de norte hacia el sur, por lo que el perfil 1 es el perfil norte del Valle de Mexicali y el perfil 17 está sobre el Golfo de California (ver figura 33).

4.5.1.1 Perfil 3

Este perfil tiene una extensión de 76 km (figura 33). Aquí definimos la cuenca Cerro Prieto, una parte de ella tuvo que ser ajustada por separado mediante la adición de la capa de Corteza Nueva. Ya que esta cuenca es de tipo pull-apart se modeló por separado. La capa de Corteza Nueva representa dicho centro de expansión y se presenta en color azul rey, la profundidad de la misma está entre 5 km y 18 km. Encima de ésta se encuentran los metasedimentos y sedimentos mezclados alterados. Debe ser una zona de contacto entre material muy caliente del manto y el existente, provocando alteración y metamorfismo. Dicha cuenca está asociada al bajo gravimétrico presente en la parte oeste del perfil. La falla Imperial delimita al pull-apart, pero en este perfil pareciera que no es así. Es solo un efecto de proyección. El pull-apart tiene dirección SO-NE y al hacer la sección en la dirección O-E, vemos una proyección y la falla Imperial parece no limitar al pull-apart.

Posteriormente tenemos un levantamiento (cercanía a superficie) en la Corteza Superior y reducción en el espesor de la capa de Sedimentos y Metasedimentos que se puede asociar a la estructura E2, delimitada al este por la falla D, que representa un alto gravimétrico en el perfil. Después tenemos un incremento puntual en la corteza delimitado por las fallas A y B que posiblemente define la estructura E1 donde la corteza es más superficial. Finalmente al este del perfil, los Sedimentos y la Corteza Superior aumentan en espesor y se proponen la fallas B' y E. La interface Corteza-Manto se encuentra entre 15 km y 20 km. Inferimos la falla Michoacán al inicio del perfil. Aquí presentamos el modelo sin interpolación, porque interpolación lineal y Akima nos dio un rasgo extraño al oeste de la sección.

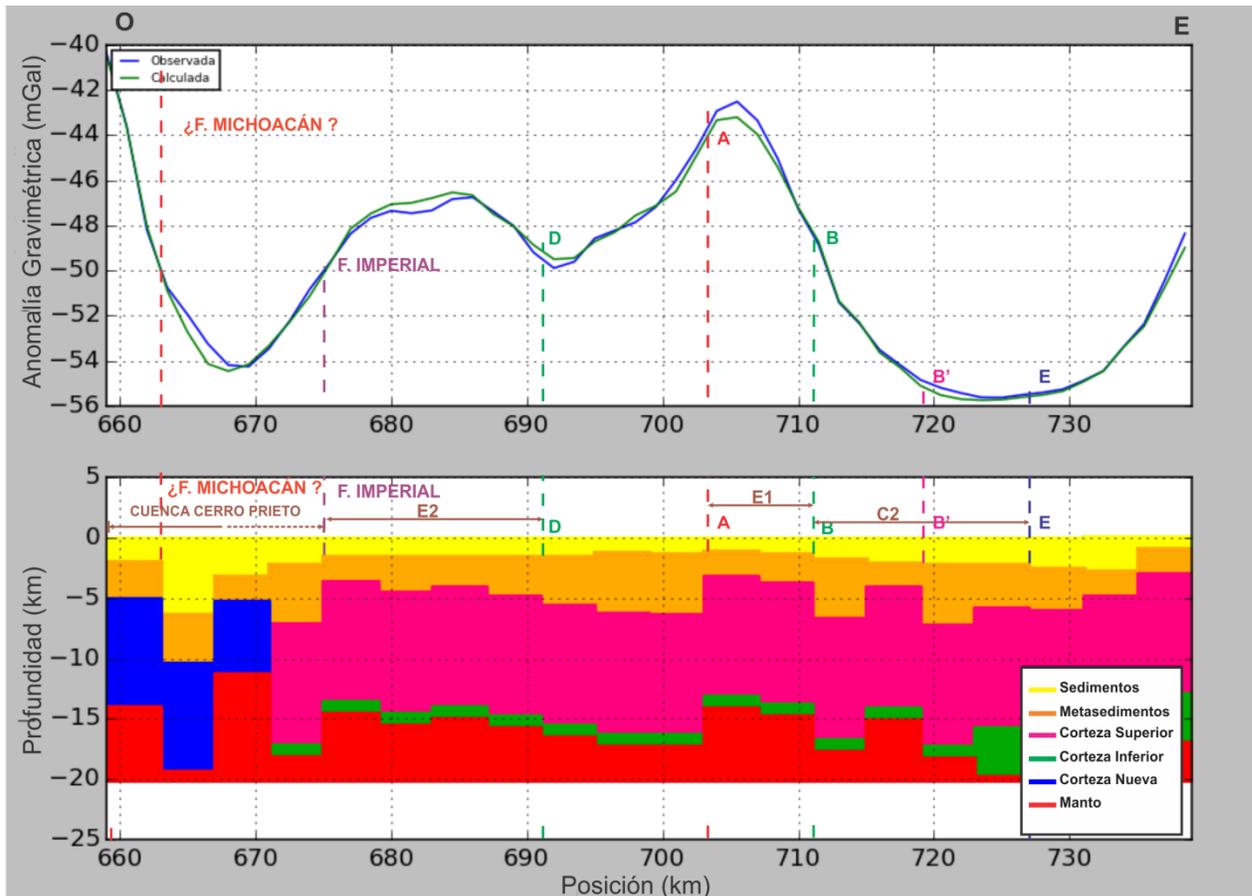


Figura 34. Sección transversal del perfil 3 que empieza al oeste y termina al este. Se ubica de acuerdo a la Figura 33. La ventana superior es una comparación entre anomalía gravimétrica observada (curva azul) contra calculada (curva verde). En la ventana inferior se ve una sección (x , z) del modelo. Se observan algunos rasgos geológicos a lo largo del perfil: falla Michoacán, falla Imperial, falla A, B, B', D y E; cuenca Cerro Prieto (C1) y C2; estructura cortical E1 y E2.

4.5.1.2 Perfil 4

Tiene una extensión de 80 km. El extremo oeste del perfil se localiza la cuenca Cerro Prieto. Se infieren las fallas Cerro Prieto e Imperial que delimitan la cuenca sedimentaria Cerro Prieto. Aquí también sucede el efecto de proyección de la falla Imperial, que da la impresión de no limitar al pull-apart del lado este. Al este de la cuenca Cerro Prieto la corteza superior es más superficial, ésta elevación la definimos como la estructura cortical E2 y se asocia con una anomalía gravimétrica menos negativa.

El espesor de los Sedimentos y Metasedimentos aumenta de 3 a 7 km hacia el este del perfil. La interface Corteza-Manto está a 22 km en la parte más profunda de la cuenca y a medida que avanzamos al este, se mantiene entre 14 km y 18 km de profundidad. Al este del perfil, se observa la presencia de una cuenca sedimentaria (C2) delimitada por las fallas inferidas A, B, B' y E respectivamente. Esta cuenca es posible asociarla con la Cuenca Altar determinada por Pacheco et al. (2006). En el extremo este se observa que la corteza es más superficial generando una reducción en el espesor de los sedimentos y metasedimentos. La elevación de la corteza tiene relación con el alto gravimétrico en la respuesta del modelo, quizás sea influencia de la sierra El Rosario.

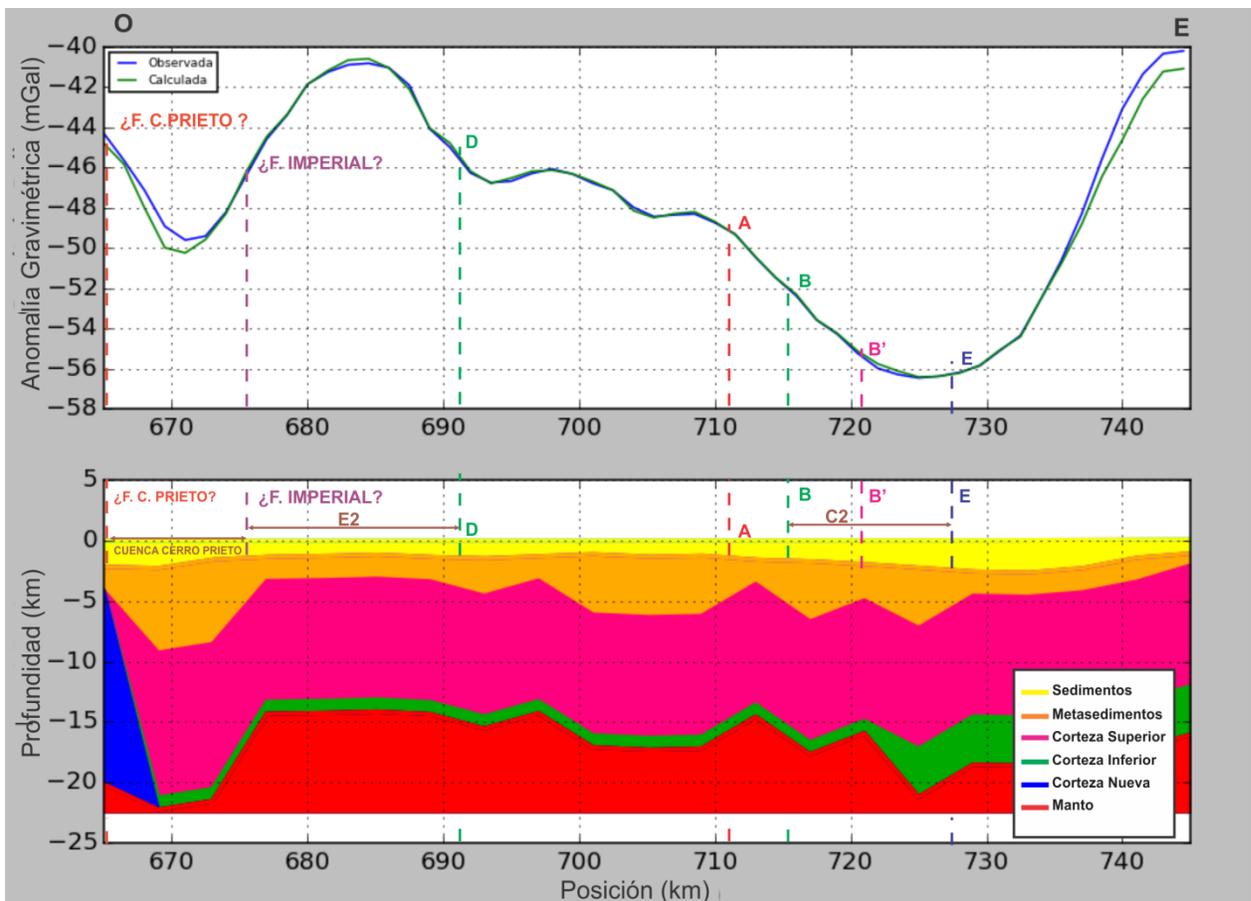


Figura 35. Sección transversal del perfil 4 que empieza al oeste y termina al este. Se ubica de acuerdo a la Figura 33. La ventana superior es una comparación entre anomalía gravimétrica observada (curva azul) contra calculada (curva verde). En la ventana inferior se ve una sección (x, z) del modelo. Se observan algunos rasgos geológicos a lo largo del perfil: falla Cerro Prieto, falla Imperial, falla A, falla B, falla B', falla D y E, cuenca C1 o Cerro Prieto y C2; estructura cortical E2.

4.5.1.3 Perfil 10

La longitud de dicho perfil es de 64 km (figura 33). Similar al perfil 9 (ver Apéndice B), podemos caracterizar una disminución en la respuesta gravimétrica del modelo al oeste seguido de un aumento gradual en dirección este. La disminución es asociada a la cuenca Montague (C4) definida desde el perfil 8 (Figura B-6). Podemos observar que en este perfil, la cuenca es más profunda debido a que el espesor de los sedimentos y metasedimentos suma un total de 10 km. La extensión de la cuenca en el perfil es de 16 km hasta la falla Cerro Prieto. Como en el perfil anterior se observa que la cuenca se extiende hacia el este otros 16 km aproximadamente (línea punteada). En este perfil, la cuenca está delimitada por las fallas Indiviso al oeste y Cerro Prieto al este, pero dentro de ella se infiere otra falla, probablemente sea la falla Mesa (Chanes-Martínez et al., 2013) cercana a la falla Cerro Prieto. Hacia el este del perfil tenemos un aumento significativo en la topografía de la corteza granítica o superior, así como de los metasedimentos los cuales fueron constreñidos por información de sísmica de reflexión. La interface Corteza-Manto se encuentra 20 km en promedio. Al este del perfil se infiere la falla F que delimita al este una posible estructura donde la corteza es somera. Finalmente se infiere la falla Desierto.

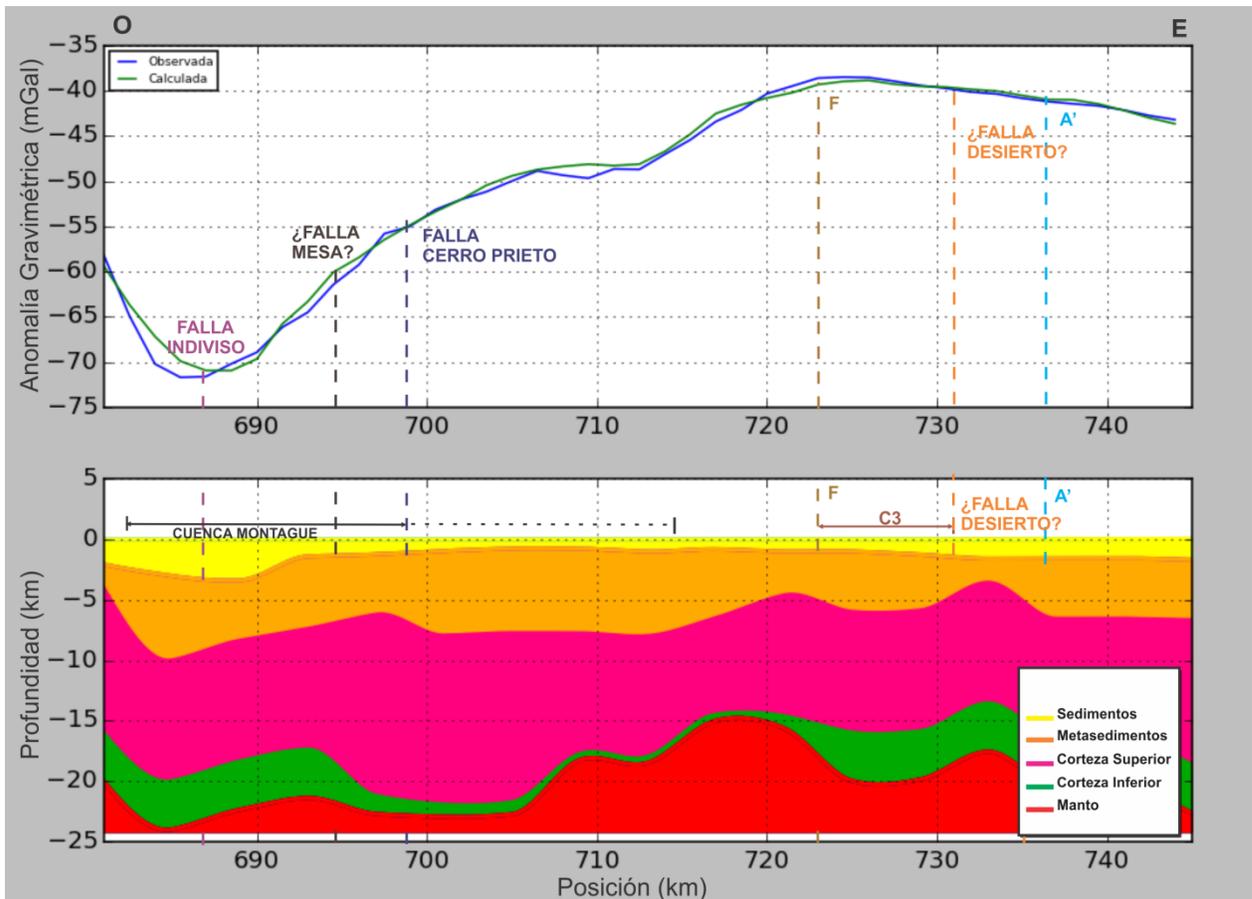


Figura 36. Sección transversal del perfil 10 que empieza al oeste y termina al este. Se ubica de acuerdo a la Figura 33. La ventana superior es una comparación entre anomalía gravimétrica observada (curva azul) contra calculada (curva verde). En la ventana inferior se ve una sección (x , z) del modelo. Se observan algunos rasgos geológicos a lo largo del perfil: falla Cerro Prieto, falla Indiviso, falla Mesa, falla Desierto, falla A' y falla F; cuenca Montague (C4) y C3.

4.5.1.4 Perfil 11

La parte oeste del perfil está constreñida mediante sísmica de reflexión. El perfil tiene una longitud de 60 km (figura 33). Si observamos la parte oeste, es posible identificar la zona de deformación de la cuenca Montague. Para este perfil la profundidad de los sedimentos y metasedimentos alcanza los 9 km. La extensión horizontal de la cuenca es de aproximadamente 16 km, la interface Corteza-Manto está a 24 km en promedio. Identificamos la falla Pangas Viejas (Chanes-Martínez et al., 2013) al extremo oeste del perfil, así como la falla Indiviso al centro de la cuenca Montague. En la parte central del perfil, identificamos la extensión de la cuenca Montague. Destaca una zona donde la corteza superior y los sedimentos se mantienen a profundidades constantes; posiblemente se trate de la mesa de Andrade (Chanes-Martínez et al., 2013) y está

limitada al este por la falla Cerro Prieto. Inferimos las fallas Mesa, G y F. Estas dos últimas, delimitan la estructura cortical E4 donde ocurre el levantamiento de la Corteza. Dicho levantamiento puede ser asociado al alto de basamento reportado por Vega-Saucedo (2014) y coincide con el alto gravimétrico observado en el perfil. Es posible inferir la falla Desierto en el extremo este del perfil que concuerda con un pequeño bajo gravimétrico que genera un incremento en la profundidad de los metasedimentos de hasta 7 km.

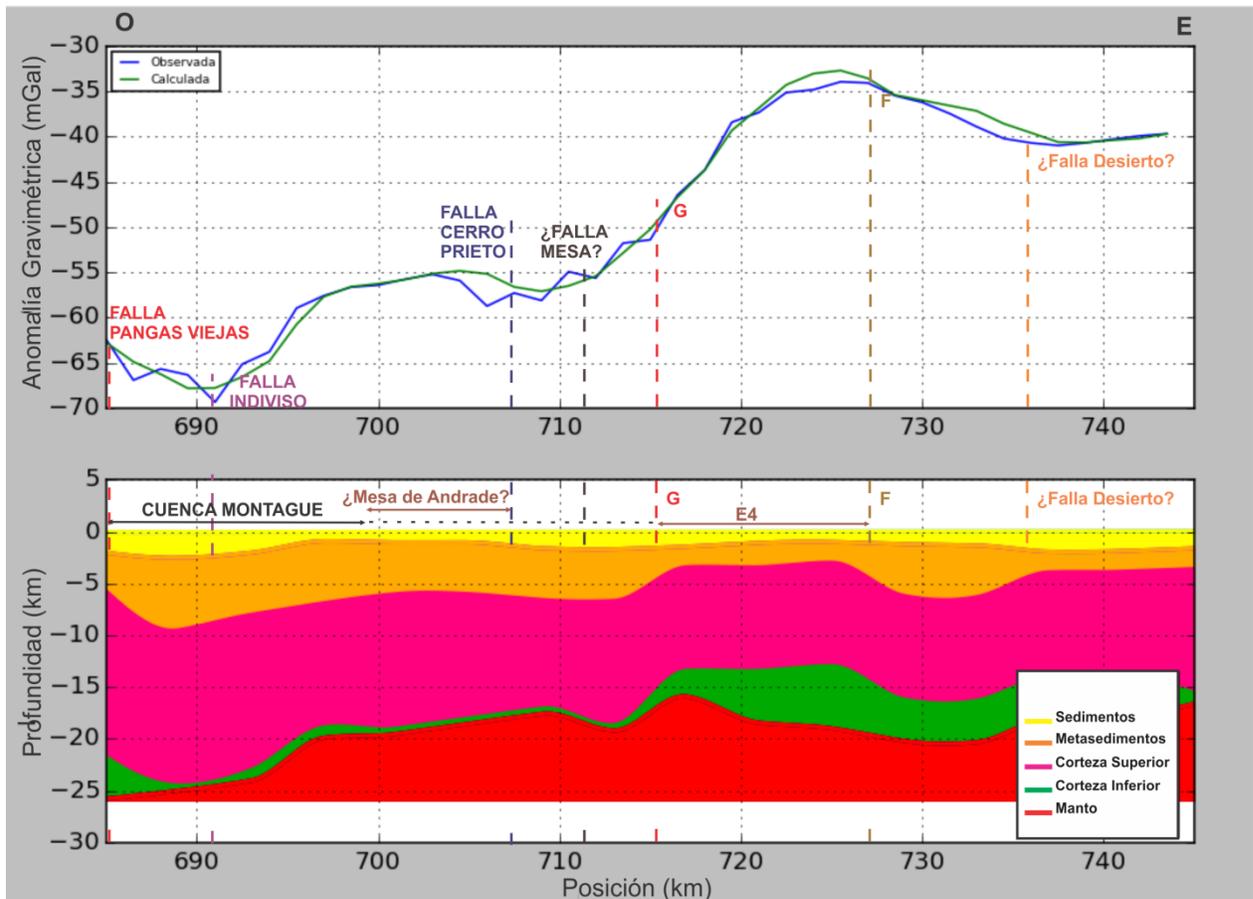


Figura 37. Sección transversal del perfil 11 que empieza al oeste y termina al este. Se ubica de acuerdo a la Figura 33. La ventana superior es una comparación entre anomalía gravimétrica observada (curva azul) contra calculada (curva verde). En la ventana inferior se ve una sección (x , z) del modelo. Se observan algunos rasgos geológicos a lo largo del perfil: falla Pangas Viejas, falla Cerro Prieto, falla Indiviso, falla Mesa, falla Desierto, falla F y G; cuenca C4 o Montague, mesa de Andrade y estructura cortical E4.

4.5.1.5 Perfil 12

En este perfil se observa la cuenca Montague (cuenca C4) definida en el extremo oeste del perfil, dicha cuenca está totalmente constreñida con información de sísmica de reflexión. La cuenca Montague tiene una extensión horizontal de aproximadamente 28

km. Debemos recordar que la cuenca está orientada longitudinalmente en dirección noroeste-sureste. Las fallas que delimitan la cuenca son: falla Pangas Viejas al oeste y falla Cerro Prieto al este. En la parte central de la cuenca, se infiere la falla Indiviso. Al centro del perfil y con dirección hacia el este se observa un aumento en la respuesta gravimétrica que es asociada a un levantamiento en la corteza superior e inferior. Dicha estructura es delimitada por las fallas G y F inferidas en este perfil. Al este del perfil existe un incremento en los espesores de las capas de Sedimentos, Metasedimentos y Corteza Superior. La interface Corteza-Manto se encuentra entre 17 y 23 km debajo de la cuenca Montague y se reduce en dirección este aproximadamente a 16 km y alcanzar hasta 18 km.

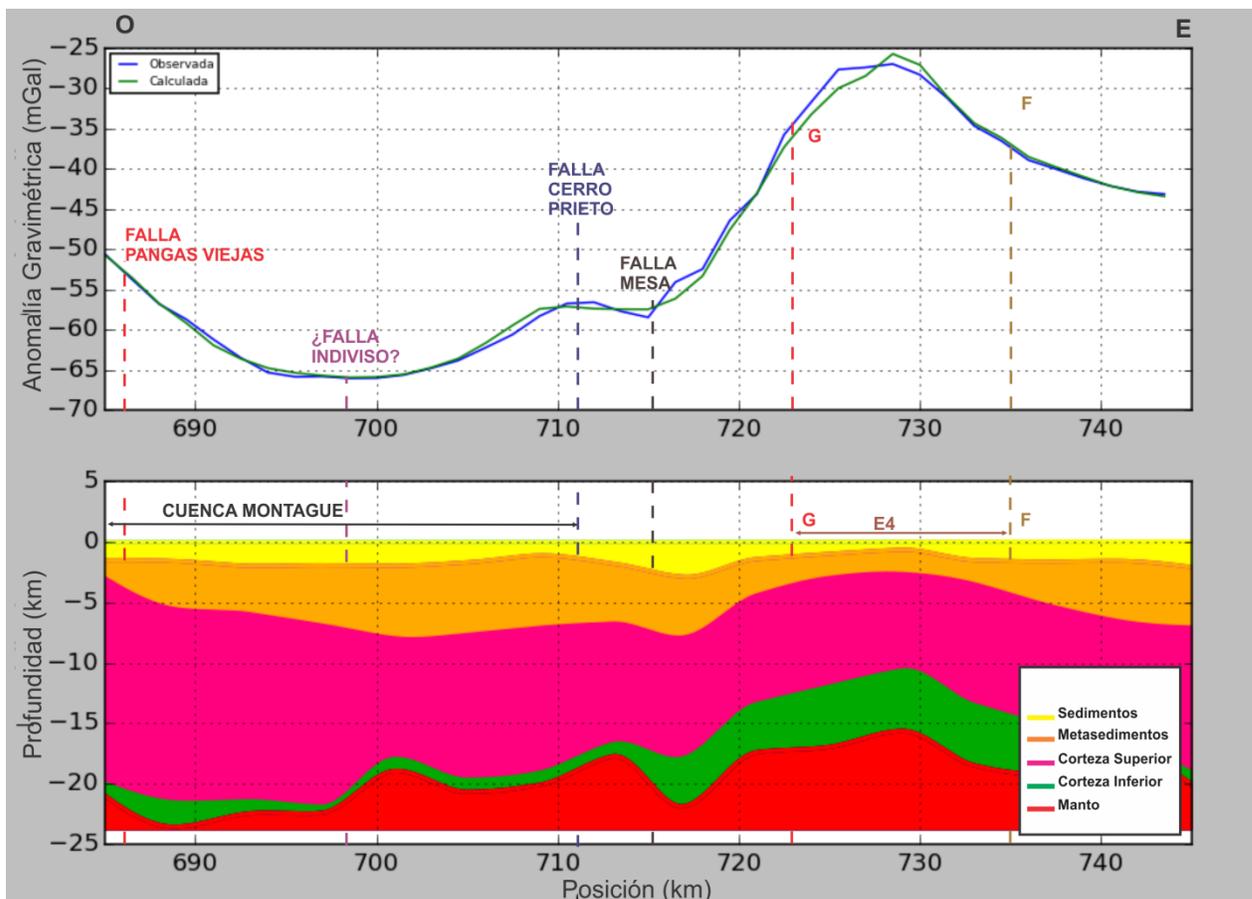


Figura 38. Sección transversal del perfil 12 que empieza al oeste y termina al este. Se ubica de acuerdo a la Figura 33. La ventana superior es una comparación entre anomalía gravimétrica observada (curva azul) contra calculada (curva verde). En la ventana inferior se ve una sección (x , z) del modelo. Se observan algunos rasgos geológicos a lo largo del perfil: falla Pangas Viejas, Cerro Prieto, Indiviso, Mesa, falla F y G; cuenca Montague (C4) y estructura cortical E4.

4.5.2 Perfiles sur-norte

Como se mencionó al inicio de este apartado, se presentan 3 perfiles verticales con orientación sur-norte del área de estudio con la finalidad de observar la correspondencia del modelo en esta dirección respecto a la dirección horizontal (figura 33). Los perfiles fueron seleccionados de acuerdo a los rasgos estructurales importantes definidos con los perfiles horizontales para la zona de estudio.

4.5.2.1 Perfil 18

Ubicado al Oeste de la zona de estudio (figura 33), con este perfil tratamos de detallar verticalmente el pull-apart de Cerro Prieto, el cual es uno de los objetivos planteados al inicio de este trabajo de tesis. La longitud de dicho perfil es de 24.8 km. Es el más pequeño de los perfiles realizados. Entre los rasgos que predominan tenemos la cuenca de Cerro Prieto definida en casi todo el perfil; sin embargo, el pull-apart de Cerro Prieto se puede observar al centro del perfil. La extensión en dirección sur-norte de la cuenca Cerro Prieto es entre 15 y 18.5 km en tanto que la del pull-apart en este perfil es de 6.2 km. El espesor de los sedimentos al centro de la cuenca es de 5 km que sumados a los 4 km de los metasedimentos da un total de 9 km, profundidad donde se encuentra la capa de Corteza Nueva que definimos para ajustar el modelo en esta zona específica. Esta capa tiene un espesor que varía de 8.5 km al centro de la cuenca hasta 16 km al sur de la misma. La interface Corteza-Manto en esta zona es de 18 km la cual se eleva hasta 15 km en dirección norte. El aumento en el espesor de la Corteza Nueva se refleja como un incremento en la respuesta gravimétrica del modelo aunque no se descarta la contribución de la Sierra Cucapah en dicho comportamiento. Por su parte los sedimentos se mantienen con un espesor constante de 2.5 km excepto en el pull-apart donde son más profundos. Finalmente, se infiere la falla Cerro Prieto al inicio del perfil y se localiza la falla Imperial; ambas, delimitan la extensión de la cuenca Cerro Prieto. De nuevo, pareciera que falla Imperial no delimita el pull-apart, pero es solo un efecto de proyección, en este caso proyección vertical.

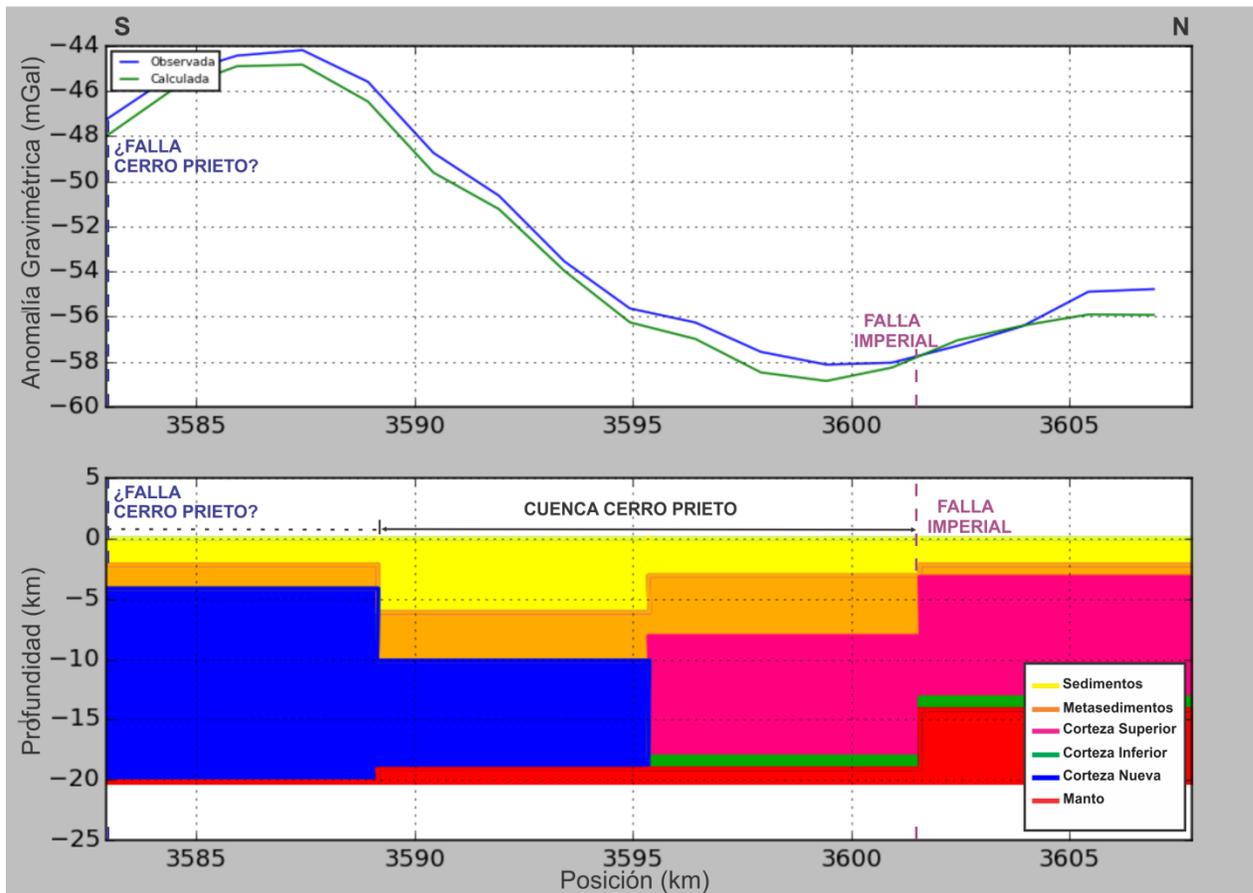


Figura 39. Sección transversal del perfil 18 que empieza al sur y termina al norte. Se ubica de acuerdo a la Figura 33. La ventana superior es una comparación entre anomalía gravimétrica observada (curva azul) contra calculada (curva verde). En la ventana inferior se ve una sección (y , z) del modelo. Se observan algunos rasgos geológicos a lo largo del perfil: falla Cerro Prieto e Imperial y cuenca Cerro Prieto.

4.5.2.2 Perfil 19

El perfil se ubica al centro de la zona de estudio (figura 33). La ubicación del mismo permite analizar la parte constreñida con información de sísmica de reflexión. Podemos definir en dirección sur-norte de la cuenca Montague y quizás su correspondencia con la dirección transversal de la misma. La dimensión del perfil es de 105.4 km por lo que éste es el perfil más largo elaborado. En la parte sur del perfil la Corteza Superior se encuentra a 2 km de profundidad debido a la cercanía con la sierra Las Pintas. Si avanzamos al norte, se define la cuenca Montague con una extensión de 38 km en este perfil. Los metasedimentos están depositados en mayor proporción (4 km a 7 km). El espesor de la Corteza Superior es variable en dicha cuenca incrementándose hasta los 15 km al centro de la cuenca. Más al norte la Corteza Inferior incrementa su espesor en

forma puntual por lo que existe adelgazamiento de las capas sedimentarias y la Corteza Superior es más superficial. Se infieren las siguientes fallas: falla Indiviso, Cerro Prieto y Mesa. Al final del perfil (extremo norte), se infiere la falla A que delimita al sur la estructura cortical E1. En ambas estructuras la Corteza Superior es más superficial. En la parte sur del perfil la interface Corteza-Manto se encuentra entre 15 km y 16 km, dentro de la cuenca Montague está definida entre 20 km y 23 km y en la parte norte se encuentra entre 15 km y 20 km.

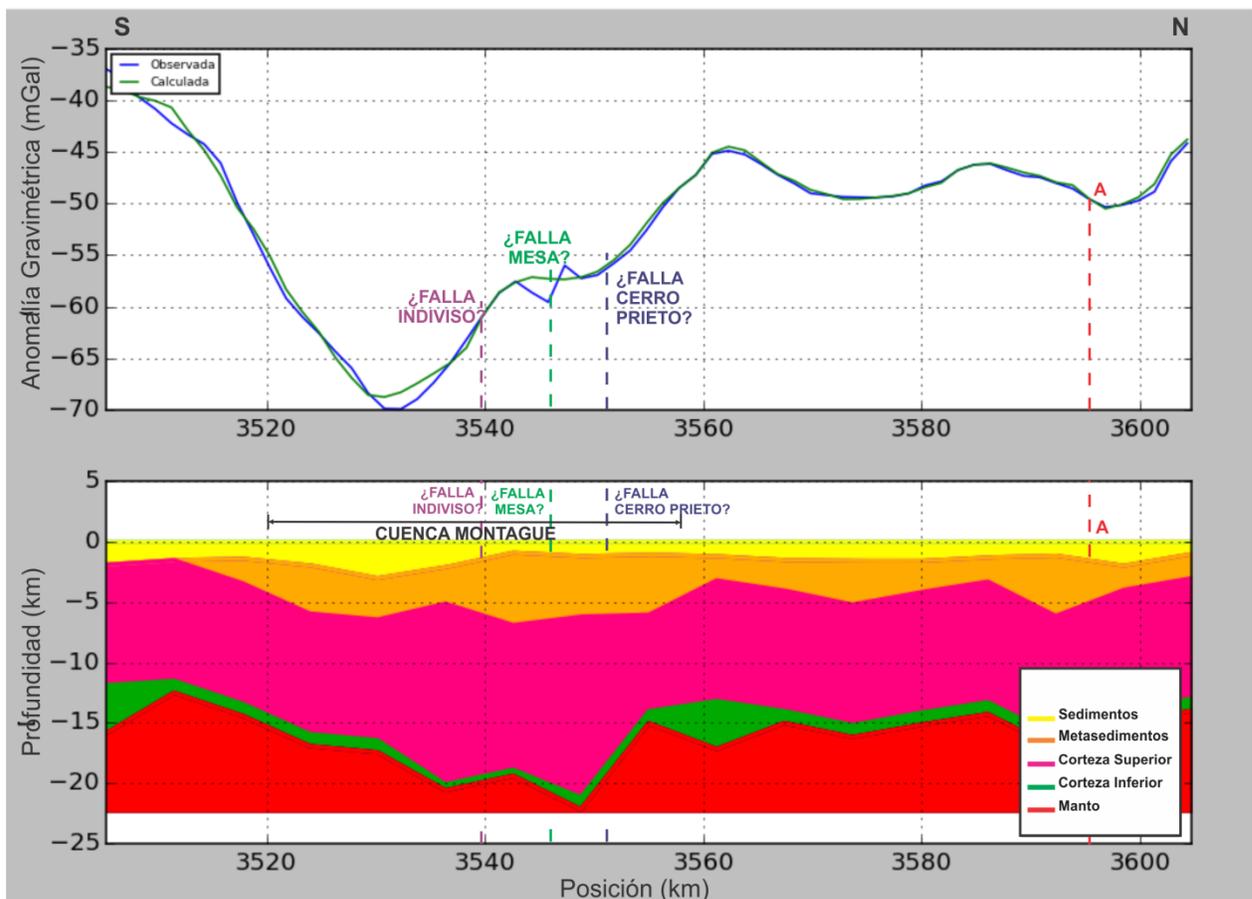


Figura 40. Sección transversal del perfil 19 que empieza al sur y termina al norte. Se ubica de acuerdo a la Figura 33. La ventana superior es una comparación entre anomalía gravimétrica observada (curva azul) contra calculada (curva verde). En la ventana inferior se ve una sección (y , z) del modelo. Se observan algunos rasgos geológicos a lo largo del perfil: falla Cerro Prieto, Indiviso, Mesa, falla A y cuenca Montague.

4.5.2.3 Perfil 20

Este perfil se ubica en la parte este de la zona de estudio (figura 33). Tiene una longitud de 99.2 km. En este perfil se observa parte de la cuenca Montague (C4), es posible definir la falla Cerro Prieto. Los sedimentos de la cuenca tienen 2.5 km de profundidad, los metasedimentarios alcanzan los 7 km. La interface Corteza-Manto se encuentra a 20 km en su parte más profunda. En dirección al norte y con base en la respuesta gravimétrica del perfil, se define la estructura cortical E4 donde la corteza granítica o superior es más superficial está delimitada por la falla F al norte. También hay un adelgazamiento en los sedimentos y metasedimentos aunado a la elevación de la Corteza Superior. En este punto la interface Corteza-Manto se encuentra a 16 km. En la parte norte del perfil existe un incremento en el espesor para las capas de sedimentos y metasedimentos que coincide con las cuencas sedimentarias C3 y C2 respectivamente. C3 es de menor tamaño y está delimitada por las fallas Desierto (Chanes-Martínez et al., 2013) y la falla A'. C2 es de mayor extensión y está delimitada por las fallas A y E inferidas en este perfil. Existe la posibilidad de asociar ésta cuenca con la cuenca Altar (Pacheco et al., 2006). En esta parte del perfil, la Corteza Inferior incrementa su espesor hasta 4 km y la interface Corteza-Manto se encuentra entre los 17 km y 22 km.

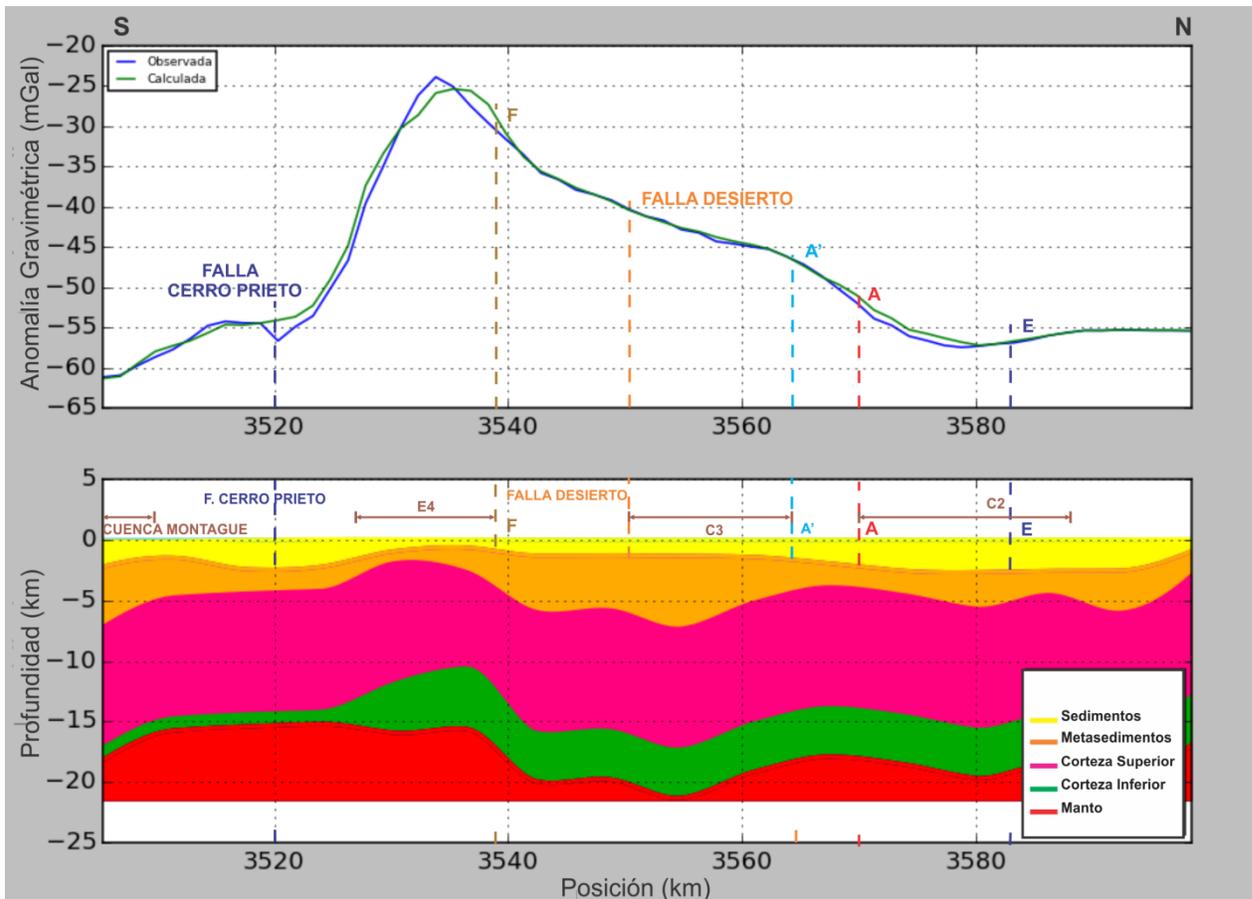


Figura 41. Sección transversal del perfil 20 que empieza al sur y termina al norte. Se ubica de acuerdo a la Figura 33. La ventana superior es una comparación entre anomalía gravimétrica observada (curva azul) contra calculada (curva verde). En la ventana inferior se ve una sección (y, z) del modelo. Se observan algunos rasgos geológicos a lo largo del perfil: falla Cerro Prieto, falla Desierto, falla A, A', E y F; cuenca Montague, C3, C2 y estructura cortical E4.

4.5.3 Rasgos geológicos identificados a partir del modelo geofísico

Como se puede ver en las figuras 32 (a, b), cima de la capa de rocas Metasedimentarias y de la Corteza Superior son los que más se parecen a la forma de la anomalía gravimétrica. Sin embargo, la Corteza Superior tiene mayor densidad (2.67 gr/cm^3) que las rocas metasedimentarias (2.60 gr/cm^3), por lo tanto, es la parte superior de la Corteza Superior la que mayormente influye en la respuesta de la anomalía gravimétrica. Si nos concentramos en la topografía de la Corteza Superior (figura 32b), podemos empezar a distinguir una serie de rasgos geológicos.

En la figura 42, se muestra la topografía de la Corteza Superior con cada uno de los rasgos geológicos que fueron identificados mediante el análisis de los 20 perfiles

bidimensionales antes mencionados (Apéndice B). Los rasgos que predominan en la zona son la presencia de fallas geológicas, cuencas sedimentarias y estructuras corticales. Algunas de estas estructuras ya han sido reportadas en la literatura; sin embargo, otras fueron inferidas y correlacionadas. A continuación se describen brevemente los rasgos geológicos identificados a partir del modelo geofísico para la zona de estudio. La disposición de los mismos es de norte a sur.

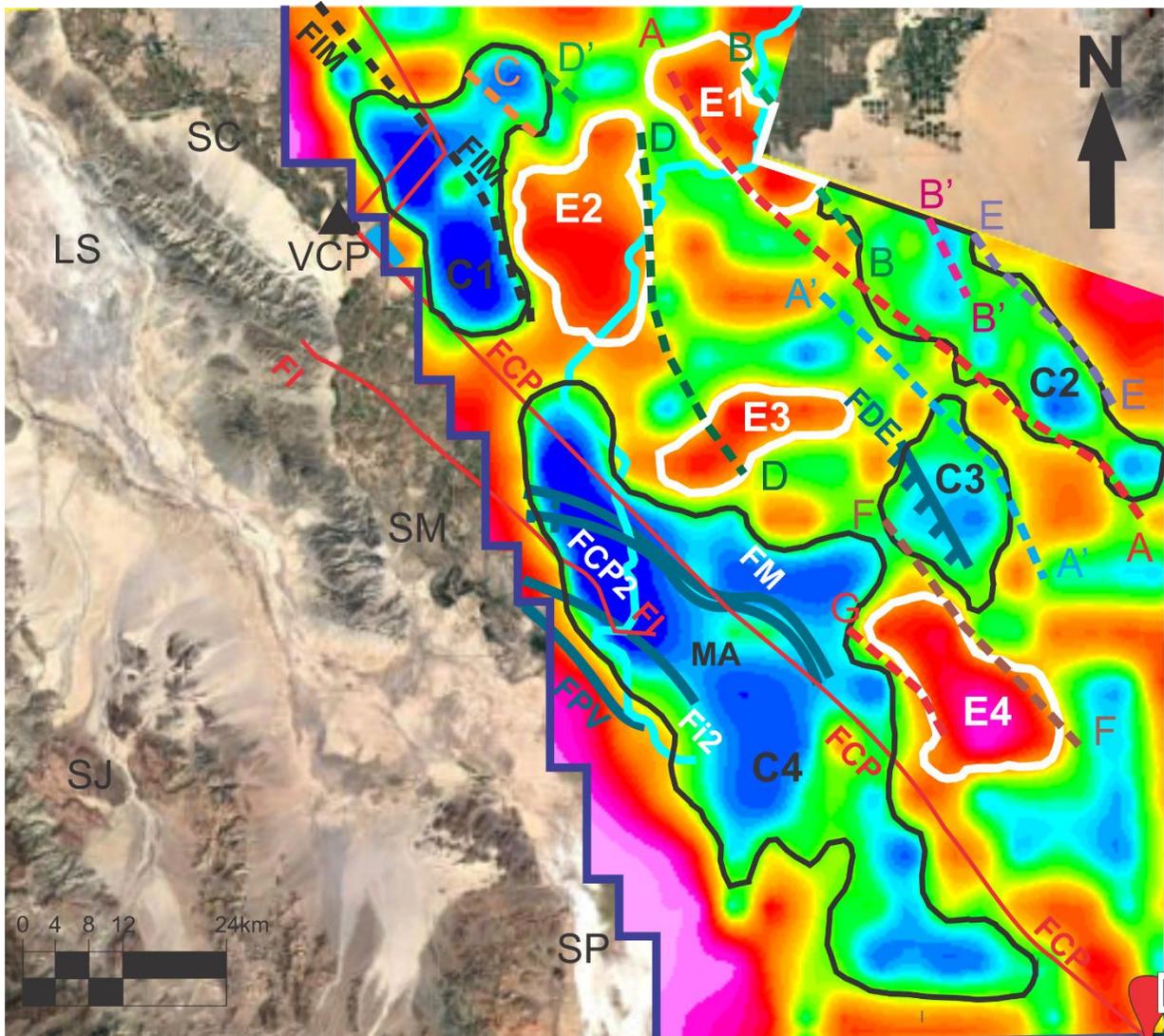


Figura 42. Topografía superior de la Corteza Superior y rasgos geológicos identificados a partir del modelo geofísico. En este caso la cuenca Cerro Prieto (C1) se define como una depresión en la corteza superior. C2 es la cuenca inferida asociada a la cuenca Altar. C3 cuenca inferida 3. C4 es la cuenca Montague. E1 estructura cortical 1. E2 estructura cortical 2. E3 estructura cortical 3. E4 estructura cortical 4. Línea roja representan los trazos identificados para las falla Cerro Prieto (FCP), falla Imperial (FIM), falla Indiviso (FI) y el pull-apart de Cerro Prieto reportados en la literatura. FIM es el trazo de la falla Imperial inferido. Líneas en color azul corresponden a la falla Pangas Viejas (FPV), falla Indiviso (Fi2), falla mesa (FM), falla Cerro Prieto (FCP2), falla Desierto (FDE), MA mesa de Andrade, localizadas por Chanes-Martínez et al., 2013. Se representan también las fallas inferidas a partir del modelo de densidad. Falla A (A), falla A' (A'), falla B (B), falla B' (B'), falla C (C), falla D (D), falla D' (D'), falla E (E), falla F (F) y falla G (G). Se presentan rasgos característicos de la región: VCP volcán Cerro Prieto, SC sierra Cucapah, SM sierra El Mayor, LS Laguna Salada, SJ sierra de Juárez, SP sierra Las Pintas. Línea continua en color Cian representa el cauce del Río Colorado; línea azul escalonada es el límite oeste de la zona de estudio.

4.5.3.1 Falla Imperial

Esta falla fue localizada en el perfil 2 (Apéndice B. Figura B-2), posteriormente fue inferida en los perfiles 3, 4 y 5 (Figuras 34, 35 y B-3). La orientación es NO-SE y limita la cuenca C1 en la parte oriental.

4.5.3.2 Falla Cerro Prieto

Este es uno de los rasgos más importantes de la zona. Tiene orientación NO-SE y cruza toda la zona de estudio en esa dirección. De acuerdo a algunos autores, se tiene conocimiento de su trayectoria en la parte sur de la zona de estudio desde el Golfo de California hasta la Mesa de Andrade. A partir de ese punto y hacia el norte la falla es inferida. En nuestro modelo aparece desde el perfil 5 (figura B-3) hasta el perfil 17 (figura B-12). Esta falla limita la cuenca C1 al este, la C4 al oeste, incluso la divide.

4.5.3.3 Falla Indiviso

Otra de las fallas importantes identificadas a partir del modelo geofísico es la falla Indiviso. En el modelo 3D se localiza en la parte oeste de la zona de estudio. Tiene orientación NO-SE por lo que es paralela a la falla Cerro Prieto. Es posible observarla a partir del perfil 9 (Figura B-7) hasta el perfil 1 (Figura 37) aunque se extiende hacia al norte hasta la sierra Cucapah. En el perfil 9 (Figura B-7) limita en la parte oeste a la cuenca C4 o Montague, posteriormente se desplaza al interior de la cuenca C4 (perfiles 10 y 11) controlando el proceso de extensión de la misma en conjunto con la falla Mesa y Cerro Prieto.

4.5.3.4 Falla Pangas Viejas

Esta falla es visible en los perfiles 11, 12 y 13 (Figuras 37, 38 y B-8). Se localiza en el extremo oeste de la zona de estudio. Define la cuenca C4 pues la limita al oeste. Tiene orientación NO-SE por lo que es paralela a la falla Indiviso.

4.5.3.5 Falla Mesa

Esta falla al igual que las fallas anteriores tiene orientación NO-SE. En el modelo, es posible identificarla en los perfiles 10, 11 y 12 (Figuras 36, 37, 38) así como en el perfil 19 (Figura 40). Esta falla es muy cercana a la falla Cerro Prieto. En el perfil 10 aparece al oeste de la falla Cerro Prieto dentro de la cuenca C4, después hace un cambio en su trayectoria y se puede localizar al este de la falla Cerro Prieto, limitando la cuenca C4 al este (perfiles 11 y 12). Esta falla controla la extensión de la cuenca C4 y define la estructura conocida como Mesa de Andrade en la parte central de la cuenca C4 de ahí su nombre.

4.5.3.6 Falla Desierto

Se localiza en la parte este de la zona de estudio, se infiere una orientación NO-SE y carece de actividad sísmica. En el modelo es visible en los perfiles 8, 9, 10, 11 y 20 (Figuras B-6, B-7, 36, 37 y 41). Dicha falla fue localizada por Chanes-Martínez (2013). De acuerdo a nuestro modelo, la falla delimita la cuenca C3 en la parte central.

4.5.3.7 Falla A

La falla A es la primera y la de mayor extensión de una serie de fallas inferidas con base en la respuesta del modelo tridimensional de densidad que se presentan a continuación. Dicha falla se localiza en la parte norte de la zona de estudio y se extiende hasta el extremo este de la misma. Presenta orientación NO-SE y es inferida en los perfiles 1 al 9 (Figuras B-1 a B-7 y Figuras 34 y 35 respectivamente) y en los perfiles sur-norte 19 y 20 (Figuras 40 y 41). Al ser una falla inferida no se puede decir mucho de ella. Sin embargo, en el norte esta falla delimita la estructura E1 al oeste. Siguiendo la trayectoria, limita la cuenca C2 también al oeste.

4.5.3.8 Falla A'

La falla A' se localiza al suroeste de la falla A. Presenta orientación NO-SE y es inferida en los perfiles 5 al 10 (Figuras B-3 a B-7 y Figuras 34 a 36 respectivamente) y en el perfil 20 (Figura 41). Esta falla es paralela a la falla A y delimita la cuenca C3 al este. En los perfiles 5 al 7 esta falla define el inicio de una cuenca que quizás podríamos considerar como una extensión hacia el oeste de la cuenca C2.

4.5.3.9 Falla B

La falla B es inferida al igual que la falla A en los perfiles 1, 2, 3 y 4 respectivamente (Figuras B-1, B-2, 34 y 35). Al ser paralela a la falla A permite delimitar al este la estructura cortical E1. Se localiza al noreste de la falla A.

4.5.3.10 Falla B'

La falla B' se localiza al noreste de la zona de estudio al este de la falla A y al oeste de la falla E, dentro de la cuenca C2. Es inferida en los perfiles 2, 3, 4 y 5 respectivamente (Figuras B-2, B-3, 34 y 35). Tiene orientación NO-SE. Con ella es posible observar parte del depocentro de la cuenca C2.

4.5.3.11 Falla C

La falla C es una falla pequeña con orientación NO-SE, que se localiza al noroeste de la zona de estudio. Es inferida en los perfiles 1 y 2 (Apéndice B Figuras B-1 y B-2), y se encuentra dentro de la cuenca C1 delimitando al oeste una zona donde la cuenca es más profunda.

4.5.3.12 Falla D

Esta falla inferida en los perfiles 3 al 8 (Figuras 34, 35, B-3 a B-6). Tiene orientación NO-SE. Esta falla es extensa y delimita la estructura cortical E2 al este en conjunto con la falla Imperial. En dirección SE permite delimitar un cambio en la profundidad de la corteza superior y después cruza la estructura cortical E3.

4.5.3.13 Falla D'

Esta falla inferida en los perfiles 1 y 2 (Figuras B-1, B-2) del Apéndice B. Tiene orientación NO-SE. Esta falla es el límite de la cuenca C1 al norte de la zona de estudio.

4.5.3.14 Falla E

Es una falla extensa. Se localiza al extremo este de la zona de estudio y forma el límite entre la cuenca definida como C2 y la zona donde la corteza es más somera la cual es asociada a la sierra El Rosario. Es inferida en los perfiles 3 al 7 (Figuras 34, 35, B-3, B-4 y B-5). Limita la cuenca C2 en conjunto con la falla A y B'.

4.5.3.15 Falla F

Esta falla se localiza al este de la zona de estudio. Es inferida en los perfiles 9 al 13 (Figuras B-7, B-8, 36, 37, 38) tiene orientación NO-SE y permite delimitar la cuenca C3 al oeste junto con la falla Desierto y A' (perfiles 9 y 10) así como la estructura cortical E4 al este (perfiles 11, 12 y 13).

4.5.3.16 Falla G

Esta falla fue inferida para delimitar en la parte oeste la estructura E4. Tiene orientación NO-SE y es paralela a la falla Cerro Prieto. Es posible observarla en los

perfiles 11 al 13 (Figuras 37, 38 y B-8). Por último, puede ser que esta falla delimite el extremo este de la cuenca C4 por su cercanía y paralelismo con la falla Cerro Prieto.

4.5.3.17 Cuenca C1

Se localiza al noroeste de la zona de estudio. Dicha cuenca tiene forma de “L” invertida y está orientada en dirección NO-SE. La máxima extensión de la cuenca es de aproximadamente 30 km en dirección norte-sur y de 20 km en dirección oeste-este (ver Figura B-2 y Figura 39). Con base en la información del perfil 3 (figura 34) las capas sedimentarias (Sedimentos + Metasedimentos) alcanzan una profundidad de 10 km. Es posible asociarla con la cuenca Cerro Prieto reportada en la literatura.

Después de ver la forma de la cuenca de Cerro Prieto, podemos decir que el pull-apart solo ocupa una parte de la cuenca. Se extiende al sur del pull-apart, en la región donde se reporta subsidencia (Sarychikhina et al., 2007).

4.5.3.18 Cuenca C2

Esta cuenca sedimentaria se localiza en la parte noreste de la zona de estudio. Posee orientación NO-SE (figura 42). La extensión en esa dirección es de aproximadamente 37 km y en dirección horizontal aproximadamente 20 km como máximo. En la parte más profunda las capas sedimentarias (Sedimentos + Metasedimentos) alcanzan una profundidad de 7.5 km. Está delimitada por las fallas A, B' y E respectivamente que corren NO-SE. Finalmente es posible observarla desde el perfil 3 hasta el perfil 8 (Figuras 34, 35 y B-3 a B-6).

4.5.3.19 Cuenca C3

La cuenca C3 es una cuenca pequeña al este de la zona de estudio y es visible en los perfiles 8, 9 y 10 (Figuras B-6, B-7 y 36). Tiene orientación NO-SE con una extensión aproximada de 12 km por 12 km en dirección horizontal. Está delimitada por las fallas Desierto (Chanes-Martínez., 2013), F y A' inferidas en el modelo. La profundidad de los

metasedimentos alcanza los 7 km aquí los sedimentos tienen un espesor aproximado de 1 km. Esta cuenca está constreñida mediante sísmica de reflexión.

4.5.3.20 Cuenca C4

Esta es la cuenca de mayor extensión localizada en la zona de estudio. Se localiza en la parte occidental de la zona de estudio y abarca hasta la parte central de la misma. Con base en la localización es posible asociarla con la cuenca Montague delimitada por Chanes-Martínez (2013), por lo cual en el modelo es constreñida mediante información de sísmica de reflexión. La cuenca presenta orientación NO-SE y está delimitada principalmente por las fallas Pangas Viejas y Cerro Prieto. Dentro de la misma se localizan las fallas Indiviso y Mesa las cuales también son responsables del proceso de extensión de la misma (Chanes-Martínez et al., 2013). Con el modelo obtenido, tiene una extensión máxima aproximada de 80 km en dirección NO-SE (Figuras 36, 37, 38, 40, 41 y B-5 a B-12) y de 36 km en dirección horizontal (Figura 36). Dicha cuenca está subdividida en la parte central por una estructura conocida como Mesa de Andrade (Figura 37). La profundidad máxima de los sedimentos (Sedimentos + Metasedimentos) alcanza los 10 km. En la parte noroeste, la cuenca tiende a ser más somera hacia el este (Figuras 36 y B-5 a B-7). Sin embargo, hacia el sureste la tendencia es opuesta; es decir, la cuenca se hace más profunda hacia el este posiblemente sea debido a la influencia de la sierra Las Pintas en esta zona (Figuras 38, B-8 y B-9). La cuenca se extiende más allá de la falla Cerro Prieto. La cuenca muestra un ligero levantamiento en donde está la Mesa de Andrade. La cuenca C4 abarca la zona sur de la zona cercana al Golfo de California, en específico la isla Montague.

4.5.3.21 Estructuras Corticales

El modelo tridimensional nos permite identificar estructuras corticales asociadas a zonas donde la capa de Corteza Superior o corteza granítica es más somera, lo que genera un aumento en la anomalía gravimétrica calculada. La mayoría de las estructuras son delimitadas por la presencia de fallas; sin embargo, la estructura E3 no está asociada a una falla conocida.

Dentro de la zona de estudio se identifican 4 estructuras corticales las cuales describimos a continuación.

La estructura E1 se localiza al norte de la zona de estudio, está limitada por las fallas A y B respectivamente. Es posible observarla en los perfiles 1, 2 y 3 (Figuras 34, B-1 y B-2 del Apéndice B). La Corteza Superior se encuentra aproximadamente a 3 km de profundidad.

La estructura E2 se localiza al este de la cuenca C1 al noroeste. Las fallas Imperial al oeste y la falla D al este limitan esta estructura. Es posible observarla en los perfiles 2, 3, 4 y 5 (Figuras 34, 35, B-2 y B-5). La Corteza Superior se encuentra entre 3 km y 4 km de profundidad.

La estructura E3, está cercana a dos cuencas sedimentarias; en este caso, la cuenca C4 al oeste y la cuenca C3 al este. No es evidente que esté limitada por fallas conocidas sin embargo, la falla D cruza la estructura en la parte central. Al ser la estructura cortical de menor tamaño, E3 sólo es posible observarla en los perfiles 7 y 8 (Figuras B-5 y B-6 del Apéndice B). La profundidad a la que se encuentra la Corteza Superior es entre 3 km y 5 km.

Finalmente la estructura E4 se localiza al sureste de la zona de estudio, está rodeada por las cuencas C3 y C4. Las fallas que la delimitan son la falla F al este y la falla G al oeste. Es posible observarla en los perfiles 11, 12 y 13 (Figuras 37, 38 y B-8). En esta estructura la Corteza Superior es más somera respecto a las anteriores entre 2 km y 2.5 km de profundidad. Al parecer esta cuenca ha sido reportada en estudios de sísmica de reflexión como un alto de basamento acústico (Vega-Saucedo., 2014).

Capítulo 5. Discusión y Conclusiones

5.1 Modelo inicial

Elaboramos un modelo tridimensional de densidad obtenido a partir de datos gravimétricos exclusivo para el Valle de Mexicali. Los datos gravimétricos del modelo tridimensional fueron colectados por Petróleos Mexicanos (PEMEX) a finales de los años 70's y principio de los 80's, por lo que se generó una base de datos con un total de 17,258 mediciones de anomalía de Bouguer. En el informe de PEMEX, se especifica que la densidad de procesamiento fue de 2.67 g/cm^3 . Nosotros consideramos que al sustraer el esferoide, tenía 2.67 g/cm^3 para la corteza y de 3.30 g/cm^3 para el manto.

Con los datos digitales de la anomalía de Bouguer se definen cuencas sedimentarias asociadas a deficiencia de masa y a los valores más negativos de la anomalía de gravedad. Por otro lado, también se observan valores menos negativos que, a diferencia de los valores anteriores, son asociados a excesos de masa en las montañas. Estas montañas tienen una raíz isostática por debajo de la corteza con contraste de densidad negativo, y generan que la anomalía sea menos negativa sin llegar a ser positiva.

Para el modelo final 3D, partimos de un algoritmo de inversión desarrollado por Gallardo-Delgado et al. (2003; 2005). Debido a la complejidad para elaborar los modelos iniciales, en el grupo de CemieGeo, se desarrolló una nueva plataforma gráfica en lenguaje de programación Python, para generar modelos iniciales en forma semi-automática.

La zona de estudio está comprendida por un polígono rectangular dividido a su vez en 646 prismas de 4 km de longitud en el eje x (oeste-este) por 6.2 km en el eje y (sur-norte), cubriendo un área de aproximadamente $16,000 \text{ km}^2$. El polígono fue constreñido primeramente con información de geología superficial disponible. Posteriormente se aplicaron constricciones a partir de información de sísmica de reflexión interpretada bidimensionalmente, así como información de pozos exploratorios.

El modelo inicial se compone de 9 capas o unidades litológicas, cada una de ellas con un valor o función de densidad constante dentro de su capa, así como un espesor mínimo y máximo.

Agrupamos los datos que caen del lado Laguna Salada y las sierras Cucapah, El Mayor y Juárez y los datos ubicados en el Valle de Mexicali. De esta manera, se ajustaron muy bien los datos del lado de Valle de Mexicali, pero los datos al oeste tienen menor ajuste. Al hacer esto, limitamos el área de estudio a un polígono trapezoidal de $\sim 11800 \text{ km}^2$ (figura 33). El modelo propuesto fue sometido a un proceso iterativo de inversión que en 10 iteraciones alcanzó un ajuste de 92.1 % global, 87.8 % para el oeste de la zona de estudio (modelo sierra) y de 95.3 % para el modelo Valle de Mexicali, que es el área de estudio de esta tesis. El ajuste máximo del modelo se logra en la iteración 5 y las iteraciones 6 a 10 no mejoran el ajuste del modelo y al contrario produce oscilaciones en la solución. Para obtener el modelo tridimensional final, partimos de múltiples modelos iniciales propuestos con múltiples combinaciones de contrastes de densidad. Con base en el principio de Ockham los primeros modelos iniciales deben ser los más simples. Posteriormente, fuimos complicando los modelos de acuerdo a nuestras necesidades geológicas y el ajuste también fue mejorando. Al inicio, todos los modelos propuestos tenían la característica de que los valores de densidad propuestos para cada una de las capas que lo conformaban eran constantes. Debido a la compactación de sedimentos se planteó un incremento lineal de la densidad con la profundidad. Para la capa de Corteza Nueva también se propuso una función lineal de incremento en la densidad contra profundidad pero aquí, debido a un proceso de intrusiones magmáticas en la base del relleno sedimentario profundo. Para los sedimentos la función de densidad óptima se incrementa de 2.1 g/cm^3 a 2.34 g/cm^3 en un rango de 0 a 3 km. Dicho resultado se obtuvo a partir de proponer varias funciones de densidad y límites de profundidades, lo que sugiere decir que los sedimentos están poco compactados posiblemente a las altas tasas de sedimentación. Para la capa de Corteza Nueva se realizó un procedimiento similar y obtuvimos como resultado que la densidad de las rocas se incrementa de 2.47 g/cm^3 a 2.95 g/cm^3 en un rango de profundidad de 5 km a 18 km.

El modelo presenta también una raíz isostática bajo las sierras. El efecto isostático se puede calcular basado en la hipótesis de Airy-Heiskanen. De esta manera, se propuso la existencia de una capa de raíz isostática por debajo de las sierras. Similar a lo propuesto por García-Abdeslem et al. (2001) en su modelo 2D para la misma zona.

El ajuste en el lado oeste (Laguna Salada-Sierras) no fue el óptimo (87%) para ser un modelo final de una zona de estudio, pero sí es un buen modelo regional para reducir los efectos de borde del modelo 3D final del Valle de Mexicali.

5.2 Modelo de Inversión 3D

El modelo 3D final obtenido para el Valle de Mexicali tiene un ajuste de 95.3% por lo que se considera como un modelo bueno.

En el mapa de anomalía gravimétrica calculada se identificaron anomalías negativas considerables en la parte oeste y sur de la región de estudio con valores entre -60.3 mGal y -74.5 mGal. Estos valores se asocian a cuencas sedimentarias presentes en la zona. También es posible identificar altos gravimétricos o anomalías menos negativas, las cuales están asociados a estructuras densas enterradas y cercanas a la superficie o bien a la presencia de cuerpos intrusivos. El orden de dichas anomalías es de -27.3 mGal hasta -42 mGal.

En general, las diferencias entre la anomalía observada y calculada (anomalía residual) están entre -1mGal y +1 mGal, con lo que demostramos que el modelo tiene un buen ajuste en el Valle de Mexicali. Existen diferencias significativas cerca de las sierras, pero esto se debe a los ajustes mínimos que se realizaron en esta zona, es más bien un desajuste de bordes. Con el modelo 3D de densidad resultante, es posible determinar la distribución geométrica de las capas con diferentes densidades en la zona de estudio. Para eso se elaboraron mapas topográficos de la parte superior de cada una de las capas que integran el modelo. La información de estos mapas, es de gran importancia, pues a partir de ellos podemos definir las profundidades de las capas y la presencia de estructuras o bien, al adelgazamiento o engrosamiento de alguna de las capas.

En la dirección de oeste a este ocurre un adelgazamiento y elevación de corteza (corteza inferior más superior), sobretodo en la parte este de la zona cercana al desierto de Altar y siendo más profunda en el extremo oeste de la zona debido a la presencia de las sierras. El análisis cualitativo de las anomalías gravimétricas (observada y calculada) nos da una idea de donde hay un cuerpo denso cerca de superficie y donde hay una cuenca. En contraste, lo que nos da un modelo cuantitativo, es profundidades y geometrías más confiables. Aunque al final, la incertidumbre siempre estará presente y sobre todo, para las capas menos constreñidas, que suelen ser las más profundas. Por ejemplo, la corteza inferior (que es profunda; en promedio 14 km), cuando se flexiona y se hace más somera, provoca un levantamiento en la anomalía calculada, haciéndola menos negativa (con valores cercanos a cero).

El modelo 3D de densidad requiere la capa de sedimentos en casi toda el área del Valle de Mexicali, y se extiende a la zona marina al sur por debajo de la capa Mar que es muy delgada. La capa de Metasedimentos, es más somera en la parte central de la zona de estudio con profundidades entre 0.5 km y 1.7 km (Figura 32a) lo que implica metamorfismo o densificación de los sedimentos que no depende de la compactación y posiblemente se produce por el alto flujo de calor y la actividad hidrotermal. En el norte del Valle de Mexicali la capa de Metasedimentos profundiza en dirección este de 1.0 a 1.5 km y son aún más profundos en el pull-apart de Cerro Prieto y en la cuenca Montague, donde la cima se ubica de 3 a 4 km de profundidad (Figura 32a). La corteza superior se hace más somera al noreste del Valle de Mexicali (Figura 32b), entre Mexicali y San Luis Rio Colorado. Podemos notar que en el desierto de Altar la corteza superior se profundiza hasta 3.2 km, y en la zona de cuenca Montague es superior a 6 km y en el depocentro alcanza los 10.3 km. A esta profundidad la densidad de las rocas metasedimentarias debe traslaparse con la densidad de la corteza superior que posiblemente no existe, ya que es la zona en donde la zona de falla de Cerro Prieto corta toda la litosfera.

En el modelo definimos que el espesor de la capa Corteza Nueva es cero en toda el área, excepto en los prismas que contienen el pull-apart de Cerro Prieto (Figura 32d). En la mayor parte del área ésta capa no existe (espesor cero. Figura 32d), por lo que su topografía es similar a la topografía de la capa de Corteza Inferior, excepto donde se

localiza el pull-apart. La profundidad de la base de esa capa dentro del pull-apart es de 17 km a 23 km.

La cima de la capa de Corteza Inferior se ubica entre 15.5 km y 18 km de profundidad (Figura 32c). La cima de la Corteza Inferior está altamente correlacionada con la topografía de la base de la Corteza Superior. Esto quiere decir que la profundidad de la Corteza Inferior, es la que requiere el programa para ajustar la anomalía observada. Si le subimos o bajamos en profundidad se desajusta, pero la geometría está tan correlacionada, que podría ser un plano horizontal o un plano con pendiente. Es más probable que sea un plano con pendiente, pues en algunas regiones se adelgaza o engruesa la corteza y a eso sí es sensible en la anomalía.

En la figura 32e, se observa la topografía de la cima del Manto. Se observa que hacia el norte, entre Mexicali y San Luis Rio Colorado, el manto es más somero (16 km), mientras que en la zona de la cuenca de Montague se vuelve más profundo (22 km). La capa Manto está altamente correlacionada con la capa de Corteza Superior, pero a *grosso modo* podemos inferir la profundidad con las bajas frecuencias espaciales.

Aunque no es posible correlacionar valores de anomalía gravimétrica con profundidades, los mapas topográficos de cada una de las capas al compararlos con el mapa de anomalía gravimétrica observada (Figura 30a), notamos un parecido con el mapa de la Corteza Superior (Figura 32b), y también con la capa de Metasedimentos (Figura 32a). Por lo tanto, la respuesta gravimétrica debe estar mayormente influenciada por estas dos capas. Debido a que la capa de Corteza Superior es más densa que los metasedimentos, la primera debe de influir más en la anomalía gravimétrica calculada (figura 30b).

Las secciones bidimensionales obtenidas del modelo 3D final permitieron caracterizar algunos rasgos importantes del sitio y tener buena correspondencia con otros autores, (Chanes-Martínez et al., 2013; García-Abdeslem et al., 2001; Ramírez-Ramos et al., 2015).

La cima de la capa de Manto, en lo sucesivo *interface Corteza-Manto*, se encuentra en un rango de 15 a 19 km de profundidad, pero en las cuencas sedimentarias Cerro Prieto y Montague, la interface tiene un promedio de 21 km, alcanzando hasta los 25 km en el depocentro de la cuenca Montague (Figura 38 perfil 12). El resultado obtenido por Ramírez-Ramos et al. (2015) para la profundidad de dicha interface es de 15.3 km.

La profundidad promedio de las capas sedimentarias y metasedimentarias es de 7 km. Pero en el Valle de Mexicali la profundidad promedio aumenta a los 8 km. Ramírez-Ramos et al. (2015) en su modelo de 3 capas en la parte del Valle de Mexicali, define una capa superficial que es posible asociar a nuestra capa de sedimentos de baja velocidad con un espesor de 2.7 km, posteriormente define otra capa más profunda con un espesor de 5.6 km que es posible asociar a nuestra capa de metasedimentos por lo que al hacer la suma de ambas da un total de 8.3 km, similar al resultado obtenido con nuestro modelo. El espesor de la capa de Corteza Superior varía entre 10 y 13 km en la mayoría de los perfiles. En los extremos de los perfiles, la cima de la corteza superior es más somera entre 2 y 5 km, y profundiza al centro de los mismos hasta los 7 km.

5.3 Estructuras principales (altos y bajos gravimétricos y su relación con la geología y datos geofísicos independientes (ej. Sísmica de reflexión))

Nuestro modelo de inversión de la anomalía gravimétrica permite delimitar las principales fallas geológicas conocidas en la región, que acumulan la mayor deformación de la corteza en la zona de estudio (Figura 42).

La falla Cerro Prieto tiene mayor expresión y fue posible observarla en casi todos los perfiles bidimensionales; bordea las anomalías negativas de las cuencas principales (Figura 42). Coincide con el trazo de la falla Cerro Prieto elaborado por otros autores. Chanes-Martínez (2013) indica que la falla Cerro Prieto presenta una caída al oeste con una inclinación promedio de 85 grados. Desgraciadamente con nuestro modelo no podemos definir la inclinación de la falla, únicamente podemos definir orientación y el trazo en superficie, la cual es NO-SE. En nuestro modelo se interpreta que esta falla controla el salto vertical de las cuencas Cerro Prieto y Montague.

La falla Desierto se encuentra en el desierto de Altar, en la parte este de la zona de estudio. Tiene orientación NO-SE y al parecer es una falla que carece de actividad sísmica.

Además de las fallas conocidas, el modelo de inversión 3D permite inferir fallas que definen los límites de las cuencas sedimentarias y estructuras corticales elevadas que se lograron identificar (Figura 42). Fueron inferidas diez fallas mayores, las cuales nombramos en orden alfabético (A, A', B, B', C, D, D', E, F, G). Todas las fallas tienen orientación NO-SE. La falla A es la que tiene mayor extensión, seguida de la falla D, A', F, E, B', G, B, D' y C. Las fallas C y D' son las más pequeñas y se localiza al norte de la zona de estudio al igual que la falla D. Por último las fallas F y G se localizan al sureste de la zona de estudio y ambas delimitan la estructura cortical elevada E4.

Con ayuda de las constricciones por sísmica de reflexión, la Cuenca Montague localizada al sur de la zona de estudio fue delimitada en forma horizontal. De acuerdo con el trabajo previo de Chanes-Martínez et al. (2013) la orientación de la cuenca es noroeste-sureste y está delimitada por las fallas Cerro Prieto al este y la falla Pangas Viejas al oeste. Dentro de la cuenca se encuentra la falla Mesa cercana a la falla Cerro Prieto y la falla Indiviso en la parte oeste. Estas fallas junto con la falla Pangas Viejas y Cerro Prieto, participan en el proceso de extensión de la cuenca, similar al pull-apart de Cerro Prieto al norte de la zona de estudio. La extensión de la cuenca en la dirección NO-SE es de 80km aproximadamente, hasta el Golfo de California. El ancho mínimo de la cuenca es de 6 km, pero tiene una zona con 36 km de ancho en la parte media de la cuenca y forma un depocentro transversal a la tendencia noroeste de la cuenca. El ancho promedio de la cuenca Montague es de 18.6 km y concuerda con el resultado obtenido por Chanes-Martínez et al. (2013). El depocentro de esta cuenca se encuentra a 25 km de profundidad. El modelo tridimensional de densidad define que la forma de la cuenca es más irregular (diferente) de lo que actualmente se ha propuesto.

Al norte del Valle de Mexicali se define la cuenca sedimentaria C1 (Figura 42). En un principio existe la posibilidad de que fuese una extensión de la cuenca Salton. Sin embargo, del mapa de profundidad de la Corteza Superior (Figura 32b) sugiere que la cuenca C1 quizás tenga conexión con la zona de deformación de Cerro Prieto. Con

base en la literatura se debe distinguir entre el pull-apart de Cerro Prieto y la cuenca Cerro Prieto. Ésta última es de mayor extensión y tiene forma de “L” invertida, está orientada en dirección NO-SE, posee una extensión aproximada de 30 km en dirección norte-sur y 20 km en dirección oeste-este. La forma de la cuenca así como las dimensiones definidas por el modelo de densidad, son consistentes con la zona de subsidencia al sur del pull-apart de Cerro Prieto (Sarychikhina et al., 2007).

La cuenca C2 se definió en el modelo 3D y se localiza al noreste de la zona de estudio (Figura 42). Posee orientación NO-SE y tiene una extensión aproximada de 37 km en esa dirección y de 20 km de ancho. Esta cuenca es posible asociarla con la cuenca Altar reportada por Pacheco et al. (2006).

Una cuenca más pequeña (Figura 42) se localizó en el modelo. La cuenca C3 al este de la zona de estudio tiene orientación NO-SE y una extensión de aproximadamente 12 km de largo por 12 km de ancho.

Los altos gravimétricos puntuales que se observan en el mapa de anomalía gravimétrica calculada (Figura 30b), se deben a la influencia de la Corteza Superior y la Corteza Inferior cuando una de las dos o ambas se hace más superficial o bien cuando el espesor aumenta o disminuye. Esto genera un cambio en la anomalía gravimétrica de contribución positiva debido al contraste positivo (Figuras 34 a 41 y C-1 a C-12 respectivamente). Lo anterior fue notable en casi todas las secciones bidimensionales elaboradas. La elevación de la capa de Corteza Inferior genera que las capas que están encima de ella sean más delgadas. Este comportamiento es más visible al este de la zona de estudio en el desierto de Altar donde existe un relleno sedimentario de más de 5 km de espesor (Pacheco et al., 2006) y la capa Corteza Superior se adelgaza. Si observamos el mapa de rasgos geológicos obtenidos a partir del modelo geofísico (Figura 42), los altos gravimétricos descritos anteriormente, coinciden con las estructuras corticales (E1, E2, E3 y E4) definidas en la zona de estudio. En el extremo oeste de la zona se observa que la corteza superior es más somera por la cercanía de las sierras; sobre todo en la parte sur, en donde la sierra Las Pintas tiene un basamento sepultado con poca inclinación hacia el este. Al este de la zona de estudio la corteza superior también es más somera y es posible que continúe hasta la sierra El Rosario, lo

que es consistente con el modelo de Ramírez-Ramos et al. (2015), donde establece una elevación de la corteza en dirección este.

A pesar de lograr un buen ajuste del modelo con ayuda de las constricciones por la sísmica de reflexión y por la información de pozos exploratorios, debemos recalcar que nuestro modelo posee limitaciones. Como observamos anteriormente, con el modelo 3D podemos caracterizar rasgos geológicos importantes como fallas; sin embargo sólo es posible localizar el trazo de las mismas sin poder definir su extensión en profundidad como lo define la sísmica de reflexión. Esto es debido a que en gravimetría no se tiene control en el echado de las fallas, pero es posible determinar el bloque de techo o el bloque de piso si la caída produce un contraste de densidad con el relleno sedimentario (bloque caído).

Las topografías de las cimas de las cortezas superior e inferior son muy paralelas. Esto en teoría de inversión se debe a una alta correlación entre las incógnitas afectadas, ya que lo ideal es que cada incógnita sea independiente. Esto significa que el modelo es mucho más confiable para las capas superiores (Mar, Sedimentos, Metasedimentos y Corteza Superior). Los espesores de las capas profundas son confiables, más no su geometría.

El modelo gravimétrico de García-Abdeslem et al. (2001) fue de gran ayuda para definir contrastes de densidad en las capas, así como espesores para la zona de sierras y para el Valle de Mexicali. Este modelo nos ayudó a definir nuestro modelo regional (modelo sierra) estableciendo una capa de Raíz Isostática para compensar el efecto gravimétrico de esa zona.

Antes del Vterrain, un modelo inicial requería de mucho tiempo de preparación. Anteriormente el archivo de entrada (model.dat) se generaba mediante la ejecución de unos programas en fortran llamados raro.for y capa.for; pero si durante el proceso de inversión era necesario modificar algún dato de profundidad o bien activar o colapsar una celda de una determinada capa era necesario ejecutar el programa uno.for. Actualmente con el uso de Vterrain todo este procedimiento es automático. De alguna

manera, esos programas auxiliares ya nos daban la idea, de que se necesitaba mucho trabajo en la automatización del modelo inicial. Trabajo que por fin se hizo.

5.4 Conclusiones

Elaboramos el modelo tridimensional de densidad para el Valle de Mexicali a partir de datos gravimétricos de PEMEX. Este modelo tiene un porcentaje de ajuste del 95.3% y satisface la geología superficial del lado oeste así como las constricciones a partir de los datos de sísmica de reflexión y pozos del lado este.

Se realizaron ajustes por separado para la zona de Sierras y Laguna Salada. En esta zona se obtuvo un porcentaje de ajuste del 87.8%.

El porcentaje de ajuste para el modelo global (modelo Sierras + modelo Valle de Mexicali) fue de 92.1%.

Se desarrolló la nueva plataforma gráfica Vterrain en lenguaje de programación Python en colaboración con el M.C. Iván Zavala Ibarra y el Dr. Marco Antonio Pérez Flores a partir del algoritmo de inversión de Gallardo et al. (2003; 2005), para generar modelos iniciales en forma semiautomática y en menor tiempo.

El modelo 3D final se obtuvo a partir de 10 iteraciones. Sin embargo, el ajuste máximo del modelo se logra desde la iteración 5, por lo que después de ésta el modelo no se puede ajustar más. Sucesivas iteraciones generan oscilaciones en el modelo cuando la solución es cercana al mínimo y no se requieren.

Se propusieron dos funciones lineales de compactación para la capa de Sedimentos y para el relleno de la cuenca pull-apart de Cerro Prieto. La función óptima indica que la densidad de los sedimentos de la zona de estudio se incrementa de 2.1 g/cm^3 a 2.34 g/cm^3 en un rango de 0 km a 3 km de profundidad. Concluimos que los sedimentos no son compactados en la superficie debido a altas tasas de acumulación.

Para ajustar el pull-apart de Cerro Prieto se incluyó la capa de Corteza Nueva con una función lineal de incremento de la densidad respecto a la profundidad tomando en cuenta que intrusiones magmáticas gabroicas en la base del relleno sedimentario producen metamorfismo y densificación general de la roca. El resultado es un incremento en la densidad de 2.47 g/cm^3 a 2.95 g/cm^3 en un rango de profundidad de 5 km a 18 km.

El 87.8% del ajuste obtenido en la parte oeste del polígono de la zona de estudio (sierras-Laguna Salada), se considera óptimo para establecer un excelente modelo regional y con ello, reducir los efectos de borde del modelo 3D del Valle de Mexicali.

Los mapas de cada una de las capas que integran el modelo definen adelgazamiento o engrosamiento de alguna de las capas así como la presencia de fallas mayores que controlan contrastes laterales de densidad.

La profundidad del relleno sedimentario (Sedimentos y Metasedimentos) es de 7 km en promedio, excepto en la parte norte del Valle de Mexicali donde alcanza los 8 km. Esta profundidad es consistente con los resultados obtenidos por Ramírez-Ramos et al. (2015) para las dos primeras capas de baja velocidad de su modelo que suman una profundidad de 8.3 km.

La profundidad de la corteza (Corteza Superior+ Corteza Inferior) es más somera en dirección este y es aún más somera al norte del Valle de Mexicali. Hacia el oeste profundiza y tiene un levantamiento abrupto cerca de las sierras Cucapah, El Mayor y Las Pintas. En el extremo este el basamento granítico es somero y la corteza más gruesa hacia la sierra El Rosario. El espesor de la corteza se encuentra en un rango de 10 km a 18 km.

La interface Corteza-Manto se encuentra entre 15 km y 19 km pero alcanza 21 a 25 km bajo las cuencas sedimentarias Cerro Prieto y Montague.

Interpretamos el trazo a profundidad de las principales fallas geológicas conocidas: como las fallas Cerro Prieto e Imperial que delimitan la fosa tectónica de Cerro Prieto,

así como las fallas Indiviso, Pangas Viejas que se localizan al oeste en la zona de falla Cerro Prieto y controlan la subsidencia de la cuenca Montague. También se interpretaron las fallas Mesa y Desierto que controlan depocentros y altos estructurales menores en el desierto de Altar. Inferimos algunas fallas desconocidas (A, A', B, B', C, D, D', E, F, G) que controlan el relieve cortical en la zona.

La parte superior de la capa Corteza Superior es la que mayormente influencia a la anomalía gravimétrica. Tomamos esta topografía para identificar rasgos geológicos predominantes. Definimos la forma de la cuenca Montague con ayuda de las constricciones por sísmica de reflexión. De acuerdo al modelo de densidad, la forma de la cuenca difiere un poco de lo reportado por Chanes-Martínez et al. (2013).

La cuenca Cerro Prieto no está únicamente limitada al pull-apart de Cerro Prieto. En el modelo de densidad la forma de la cuenca presenta una extensión hacia el noreste y al sur del pull-apart, indicando que la cuenca puede tener un control estructural más complejo. La extensión de la cuenca de Cerro Prieto hacia el sur del pull-apart se correlaciona con una zona de subsidencia activa reportada en trabajos previos (Sarychikhina et al., 2007).

Definimos dos nuevas cuencas (C2 y C3). La cuenca C2 está localizada al este de la zona de estudio es parte de la cuenca Altar (Pacheco et al., 2006).

Los valores menos negativos de anomalía gravimétrica corresponden a cambios en el espesor de la Corteza Superior y su cercanía a la superficie. A partir de ello con el modelo de densidad definimos 4 levantamientos estructurales (E1, E2, E3, E4) donde la Corteza Superior se eleva hasta 2 km y 3 km.

Las principales limitaciones de nuestro modelo son:

- (1) la correlación entre la profundidad de las capas profundas Manto, Corteza Inferior, con la capa de Corteza Superior genera incertidumbre en la geometría de estas capas. Concluimos, que el modelo es mucho más confiable en las capas superiores (Sedimentos, Metasedimentos y Corteza Superior).
- (2) No es posible determinar el echado de las fallas o bien definir cuál es el bloque de techo o el bloque de piso. El modelo de densidad define únicamente la orientación de las fallas geológicas principales mediante gradientes de densidad.
- (3) La plataforma Vterrain no permite elaborar perfiles con una orientación diferente al arreglo este-oeste y norte-sur de los prismas.

Lista de referencias bibliográficas

- Aragón-Arreola, M., Martín-Barajas, A. (2007). Westward migration of extension in the northern Gulf of California, Mexico. *Geology*, 35,(2007), 571-574.
- Arango-Arias, E. D. (2014). Análisis sismotectónico del territorio oriental de Cuba a partir de la integración del modelo de corteza 3D de datos gravimétricos con datos sismológicos . Tesis de Doctorado en Ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. 136p.
- Armstrong, P. A., Perez, R., Owen, L. A., and Finkel, R. C. (2010). Timing and controls on late Quaternary landscape development along the eastern Sierra El Mayor range front in northern Baja California, Mexico. *Geomorphology*, 114(3), 415-430.
- Atienza, B. M. (2001). Modelado en inversión en 2D y 3D de anomalías gravimétricas producidas por cuerpos cuya geometría y densidad de masa se describen utilizando funciones polinómicas: aplicaciones a datos gravimétricos de Canadá y México. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid.
- Axen, G. (1995). Extensional segmentation of the main Gulf escarpment, Mexico and United States. *Geology*, 23(6), 515-518.
- Axen, G. J., and Fletcher, J. M. (1998). Late Miocene-Pleistocene extensional faulting, northern Gulf of California, Mexico and Salton Trough, California. *International Geology Review*, 40(3), 217-244.
- Axen, G. J., Fletcher, J. M., Cowgill, E., Murphy, M., Kapp, P., MacMillan, I., and Aranda-Gómez, J. (1999). Range-front fault scarps of the Sierra El Mayor, Baja California: Formed above an active low-angle normal fault? *Geology*, 27(3), 247-250.
- Axen, G. J., Grove, M., Stockli, D., Lovera, O. M., Rothstein, D. A., Fletcher, J. M., and Abbott, P. L. (2000). Thermal evolution of Monte Blanco dome: Low-angle normal faulting during Gulf of California rifting and late Eocene denudation of the eastern Peninsular Ranges. *Tectonics*, 19(2), 197-212.
- Barbosa, V. C. F., Silva, J. B., and Medeiros, W. E. (1997). Gravity inversion of basement relief using approximate equality constraints on depths. *Geophysics*, 62(6), 1745-1757.
- Barbosa, V. C., Silva, J. B., and Medeiros, W. E. (1999). Gravity inversion of a discontinuous relief stabilized by weighted smoothness constraints on depth. *Geophysics*, 64(5), 1429-1437.
- Bhattacharyya, B. K. (1966). A method for computing the total magnetization vector and the dimensions of a rectangular block-shaped body from magnetic anomalies. *Geophysics*, 31(1), 74-96.

- Bennett, R. A., Rodi, W., and Reilinger, R. E. (1996). Global Positioning System constraints on fault slip rates in southern California and northern Baja, Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B10), 21943-21960.
- Blakely, R. J. (1995). *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. (pp. 128-153). New York, NY, Cambridge University Press
- Chai, Y., and Hinze, W. J. (1988). Gravity inversion of an interface above which the density contrast varies exponentially with depth. *Geophysics*, 53(6), 837-845.
- Chanes-Martínez, J. J. (2012). *Características estructurales y sismoestratigráficas en un sector del delta del Río Colorado, noroeste de México, a partir de Sísmica de Reflexión*. Tesis de Maestría en Ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. 115p.
- Chanes-Martínez, J. J., González-Escobar, M., Suárez-Vidal, F., and Gallardo-Mata, C. G. (2014). Structural geometry of a sector of the Colorado river delta, Baja California, Mexico, based on seismic reflections. *Pure and Applied Geophysics*, 171(7), 1107-1127.
- Chávez, R. E. (1990). Gravity interpretation of the Laguna Salada basin, Baja California, México. *Geofísica internacional*, 29(3).
- Cordell, L., and Henderson, R. G. (1968). Iterative three-dimensional solution of gravity anomaly data using a digital computer. *Geophysics*, 33(4), 596-601.
- Dixon, T., Decaix, J., Farina, F., Furlong, K., Malservisi, R., Bennett, R., and Lee, J. (2002). Seismic cycle and rheological effects on estimation of present-day slip rates for the Agua Blanca and San Miguel-Vallecitos faults, northern Baja California, Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B10).
- Dorsey, R., and Martín-Barajas, A. (1999). Sedimentation and deformation in a Pliocene–Pleistocene transtensional supradetachment basin, Laguna Salada, north-west Mexico. *Basin Research*, 11(3), 205-221.
- Doser, D. I., and Yarwood, D. R. (1994). Deep crustal earthquakes associated with continental rifts. *Tectonophysics*, 229(1), 123-131.
- Fletcher, J. M., and Spelz, R. M. (2009). Patterns of Quaternary deformation and rupture propagation associated with an active low-angle normal fault, Laguna Salada, Mexico: Evidence of a rolling hinge?. *Geosphere*, 5(4), 385-407.
- Frez, J., and Gonzalez, J. J. (1991). *Crustal Structure and Seismotectonics of Northern Baja California: Chapter 15: Part III. Regional Geophysics and Geology*.
- Frez, J., González, J. J., Acosta, J. G., Nava, F. A., Méndez, I., Carlos, J., and Alvarez, M. (2000). A detailed microseismicity study and current stress regime in the Peninsular Ranges of northern Baja California, Mexico: The Ojos Negros region. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(5), 1133-1142.

- Fuis, G. S., and Kohler, W. M. (1984). Crustal structure and tectonics of the Imperial Valley region, California.
- Gallardo-Delgado, L. A., Pérez-Flores, M. A., and Gómez-Treviño, E. (2003). A versatile algorithm for joint 3D inversion of gravity and magnetic data. *Geophysics*, 68(3), 949-959.
- Gallardo, L. A., Pérez-Flores, M. A., and Gómez-Treviño, E. (2005). Refinement of three-dimensional multilayer models of basins and crustal environments by inversion of gravity and magnetic data. *Tectonophysics*, 397(1), 37-54.
- Garcia-Abdeslem, J. (1992). Gravitational attraction of a rectangular prism with depth-dependent density. *Geophysics*, 57(3), 470-473.
- García-Abdeslem, J., Espinosa-Cardena, J. M., Munguía-Orozco, L., Wong-Ortega, V. M., and Ramírez-Hernández, J. (2001). Crustal structure from 2-D gravity and magnetic data modeling, magnetic power spectrum inversion, and seismotectonics in the Laguna Salada basin, northern Baja California, Mexico. *Geofísica Internacional-México*, 40(2), 67-86.
- García-Estrada, G. H. El modelado gravimétrico bidimensional en zonas geotérmicas aplicación en los Humeros, Puebla y Tres Vírgenes, B.C.S. Enero 1991 Comisión Federal de Electricidad.
- García-Fiscal, S. (2013). Anomalías gravimétricas de origen geotérmico: caso campo geotérmico de Cerro Prieto. Tesis de Maestría en Ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. 93p.
- Gastil, R. G., Phillips, R. P., and Allison, E. C. (1975). Reconnaissance geology of the state of Baja California. *Geological Society of America Memoirs*, 140, 1-201.
- Gastil, R. G. (1993). Prebatholithic history of peninsular California, en Gastil, R. G., y Miller, R. H., eds., *The prebatholithic stratigraphy of peninsular California*. Geological Society of America Special Paper 279: 145-156.
- Gill, P. E., Hammarling, S. J., Murray, W., Saunders, M. A., & Wright, M. H. (1986). LSSOL (Version 1.0): A fortran package for constrained linear least-squares and convex quadratic programming. User's Guide (No. SOL-86-1). Stanford Univ Ca Systems Optimization Lab.
- Glowacka, E., and Nava, F. A. (1996). Major earthquakes in Mexicali Valley, Mexico, and fluid extraction at Cerro Prieto geothermal field. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(1A), 93-105.
- González-Escobar, M., Gallardo-Mata, C. G., Martín, A., Munguía, L., and Suárez-Vidal, F. (2016). Subsurface constraints of an active detachment fault in Laguna Salada Basin, Baja California, México, from interpretation of seismic-reflection profiles. *Geosphere*, 12(4), 1283-1299.

- Green, W. R. (1975). Inversion of gravity profiles by use of a Backus-Gilbert approach. *Geophysics*, 40(5), 763-772.
- Hanks, T. C., Hileman, J. A., and Thatcher, W. (1975). Seismic moments of the larger earthquakes of the southern California region. *Geological Society of America Bulletin*, 86(8), 1131-1139.
- Hussein, M., Velasco, A., and Serpa, L. (2011). Crustal structure of the Salton Trough: Incorporation of receiver function, gravity and magnetic data. *International Journal of Geosciences*, 2(04), 502.
- Legg, M. R., Wong, V., and Suarez, F. (1991). *Geologic Structure and Tectonics of the Inner Continental Borderland of Northern Baja California: Chapter 9: Part III. Regional Geophysics and Geology.*
- Lines, L. R., and Newrick, R. T. (2004). *Fundamentals of Geophysical Interpretation.* (Number 13). (pp. 15-29; 238-243). United States of America, USA, Society of Exploration Geophysicists SEG.
- Lizarralde, D., Axen, G. J., Brown, H. E., Fletcher, J. M., González-Fernández, A., Harding, A. J., and Umhoefer, P. J. (2007). Variation in styles of rifting in the Gulf of California. *Nature*, 448(7152), 466-469.
- Lonsdale, P. (1989). *Geology and tectonic history of the Gulf of California. The eastern Pacific Ocean and Hawaii: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America, v. N, 499-521.*
- Lomnitz, C., Mooser, F., Allen, C. R., Brune, J. N., and Thatcher, W. (1970). Seismicity and tectonics of the northern Gulf of California region, Mexico. Preliminary results. *Geofísica Internacional*, 10(2), 37-48.
- Martín-Barajas, A., Vázquez-Hernández, S., Carreño, A. L., Helenes, J., Suárez-Vidal, F., and Álvarez-Rosales, J. (2001). Late Neogene stratigraphy and tectonic control on facies evolution in the Laguna Salada basin, northern Baja California, Mexico. *Sedimentary Geology*, 144(1), 5-35.
- Mueller, K. J., and Rockwell, T. K. (1995). Late quaternary activity of the Laguna Salada fault in northern Baja California, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 107(1), 8-18.
- Mueller, K., Kier, G., Rockwell, T., and Jones, C. H. (2009). Quaternary rift flank uplift of the Peninsular Ranges in Baja and southern California by removal of mantle lithosphere. *Tectonics*, 28(5).
- Nabighian, M. N., Grauch, V. J. S., Hansen, R. O., LaFehr, T. R., Li, Y., Peirce, J. W., and Ruder, M. E. (2005). The historical development of the magnetic method in exploration. *Geophysics*, 70(6), 33-61.

- Nava, F. A., and Brune, J. N. (1982). An earthquake-explosion reversed refraction line in the Peninsular Ranges of southern California and Baja California Norte. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(4), 1195-1206.
- Nettleton, L. L. (1940). *Geophysical prospecting for oil*. New York, NY, McGraw-Hill Book Company, Inc.
- Ortega-Rivera, A. (2003). Geochronological constraints on the tectonic history of the Peninsular Ranges batholith of Alta and Baja California: Tectonic implications for western Mexico. *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 297-336.
- Oskin, M. E., Arrowsmith, J. R., Corona, A. H., Elliott, A. J., Fletcher, J. M., Fielding, E. J., and Teran, O. J. (2012). Near-field deformation from the El Mayor–Cucapah earthquake revealed by differential LIDAR. *Science*, 335(6069), 702-705.
- Gastil, R. G., Phillips, R. P., and Allison, E. C. (1975). Reconnaissance geology of the state of Baja California. *Geological Society of America Memoirs*, 140, 1-201.
- Pacheco, M., Martín-Barajas, A., Elders, W., Espinosa-Cardaña, J. M., Helenes, J., and Segura, A. (2006). Stratigraphy and structure of the Altar basin of NW Sonora: Implications for the history of the Colorado River delta and the Salton trough. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 23(1), 1-22.
- Parker, R. L. (1974). Best bounds on density and depth from gravity data. *Geophysics*, 39(5), 644-649.
- Pelayo, A., Razo, A., Gutiérrez, N. L. C. A., Arellano, G. F., Espinoza, J. M., and Quijano, J. L. (1991). Main geothermal fields of Mexico: Cerro Prieto geothermal field, Baja California. *The Geology of North America*, 3, 23-57.
- Pérez-Flores, M. A., Suárez-Vidal, F., Gallardo-Delgado, L. A., González-Fernández, A., and Vázquez, R. (2004). Structural pattern of the Todos Santos Coastal Plain, based on geophysical data. *Ciencias Marinas*, 30(2).
- Pérez-Flores, M. A., Herrera-Barrientos, F., Gómez-Trevino, E., Delgado, A., Brassea-Ochoa, J., Esparza, F. J., and Flores-Luna, C. (2013). Resistivity image of the san andreas fault system around the cerro prieto geothermal area (México).
- Plattner, C., Malservisi, R., Dixon, T. H., LaFemina, P., Sella, G. F., Fletcher, J., and Suarez-Vidal, F. (2007). New constraints on relative motion between the Pacific plate and Baja California microplate (Mexico) from GPS measurements. *Geophysical Journal International*, 170(3), 1373-1380.
- Puente, I., and De la Peña, L. A. (1978, September). Geología del campo geotérmico de Cerro Prieto. In *Proc. 1st Symp. Cerro Prieto Geothermal Field*(pp. 17-40).
- Ramírez-Ramos, E. E. (2013). Modelo de estructura de velocidades de corteza para el Sur del Valle de Mexicali, Baja California, México. Tesis de Maestría en Ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. 100p.

- Ramírez-Ramos, E. E., Vidal-Villegas, A., González-Fernández, A., and Stock, J. M. (2015). A Crustal Velocity Model for the Southern Mexicali Valley, Baja California, Mexico. *Seismological Research Letters*, 86(1), 181-191.
- Rao, D. B. (1986). Modelling of sedimentary basins from gravity anomalies with variable density contrast. *Geophysical Journal International*, 84(1), 207-212.
- Sarychikhina, O., Glowacka, E., Guzmán, M., and Suárez, F. (2007). Modelación de la subsidencia en el campo geotérmico de Cerro Prieto, BC. *Geotermia*, 27.
- Seiler, C., Fletcher, J. M., Quigley, M. C., Gleadow, A. J., and Kohn, B. P. (2010). Neogene structural evolution of the Sierra San Felipe, Baja California: Evidence for proto-gulf transtension in the Gulf Extensional Province?. *Tectonophysics*, 488(1), 87-109
- Silver, P. G., and Valette-Silver, J. N. (1987). A spreading episode at the southern end of the San Andreas fault system. *Nature*, 326(6113), 589-593.
- Spelz, R. M., Fletcher, J. M., Owen, L. A., and Caffee, M. W. (2008). Quaternary alluvial-fan development, climate and morphologic dating of fault scarps in Laguna Salada, Baja California, Mexico. *Geomorphology*, 102(3), 578-594.
- Stock, J. M., and Hodges, K. V. (1989). Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate. *Tectonics*, 8(1), 99-115.
- Suárez-Vidal, F., Munguía-Orozco, L., González-Escobar, M., González-García, J., and Glowacka, E. (2007). Surface rupture of the Morelia fault near the Cerro Prieto geothermal field, Mexicali, Baja California, Mexico, during the Mw 5.4 earthquake of 24 May 2006. *Seismological Research Letters*, 78(3), 394-399.
- Suárez-Vidal, F., Mendoza-Borunda, R., Nafarrete-Zamarripa, L. M., Ramírez, J., and Glowacka, E. (2008). Shape and dimensions of the Cerro Prieto pull-apart basin, Mexicali, Baja California, México, based on the regional seismic record and surface structures. *International Geology Review*, 50(7), 636-649.
- Teran, O. J., Fletcher, J. M., Oskin, M. E., Rockwell, T. K., Hudnut, K. W., Spelz, R. M., and Morelan, A. E. (2015). Geologic and structural controls on rupture zone fabric: A field-based study of the 2010 Mw 7.2 El Mayor–Cucapah earthquake surface rupture. *Geosphere*, 11(3), 899-920.
- Tikhonov, A. N., and Arsenin, V. Y. (1977). Solutions of ill-posed problems.
- Twomey, S. (1977). Introduction to the Mathematics of Inversion in Remote Sensing and Indirect Measurements 1 Elsevier. New York, 19772.
- Vega-Saucedo, G. A. (2014). Características sismoestructurales de una región al suroeste del delta del Río Colorado, a partir de sísmica de reflexión 2D. Tesis de Maestría en Ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. 78p.

- Vidal, A., Munguía, L., and González-García, J. J. (2010). Faulting Parameters of Earthquakes ($4.1 \leq ML \leq 5.3$) in the Peninsular Ranges of Baja California, Mexico. *Seismological Research Letters*, 81(1), 44-52.
- Watts, A. B. (2001). *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*. (pp. 1-26). United Kingdom, UK, Cambridge University Press
- Wei, S., Fielding, E., Leprince, S., Sladen, A., Avouac, J. P., Helmberger, D., and Herring, T. (2011). Superficial simplicity of the 2010 El Mayor-Cucapah earthquake of Baja California in Mexico. *Nature Geoscience*, 4(9), 615-618.

Apéndice A. Mapas topográficos de contornos para las capas del modelo 3D

A continuación se presentan los mapas topográficos de contornos para cada una de las capas que conforman el modelo 3D del Valle de Mexicali. Estas figuras se realizaron con el objetivo de que los usuarios puedan digitizar el modelo 3D fácilmente.

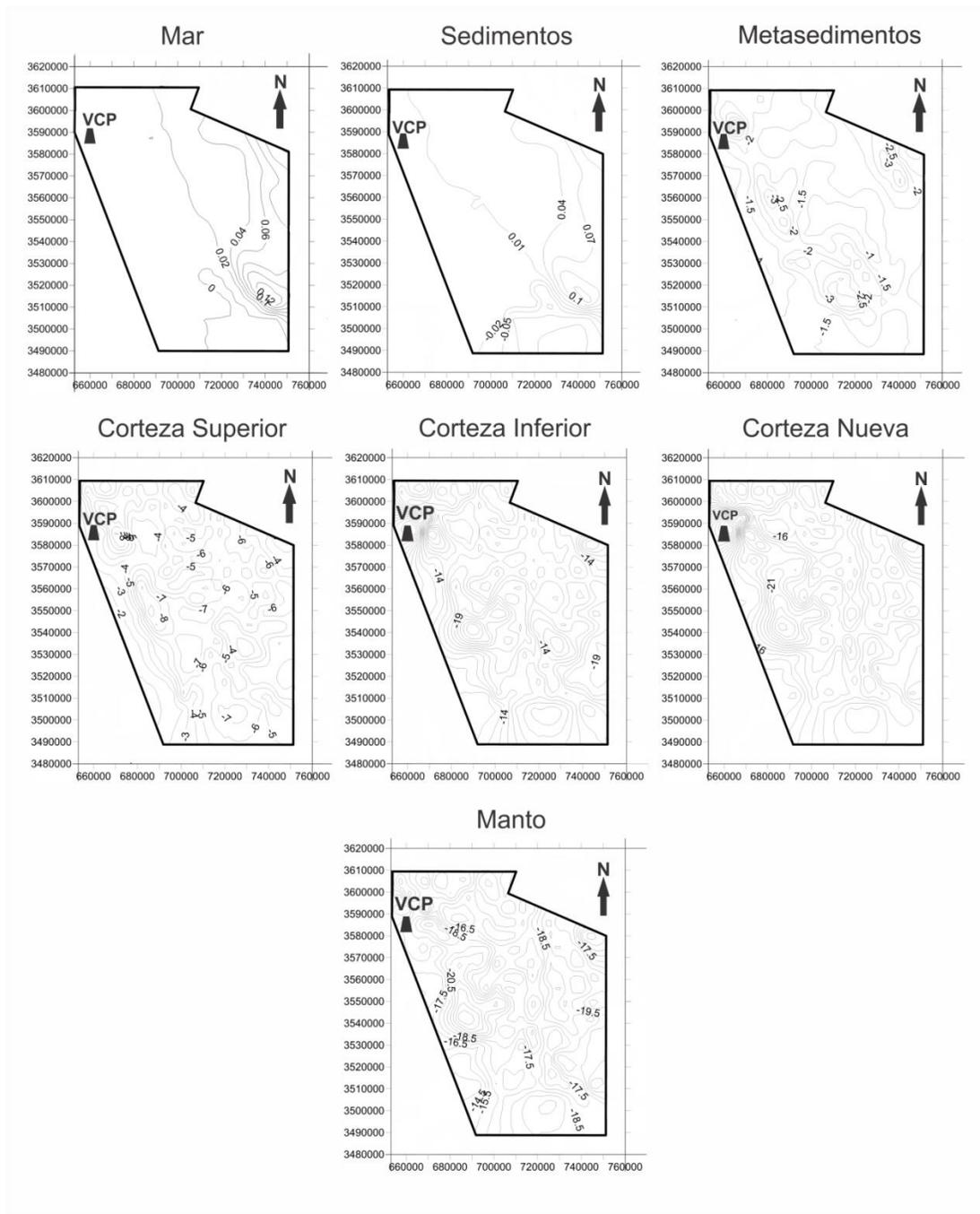


Figura A-1. Mapas topográficos de contornos de cada una de las capas que conforman el modelo 3D de densidad (modelo Valle de Mexicali). Se localiza el volcán Cerro Prieto (VCP).

Apéndice B. Secciones transversales bidimensionales del modelo 3D

B.1 Perfil 1

El perfil 1 muestra una cuenca al centro del perfil que quizás sea una extensión al noreste de la cuenca de Cerro Prieto. En esta cuenca el espesor de los sedimentos y metasedimentos aumenta hasta 7 km. La Corteza Superior en principio tiene un espesor entre 10 km y 12 km. Dentro de la cuenca, el espesor de la misma aumenta hasta los 13 km y hacia la parte este del perfil el espesor de los sedimentos disminuye. La interface Corteza-Manto se encuentra a 14 km al extremo oeste del perfil al igual que en el extremo este; sin embargo, en la cuenca varía entre 18 km y 22 km. En la parte central se proponen las fallas C y D' que delimitan la posible extensión de la cuenca Cerro Prieto. La falla A y B delimitan una estructura en la cual la corteza es más superficial.

Cuando las curvas del relieve son muy paralelas, indican que las incógnitas (techos de los prismas) están muy correlacionados con los de la capa anterior. Y no tenemos información suficiente (datos más constricciones) para romper esa correlación. La correlación se rompe cuando los datos traen suficiente información. En este caso, los datos traen suficiente información de la parte superficial, pero muy poca información de la parte profunda. Esta correlación nos indica que sólo podremos inferir cambios de espesor de la Corteza Inferior cuando la correlación se rompa. Los datos sí son sensibles al espesor y el espesor tiene cierto nivel de confianza.

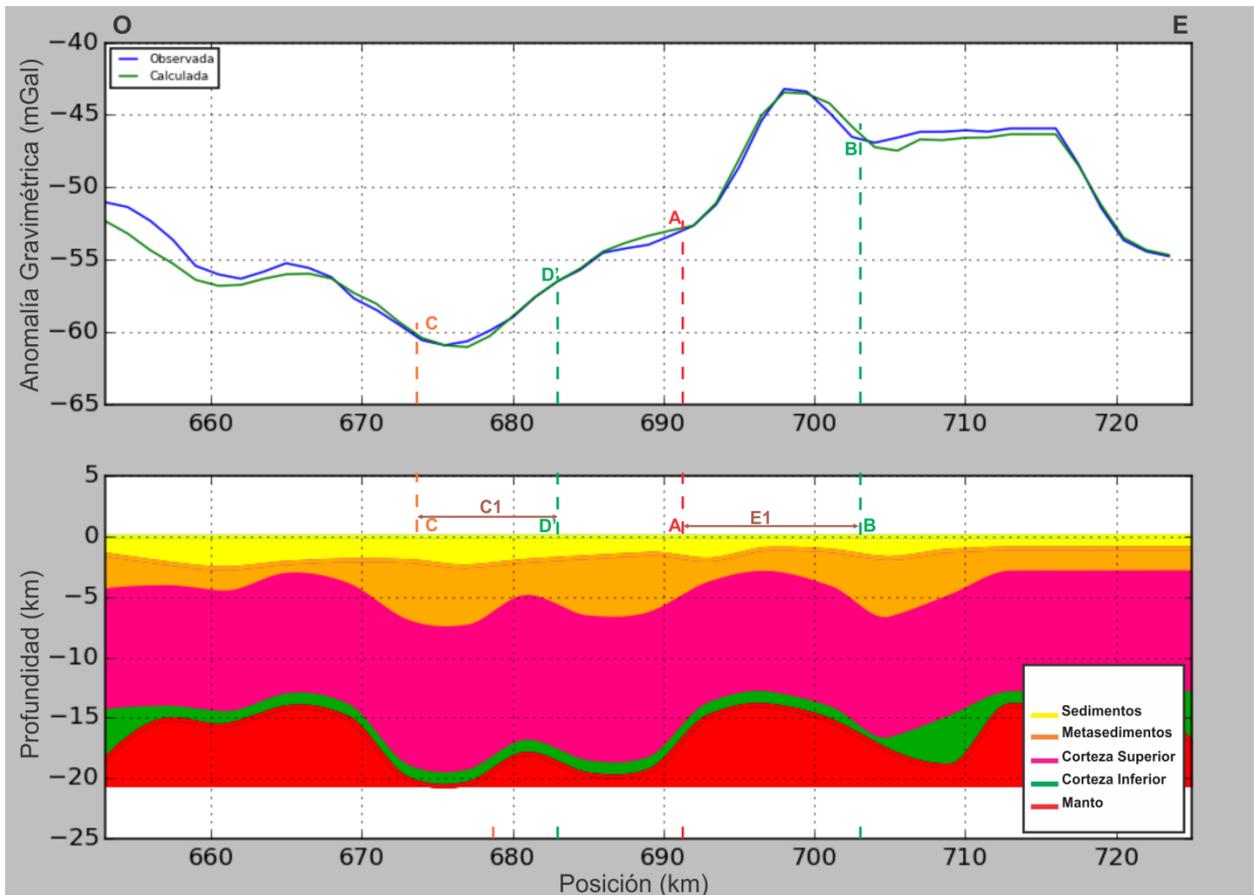


Figura B-1. Sección transversal del perfil 1 que empieza al oeste y termina al este. Se ubica de acuerdo a la Figura 33. La ventana superior es una comparación entre anomalía gravimétrica observada (curva azul) contra calculada (curva verde). En la ventana inferior se ve una sección (x, z) del modelo. Se observan algunos rasgos geológicos a lo largo del perfil: falla A, falla B, falla C y D', cuenca C1 o Cerro Prieto y estructura cortical E1.

B.2 Perfil 2

Tiene una extensión de 76 km (figura 33), tenemos influencia del efecto gravimétrico generado por la cercanía de la Sierra Cucapah al oeste del perfil; debido a esto, el espesor de la Corteza Superior aumenta. Los sedimentos alcanzan una profundidad de 3 km, los metasedimentos tienen un rango de espesor de 1 a 5 km, la Corteza Superior se mantiene con espesor constante (~10 km). La corteza es más superficial hacia el este por lo que la interface Corteza-Manto tiene una profundidad de 15 km al inicio del perfil, después desciende hasta los 22 km en la extensión de la cuenca Cerro Prieto y se eleva nuevamente a los 15 km en la región este del perfil. En los extremos del perfil, se observa aumento en el espesor de la Corteza Inferior así como la profundidad de la interface Corteza-Manto que en este punto alcanza los 17 km; debido a influencia

gravimétrica de la sierra Cucapah. El aumento de espesor mencionado, demuestra que no hay correlación con la corteza superior. Es posible inferir las fallas Michoacán e Imperial, ambas delimitan la cuenca C1 o Cerro Prieto en este perfil. Al este inferimos otra fallas (C, D', A, B y B') la cuales asociamos con posibles estructuras donde la corteza es más superficial. Al centro del perfil se identifican dos zonas donde la corteza superior se eleva siendo más superficial. La estructura E1 está delimitada por las fallas C y D en tanto que la estructura E2 es limitada por las fallas A y B.

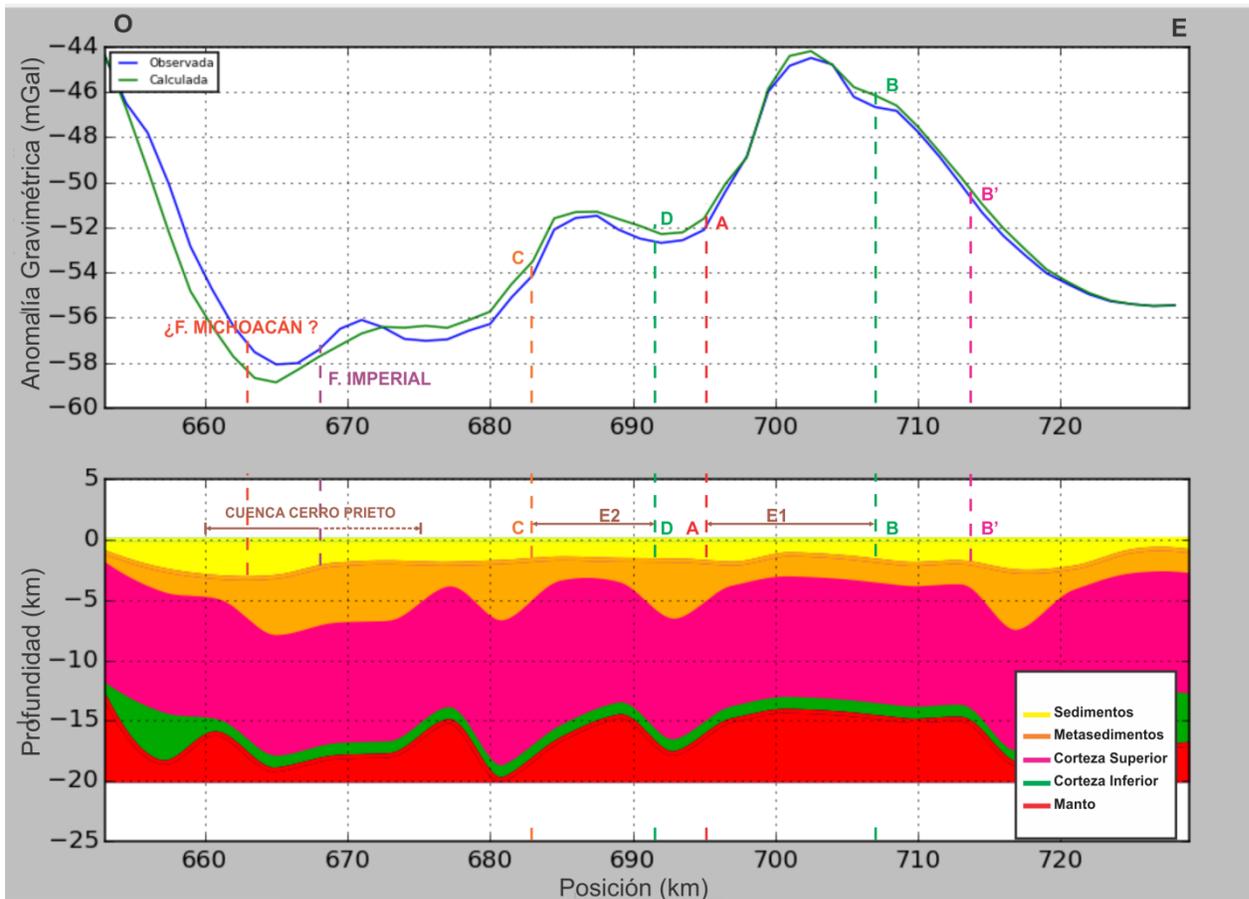


Figura B-2. Sección transversal del perfil 2 que empieza al oeste y termina al este. Se ubica de acuerdo a la Figura 33. La ventana superior es una comparación entre anomalía gravimétrica observada (curva azul) contra calculada (curva verde). En la ventana inferior se ve una sección (x , z) del modelo. Se observan algunos rasgos geológicos a lo largo del perfil: falla Michoacán, falla Imperial, falla A, falla B, falla B', falla C y D, cuenca Cerro Prieto y las estructuras corticales E1 y E2.

B.3 Perfil 5

La longitud de este perfil es de 76 km (figura 33). En la parte oeste tenemos una disminución del espesor de la capa de Sedimentos y Metasedimentarios los cuales están asociados a un alto gravimétrico que probablemente sea una estructura enterrada o bien, que una parte somera de la corteza granítica (estructura cortical E2). A medida que nos dirigimos al este del perfil dichas capas aumentan de espesor. Por otro lado, las capas de corteza se mantienen constantes a lo largo del perfil con un espesor de 12 km para la Corteza Superior y de 2 km para la Corteza Inferior.

En este caso, al este existe un levantamiento de la Corteza Inferior asociado a la presencia de un alto gravimétrico puntual. La interface Corteza-Manto está a 18 km y 20 km al oeste, después se mantiene en 15 km lo que coincide con la hipótesis de Ramírez –Ramos et al. (2015) adelgazando la capa de sedimentos en el extremo este del perfil.

Se localiza la falla Cerro Prieto al extremo oeste del perfil y se infiere la falla Imperial. Ambas delimitan el extremo sur de la cuenca Cerro Prieto (C1), que se observa como una deficiencia de masa en el mapa de Anomalía Gravimétrica. Se infiere la falla D que posiblemente con la falla Imperial delimiten la estructura cortical E2 mencionada al inicio de la descripción y observada en los perfiles anteriores. Finalmente se infieren las fallas A', A, B' y E. Las fallas A y E marcan los límites de una cuenca sedimentaria C2 en el desierto de Altar. Es posible que dicha cuenca se trate de la cuenca Altar.

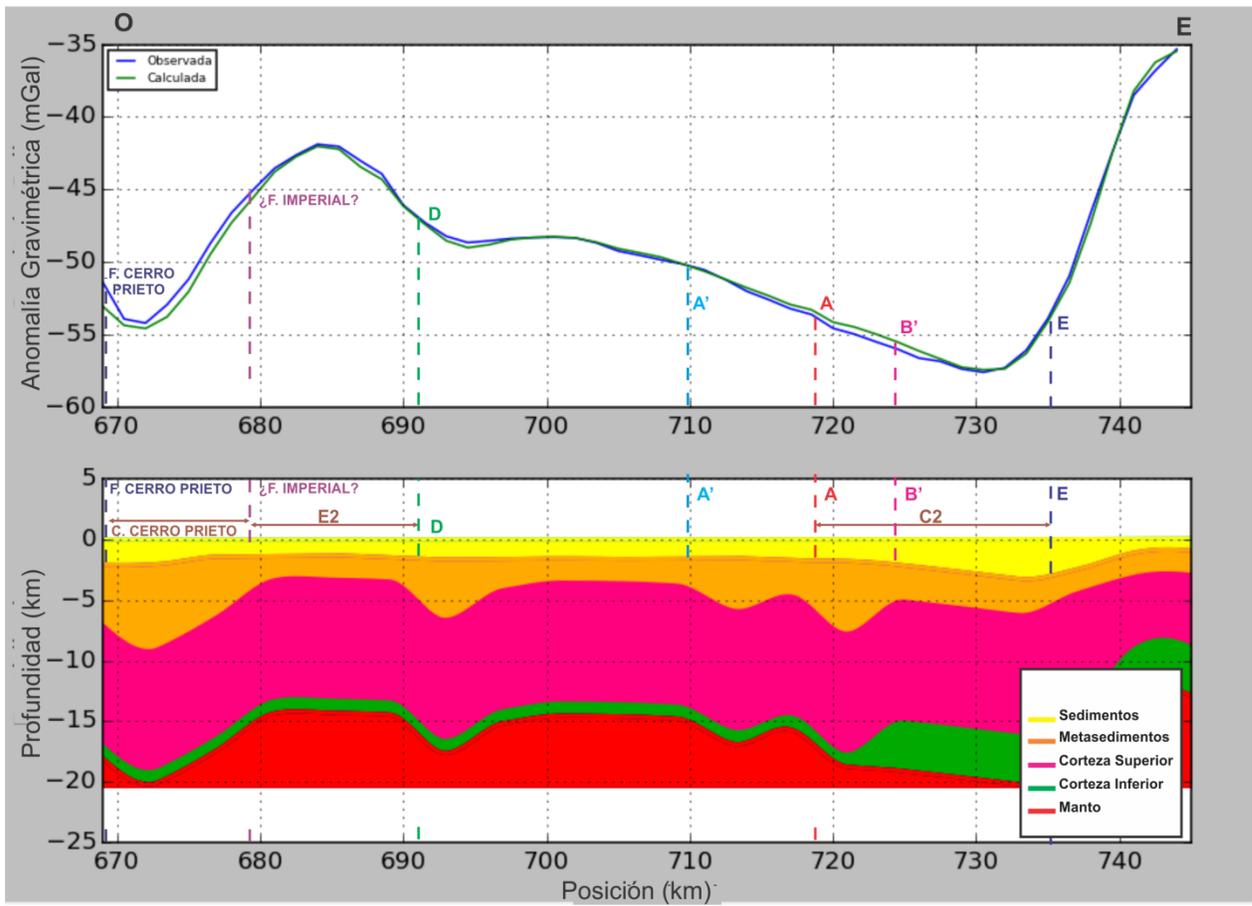


Figura B-3. Sección transversal del perfil 5 que empieza al oeste y termina al este. Se ubica de acuerdo a la Figura 33. La ventana superior es una comparación entre anomalía gravimétrica observada (curva azul) contra calculada (curva verde). En la ventana inferior se ve una sección (x, z) del modelo. Se observan algunos rasgos geológicos a lo largo del perfil: falla Cerro Prieto, falla Imperial, falla A, falla A' falla B, falla B' y falla D; cuenca C1 o Cerro Prieto, cuenca C2 y la estructura cortical E2.

B.4 Perfil 6

Posee una longitud de 76 km (figura 33). Se observa un aumento de espesor en la capa de sedimentos y metasedimentos en dirección oeste-este hasta llegar a 7 km de profundidad en la parte central del perfil. El espesor de la Corteza Superior se mantiene entre 10 km y 12 km. La interface Corteza-Manto está entre 15 km y 18 km pero al este desciende hasta los 20 km donde se incrementa el espesor de la Corteza Inferior entre 3 y 4 km.

Se localiza la falla Cerro Prieto. Se infieren las fallas D en la parte central del perfil así como las fallas A, A' y E al este del perfil en la zona del desierto de Altar. Las fallas A y E delimitan la cuenca C2 que posiblemente se trate de la cuenca de Altar.

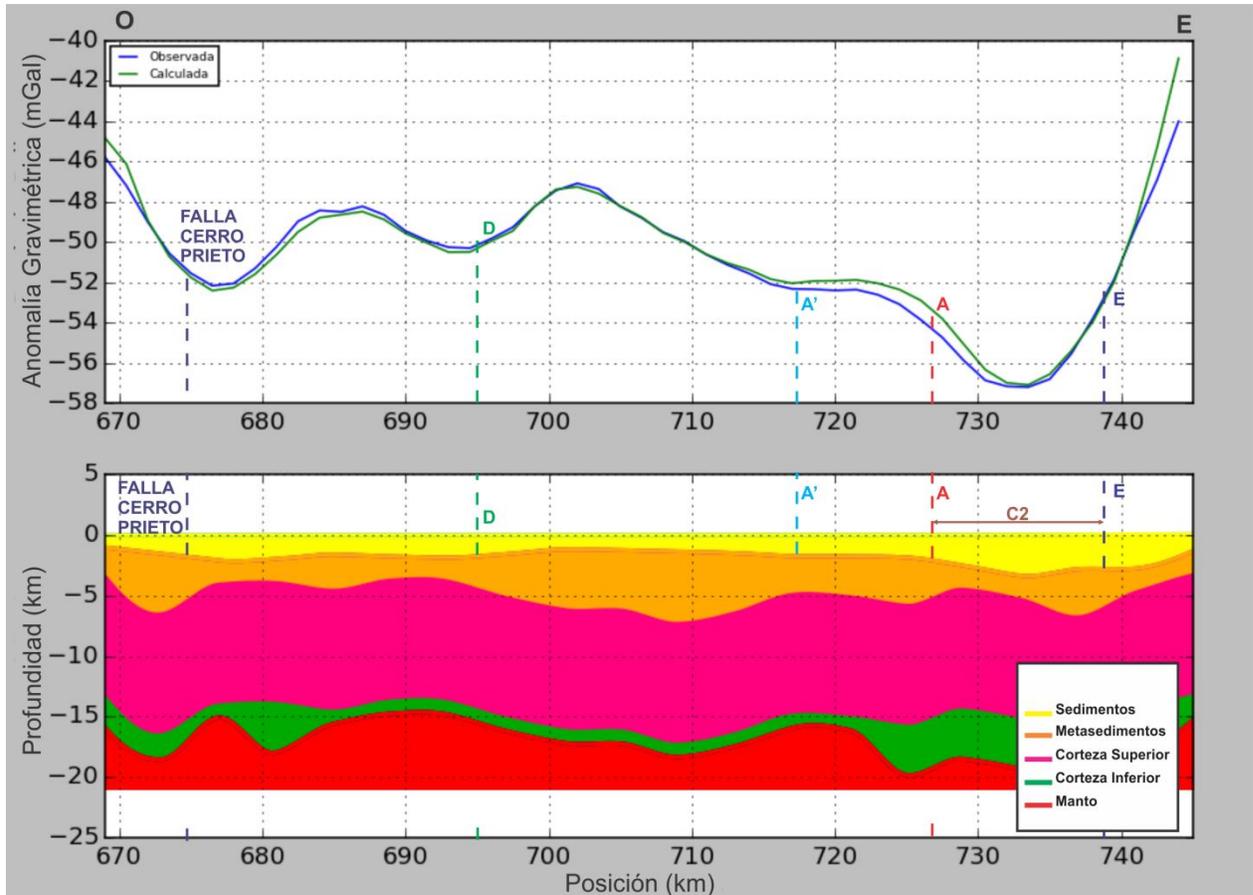


Figura B-4. Sección transversal del perfil 6 que empieza al oeste y termina al este. Se ubica de acuerdo a la Figura 33. La ventana superior es una comparación entre anomalía gravimétrica observada (curva azul) contra calculada (curva verde). En la ventana inferior se ve una sección (x , z) del modelo. Se observan algunos rasgos geológicos a lo largo del perfil: falla Cerro Prieto, falla A, falla A' falla D y E; cuenca C2.

B.5 Perfil 7

Este perfil tiene una longitud de 72 km (figura 33), en la parte oeste del perfil tenemos la presencia de un bajo gravimétrico el cual está asociado a la zona de deformación de la cuenca Montague (Chanes-Martínez et al., 2013), la cual es una cuenca sedimentaria. Se observa el aumento en el espesor en los sedimentos pero principalmente en los metasedimentos. En este perfil, dicha cuenca está delimitada por la falla Cerro Prieto

en la parte oeste. Después se observa un adelgazamiento en las capas superficiales producto de la elevación de la corteza superior. En el extremo oeste del perfil, se incrementa el espesor de las capas de sedimentos. Se observa en la parte central del perfil un aumento en la anomalía gravimétrica lo cual está asociado a la disminución del espesor de sedimentos; la Corteza Superior es más superficial en esta zona y conserva un margen aproximado de 10 km a 12 km de espesor, que podemos definir como estructura cortical E3. La interface Corteza-Manto se encuentra entre 15 km en la parte central del perfil, pero en los extremos se encuentra entre 18 y 22 km. Al este del perfil, nuevamente se observa la presencia de un bajo gravimétrico posiblemente asociado a la cuenca Altar (cuenca C2) que está delimitada por las fallas A y E inferidas en el extremo oeste del perfil. Las fallas localizadas son Cerro Prieto, falla A, A', D y E.

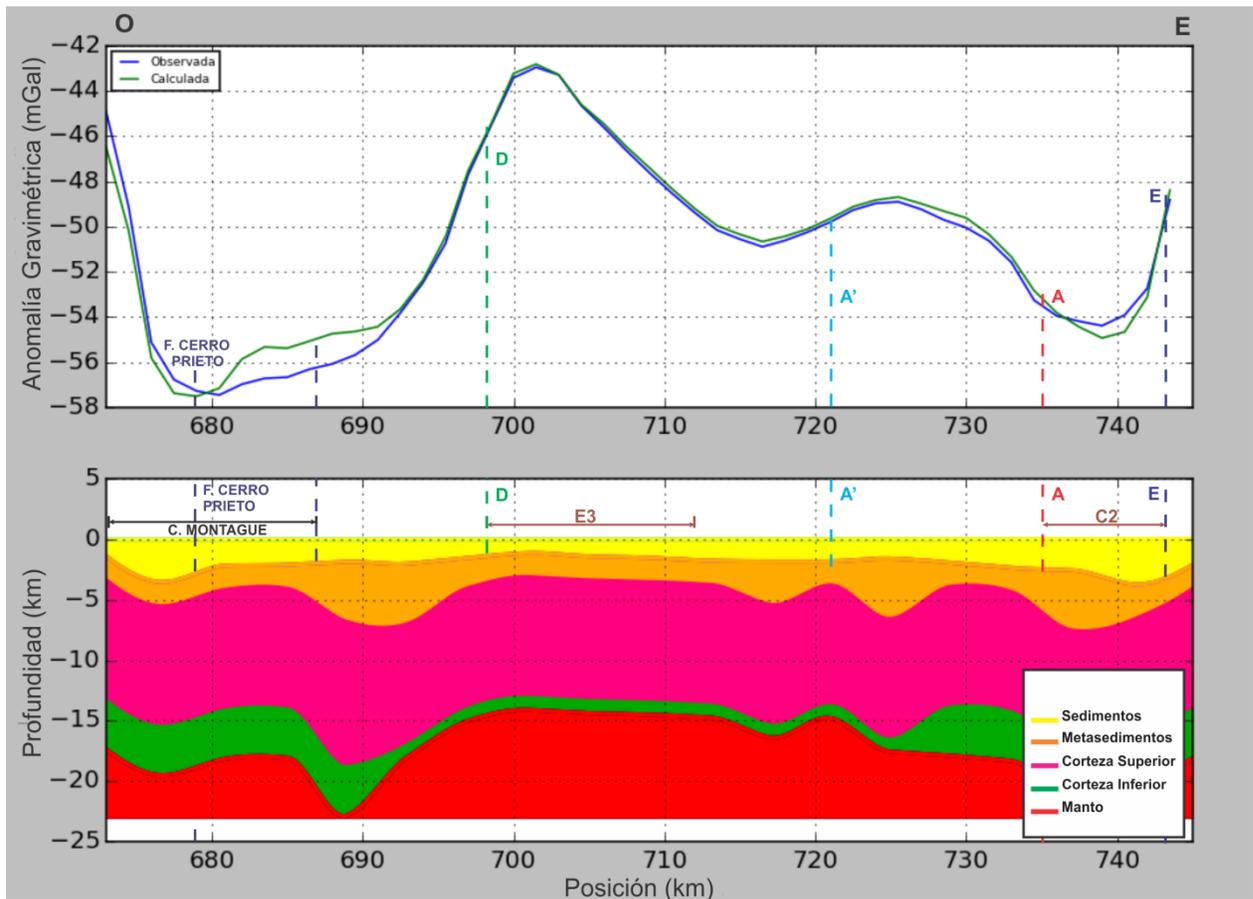


Figura B-5. Sección transversal del perfil 7 que empieza al oeste y termina al este. Se ubica de acuerdo a la Figura 33. La ventana superior es una comparación entre anomalía gravimétrica observada (curva azul) contra calculada (curva verde). En la ventana inferior se ve una sección (x, z) del modelo. Se observan algunos rasgos geológicos a lo largo del perfil: falla Cerro Prieto, falla A, falla A' falla D y E; cuenca C2, cuenca C4 o Montague y estructura cortical E3.

B.6 Perfil 8

Este es el primer perfil que está constreñido mediante información obtenida por sísmica de reflexión, podemos observar que el ajuste es mayor. Dicho perfil mide 80 m de longitud (figura 33). Entre los rasgos característicos del perfil encontramos en el extremo oeste la zona de deformación de la cuenca Montague limitada en este perfil, por la falla Cerro Prieto. La longitud horizontal de la cuenca es de aproximadamente 12 km. La interface Corteza-Manto en dicha cuenca se encuentra a 22 km de profundidad. Posteriormente tenemos un adelgazamiento de Corteza Superior y su posición es más cercana a la superficie, es posible definir la estructura cortical E3 limitada por la falla inferida D al oeste, lo que coincide con el alto gravimétrico. A medida que avanzamos al este los sedimentos y los metasedimentos aumentan en espesor, la Corteza Superior se hace más profunda. En el extremo este del perfil, la Corteza Superior se eleva en forma y genera un aumento en la anomalía gravimétrica y con ello la interface Corteza-Manto se encuentra aproximadamente a 18 km de profundidad. Se infieren la falla D en la parte central del perfil que delimita a la estructura cortical E3 en la parte este. Se infiere la falla Desierto (Chanes-Martínez et al., 2013) y la falla A'; ambas delimitan una pequeña cuenca denominada en esta tesis como C3. Al extremo este del perfil es posible inferir la falla A.

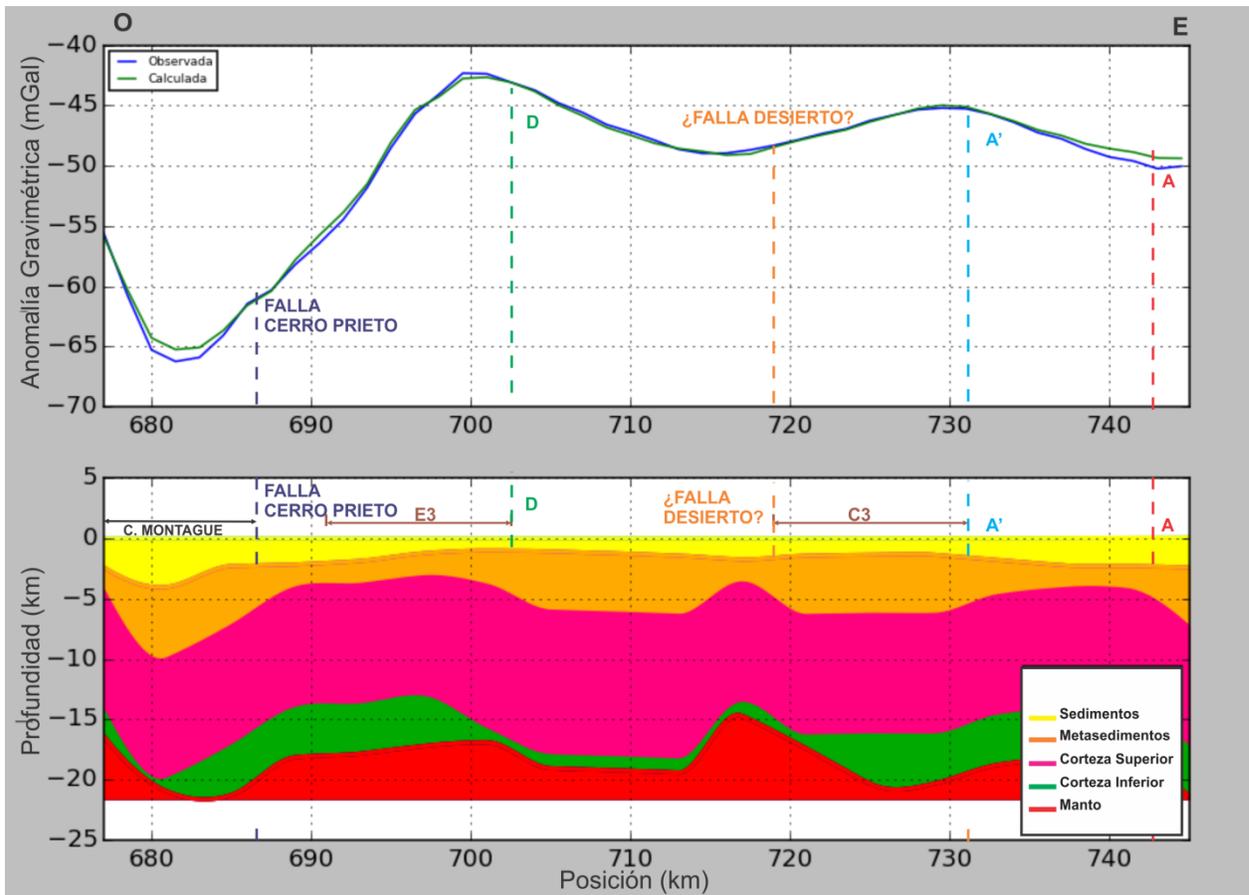


Figura B-6. Sección transversal del perfil 8 que empieza al oeste y termina al este. Se ubica de acuerdo a la Figura 33. La ventana superior es una comparación entre anomalía gravimétrica observada (curva azul) contra calculada (curva verde). En la ventana inferior se ve una sección (x , z) del modelo. Se observan algunos rasgos geológicos a lo largo del perfil: falla Cerro Prieto, falla A, falla A' falla D y falla Desierto; cuenca C4 o Montague, cuenca C3 y estructura cortical E3.

B.7 Perfil 9

Este perfil tiene una longitud de 68 km (figura 33). Como podemos observar a pesar de que tenemos constricciones por sísmica de reflexión, el ajustar este perfil fue complicado debido a que la anomalía gravimétrica tiene una componente de alta frecuencia espacial que el programa de inversión no trató de ajustar. Así debimos forzar a que hiciera el ajuste. Podemos ver de esta sección que la Cuenca Montague está delimitada por las fallas Indiviso y Cerro Prieto localizadas en este perfil. La cuenca, tiene una extensión aproximada de 16 km hasta el límite con la falla Cerro Prieto. Sin embargo, notamos que la cuenca continúa su extensión hacia el este del perfil aproximadamente 8 km más (línea punteada). En este perfil los sedimentos y metasedimentos depositados alcanzan una profundidad de 8 km, la Corteza Superior

18 km, la Corteza Inferior 23 km, por lo que la interface Corteza-Manto se encuentra a esta profundidad. Hacia el este, vemos un aumento en la anomalía gravimétrica, esto se traduce en el modelo en un levantamiento de la Corteza Superior. En la parte central tenemos una anomalía puntual asociada a la disminución de los sedimentos y donde la corteza superior es más somera. Existe aumento de espesor de los metasedimentos del orden de 7 km. Finalmente en la parte este del perfil se incrementa el espesor de las rocas sedimentarias y la corteza superior es más superficial. Las fallas que podemos inferir de oeste a este son: falla Mesa muy cercana a la falla Cerro Prieto, falla F, falla Desierto (Chanes-Martínez et al., 2013), falla A; posiblemente éstas dos últimas delimiten la cuenca C3 que se observa en este perfil. Por último al extremo este del perfil se infiere la falla A que delimita la cuenca C2 al oeste en el desierto de Altar.

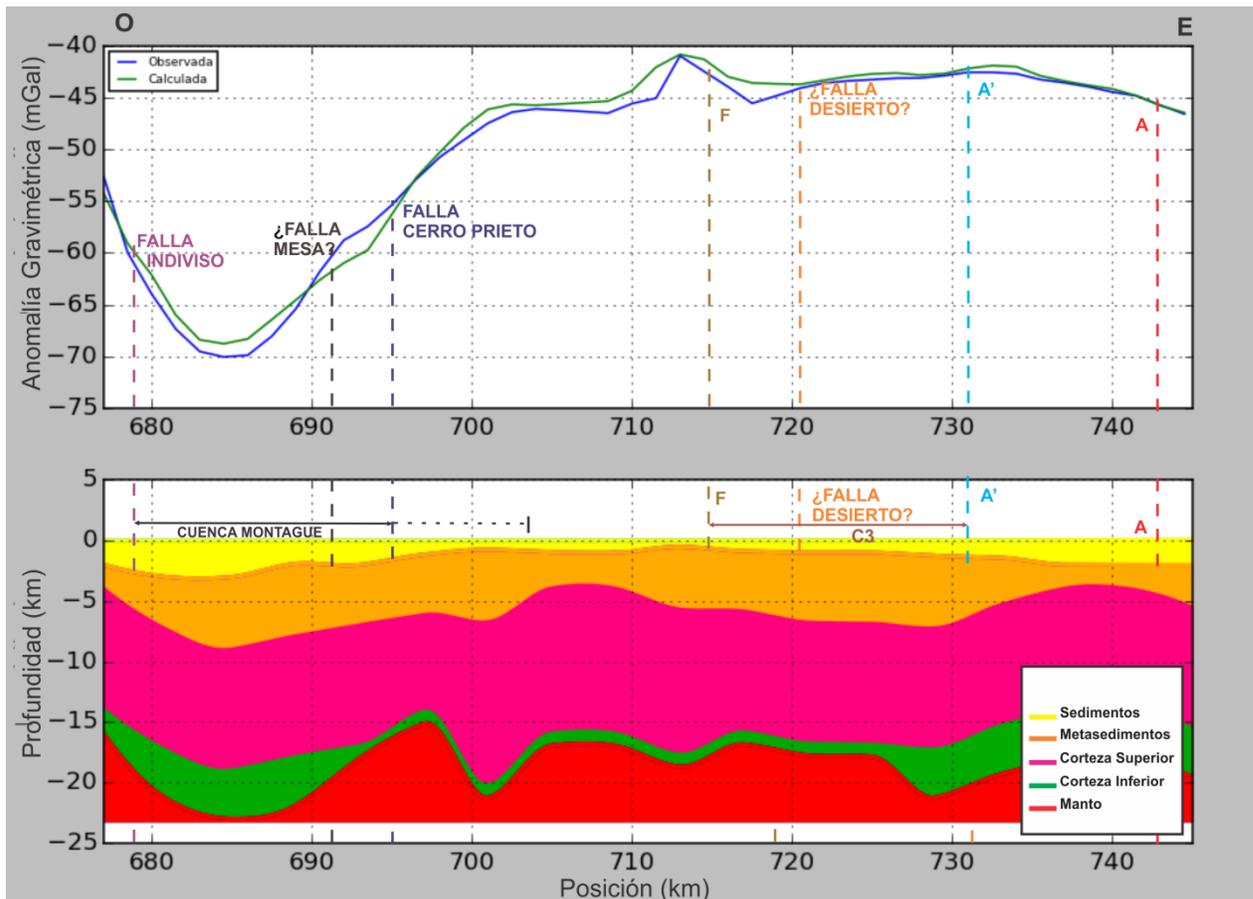


Figura B-7. Sección transversal del perfil 9 que empieza al oeste y termina al este. Se ubica de acuerdo a la Figura 33. La ventana superior es una comparación entre anomalía gravimétrica observada (curva azul) contra calculada (curva verde). En la ventana inferior se ve una sección (x , z) del modelo. Se observan algunos rasgos geológicos a lo largo del perfil: falla Indiviso, Mesa, Cerro Prieto, falla F, falla Desierto, falla A' y falla A; cuenca C4 o Montague y cuenca C3.

B.8 Perfil 13

Al oeste del perfil se delimita la cuenca Montague (C4) con una extensión horizontal de aproximadamente 20 km y una profundidad máxima para sedimentos más metasedimentarios de 7.5 km. La falla Pangas Viejas delimita la cuenca en el extremo oeste y posiblemente sea delimitada por la falla Cerro Prieto en el este aunque no es notorio en este perfil. Identificamos la falla Cerro Prieto al centro del perfil e inferimos las fallas G y F que son los límites oeste y este de la estructura cortical E4 identificada en este perfil. Es posible que la estructura E4 se trate del alto de basamento reportado por Vega-Saucedo (2014). Por último la longitud del perfil es de 60 km.

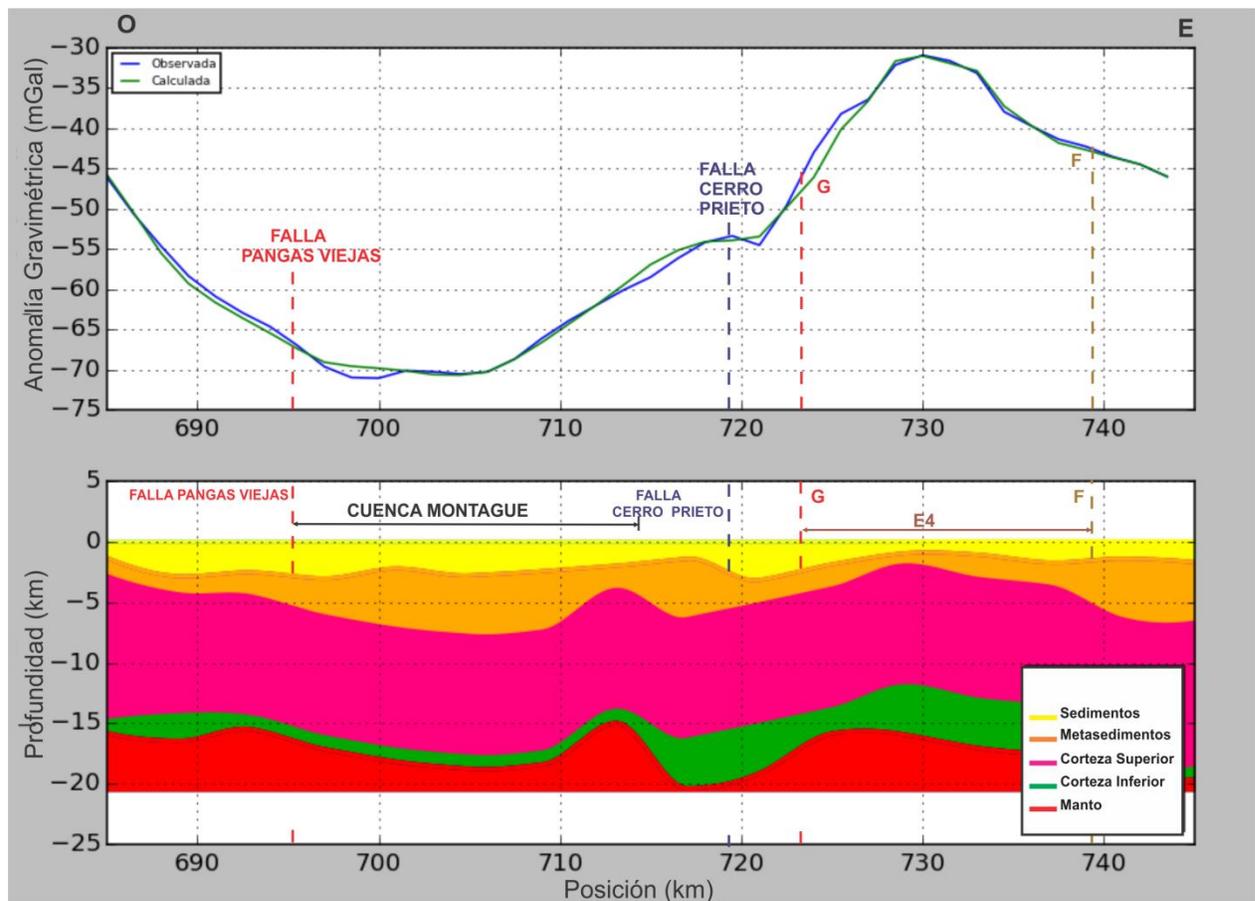


Figura B-8. Sección transversal del perfil 13 que empieza al oeste y termina al este. Se ubica de acuerdo a la Figura 33. La ventana superior es una comparación entre anomalía gravimétrica observada (curva azul) contra calculada (curva verde). En la ventana inferior se ve una sección (x , z) del modelo. Se observan algunos rasgos geológicos a lo largo del perfil: falla Pangas Viejas, Cerro Prieto, falla F y falla G; cuenca C4 o Montague y estructura cortical E4.

B.9 Perfil 14

Como en el caso de los perfiles anteriores es posible identificar el extremo sur de la cuenca Montague o C4 definida por las fallas Pangas Viejas al oeste, misma que no fue identificada en este perfil; al este por la falla Cerro Prieto. La extensión oeste-este de la cuenca es de aproximadamente 25 km, la profundidad de los sedimentos alcanza los 4 km y la de los metasedimentos 7.5 km. La interface Corteza-Manto tiene una profundidad de 14 km al inicio del perfil, después aumenta hasta 17.5 km en el centro de la cuenca Montague y hacia el este se mantiene entre 20 km y 22 km. La longitud del perfil es de 56 km. Identificamos la falla Cerro Prieto hacia el este del perfil.

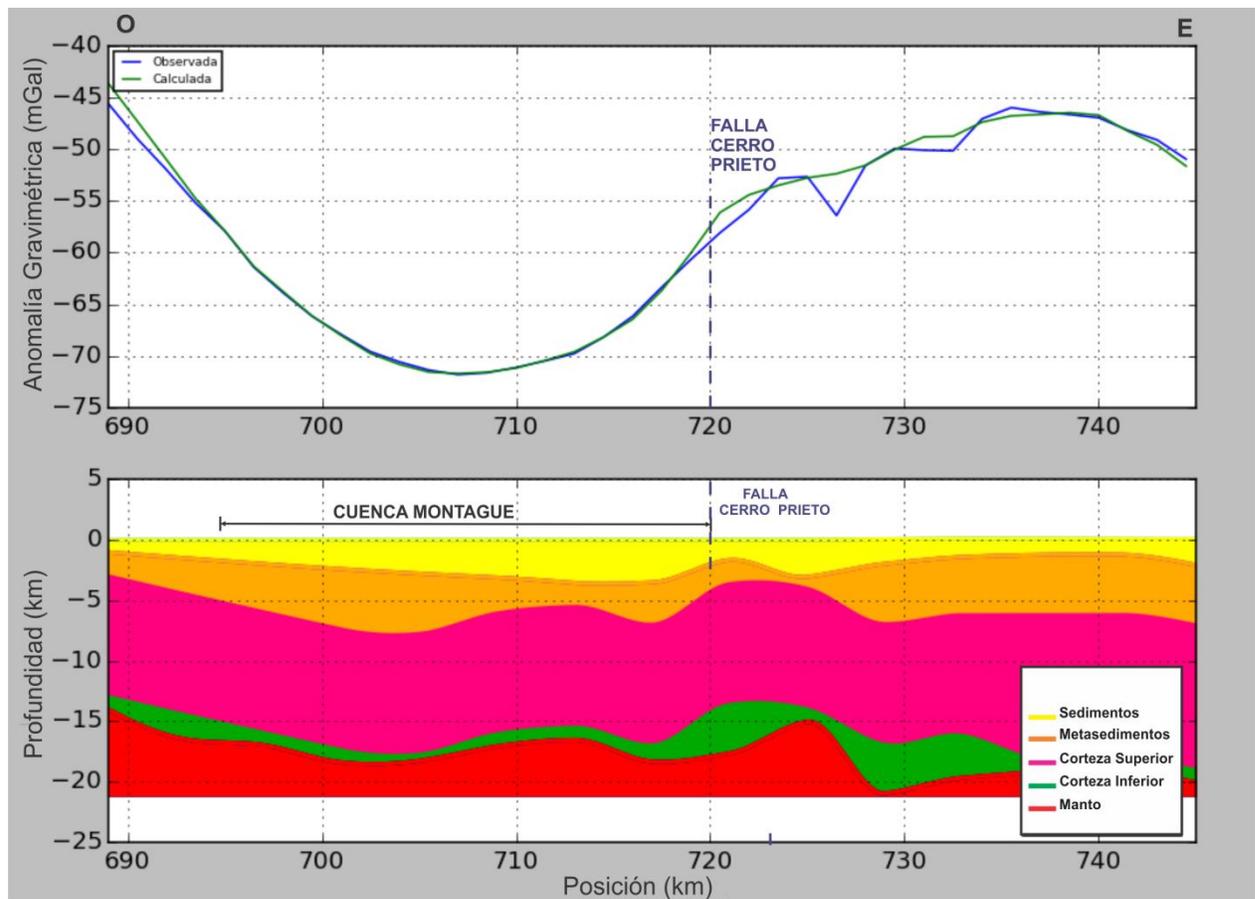


Figura B-9. Sección transversal del perfil 14 que empieza al oeste y termina al este. Se ubica de acuerdo a la Figura 33. La ventana superior es una comparación entre anomalía gravimétrica observada (curva azul) contra calculada (curva verde). En la ventana inferior se ve una sección (x , z) del modelo. Se observan algunos rasgos geológicos a lo largo del perfil: falla Cerro Prieto y la cuenca C4 o Montague.

B.10 Perfil 15

La longitud de este perfil es de 56 km (figura 33). En este perfil identificamos la cuenca C4 o Montague al igual que la falla Cerro Prieto al este del perfil. El espesor de los sedimentos dentro de la cuenca es entre 2 km y 4 km siendo más profundos hacia al este. Los metasedimentos tienen espesor mínimo de 2 km y al centro del perfil se incrementa a 8 km. En la parte este la Corteza Superior se desplaza hacia arriba compactando a los sedimentos y metasedimentos. Al final del perfil sólo se incrementa el espesor de los metasedimentos. La interface Corteza-Manto se encuentra entre 15 km y 18 km. Hacia el este baja a 20 km.

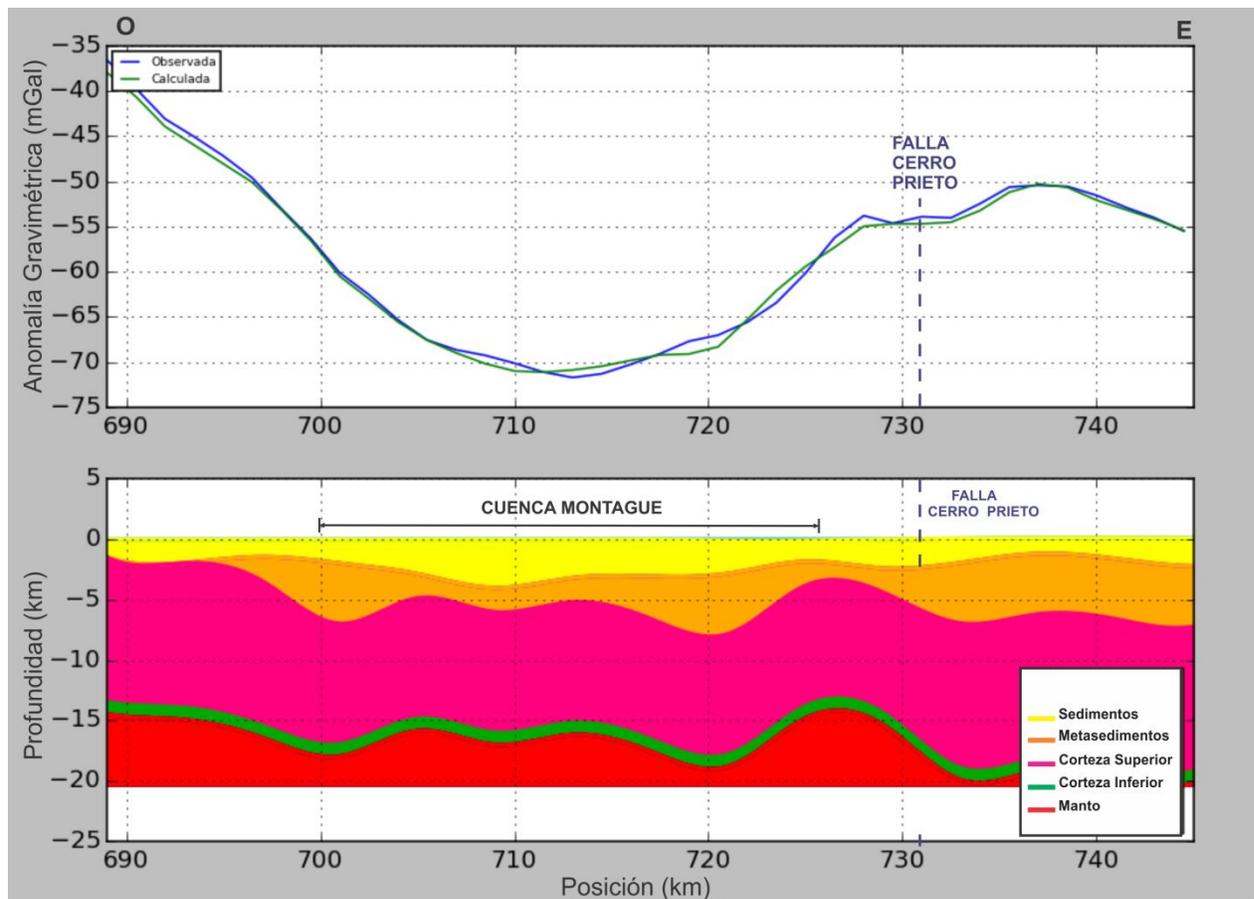


Figura B-10. Sección transversal del perfil 15 que empieza al oeste y termina al este. Se ubica de acuerdo a la Figura 33. La ventana superior es una comparación entre anomalía gravimétrica observada (curva azul) contra calculada (curva verde). En la ventana inferior se ve una sección (x , z) del modelo. Se observan algunos rasgos geológicos a lo largo del perfil: falla Cerro Prieto y la cuenca C4 o Montague.

B.11 Perfil 16

Este perfil tiene una longitud de 52 km. El extremo oeste del perfil se caracteriza por la influencia del efecto gravimétrico generado por la Sierra Las Pintas elevando la Corteza Superior casi hasta la superficie. El espesor de los sedimentos se incrementa hasta 4 km en dirección este. Aparecen rocas metasedimentarias con un espesor de 3 km a 5 km. En el centro del perfil se localiza la cuenca Montague, con una extensión horizontal de aproximadamente 20 km, una profundidad máxima para sedimentos de 4 km y de 3 km para metasedimentos cuya suma es de 7 km. Tenemos un adelgazamiento para dichas capas en la parte este del perfil, pero la Corteza Superior incrementa su espesor de 10 km a 13 km aproximadamente. En el extremo este, la interface Corteza-Manto incrementa su profundidad hasta los 23 km. Por último, sólo es posible identificar la falla Cerro Prieto.

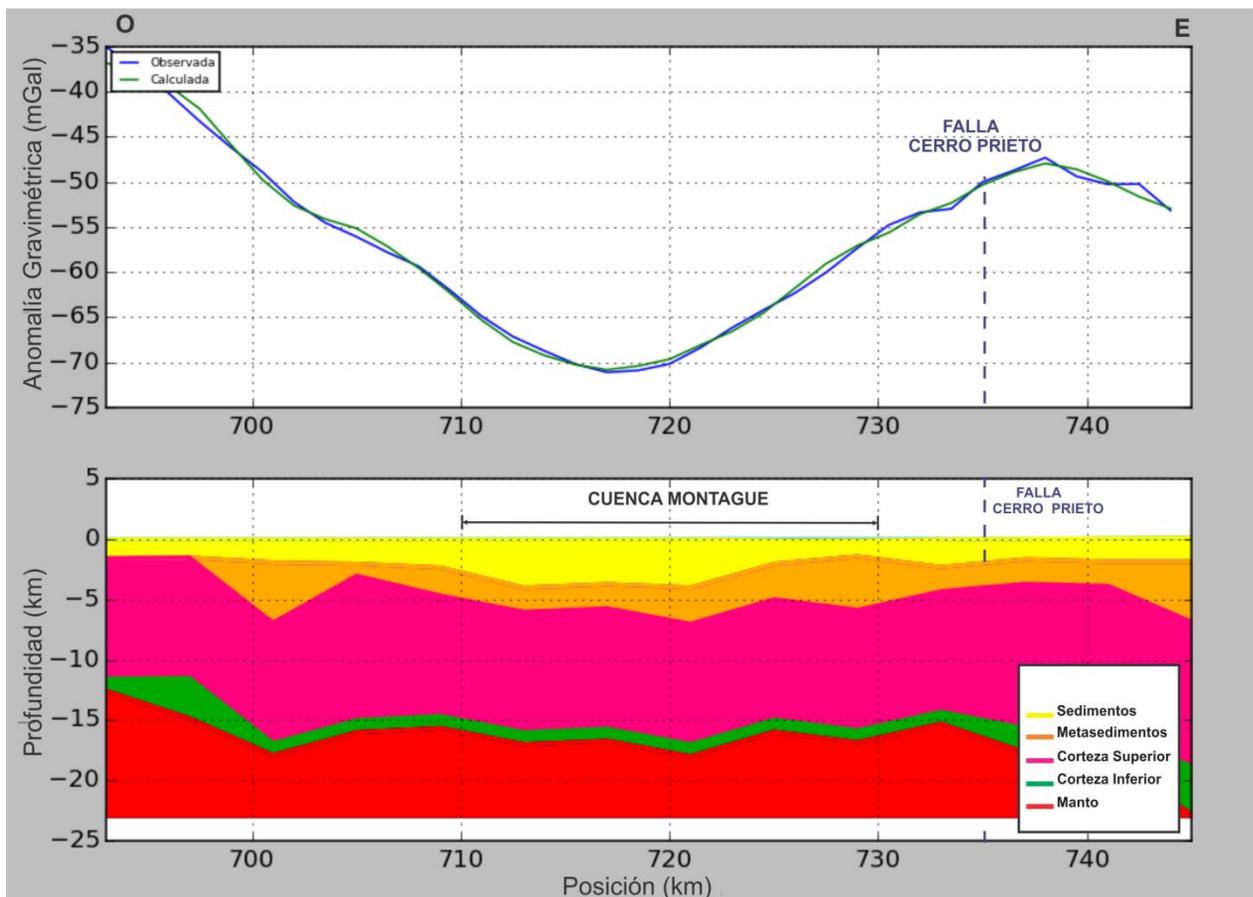


Figura B-11. Sección transversal del perfil 16 que empieza al oeste y termina al este. Se ubica de acuerdo a la Figura 33. La ventana superior es una comparación entre anomalía gravimétrica observada (curva azul) contra calculada (curva verde). En la ventana inferior se ve una sección (x, z) del modelo. Se observan algunos rasgos geológicos a lo largo del perfil: falla Cerro Prieto y la cuenca C4 o Montague.

B.12 Perfil 17

Al oeste del perfil, la Corteza Superior se encuentra a una profundidad de aproximadamente 2 km, esto es por influencia de la Sierra Las Pintas, después comienza a descender lo que genera un aumento en el espesor de los metasedimentos, el cual se mantiene constante (5 km) hasta la parte central del perfil donde se localiza la cuenca Montague. La extensión horizontal de la cuenca es de aproximadamente 20 km. El espesor máximo de los sedimentos al centro de la cuenca es de 2.5 km. Hacia el este existe adelgazamiento en la capa de Sedimentos y Metasedimentos así como un incremento de espesor en la Corteza Inferior haciendo la Corteza Superior más superficial, lo que concuerda con la respuesta gravimétrica del perfil. La interface Corteza-Manto está entre 15 km y 22 km siendo más profunda al centro de la cuenca Montague. En el extremo este del perfil se localiza la falla Cerro Prieto que delimita al este con una estructura donde la corteza es más superficial. Al final del perfil es posible identificar la parte inicial de la estructura.

En esta sección se observa una cuenca muy ancha que puede deberse a flexión de la corteza por la gran cantidad de sedimentos del Rio Colorado. Este peso hidrostático sobre la interface Corteza-Manto produce un desplazamiento hacia abajo hasta alcanzar el balance isostático.

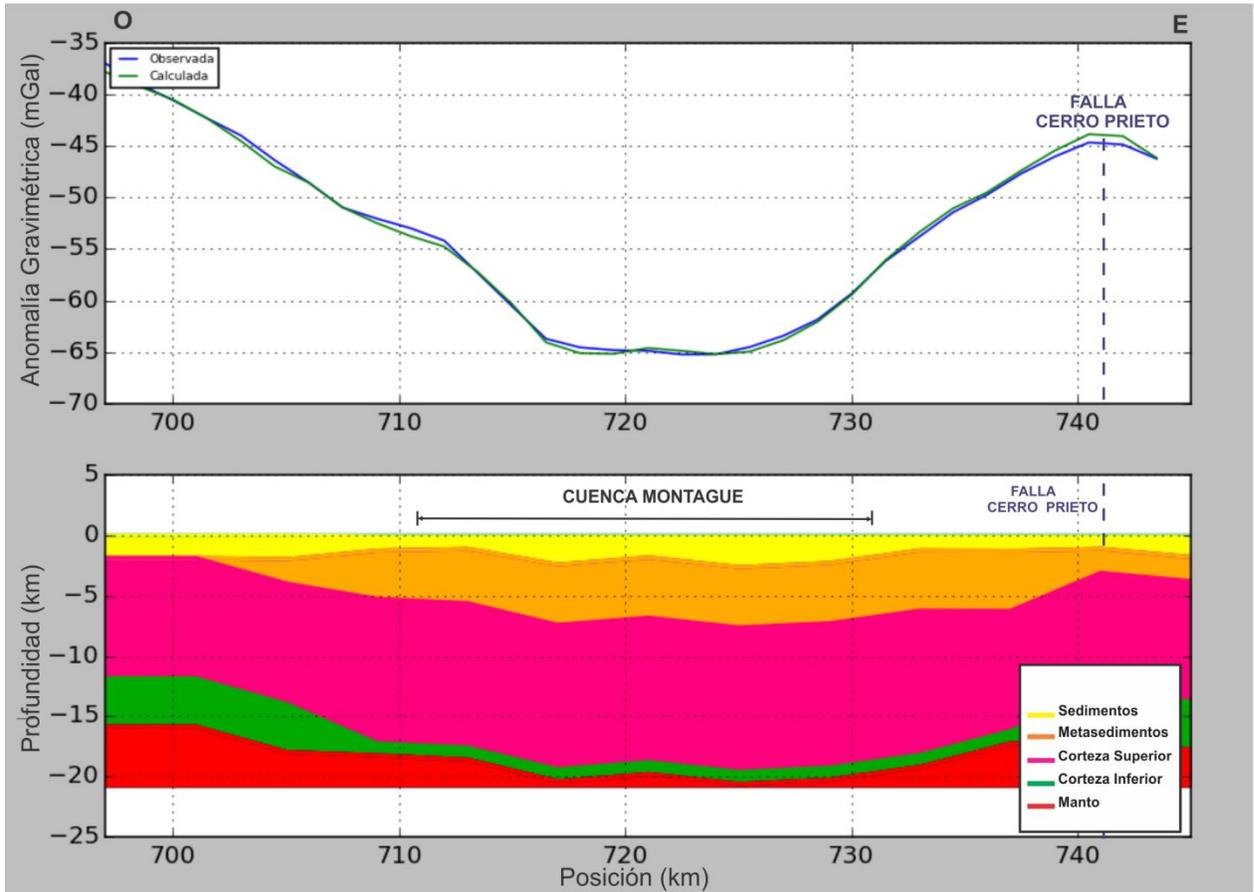


Figura B-12. Sección transversal del perfil 17 que empieza al oeste y termina al este. Se ubica de acuerdo a la Figura 33. La ventana superior es una comparación entre anomalía gravimétrica observada (curva azul) contra calculada (curva verde). En la ventana inferior se ve una sección (x , z) del modelo. Se observan algunos rasgos geológicos a lo largo del perfil: falla Cerro Prieto y la cuenca C4 o Montague.