

**Centro de Investigación Científica y de
Educación Superior de Ensenada**



**Isostasia y la Estructura Cortical en el Margen Continental
del Occidente del Golfo de México**

**TESIS
MAESTRIA EN CIENCIAS**

RICARDO BALDERAS TORAL

ENSENADA BAJA CFA, MEXICO FEBRERO DE 2006

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR
DE ENSENADA**



**PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS
EN CIENCIAS DE LA TIERRA
CON ORIENTACIÓN EN GEOFÍSICA APLICADA**

**ISOSTASIA Y LA ESTRUCTURA CORTICAL EN EL MARGEN CONTINENTAL DEL
OCCIDENTE DEL GOLFO DE MÉXICO**

TESIS

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
MAESTRO EN CIENCIAS

Presenta:

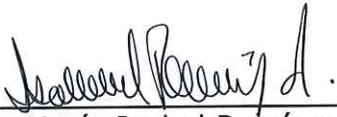
RICARDO BALDERAS TORAL

Ensenada, Baja California, México, Febrero del 2006.

TESIS DEFENDIDA POR
Ricardo Balderas Toral
Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITÉ



Dr. Juan García Abdeslem
Director del Comité



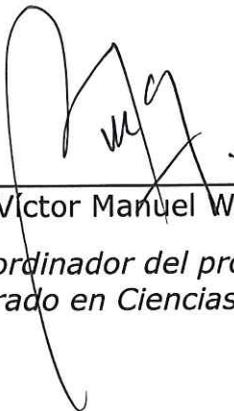
Dra. María Isabel Ramírez Aguilar
Miembro del Comité



M. C. Francisco Suárez Vidal
Miembro del Comité



Dr. Juan Contreras Pérez
Miembro del Comité



Dr. Víctor Manuel Wong Ortega
*Coordinador del programa de
posgrado en Ciencias de la Tierra*



Dr. Raúl Ramón Castro Escamilla
Director de Estudios de Posgrado

17 de Febrero de 2006

Resumen de la Tesis que presenta **Ricardo Balderas Toral** como requisito parcial para obtener el grado de **Maestro en Ciencias** en Ciencias de la Tierra con orientación en **Geofísica Aplicada**. Ensenada, Baja California, México. Febrero de 2006.

Isostasia y la estructura cortical en el margen continental del occidente del Golfo de México

Resumen aprobado por:



Dr. Juan García Abdeslem
Director de Tesis

RESUMEN

Mediante la modelación de datos gravimétricos y aeromagnéticos, se construyó un modelo 2D de la estructura de la litósfera en un perfil de 1320 km de longitud, que abarca desde la porción oriental de la Sierra Madre Occidental hasta la región de la planicie abisal del Golfo de México. Entre los rasgos más sobresalientes del modelo destacan: (a) la transición de una corteza continental, con espesor de ~42 km, hacia una corteza de carácter oceánico con espesor del orden de ~19 km, (b) el Arco de Tamaulipas, una estructura geológica de ~600 km de longitud por ~50 km de ancho, que se extiende hacia el $N30^{\circ}W$ en la planicie costera del Golfo de México, la cual es interpretada como un cuerpo de composición máfica/ultramáfica, y (c) una transición hacia el oriente del Arco de Tamaulipas, la cual se interpreta como un rasgo relacionado con la Falla Tamaulipas Chiapas, una estructura lateral derecha activa durante el Jurásico, y relacionada con la migración al Sur del Bloque Yucatán.

Dada su relevancia geológica, se interpretaron las anomalías aeromagnéticas de la región del Arco de Tamaulipas utilizando un modelo 3D. En la región del Arco de Tamaulipas se infiere la presencia de una estructura angosta y alargada que yace bajo la planicie costera del Golfo de México, alcanzando localmente espesores de hasta 17 km. En esta tesis se sugiere que, dado el carácter y extensión de la anomalía, se trata de una extensión al sur de las anomalías conocidas como “East Coast – Gulf Coast” las cuales bordean la costa oriental de Norte América, y algunas interpretaciones las relacionan con la “Megasutura Alleghenian” del Paleozoico, originada durante la colisión de los continentes Gondwana y Laurasia.

Similarmente, mediante modelación 3D se interpretó una serie de anomalías magnéticas, localizadas entre Zacatecas y Durango, que se alinean en dirección E-W y

coinciden con la Falla Torreón Monterrey. El resultado de la modelación sugiere que las anomalías magnéticas son causadas por una serie de estructuras geológicas, de composición máfica, cuyo espesor se incrementa hacia el oriente, las cuales posiblemente estén relacionadas con el ascenso de magmas del Arco Cordillerano en su migración hacia el oriente, en una corteza debilitada por un complejo sistema de fallas.

Palabras clave: litósfera, isostasia, modelado gravimétrico y magnético 2D, inversión y modelado 3D, Arco de Tamaulipas, Alineamiento E-W Torreón-Monterrey.

ABSTRACT

A 2D model of the lithosphere was made by modeling gravity and aeromagnetic data, in a 1320 km-long profile that extends from the eastern portion of the Sierra Madre Occidental up to the abyssal plain of the Gulf of México. The most distinctive features of the model are: (a) The transition from a ~42 km-thick continental crust into a ~19 km-thick oceanic crust, (b) The Tamaulipas Arc, a geologic structure of about ~50 km-width along the profile, which extends for about ~600 km in the $N30^{\circ}W$ in the coastal plain of the Gulf of México, and (c) a transition zone located to the west of the Tamaulipas Arc, which is interpreted as a feature related with the Tamaulipas-Chiapas fault, a right lateral structure, related with the southward migration of the Yucatan Block, that was active during Jurassic time.

Because of its geological relevance, the aeromagnetic anomalies in the region of the Tamaulipas Arc were modeled using a single 3D structure. This interpretation suggests that the source of the magnetic anomalies is a very irregular, narrow, and long body that reaches up to 17 km-thick. It is suggested in this thesis that, given the character and extension of the magnetic anomaly, that it is the southern continuation of the “East Coast – Gulf Coast” magnetic anomalies, which surround the eastern coast of North America, which some interpretations relate them with the Paleozoic Alleghenian suture, originated during the collision of the continents Gondwana and Laurasia.

Similarly, by 3D modeling were interpreted a series of magnetic anomalies located between Zacatecas and Durango, which roughly get aligned with trace of the Torreón-Monterrey fault. The results of the modeling suggests that this magnetic anomalies are caused by several bodies of mafic composition, where its thickness increases towards the east, and they are possible related with the emplacement of magmas from the Cordilleran Arc in its towards the east migration, in a crust weakened by a complex fault system.

Key words: lithosphere, isostasy, 2D modeling gravimetric and magnetic, inversion and modeling 3D, Arc of Tamaulipas, Alignment E-W Torreón-Monterrey.

DEDICATORIA

Este trabajo no es más que el reflejo de las ganas de seguir adelante pero no hubiera sido posible sin los impulsos de aquellas personas que me dieron su amor, su bendición y su confianza, es por ello que dedico este logro a...

Mi mamá

Josefina Toral Solís

“Si tu estas bien entonces yo estoy bien”

Mi esposa

Faviola García Tirado

“Lejos o cerca siempre estas en mis pensamientos”

Mi papá y hermano

*Manuel Balderas Rodríguez
José Manuel Balderas Toral*

“Por que estamos contigo aún cuando ya no nos veas”

Su amor, su confianza y su recuerdo son mi fuerza para seguir adelante.

AGRADECIMIENTOS

“La meta se cumplió y por ello quiero dar las gracias...”

A mi mamá *Josefina Toral Solis*, por ser mi maestra, consejera, guía y sobre todo mi mejor amiga por que sin tu apoyo, tu fe y tus ganas de vivir no lo hubiera logrado, pues juntos cumplimos un sueño muy especial.

A mi esposa *Faviola García Tirado*, por el amor y la confianza otorgados pero sobre todo por la paciencia de aguantar largos periodos de ausencia y enseñarme que la valentía forma parte de mi vida al saber que cuento contigo.

A mi amigo, profesor y director de tesis *Dr. Juan García Abdeslem*, por ese apoyo incondicional en la realización de este trabajo, su confianza, consejos y sobre todo su amistad fueron esenciales para lograrlo.

A mis profesores y amigos el *M. C. Francisco Suárez Vidal*, *Dr. Juan Contreras Pérez* y la *Dra. María Isabel Ramírez Aguilar*, por el compromiso adquirido en el desarrollo de este trabajo, su orientación, sugerencias y disposición fueron importantes para alcanzar los objetivos.

A mis tíos *Hermelinda Toral Solis* y *Carlos Reyes Benavides* así como a mis primos *Carlos Adrián* y *Luis Alberto*, su cariño, su apoyo y su confianza en mí fueron especiales para llegar hasta aquí.

A mi tío y segundo padre *Ezequiel Toral Solis*, no tengo palabras que llenen todo lo que eres tú, eres lo máximo, tú fe y ayuda incondicional las guardo conmigo.

A mis tíos *Ignacia Toral Solis* y *Tirso Duran Landa* así como a mis primazas adoradas *Noemí*, *Sofía* y *Citlalli*, su ayuda y su apoyo no tengo como pagarlo, con lo mejor del corazón para ustedes.

A *José Abraham Romero Vázquez*, un amigo muy especial casi un ángel, tu apoyo, tu ayuda y tus porras me sirvieron mucho para llegar al final.

A mis padrinos *Guadalupe Cazarín* y *Carlos Gómez*, mi cariño y mi respeto por ayudarme en todo momento.

A *Humberto Benítez, Guadalupe Zepeda, Martha Barrera, Concepción González, Alejandro Díaz, Jaime Calderón y Javier Mojarro*, su amistad y su apoyo los llevare conmigo siempre.

A *Dolores Sarracino, Citlalli Romero, Ivon Best e Ivon Pedrin* por su gran ayuda en los tramites administrativos.

Al CONACYT por la beca otorgada para poder realizar mis estudios de postgrado.

Al Postgrado en Ciencias de la Tierra del CICESE

A todos mis amigos que me apoyaron y me ayudaron no solo en esas noches de desvelos ni a hacer mi estancia en Ensenada más agradable sino por que estuvieron conmigo en esos momentos difíciles donde parece que el mundo se nos va de las manos y unas lagrimas empañan el camino a seguir, su amistad, su confianza y las ganas de seguir adelante es lo que se va conmigo: *Daniel Amaya, Miguel Camarena, Aimee Orcí, Diana Mendoza, Mónica Zegarra, Rosy Berumen, Selene Solorza, Gerardo Camacho, Polo Najera, Pedro Martínez, Abel Aco, Almendra Villela, Selene Lino, Matías Obrekski, Armando Moya, Claudia Herrera, Alfredo Mendoza.*

A los que salieron y nunca se fueron: *Minerva López, Isaac Antuna, Alejandro Kurczyn, Martín Pacheco, Armando Bejarano, Sebastián Osuna, Nabor Robles, Idalmis Fernández, Yanina Narváez, Olga Sarychikhina, Rubén Campos, Bertha Serrato, Carlos Gómez, Cristian Rodrigo, Juan Flores, Raquel Negrete, Ronald Spelz, Adriana Arroyo, Ricardo Carpio, Doris Jorquera.*

A los que llegaron y se quedaron: *Violeta Lujan, Cristina Condori, Víctor Márquez, Neptalí Requena, Juliana Estrada, Tomás Peña, Gina Villalobos, Cesar Aguilar, Paula García, Carlos Pérez, Miriam Abad, Tenamaxtle Saucedo, Emilia Fregoso, Yliana Mirón, Felipe Escalona, Adriana Miranda, Uriel Pamplona, Ramiro Tapia.*

A los de fuera: *Javier Martines, Russel Antonio, Alecs Guerrero.*

Por eso y mucho más ¡¡ **Mil Gracias!!**

CONTENIDO

	Página
I. INTRODUCCIÓN	1
II. PROVINCIAS GEOLOGICAS Y ESTRUCTURAS REGIONALES	3
II.1. Provincias Geológicas	3
II.2. Marco tectónico	14
III. DATOS UTILIZADOS	20
III.1. Datos Topográficos y Batimétricos	20
III.2. Datos Gravimétricos	22
III.2.1. Anomalía de Aire Libre para el NE de México	23
III.2.2. Anomalía de Aire Libre para el Golfo de México	25
III.3. Datos aeromagnéticos	27
III.3.1. Anomalía magnética para el NE de México	28
IV. MODELO DE COMPENSACION ISOSTATICA REGIONAL	29
IV.1. El concepto de isostasia	29
IV.1.1. Antecedentes de isostasia	29
IV.1.2. Modelos de compensación isostática	33
IV.2. Profundidad a la interfase corteza-manto en el área de estudio	38
V. MODELADO 2D DE DATOS GRAVIMÉTRICOS Y MAGNETOMÉ- TRICOS	43
V.1. Modelado 2D del NE de México y el Golfo de México	43

CONTENIDO (Continuación)

	Página
VI. INTERPRETACIÓN DE ANOMALÍAS MAGNÉTICAS	54
VI.1. Análisis de datos magnéticos	54
VI.1.1. La Señal Analítica	55
VI.1.2. Deconvolución de Euler	57
VI.1.3. La derivación de AN-EUL	58
VI.2. Modelado magnético 3D usando un estrato uniformemente magnetizado	64
VI.2.1. Desarrollo teórico	64
VI.2.2. El problema inverso	67
VI.2.3. Derivadas parciales	68
VI.3. Inversión de datos magnéticos para el Arco de Tamaulipas	69
VI.4. Inversión de datos magnéticos para el alineamiento E-W en el oriente de Durango y norte de Zacatecas	73
VII. DISCUSION DE RESULTADOS Y CONCLUSIONES	80
LITERATURA CITADA	84

LISTA DE FIGURAS

Figura		Página
1	Imagen del relieve del NE de México y la batimetría en el Golfo de México.	4
2	Diagrama con las principales provincias geológicas de la zona de estudio. Modificado de Schlumberger (1984).	10
3	Principales elementos tectónicos de la región: 1) Falla La Babia; 2) Falla San Marcos; 3) Megashear Mojave-Sonora; 4) Megashear Walper; 5) Lineamiento Torreón-Monterrey; 6) Trans-Pecos, Texas; 7) Sierra Madre Occidental; 8) Bloque de Coahuila; 9) Alineamiento magnético E-W; 10) Arco Picachos; 11) Sierra de San Carlos; 12) Sierra de Tamaulipas; 13) Arco de Tamaulipas; 14) Sierra Madre Oriental; CDP) Cuenca de Parras; CLP) Cuenca La Popa; CB) Cuenca de Burgos; CTM) Cuenca Tampico-Misantla. Mapa modificado de Aranda-Gómez (2005).	11
4	Geomorfología del Golfo de México: Cordillera de Ordóñez (CO-ORÑ), Delta del Río Grande (DRG), Napa Sisgbee (NS), Banco de Campeche (BCM), Domos Salinos de Campeche (DSC).	13
5	Modelo tectónico que muestra la evolución de las provincias del W del Pacífico y del E del Golfo de México. Este esquema cruza de oeste a este aproximadamente (de izquierda a derecha), cruzando el NE de México. Modificado de Goldhammer (1999).	19
6	Imagen 3D de la topografía y la batimetría de la zona de estudio	21
7	Imagen 3D de la anomalía de aire libre de la zona de estudio	23
8	Mapa de anomalías de gravedad de aire libre para el NE de México: Sierra Madre Oriental (SMO), Cuenca Tampico-Misantla (CTM), Cuenca de Magiscatzin (CM), Cuenca de Burgos (CB), Arco de Picachos (ArP), Sierra de San Carlos (SSC), Sierra de Tamaulipas (ST), Cuenca de Parras (CP), Cuenca La Popa (CLP), Bloque de Coahuila (BC)	24

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		Página
9	Mapa de anomalías de gravedad de aire libre para el Golfo de México: Delta del Río Grande (DRG), Cañón Keathley (CK), Paralelo de Yucatán (PY), Golden Lane Tamaulipas-Chiapas (GLTC), Domos Salinos de Campeche (DSC), Banco de Campeche (BCM), Escarpe de Campeche (EC)	26
10	Imagen 3D de las anomalías magnéticas de la zona de estudio	27
11	Mapa de anomalía magnética del NE de México. Las principales anomalías magnéticas de la región son: Arco de Tamaulipas, Bloque de Coahuila (BC), Alineamiento E-W Torreón-Monterrey.	28
12	Efecto gravitacional de los Himalayas. La raíz de estas desvió la plomada de su vertical tres veces al valor observado, Pratt (1855).	30
13	Teoría de Airy en la que compara la corteza flotando sobre un fluido de mayor densidad de la misma manera que un bloque de madera flota sobre el agua	31
14	Esquema que explica la isostasia regional cuando la corteza se deforma por la carga topográfica de las montañas y la respuesta que produce al desaparecer estas a causa de la erosión	32
15	Esquema de la compensación isostática de acuerdo a la Teoría de Airy que muestra la raíz en las regiones montañosas y la anti-raíz en regiones oceánicas.	34
16	Esquema de la compensación isostática de acuerdo a la Teoría de Pratt, donde la densidad de cada bloque es inversamente proporcional a su elevación en regiones montañosas y en regiones oceánicas.	34
17	Esquema de compensación isostática regional	35
18	a) Mapa isostático que muestra la interfase corteza-manto del NE de México y el Golfo de México con una rigidez flexural nula $D = 0$ (Modelo Airy-Heiskanen), b) Interfase corteza-manto vista con la topografía de la zona de estudio.	40

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		Página
19	a) Mapa isostático que muestra la interfase corteza-manto del NE de México y el Golfo de México con una rigidez flexural de $D = 1 \times 10^{22}$ Nm (Modelo Regional Isostático), b) Interfase corteza-manto vista con la topografía de la zona de estudio.	41
20	Mapa 3D de la interfase corteza-manto considerando un espesor de corteza de 33 km, al nivel del mar, con un espesor elástico efectivo de 20 km.	42
21	a) Mapa UTM topográfico-batimétrico que muestra la ubicación del perfil SW-NE que parte del antepaís cruzando la Sierra Madre Oriental y el Arco de Tamaulipas introduciéndose en el Golfo de México; b) Perfil topográfico que muestra en círculos negros las elevaciones de la Sierra Madre Oriental y el Arco de Tamaulipas.	46
22	a) Mapa de la interfase corteza-manto en coordenadas UTM que muestra la ubicación del perfil SW-NE; b) Perfil de la interfase corteza-manto que muestra como la corteza continental cambia a una oceánica.	47
23	a) Mapa de gravedad (Aire Libre) en coordenadas UTM que muestra la ubicación del perfil SW-NE; b) Perfil de gravedad que muestra en círculos negros las principales anomalías de la zona de estudio referidas a la Sierra Madre Oriental y al Arco de Tamaulipas.	48
24	Mapa magnético en coordenadas UTM que muestra la ubicación del perfil SW-NE; b) Perfil magnético que muestra la principal anomalía correspondiente al Arco de Tamaulipas.	49
25	Perfil 2D del NE de México y el Golfo de México: a) Perfil magnético, b) Perfil Gravimétrico, c) Inferencia de las capas de la corteza, los números indican el valor de la densidad y los números entre paréntesis el valor de magnetización en A/m.	50
26	Ampliación del Perfil 2D del NE de México correspondiente a la parte continental: a) Perfil magnético, b) Perfil Gravimétrico, c) Inferencia de las capas de la corteza, los números indican el valor de la densidad y los números entre paréntesis el valor de magnetización en A/m.	51

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		Página
27	Ampliación del Perfil 2D del NE de México correspondiente a la parte transicional: a) Perfil magnético, b) Perfil Gravimétrico, c) Inferencia de las capas de la corteza, los números indican el valor de la densidad y los números entre paréntesis el valor de magnetización.	52
28	Ampliación del Perfil 2D del NE de México correspondiente a la corteza oceánica: a) Perfil Gravimétrico, b) Inferencia de las capas de la corteza, los números indican el valor de la densidad y los números entre paréntesis el valor de magnetización.	53
29	Mapa del NE de México que muestra el Arco Alcalino, los diamantes ubican los puntos calculados usando el método AN-EUL para determinar las profundidades y la geometría de las anomalías magnéticas, los valores pueden verse en la Tabla I.	62
30	Mapa del alineamiento E-W al oriente de Durango y N de Zacatecas, los diamantes ubican los puntos calculados usando el método AN-EUL para determinar las profundidades y la geometría de las anomalías magnéticas, los valores pueden verse en la Tabla II.	63
31	Mapa magnético UTM que muestra el Arco de Tamaulipas, el rectángulo encierra el área de inversión la cual fue rotada 30° para un mejor cálculo y optimización de los resultados.	70
32	Mapas que muestran: a) La ubicación de las funciones básicas; b) Techo del estrato; c) Base del estrato.	71
33	Mapas que muestran: a) Anomalías magnética calculada (línea roja) y observada (línea blanca); b) Espesores del cuerpo.	72
34	Mapa que muestra la ubicación de las anomalías magnéticas en el oriente de Durango y N de Zacatecas: (SJR) San José de los Reyes, (CP) Cerro Prieto, (PT) Pico de Teyra, (CO) Concepción del Oro, (4E) Cuatro Estados o Cerro pedregoso.	73
35	Mapas que muestran los resultados de la anomalía SJR: a) Datos calculados (línea roja) y observados (línea blanca), b) Techo, c) Intermedia d) Base, e) Espesor.	75

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		Página
36	Mapas que muestran los resultados de la anomalía CP: a) Datos calculados (línea roja) y observados (línea blanca), b) Techo, c) Intermedia d) Base, e) Espesor.	76
37	Mapas que muestran los resultados de la anomalía PT: a) Datos calculados (línea roja) y observados (línea blanca), b) Techo, c) Intermedia d) Base, e) Espesor.	77
38	Mapas que muestran los resultados de la anomalía CO: a) Datos calculados (línea roja) y observados (línea blanca), b) Techo, c) Intermedia d) Base, e) Espesor.	78
39	Mapas que muestran los resultados de la anomalía 4E: a) Datos calculados (línea roja) y observados (línea blanca), b) Techo, c) Intermedia d) Base, e) Espesor.	79

LISTA DE TABLAS

Tabla		Página
I	Resultados de AN-EUL para determinar las profundidades y la geometría de las fuentes magnéticas para el Arco Alcalino del NE de México. *[$\eta = 0$ (contacto), $\eta = 1$ (dique), $\eta = 2$ (cilindro horizontal o vertical), $\eta = 3$ (esfera)]	61
II	Resultados de AN-EUL para determinar las profundidades y la geometría de las fuentes magnéticas para el semi-alineamiento E-W al oriente de Durango y N de Zacatecas. *[$\eta = 0$ (contacto), $\eta = 1$ (dique), $\eta = 2$ (cilindro horizontal o vertical), $\eta = 3$ (esfera)].	63
III	Área de integración de las anomalías magnéticas en el semi-alineamiento E-W, valores de Z_t y Z_b así como el número total de funciones básicas para cada región	73
IV	Valores máximos y mínimos del techo y la base de los cuerpos inferidos, junto con los espesores máximos de cada una de ellos	74

ISOSTASIA Y LA ESTRUCTURA CORTICAL EN EL MARGEN CONTINENTAL DEL OCCIDENTE DEL GOLFO DE MÉXICO

I. INTRODUCCIÓN

Actualmente gran parte de la exploración geológica y geofísica orientada a la búsqueda de hidrocarburos, se realiza en la margen continental del Golfo de México, en donde los objetivos de la exploración se encuentran a profundidades relativamente someras, del orden de ~5 km, en rocas sedimentarias cuya edad varía del Mesozoico al Cenozoico. Sin embargo, dado que algunos aspectos de la evolución geológica de esta región siguen siendo controversiales, la motivación principal de este trabajo es la de contribuir al conocimiento de la estructura profunda de esta parte de México, mediante el análisis e interpretación de los datos geofísicos disponibles: Gravimetría, magnetometría, topografía y batimetría.

La zona de estudio se localiza en el NE de México y en el Golfo de México, donde dada la cobertura espacial de los datos disponibles se plantearon dos objetivos. El primer objetivo es el de construir un modelo bidimensional (2D) de la estructura de la Litósfera, que acotado por la topografía y batimetría, explique de manera razonable los datos de gravimetría y magnetometría, tomando en cuenta la cartografía geológica del INEGI a la escala de 1:1,000,000. El segundo objetivo, planteado al terminar el modelo 2D, consistió en realizar una interpretación 3D de las anomalías magnéticas observadas en la Planicie costera del Golfo de México, las cuales se correlacionan con el Arco de Tamaulipas, y en

una región localizada entre Durango, Zacatecas y Tamaulipas, correlacionada con la Falla Torreón Monterrey.

El contenido de esta tesis se describe a continuación. En el capítulo II se describe las provincias geológicas del NE de México, y se presenta un mapa de las estructuras de carácter regional que han sido cartografiadas, o supuestas para explicar la evolución geológica del NE de México (v. g. La Mega cizalla Mojave-Sonora). En el capítulo III se muestra y describe los diversos tipos de datos empleados en este trabajo, incluyendo la batimetría, topografía, anomalías de gravedad al aire libre y los datos aeromagnéticos. En el capítulo IV se describen los aspectos básicos de la isostasia, así como los mecanismos de compensación isostática de tipo local y de tipo regional. En este capítulo se presentan los resultados alcanzados en la determinación de la profundidad a la interfase corteza-manto, mediante el modelo de compensación regional. En el capítulo V se describe los resultados alcanzados en la modelación 2D de las anomalías de gravedad al aire libre y de las anomalías aeromagnéticas de campo total, incluyendo el modelo 2D de la estructura de la Litósfera, y el posible significado geológico de sus rasgos más prominentes. En el capítulo VI se describe los métodos empleados en el análisis de las anomalías magnéticas de campo total de la región del Arco de Tamaulipas y de la región del alineamiento Torreón-Monterrey. Los métodos empleados en esta sección son dos: (1) El método AN-EUL, el cual incorpora en una simple metodología, la combinación del método de la señal analítica y la deconvolución de Euler, y (2) la modelación 3D de anomalías magnéticas mediante un estrato de espesor variable y magnetización uniforme. En el capítulo VII se discute los resultados obtenidos y se presentan las conclusiones alcanzadas de este trabajo.

II. PROVINCIAS GEOLOGICAS Y ESTRUCTURAS REGIONALES

La zona de estudio se localiza en el NE de México y el Golfo de México comprende los estados de Tamaulipas, Nuevo León, Zacatecas, San Luis Potosí, Sur de Coahuila, Este de Durango y Norte de Veracruz, así como la parte Occidental del Golfo de México (Fig.1).

En este capítulo se presenta una breve descripción de las provincias geológicas que la comprenden y un resumen de la tectónica regional que describe los diferentes eventos y estructuras tectónicas que se desarrollaron a través del tiempo en esta parte de México.

II.1 Provincias geológicas

Las principales provincias geológicas que conforman a esta región se pueden ver en la Figura 2 y son: la Sierra Madre Oriental (SMO), el Arco de Tamaulipas (AT), la Cuenca de Burgos (CB), la Cuenca Tampico-Misantla (CTM), el Bloque o Isla de Coahuila (BC), la Cuenca de Parras (CP), y la Cuenca del Golfo de México (GM).

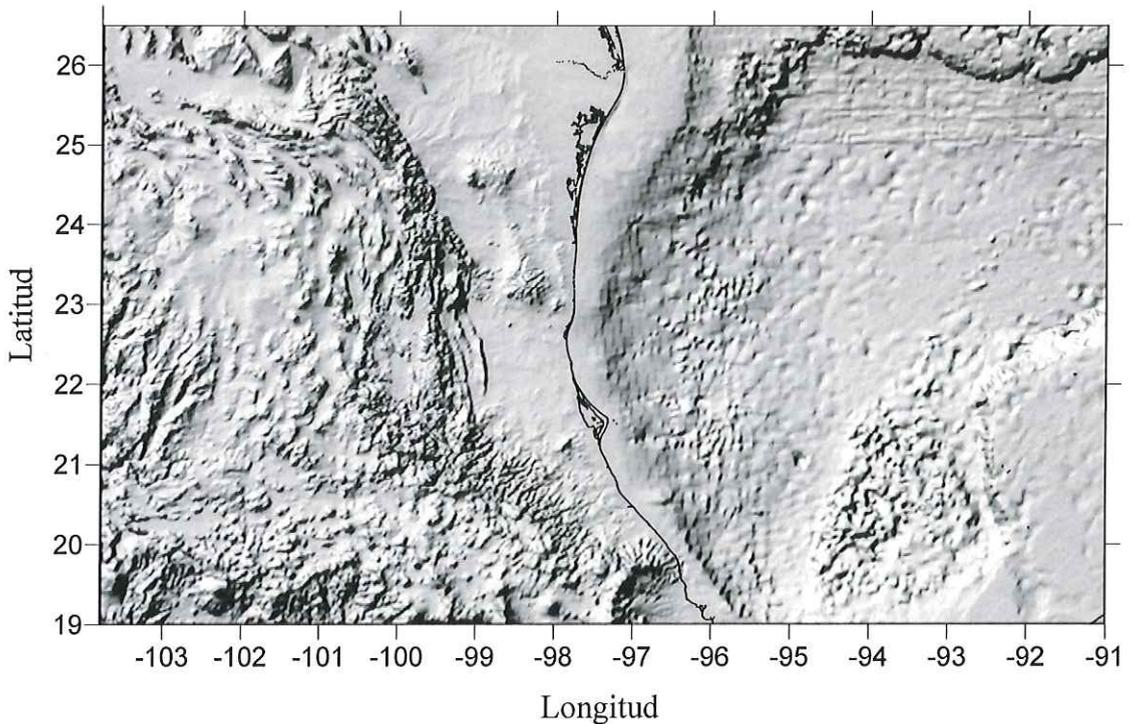


Figura 1. Imagen del relieve del NE de México y la batimetría en el Golfo de México.

Sierra Madre Oriental (SMO)

La SMO es un macizo montañoso rugoso, angosto y alargado situado en el oriente de la República Mexicana que se extiende por más de 800 km de longitud y con una anchura que varía entre los 80 y 100 km, con cumbres que sobrepasan los 2500 m sobre el nivel del mar (Fig. 2). Su elevación disminuye hacia el occidente formando un extenso altiplano situado al centro del país. El extremo sur de la SMO coincide con el límite norte del Eje Volcánico Transmexicano. Se proyecta en forma continua en dirección NW (21° N- 99° W) internándose en la parte central de Coahuila y Chihuahua hasta la frontera norte de México (INEGI, 1984; Padilla y Sánchez, 1985; Eguiluz *et al.*, 2000). La SMO es el resultado de la

deformación de rocas sedimentarias mesozoicas que descansan sobre un basamento heterogéneo de rocas metamórficas Precámbricas y Paleozoicas. Estas rocas sedimentarias fueron plegadas y cizalladas durante la Orogenia Laramide. Uno de los rasgos más significativos lo constituye la flexión que sufre a la altura de Monterrey, Nuevo León, a partir de la cual toma una orientación E-W en dirección hacia Torreón, Coahuila (Morán-Zenteno, 1994; Goldhammer, 1999; Eguiluz *et al.*, 2000).

Cuenca de Burgos (CB)

La cuenca de Burgos se localiza en la Planicie Costera de la Plataforma Continental del Golfo de México, en el NE de México (Fig. 2). Sus límites lo integran, al N el Río Bravo, al W la Paleo-Península de Tamaulipas y el Arco de Tamaulipas, al S la cuenca Tampico-Misantla y al E el Golfo de México (INEGI, 1984; Schlumberger, 1984). Geológicamente esta cuenca es la porción meridional de un rasgo paleogeográfico cenozoico conocido como Río Grande Embayment (Ortiz-Ubilla y Tolson, 2004).

Esta región es producto de dos sucesos mayores que ocurren durante la orogenia Laramide, uno es la potente acumulación de sedimentos relacionados con el desarrollo de sistemas deltáicos que llegan a acumular un espesor de hasta 10 000 m; y el otro, es la manifestación de una deformación extensiva definida primordialmente por fallas normales (Ortiz-Ubilla y Tolson, 2004). El basamento en la CB lo conforman rocas metamórficas e ígneas intrusivas cuya distribución y relaciones geológicas no son bien entendidas. Estas se profundizan paulatinamente hacia el oriente alcanzando un sepultamiento máximo en el centro de la cuenca. El afloramiento de rocas cenozoicas dentro de la cuenca define una serie de fajas paralelas orientadas en dirección NNW-SSE que disminuyen en edad de

occidente a oriente (Madrigal-Ugalde, 1980; Schlumberger, 1984; Eguiluz *et al.*, 2000; Ortiz-Ubilla y Tolson, 2004).

Estructuralmente la CB está afectada por numerosas fallas normales las cuales son de carácter post-deposicional así como de crecimiento. Conforman una serie de bloques subparalelos de orientación general N-S en donde el bloque techo, generalmente al oriente, cae en dirección al centro de la cuenca. Al igual que la distribución superficial de los depósitos sedimentarios cenozoicos, las fallas son más jóvenes hacia el oriente, indicando una estrecha relación espacial y temporal de la actividad tectónica y sedimentaria en el desarrollo del área (Ortiz-Ubilla y Tolson, 2004).

Cuenca Tampico-Misantla (CTM)

La cuenca Tampico-Misantla es la provincia más antigua del NE de México y la que mayormente ha sufrido los diferentes procesos geológicos. Por ejemplo, en el margen de la cuenca el basamento esta compuesto de rocas ígneas del Cámbrico y Ordovícico mientras que en los anticlinorios de la SMO se han observado rocas del Precámbrico y sedimentos del Paleozoico Medio y Tardío afectado por fallamiento inverso e intrusivos ígneos resultado de las orogenias Marathón Ouachita y Apaliacheana (López-Ramos; 1972; INEGI, 1984; Schlumberger, 1984).

La CTM tiene la forma de un arco semielíptico, abierto hacia el Golfo de México y está delimitada al N por el Arco de Tamaulipas y el Homoclinal de San José de las Rusias, al W por la SMO y al S por el bloque tectónico de Teziutlan (Fig. 2).

La CTM registra las grandes transgresiones marinas del Jurásico Superior y el Cretácico así como los grandes cambios en los ambientes de depósito debido a los

levantamientos del Terciario (López-Ramos, 1972, Aguilera, 1972; Schlumberger, 1984). Con la orogenia Laramide se inicia la edificación de la SMO afectando la margen occidental de la cuenca formando una depresión de considerable magnitud denominada antefosa de Chicontepec; en la cual, se depositó un gran volumen de sedimentos arcilloso-arenosos con espesores que sobrepasan los 4000 m de espesor (De la Fuente y Moya-Cuevas, 1972).

Arco de Tamaulipas (ART)

El Arco de Tamaulipas forma parte de la Provincia Alcalina del SE de Estados Unidos que abarca desde la parte del Big Bend en Texas hasta el NE de México (Goldhammer, 1999; Bartolini y Mickus; 2001; Treviño-Cazares *et al.*, 2001; Tovar-Cortés, 2002). El basamento está constituido por rocas calco-alcalinas e intrusivos metamorfizados de edad Pérmico-Triásico denominado Batolito de Tamaulipas (Fig.3). Este se encuentra a una profundidad de 6000 m, excepto para las Sierras de San Carlos y Tamaulipas donde el basamento esta a 3000 m de profundidad. El ART tiende paralelo a la SMO desde la curvatura de Monterrey hasta Tampico, tiene una longitud aproximada de 590 km y un ancho de 80 a 90 km (Agocs, 1958; López-Ramos, 1972; Ramírez-Fernández *et al.*, 2005).

El ART esta limitado al N y E por la CB, al S por la CTM y al W por la Cuenca de Magiscatzin y la SMO (Fig.2). Su origen podría estar relacionado con una sutura en la corteza llamada Megasutura Alleghenian formada durante la unión de las masas continentales a fines del Paleozoico (Pindell, 1985; Hall, 1990). El ART persistió como un autóctono tectónico durante la subducción de la Placa Farallón, el cual fue sujeto a subsidencia y fue cubierto por sedimentos durante las transgresiones marinas en el Jurásico

Tardío y el Cretácico Temprano (Morán-Zenteno, 1994; Urrutia-Fucugauchi y Morton-Bermea, 1997; Goldhammer, 1999; Ramírez-Fernández *et al.*, 2005).

La Sierra de San Carlos (SSC) y la Sierra de Tamaulipas (ST) constituyen los principales afloramientos del ART (Fig. 3). Dentro de dichas Sierras se encuentran cuerpos plutónicos calco-alcalinos terciarios en forma de diques y sills que intrusieron durante una fase de actividad tectónica extensional. Estas rocas intrusivas consisten en gabros, monzonitas, sienitas nefelíticas y sienitas alcalinas con xenolitos máficos que ascendieron fácilmente a la superficie debido a un debilitamiento en la corteza y a la interacción de esfuerzos laterales del Golfo de México y del mismo Arco (Treviño-Cazares *et al.*, 2002; Ramírez-Fernández *et al.*, 2005).

Isla o Bloque de Coahuila (BC)

El Bloque de Coahuila está limitado hacia el norte por la falla de San Marcos y rodeado casi en su totalidad por la Cuenca de Parras y la Cuenca La Popa (Fig. 2 y 3). El BC está caracterizado por la forma de un domo con un anticlinal que se extiende y se hunde hacia el SE. Su basamento actuó como un cuerpo rígido ya que está formado principalmente por intrusiones de granitos y granodioritas de edad Pérmico-Triásico con un espesor de ~4000 m, cortando sucesiones volcanoclásticas (INEGI, 1984; Goldhammer, 1999; Moreno *et al.*, 2000; Molina-Garza, 2005). El Bloque de Coahuila influyó fuertemente en las facies sedimentarias y en la estratigrafía del Triásico Superior al Cretácico Tardío (INEGI, 1984; Goldhammer, 1999; Bartolini y Mickus, 2001).

Cuenca de Parras (CP)

La cuenca de Parras esta confinada entre el BC y el frente de la SMO (Fig.2). Su límite al N esta marcado por la falla de San Marcos (Fig.3). Es una cuenca que contiene ~5000 m de sedimentos marinos someros y continentales del Cretácico Tardío (Goldhammer, 1999; Eguiluz *et al.*, 2000). Las estructuras de la cuenca de Parras son de edad Laramídica y muestran una gran diversidad (Tardy *et al.*, 1975). Por ejemplo, hacia el S del Bloque de Coahuila la deformación es más intensa; el basamento esta levantado de manera compleja formando pliegues enraizados en fallas de vergencias opuestas. Hacia el norte y el este la intensidad de deformación decrece y las estructuras forman pliegues abiertos (INEGI, 1984; Eguiluz *et al.*, 2000).

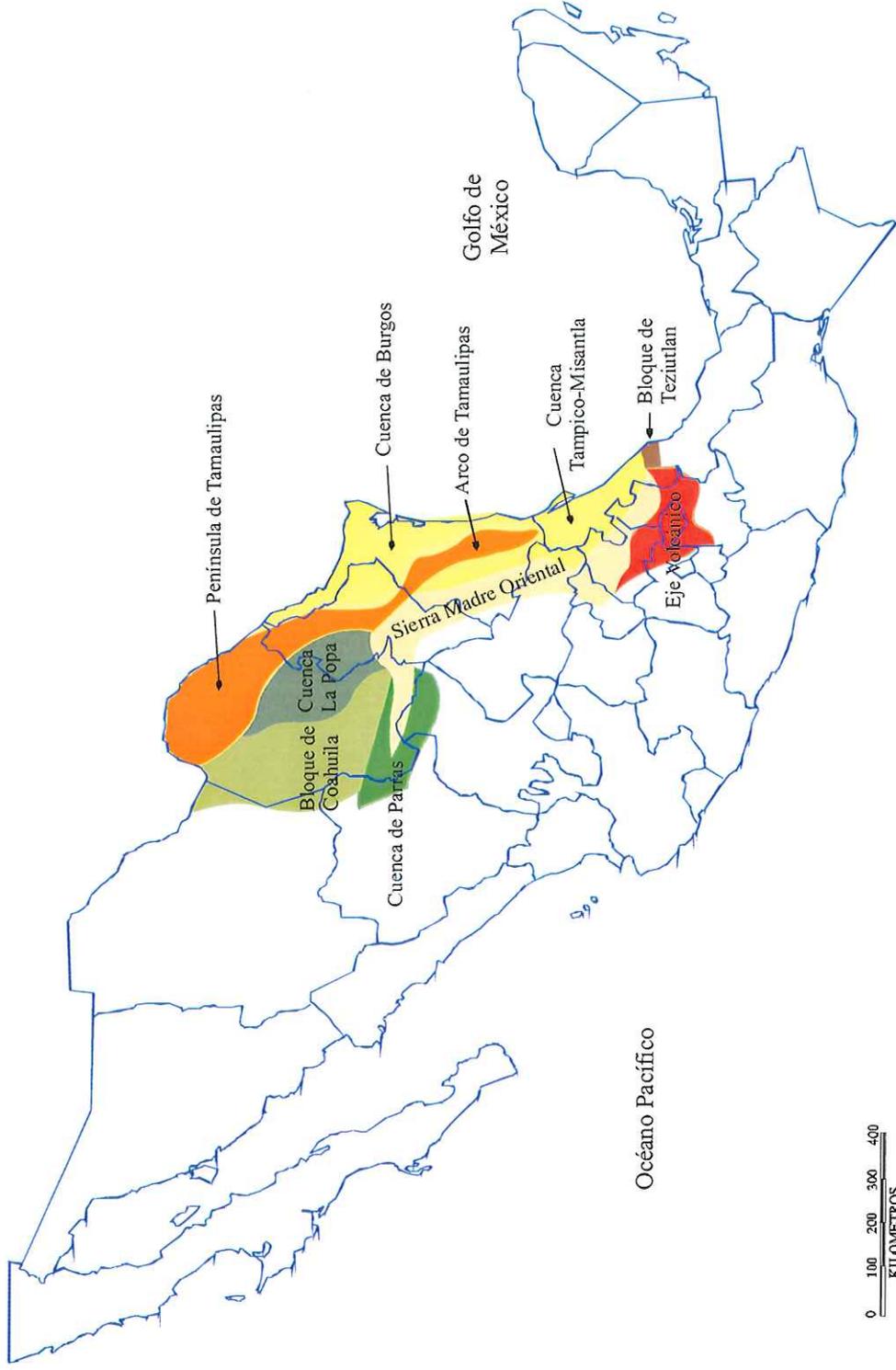


Figura 2. Diagrama con las principales provincias geológicas de la zona de estudio. Modificado de Schlumberger (1984).

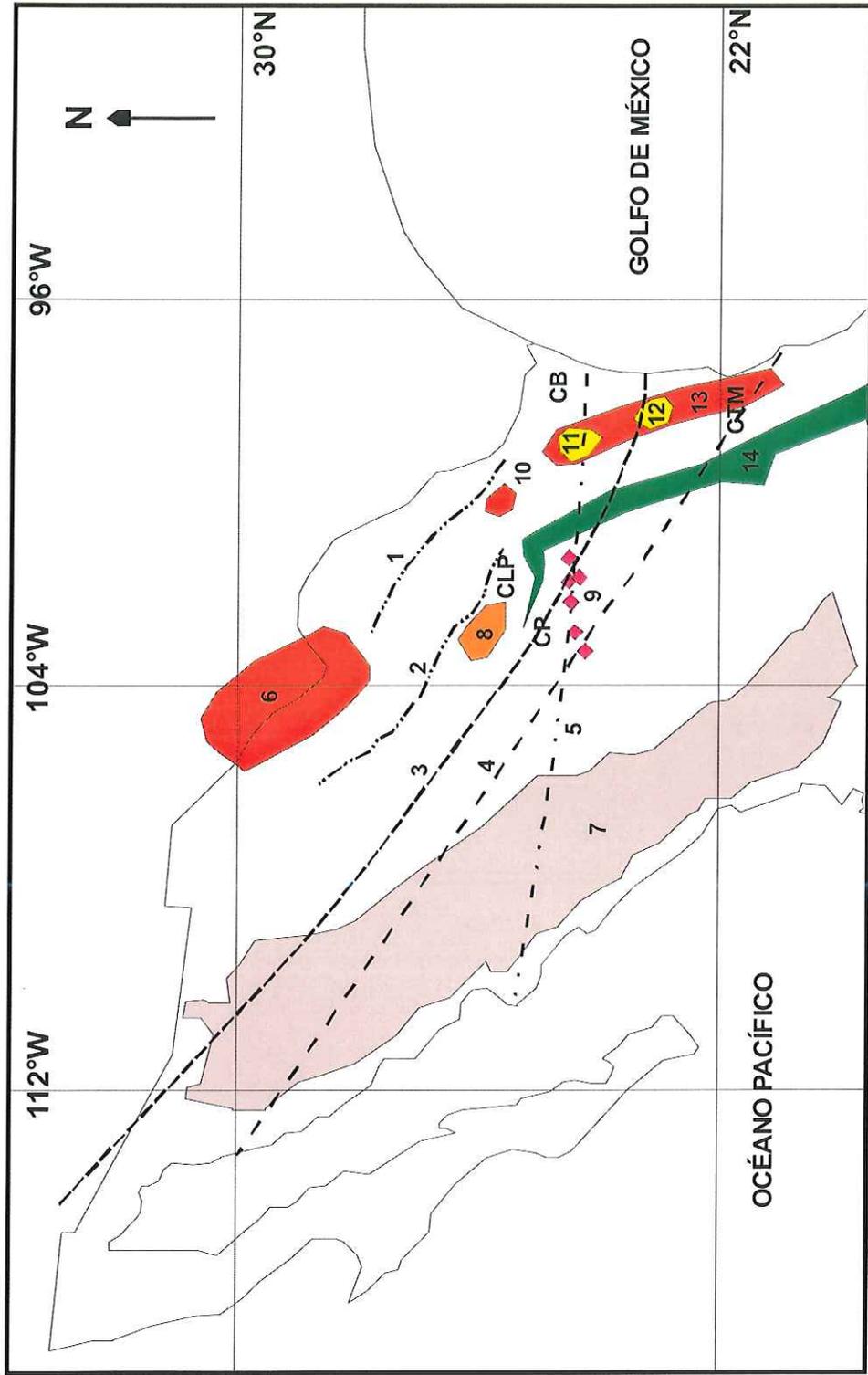


Figura 3. Principales elementos tectónicos de la región: 1) Falla La Bafia; 2) Falla San Marcos; 3) Megashear Mojave-Sonora; 4) Megashear Walper; 5) Falla Torreón-Monterrey; 6) Trans-Pecos, Texas; 7) Sierra Madre Occidental; 8) Bloque de Coahuila; 9) Alineamiento magnético E-W; 10) Arco Picachos; 11) Sierra de San Carlos; 12) Sierra de Tamaulipas; 13) Arco de Tamaulipas; 14) Sierra Madre Oriental; CP) Cuenca de Parras; CLP) Cuenca La Popa; CB) Cuenca de Burgos; CTM) Cuenca Tampico-Misantla. Mapa modificado de Aranda-Gómez (2005).

Golfo de México (GM)

El Golfo de México es una cuenca marina rodeada de masa continental, la cual presenta corteza transicional originada por la ruptura y separación de América del Norte y América del Sur (Pindell, 1985; Bird *et al.*, 2005).

La geomorfología del Golfo de México esta compuesta por las terrazas continentales llamada Cordillera de Ordóñez hacia el W, el Delta del Río Grande hacia el NW, la Napa Sisgbee hacia el N, los domos salinos de Campeche hacia el S y el prominente Banco de Campeche hacia el SE (Fig.4). En la parte abisal de la cuenca, la profundidad sobrepasa los 3 km, la cual disminuye gradualmente hacia los márgenes continentales, excepto hacia el Banco de Campeche donde el cambio es abrupto (Uchupi, 1975, Padilla y Sánchez, 2004; Bird *et al.*, 2005). En la cuenca del GM se encuentran sedimentos recientes formando deltas y otros sistemas de depósito producto del aporte de los numerosos ríos que la rodean.

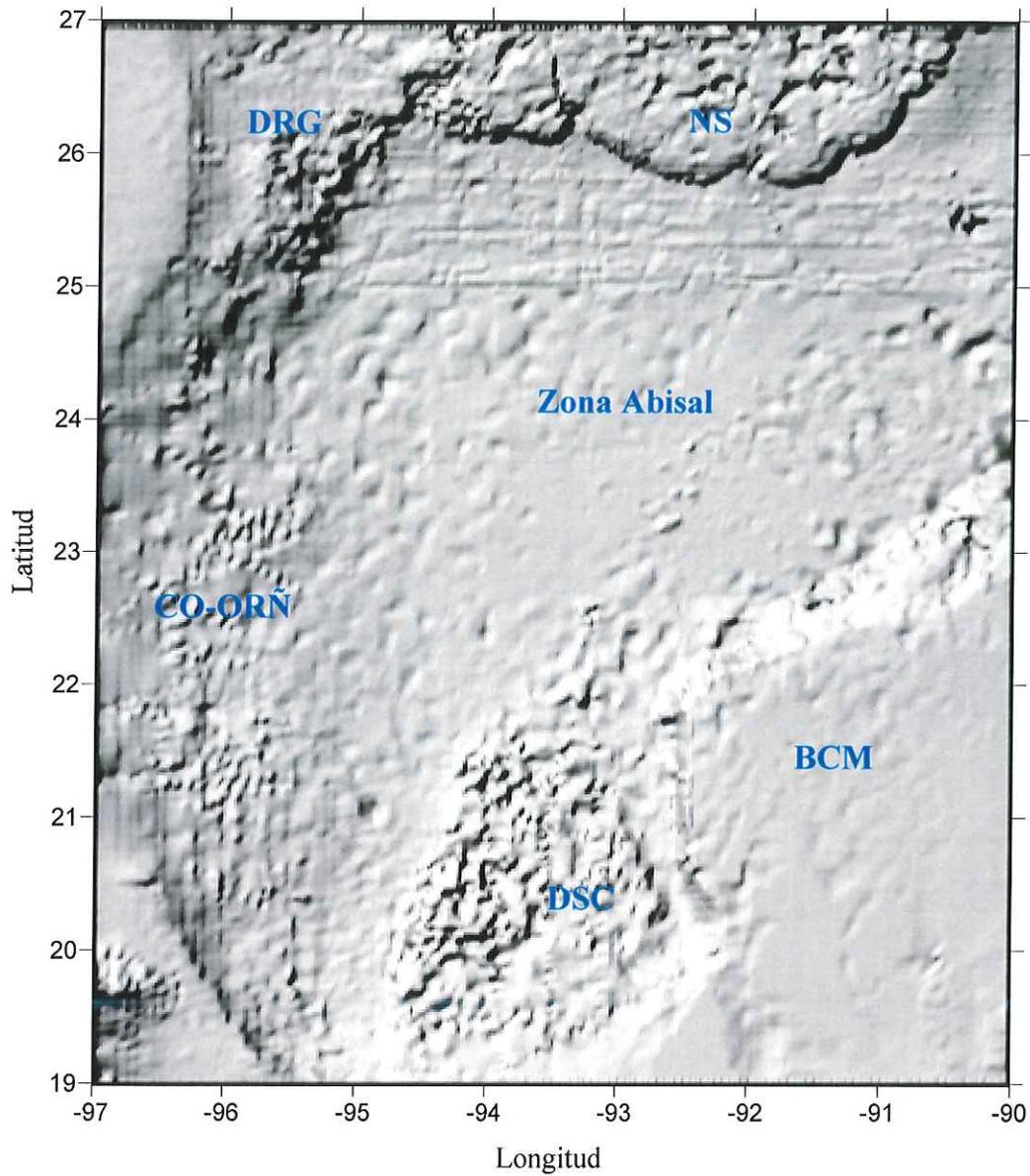


Figura 4. Geomorfología del Golfo de México: Cordillera de Ordóñez (CO-ORÑ), Delta del Río Grande (DRG), Napa Sigbee (NS), Banco de Campeche (BCM), Domos Salinos de Campeche (DSC).

II.2 Marco tectónico

La historia tectónica del NE de México es muy compleja, iniciándose con dos eventos mayores. La Orogenia Marathón-Ouachita que ocurrió en el Pérmico Tardío-Triásico Temprano afectando los estados de Coahuila y Chihuahua. Este evento se ha interpretado como la continuación del cinturón orogénico Ouachita de la región de Big Bend en Texas en el SE de Estados Unidos (INEGI, 1984; Keller y Dyer, 1989, Keller *et al.*, 1989; Moreno *et al.*, 2000; Mickus y Montana, 1999). Y este a su vez se considera como una sutura en la corteza (Megasutura Alleghenian) producto de la colisión entre Gondwana y Laurasia durante la unión continental Alleghenian (Pindell, 1985; Hall, 1990). Los principales elementos tectónicos generados son el Bloque o Isla de Coahuila y el Arco de Tamaulipas (Goldhammer, 1999; Bartolini y Mickus, 2001; Moreno *et al.*, 2000; Molina-Garza, 2005).

El segundo evento se presentó en el Triásico Tardío-Jurásico Temprano con el depósito de sedimentos evaporíticos, calcáreos y terrígenos sobre el basamento Paleozoico con fragmentos Precámbricos durante las transgresiones marinas relacionadas con la apertura del mar de Tethys durante la separación de Pangea (Campa y Coney, 1983; INEGI, 1984; Goldhammer, 1999; Cantú-Chapa, 2001; Morán-Zenteno, 1994). Adicionalmente se presentó una intensa actividad tectónica relacionada con la subducción de la Placa Farallón en el occidente; lo que dio lugar a la formación de un arco magmático, el cual migro hacia el oriente controlando el desarrollo de cuencas en el norte de México (Sedlock *et al.*, 1993; Aguayo y Trápaga, 1996; Urrutia-Fucugauchi y Morton-Bermea, 1997; Bartolini, 2001; Dickinson y Lawton, 2001). Las rocas volcánicas de este arco magmático han sido modificados por eventos tectónicos recientes y cubiertas por carbonatos cretácicos y rocas

volcánicas terciarias (Clark *et al.*, 1982; Aguirre-Díaz y McDowell, 1991; Henry *et al.*, 1991; Urrutia-Fucugauchi y Morton-Bermea, 1997; CRM, 1998; Eguiluz *et al.*, 2000).

En el Jurásico Medio comienza la apertura del Golfo de México la cual produce extensión de piso oceánico y se genera un margen pasivo que trajo como consecuencia la subsidencia del Arco de Tamaulipas (Fig.5). Este proceso asociado con la falla Tamaulipas-Chiapas facilitaron la migración rápida del Bloque de Yucatán hacia el SE (Schlumberger, 1984; Pindell, 1985; Padilla y Sánchez, 1986; Goldhammer, 1999; Dickinson y Lawton, 2001) provocando un desequilibrio isostático importante. Este evento trajo consigo largos periodos de subsidencia en el centro del Golfo de México y de importantes levantamientos en las áreas continentales formando lo que se conoce como el Archipiélago Tamaulipas-Yucatán y que rodean a la cuenca oceánica (Schlumberger, 1984; Padilla y Sánchez, 2004).

La combinación de eventos tectónicos que ocurren en la margen activa de occidente, provocado por la subducción de la Placa Farallón, la migración del Arco Cordillerano, y el margen pasivo de oriente producen un fallamiento vertical del basamento manifestándose en grandes fallas transcurrentes continentales tal como, la de San Marcos, La Babia, la Torreón-Monterrey, el Megashear Mojave-Sonora y el Megashear Walper (Longoria, 1985; Aranda-Gómez *et al.*, 2005; Molina-Garza e Iriondo, 2005). Estas fallas ocasionaron la deformación de rocas pre-oxfordianas y dieron como resultado una estructura muy notable de la región llamada Levantamiento San Julián (CRM, 1998), el cual es el inicio de un napa (napa de Parras) plegado en dirección NW-SE (Tardy *et al.*, 1975), y de fosas intracontinentales asociadas a un volcanismo calco-alcalino.

Entre el Jurásico Tardío y el Cretácico Temprano las márgenes oriental y occidental de Norteamérica actúan conjuntamente (Fig.5). Este evento trajo consigo trasgresiones

marinas de primer y segundo orden, que ocurrieron entre el Batoniano y el Albiano, durante la migración de Norteamérica hacia el NE provocando la rotación del Bloque de Coahuila en sentido contrario a las manecillas del reloj. Durante este periodo se mantuvo la continuidad de un margen convergente asociado a la subducción de la placa Farallón que mantuvo el avance del arco magmático de occidente a oriente (Campa y Coney, 1983; Sedlock *et al.*, 1993; Morán-Zenteno, 1994; Urrutia-Fucugauchi y Morton-Bermea, 1997; Goldhammer, 1991; Dickinson y Lawton, 2001; Padilla y Sánchez, 2004)

Estos cambios controlaron la subsidencia y el acotamiento de los sedimentos desde su base hasta la superficie en el centro de México así como de la Llanura Costera, causando cambios drásticos en la batimetría que generaron depósitos pelágicos en corteza continental sin que se llegara a consumir un proceso de oceanificación. Con la regresión del nivel del mar los sedimentos se distribuyeron ampliamente con grandes espesores hasta alcanzar la actual línea de costa (INEGI, 1984; Lugo-Hubp, 1990; Morán-Zenteno, 1994; Goldhammer, 1999).

El final del Cretácico y principios del Terciario se caracteriza por un cambio en el movimiento de la Placas Norteamericana y Farallón de una manera oblicua a una frontal en occidente, lo que incrementó su velocidad de convergencia, iniciándose así la Orogenia Laramide (Aguayo y Trápaga, 1996; Eguiluz *et al.*, 2000).

Los esfuerzos compresivos de esta orogenia, deformaron la secuencia Mesozoica, creando en dirección SW-NE. El Arco de Tamaulipas, el Arco Picachos y el Bloque de Coahuila sirvieron como frentes de oposición al empuje de estos esfuerzos controlando la edificación de la Sierra Madre Oriental (López-Ramos, 1972; INEGI, 1984; Morán-Zenteno, 1994; Goldhammer, 1999; Franco-Rubio, 1999; Eguiluz *et al.*, 2000). También se

originan depósitos tipo flysh del Paleoceno los cuales están asociados a los deltas progradantes del Cretácico Tardío así como las antefosas de Chicontepec y de Parras rellenas con depósitos sedimentarios de aguas profundas (De la Fuente y Moya-Cuevas, 1972; Tardy *et al.*, 1975; INEGI, 1984; Schlumberger, 1984; Sedlock *et al.*, 1993; Barbosa-Gudiño *et al.*, 1999; Eguiluz *et al.*, 2000; Arellano-Gil y Yussim-Guarneros, 2004). La deformación generó fallas de crecimiento que fueron evolucionando en el Paleoceno y Eoceno en la Llanura Costera del Golfo de México, lo que dio lugar a la formación de las cuencas de Burgos y Tampico-Misantla, separadas una de la otra, por los pliegues laramídicos del Arco de Tamaulipas (López-Ramos, 1972; Moran-Zenteno, 1986; Ortiz-Ubilla y Tolson, 2004). Por otro lado en el antepaís, los esfuerzos laramídicos interactuaron con el sistema de fallas transcurrentes dextrales de Concepción del Oro que provocaron una serie de levantamientos y plegamientos lo que dio como resultado un complejo fallamiento, que al estar asociado a la actividad magmática del Arco Cordillerano, produjo emplazamientos ígneos en la parte N de Zacatecas y oriente de Durango; así como, pliegues secundarios que cambiaron de una dirección NW-SE a E-W en donde el Levantamiento de San Julián parece ser el punto de inflexión donde cambian de dirección dichos plegamientos (CRM, 1991; CRM, 1997, CRM, 1998)). Estos estuvieron controlados por la margen sur de la Isla de Coahuila y la reactivación de fallas transpresivas Triásicas-Jurásicas como la de San Marcos, La Babia y Río Grande (Longoria, 1985; Padilla y Sánchez, 1986, Le Pichon, 2004; Aranda-Gómez *et al.*, 2005; Chávez-Cabello *et al.*, 2005).

Para finales del Eoceno y principios del Oligoceno, y con los últimos pulsos de la Orogenia Laramide, la debilitada e intensamente fracturada cubierta sedimentaria fue afectada por un volcanismo que representa la expresión más oriental del Arco Cordillerano

caracterizado por una intensa actividad explosiva que representa el regreso de esté hacia el poniente (Rogers *et al.*, 1961; Clark *et al.*, 1982).

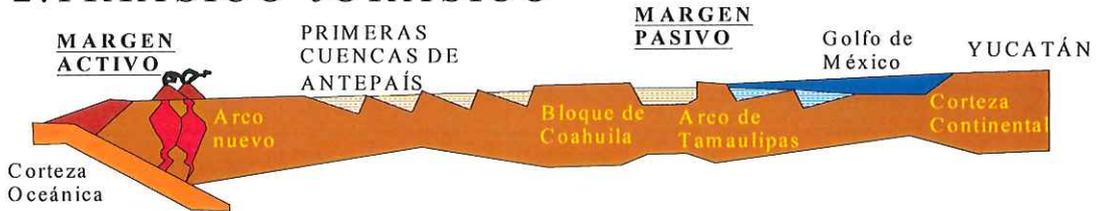
Entre los 31 y 28 Ma la zona que comprende desde el Arco de Tamaulipas hasta la zona de Trans-Pecos, en Texas, presentó un cambio de un régimen tectónico compresional a uno extensional intraplaca relacionado a la subducción de la Placa Farallón (Clark *et al.*, 1982; Henry y Price, 1986; Henry *et al.*, 1991; Aguirre y McDowell, 1991; Henry y Aranda-Gómez, 1992; Urrutia-Fucugauchi y Morton-Bermea, 1997; Bartolini y Mickus, 2001; Ramírez-Fernández *et al.*, 2001; Tovar-Cortés, 2002; Le Pichon, 2004, Treviño-Cazares *et al.*, 2005). Este mecanismo extensional post-Laramídico, que comprende los últimos 30 Ma, se caracterizó por una migración magmática con dirección N-NW causadas por un debilitamiento cortical asociado a una actividad térmica bajo la corteza (Eguiluz *et al.*, 2000; Gray *et al.*, 2001; Bartolini y Mickus, 2001; Le Pichon, 2004) donde su emplazamiento a sido controlado por las fallas Jurásicas reactivadas (Longoria, 1985).

La actividad plutonica y volcánica durante el Cenozoico es muy incipiente, los principales emplazamientos ígneos corresponden a la provincia alcalina en las Sierras de San Carlos y Tamaulipas (Ramírez-Fernández *et al.*, 2001; Tovar Cortés, 2002; Treviño-Cazares *et al.*, 2005). Otras un poco más antiguas, pero también consideradas del Terciario, están expuestas en el Arco Picachos, hacia el NW de Tamaulipas (Ramírez-Fernández *et al.*, 2001; Tovar Cortés, 2002; Treviño-Cazares *et al.*, 2005), en un alineamiento E-W al poniente de la Sierra de San Carlos en el E de Durango y N de Zacatecas (Rogers *et al.*, 1961; CRM, 1991; CRM, 1997; CRM, 1998; Bartolini y Mickus, 2001). También se incluyen otros derrames más pequeños entre Tampico, Tamaulipas y Tamiahua, Veracruz (Tovar-Cortés, 2002), aunque estos derrames representan un evento más tardío.

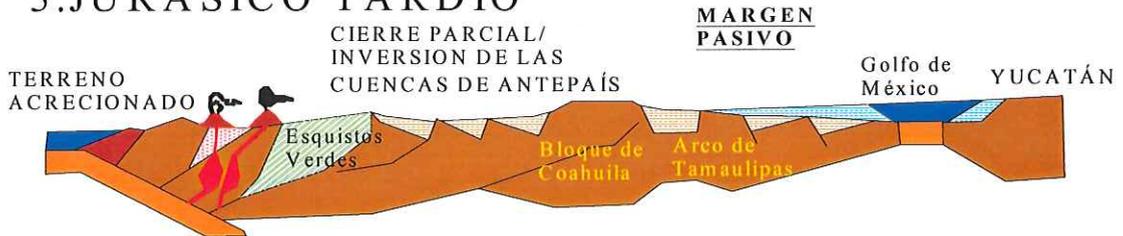
1. PALEOZOICO TARDIO



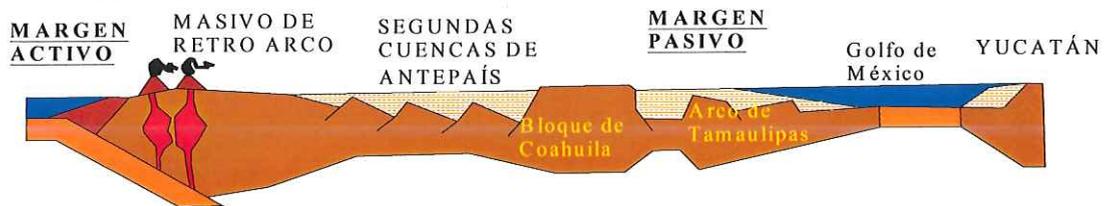
2. TRIÁSICO-JURÁSICO



3. JURÁSICO TARDIO



4. CRETÁCICO TEMPRANO



5. CRETÁCICO TARDIO



INFLUENCIA DE MAXIMO TECTONISMO EN LA ESTRATIGRAFIA

INFLUENCIA DE MAXIMA EUSTACIA EN LA ESTRATIGRAFIA

Figura 5. Modelo tectónico que muestra la evolución de las provincias del W del Pacífico y del E del Golfo de México. Este esquema cruza de oeste a este aproximadamente (de izquierda a derecha), cruzando el NE de México. Modificado de Goldhammer (1999).

III. DATOS UTILIZADOS

Los datos de Topografía, Batimetría y de Gravedad de Aire Libre para el NE de México y el Golfo de México se obtuvieron de la base de datos del Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI). Los datos aeromagnéticos se obtuvieron de la base de datos del Servicio Geológico Mexicano (SGM). Solo se cuenta con información en la zona continental, ya que para la región del Golfo la información no está disponible. A continuación se hace una descripción de estos datos.

III.1. Datos Topográficos y Batimétricos

El Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI) en 1994 presentó el proyecto GEMA (Geomodelos de Altimetría del Territorio Nacional) el cual contiene 255 archivos elaborados a partir de las cartas topográficas 1:250 000, las cuales abarcan todo el Territorio Nacional. Cada archivo cubre una superficie equivalente a un grado de latitud por uno de longitud. Cada modelo contiene un arreglo matricial de 1021 x 1021 elevaciones separadas 3” de arco, tanto en latitud como en longitud.

Los datos batimétricos se obtuvieron usando la base de datos de la Carta Batimétrica Internacional del Mar Caribe y del Golfo de México la cual fue auspiciada por la Comisión Oceanográfica Intergubernamental (COI) y ha sido digitalizada bajo la supervisión del INEGI.

En la Figura 6 se muestra una imagen 3D del modelo digital de elevación empleado en este trabajo.

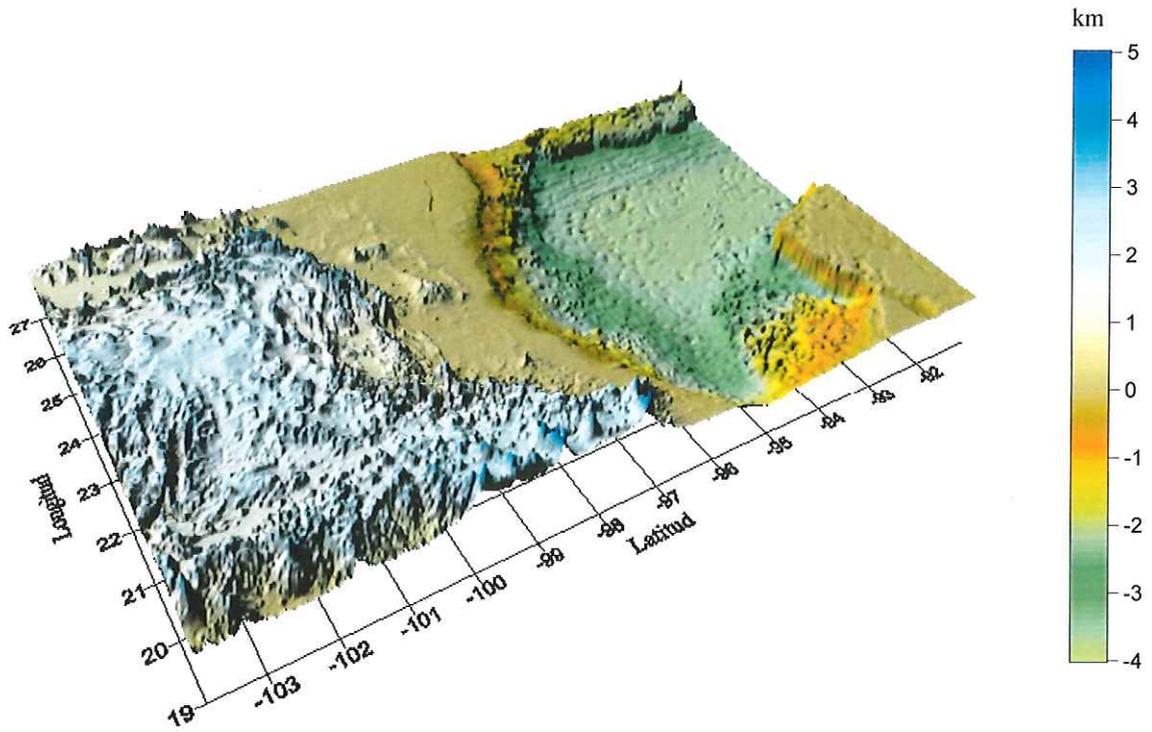


Figura 6. Imagen 3D de la topografía y la batimetría de la zona de estudio

III.2. Datos Gravimétricos

Para este estudio se utilizaron los datos de anomalía de Aire Libre que forman parte de la Base de Datos Geodésicos del Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI) de 1994. Los datos están referidos a la Red Nacional de Estandarización de la Gravedad de 1971 (IGSN71) y al Sistema Geodésico de Referencia de 1967, donde los puntos de control geodésicos están referidos al Marco de Referencia Terrestre Internacional (ITRF00 época 2004.0), asociado al elipsoide GRS80, el cual es el Marco de Referencia Oficial para México (INEGI, 2004).

Los datos de Gravedad sobre el Golfo de México fueron colectados en cruceros oceanográficos y altimetría satelital, adquiridos durante las misiones GEOSAT y ERS-1 en su fase geodesica, a lo largo de trayectos satelitales de corto espaciamento (~6 km). El uso combinado de la altimetría satelital con los datos de cruceros oceanográficos se estima una resolución de ± 5 mGal. Los datos en Tierra tienen un espaciamento regular de 2 km y el error estimado es de ± 5 mGal.

En la Figura 7 se muestra una imagen de la anomalía de Aire Libre para la zona de estudio. Las anomalías de aire libre presentan una correlación positiva con la elevación del terreno. Los valores máximos se observan en las zonas más elevadas, en tanto que los valores mínimos se presentan en las cuencas sedimentarias y en la cuenca del Golfo de México.

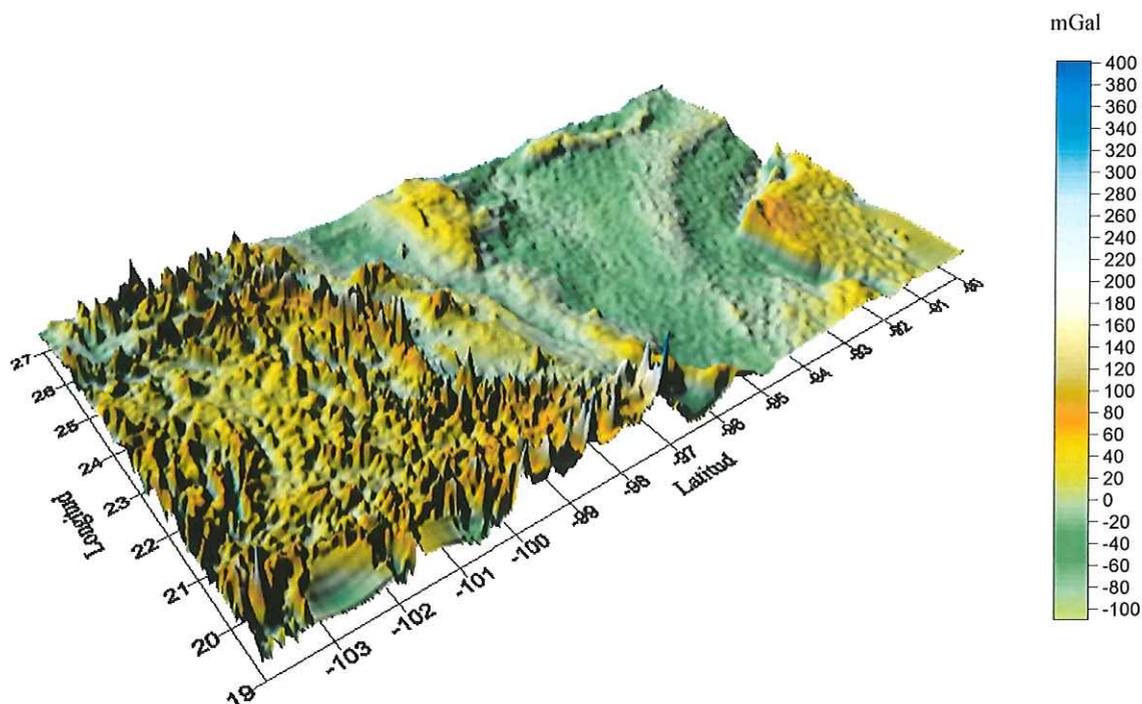


Figura 7. Imagen 3D de la anomalía de aire libre de la zona de estudio

III.2.1. Anomalía de Aire Libre para el NE de México

La Figura 8 es un mapa de anomalías de aire libre para el NE de México. Las anomalías de gravedad al Aire Libre que caracterizan a esta región muestran un rasgo muy particular debido al cambio muy bien definido que se presenta a lo largo del cinturón orogénico de la Sierra Madre Oriental, con valores del orden de 200 mGal. En las cuencas de Parras (CP) y La Popa (CLP) se observan valores que van de -20 a 20 mGal y en la Cuenca de Magiscatzin (CM) la anomalía de gravedad es del orden de -40 mGal.

Las mayores amplitudes sobre la Planicie Costera se observan en la Sierra de San Carlos (SSC) y en la Sierra de Tamaulipas (ST), donde la anomalía alcanza los 100 mGal.

En tanto que, en el alineamiento E-W de la SMO, las amplitudes son del orden de ~ 80 mGal. La región del Eje Volcánico Transmexicano se caracteriza por anomalías que alcanzan los 220 mGal.

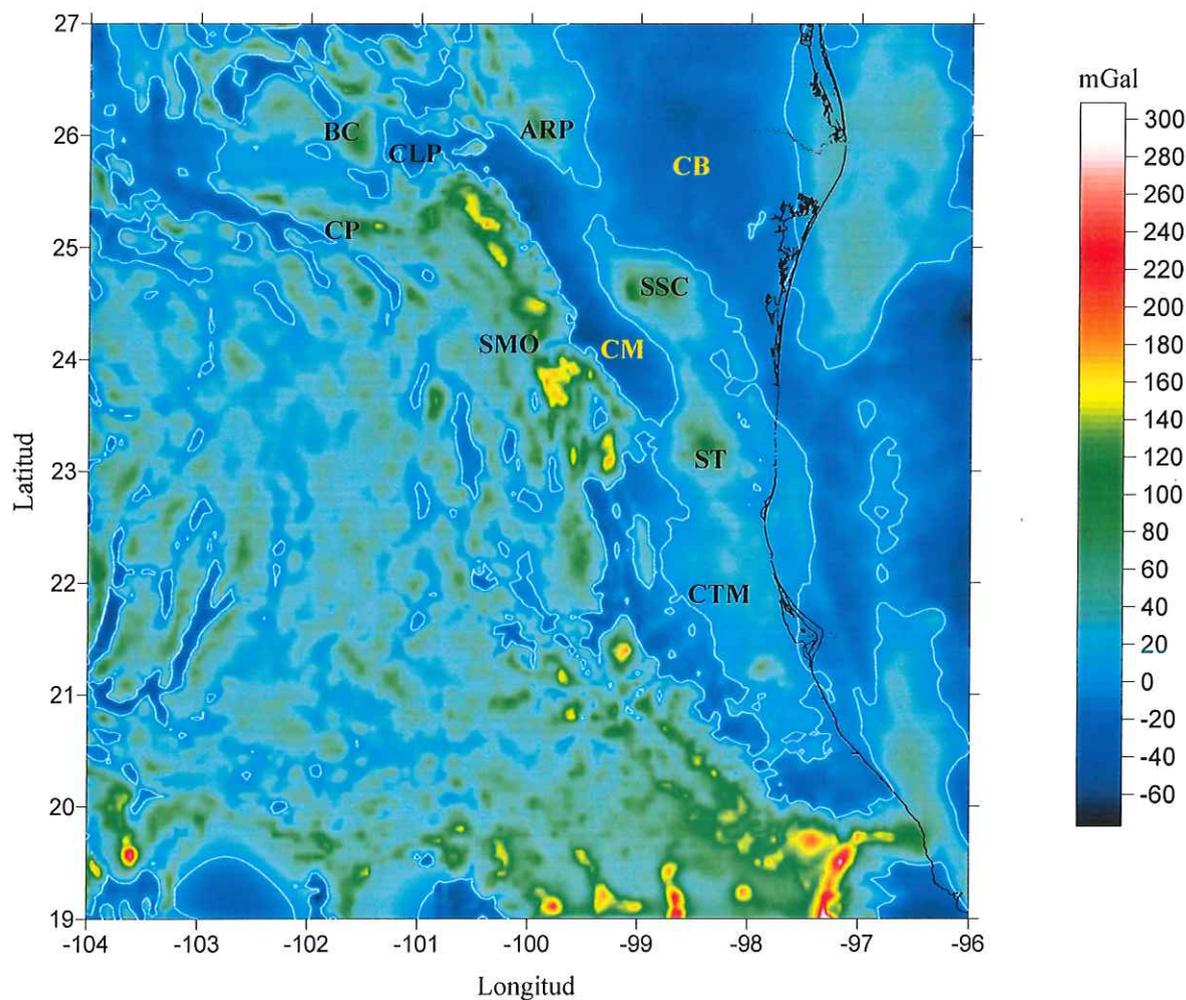


Figura 8. Mapa de anomalías de gravedad de aire libre para el NE de México: Sierra Madre Oriental (SMO), Cuenca Tampico-Misantla (CTM), Cuenca de Magiscatzin (CM), Cuenca de Burgos (CB), Arco de Picachos (ARP), Sierra de San Carlos (SSC), Sierra de Tamaulipas (ST), Cuenca de Parras (CP), Cuenca La Popa (CLP), Bloque de Coahuila (BC).

III.2.2 Anomalía de Aire Libre para el Golfo de México

En esta sección se describen algunos de los rasgos más prominentes que se observan en el mapa de anomalías de Aire Libre de la cuenca del Golfo de México (Fig.9).

Hacia la parte central de la cuenca, en el trazo de la línea punteada, observamos el límite de corteza océano-continente propuesto por Bird *et al.* (2005). Se observan valores negativos de -60 mGal y la presencia de dos anomalías: la anomalía Cañón Keathley, que se extiende 200 km hacia el E, con una amplitud de ~30 mGal, y la anomalía Paralelo de Yucatán, la cual bordea las costas de Yucatán, tiene una extensión de unos 630 km y con amplitudes de 20 mGal.

Una anomalía, en la parte NW del mapa, corresponde al Delta del Río Grande donde su amplitud varía de 30 a 60 mGal. La anomalía Golden Lane Tamaulipas-Chiapas, cercana a la costa del E de México y alineada en sentido N-S, se extiende desde el Delta del Río Grande hasta Veracruz, con amplitudes de ~40 mGal y que coincide con el límite de corteza océano-continente (Bird *et al.*, 2005).

En la anomalía que comprende la provincia de carbonatos del Banco de Campeche se observan amplitudes que van de 60 a 100 mGal donde el gradiente más intenso corresponde al Escarpe de Campeche que marca el cambio brusco entre dicha plataforma y la Llanura Abisal Sigsbee; y un poco más hacia el S, están los Domos Salinos de Campeche con valores de 30 mGal.

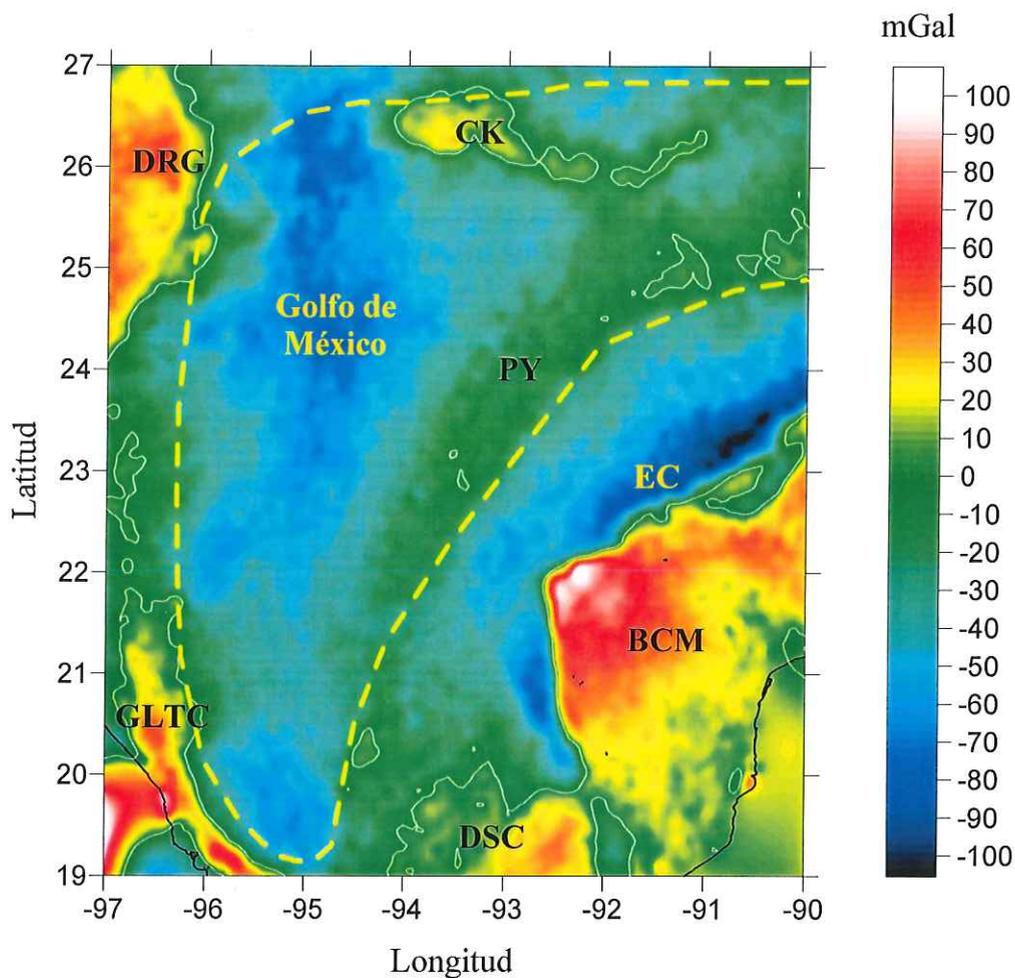


Figura 9. Mapa de anomalías de gravedad de aire libre para el Golfo de México: Delta del Río Grande (DRG), Cañón Keathley (CK), Paralelo de Yucatán (PY), Golden Lane Tamaulipas-Chiapas (GLTC), Domos Salinos de Campeche (DSC), Banco de Campeche (BCM), Escarpe de Campeche (EC), Limite de corteza océano-continente (línea punteada amarilla).

III.3. Datos aeromagnéticos

Los datos aeromagnéticos utilizados en este estudio forman parte de la base de datos aeromagnéticos para América del Norte, y son el resultado de un esfuerzo combinado entre los servicios Geológicos de Canadá (GSC), Estados Unidos (USGS) y México (SGM). Los datos de intensidad total del campo magnético de la Tierra fueron colectados a 300 m sobre el nivel del terreno, en líneas de exploración orientadas N-S y separadas 1 km. Los datos de campo fueron procesados en el SGM, hasta obtener la anomalía magnética de campo total, sustrayendo el Campo Geomagnético Internacional de Referencia 2005 (IGRF2005). La incertidumbre estimada en los datos es menor que 1 nT. En la Figura 10 se muestra una imagen de la anomalía magnética de campo total del área de estudio.

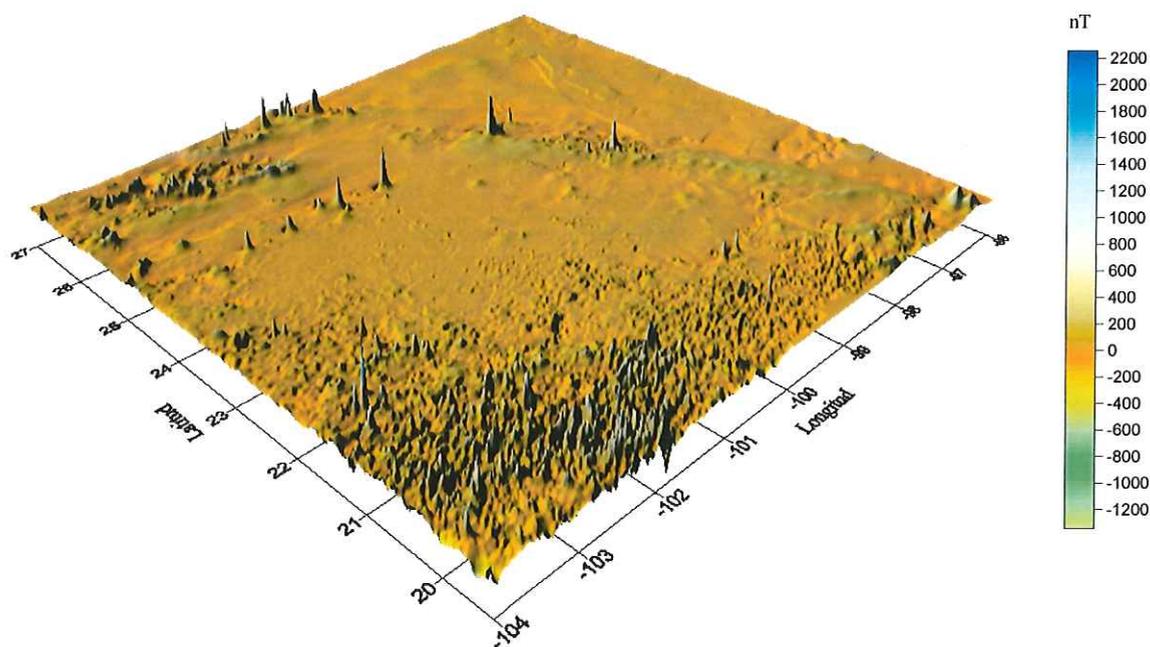


Figura 10. Imagen 3D de las anomalías magnéticas de la zona de estudio

III.3.1 Anomalía magnética para el NE de México

Las anomalías magnéticas que sobresalen en esta región comprenden al Arco de Tamaulipas, el Bloque de Coahuila y el alineamiento E-W Torreón-Monterrey (Fig.11). Las anomalías magnéticas observadas sugieren que el arco alcalino se extiende ~ 600 km en dirección NW-SE con anomalías magnéticas que alcanzan los 400 nT. En la Sierra de San Carlos (SSC) y la Sierra de Tamaulipas (ST) afloran rocas del arco alcalino. En la región del Bloque de Coahuila (BC) se observan anomalías del orden de 300 nT. Destacan también una serie de anomalías que llaman la atención por estar semi-alineadas en dirección E-W, desde Cuencame, Dgo. hasta la Sierra de San Carlos en la provincia alcalina, con amplitudes de ~500 nT y coincidiendo básicamente con la Falla Torreón-Monterrey (Rogers *et al.*, 1961; De Cserna, 1976).

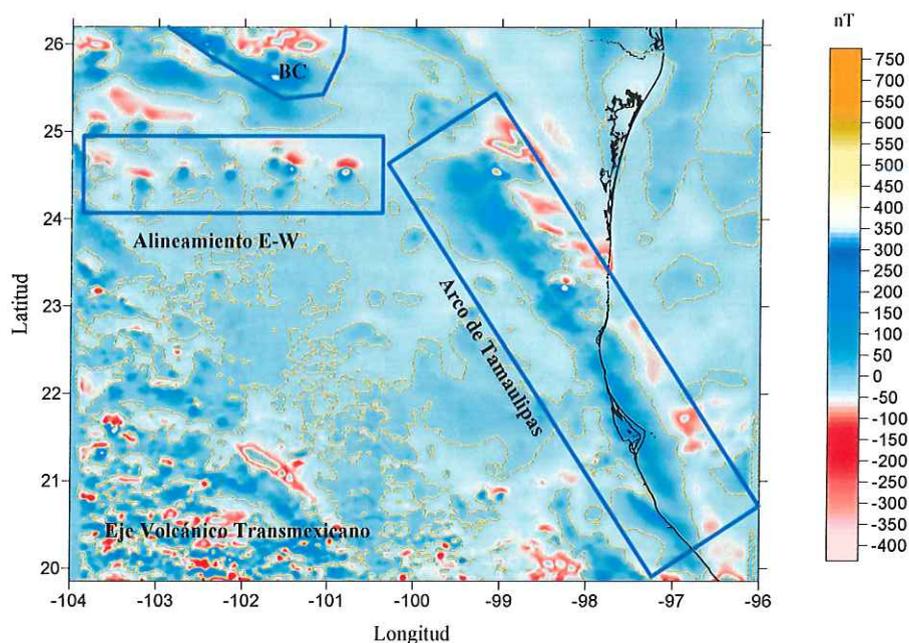


Figura 11. Mapa de anomalía magnética del NE de México. Las principales anomalías magnéticas de la región son: Arco de Tamaulipas, Bloque de Coahuila (BC), Alineamiento E-W Torreón-Monterrey.

IV. MODELO DE COMPENSACIÓN ISOSTÁTICA REGIONAL

En este capítulo se presenta una definición de isostasia así como los modelos matemáticos que describen los mecanismos de compensación isostática de tipo local y de tipo regional. Utilizando los datos de topografía y batimetría con un mecanismo de compensación regional se infiere la profundidad y geometría de la interfase corteza-manto para el Noreste de México.

IV.1 El concepto de isostasia

La isostasia es un proceso mediante el cual la elevación de la superficie terrestre se ajusta o modifica, como respuesta a cambios en la distribución de masa a profundidad, o sobre su superficie, para alcanzar un estado de equilibrio en donde la presión litostática es uniforme a una cierta profundidad. La manera en que el material se distribuye a profundidad depende de la rigidez flexural de los materiales que constituyen la corteza terrestre en un sitio determinado.

IV.1.1. Antecedentes de la isostasia

Las primeras observaciones que conducen al descubrimiento de este principio fueron estudios sobre la forma de la Tierra. Pierre Bouguer, entre 1735 y 1745, en una expedición al Perú, encontró que la Cordillera de los Andes ejercía una atracción horizontal sobre la plomada causando una desviación local de la vertical verdadera. Después, durante la primera prospección gravimétrica en la década de 1840 dirigida por George Everest en la India, notó que un error en la medición ocurrió por que la línea de la plomada del instrumento se desvió debido a la cordillera montañosa de los Himalayas.

Everets concluyó que este error no se debía a los cálculos astronómicos sino a los trigonométricos y a la elección incorrecta del elipsoide de referencia. Fue entonces que Pratt en 1855, al estar en desacuerdo con Everest, realizó mediciones gravitacionales en Kaliana y Kaliampur donde sus resultados describen que el efecto gravitacional debido a los Himalayas era lo suficientemente grande como para desviar la plomada de su vertical. Sin embargo hizo notar que este debía ser el triple del valor observado (Fig.12).

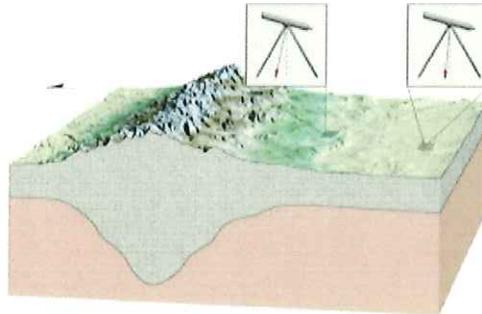


Figura 12. Efecto gravitacional de los Himalayas. La raíz de estas desvió la plomada de su vertical tres veces al valor observado, Pratt 1855.

Fue en 1855 que George Biddell Airy sugirió que la capa más externa de la Tierra constituía una corteza delgada que flota sobre un fluido de mayor densidad. Comparó a la corteza yaciendo sobre lava, de la misma manera que un bloque de madera flota sobre el agua (Fig.13). Él explicó que la diferencia en la desviación de la vertical, entre observaciones y cálculos, en la proximidad de una cadena montañosa de la magnitud de los Himalayas se debe a la presencia de un defecto de masa a profundidad.

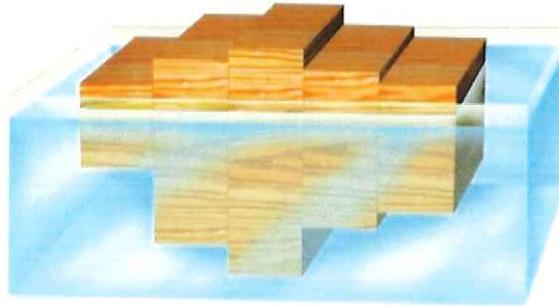


Figura 13. Teoría de Airy en la que compara la corteza flotando sobre un fluido de mayor densidad de la misma manera que un bloque de madera flota sobre el agua.

Por su parte, en 1859, John Henry Pratt postuló que los continentes estaban constituidos por una serie de bloques de diferente altura y densidad, de modo que la densidad de cada bloque era inversamente proporcional a su elevación, requiriendo que a cierta profundidad, definida como la profundidad de compensación, la presión ejercida por cada bloque debía ser la misma. Así las montañas están sostenidas por material de muy baja densidad y las cuencas oceánicas por un material de densidad muy alta.

Barell en 1914 y más tarde Vening Meinesz en 1931, introdujeron el concepto de litosfera como capa externa de la Tierra, el cual presenta rigidez ante los esfuerzos aplicados durante los intervalos de tiempo geológico. De igual manera, postularon la existencia de una capa subyacente, la astenósfera, de comportamiento fluido en los mismos periodos de tiempo. Así, la litosfera se comporta como una placa rígida, de densidad uniforme, que descansa sobre un fluido de mayor densidad y diferente al de la litosfera cuando es sometida a fuerzas externas y que transmite dichos esfuerzos lateralmente. Este fenómeno conocido como isostasia regional o flexión es el que se utiliza para explicar la

deformación de la corteza dando lugar a la formación de cuencas y cadenas montañosas (Fig. 14).

Meinesz puntualizó que el parámetro que rige el comportamiento mecánico y los esfuerzos en la litosfera bajo esta carga es la *rigidez flexural*, variable que depende del módulo elástico, del coeficiente de Poisson y del grosor elástico de la corteza, con la que se define la máxima magnitud y la máxima longitud de onda de las cargas superficiales que puede soportar la litosfera sin fracturarse.

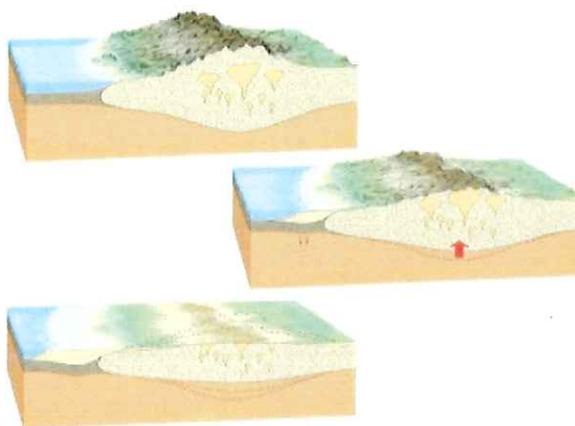


Figura 14. Esquema que explica la isostasia regional cuando la corteza se deforma por la carga topográfica de las montañas y la respuesta que produce al desaparecer estas a causa de la erosión.

IV.1.2 Modelos de compensación isostática

Existen dos tipos de modelos de compensación isostática, los cuales han sido denominados de tipo local y regional. En los modelos de compensación local, ubicamos los propuestos por Airy (1885) y Pratt (1889), en donde la carga impuesta por la topografía (h) es compensada a profundidad mediante el engrosamiento de una corteza (H) cuya densidad (ρ_c) es constante (Airy, 1885) o mediante densidades (ρ_p, ρ_0) laterales variables (Pratt, 1889). En los modelos de compensación local, cualquier carga topográfica, sin importar su localización o tamaño, dará lugar a movimientos verticales de la corteza para alcanzar un estado de equilibrio isostático. La implicación reológica de los mecanismos de compensación local es que la litósfera no presenta resistencia mecánica, y por lo tanto se deformará o fallará en respuesta a cualquier esfuerzo. En el modelo de compensación regional, una carga impuesta en la superficie terrestre dará lugar a un reacomodo lateral de los materiales, que dependerá de la rigidez flexural de la litósfera. Desde el punto de vista regional, el modelo local de tipo Airy, corresponderá a un modelo de compensación regional caracterizado por una rigidez flexural nula. En las Figuras 15, 16 y 17 se muestran de manera esquemática los modelos tipo Pratt, Airy-Heiskanen y el regional.

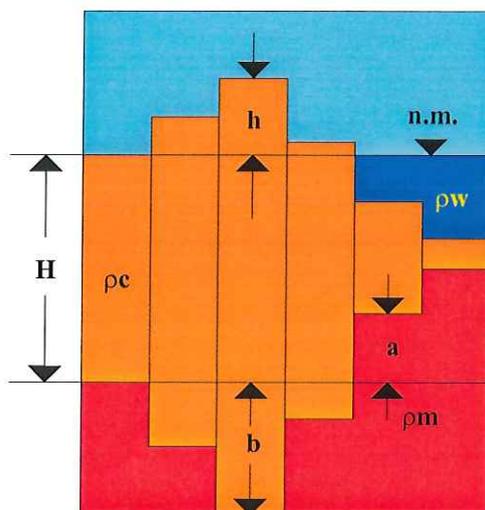


Figura 15. Esquema de la compensación isostática de acuerdo a la Teoría de Airy que muestra la raíz en las regiones montañosas y la anti-raíz en regiones oceánicas.

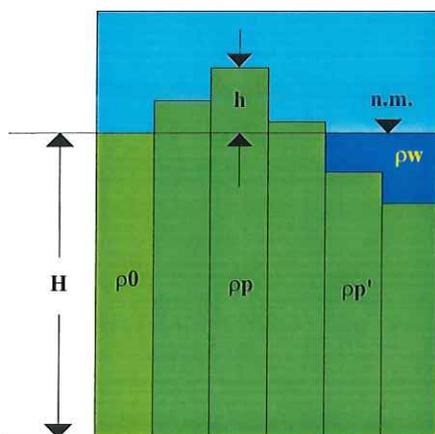


Figura 16. Esquema de la compensación isostática de acuerdo a la Teoría de Pratt, donde la densidad de cada bloque es inversamente proporcional a su elevación en regiones montañosas y en regiones oceánicas.

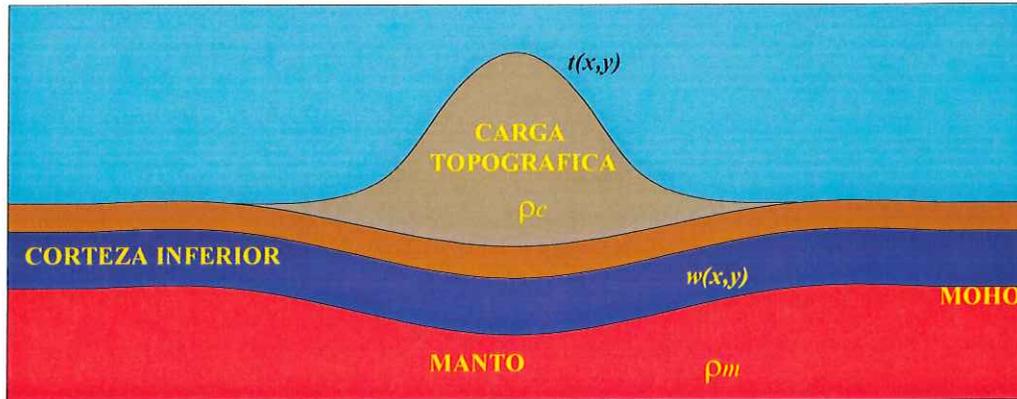


Figura 17. Esquema de compensación isostática regional.

La respuesta flexural de la litósfera(w), debido al esfuerzo impuesto por una carga topográfica, puede ser modelada suponiendo que la litósfera se comporta como una placa elástica, delgada, continua y homogénea, que se encuentra en equilibrio bajo la acción de las cargas aplicadas. Suponiendo que no existen fuerzas horizontales actuando sobre la placa, la ecuación de equilibrio (Watts, 2001; Turcotte y Schubert, 2002; Sandwell, 2002) está dada por:

$$D \cdot \nabla^4 w(x, y) + \Delta \rho_1 g w(x, y) = \Delta \rho_2 g h(x, y) \quad , \quad (1)$$

en donde ∇^4 es el operador diferencial bi-harmónico, $D = ET^3/12(1-\nu^2)$ es la rigidez flexural de la placa, la cual determina la longitud de onda y amplitud de la deflexión, E es el módulo de Young, ν es la razón de Poisson, T representa el grosor elástico efectivo de la

placa, g es la aceleración gravitacional, y $\Delta\rho_1$ es el contraste en la densidad entre la corteza y el manto subyacente. El término que aparece del lado derecho de la ecuación anterior representa la fuerza neta por unidad de área ejercido por la masa perturbadora cuyo contraste de densidad es $\Delta\rho_2$. La deflexión de la placa se obtiene a partir de la solución de la ecuación diferencial (1) en el dominio del número de onda mediante la transformada de Fourier en 2-D (García-Abdeslem, 2003; Cañuta-Cañuta, 2003). Obtenida la solución, su representación en el dominio del espacio se encuentra utilizando la transformada inversa de Fourier. El par de transformadas utilizadas está dado por:

$$\begin{aligned}\mathfrak{F}[h(x, y)] &= h(k_x, k_y) \\ &= \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} h(x, y) \exp[-i2\pi(k_x x + k_y y)] dx dy,\end{aligned}\quad (2)$$

y

$$\begin{aligned}\mathfrak{F}^{-1}[h(k_x, k_y)] &= h(x, y) \\ &= \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} h(k_x, k_y) \exp[i2\pi(k_x x + k_y y)] dk_x dk_y,\end{aligned}\quad (3)$$

en donde k_x y k_y son números de onda en las direcciones x y y . A partir de la transformada de Fourier en ambos lados de la ecuación (1) obtenemos el siguiente resultado

$$w(k_x, k_y) = \left(\frac{\rho_t}{\Delta\rho} \right) \left(1 + \frac{(2\pi k)^4 D}{\Delta\rho g} \right)^{-1} h(k_x, k_y) \quad , \quad (4)$$

en donde $k = \sqrt{k_x^2 + k_y^2}$ y $h(k_x, k_y)$ representa la transformada de Fourier de la topografía.

Mediante la transformada inversa de Fourier de este resultado se obtiene la deflexión flexural de la placa:

$$w(x, y) = \mathfrak{F}^{-1}[w(k_x, k_y)] \quad . \quad (5)$$

En el caso de una rigidez flexural nula, la deflexión que se obtiene corresponde a la de un modelo local tipo Airy, y sumando a la deflexión el grosor cortical al nivel del mar (t_0) se logra la profundidad a la interfase corteza manto (t) que se obtiene del modelo de compensación local tipo Airy-Heiskanen dado por:

$$t(x, y) = t_0 + \frac{\rho_t}{\Delta\rho} h(x, y) \quad . \quad (6)$$

En regiones oceánicas, la deflexión del modelo flexural está dada por:

$$w(k_x, k_y) = \left(\frac{\rho_t - \rho_w}{\Delta\rho} \right) \left(1 + \frac{(2\pi k)^4 D}{\Delta\rho g} \right)^{-1} b(k_x, k_y) \quad , \quad (7)$$

en donde ρ_w es la densidad de masa del agua del mar y $b(k_x, k_y)$ es la transformada de Fourier de la batimetría. Para una rigidez flexural nula, la deflexión es equivalente a la que se obtiene mediante el modelo tipo Airy. Por lo tanto, el modelo de compensación tipo Airy-Heiskanen para el caso oceánico está dado por:

$$t(x, y) = t_0 - \frac{\rho_t - \rho_w}{\Delta\rho} h(x, y) \quad . \quad (8)$$

IV.2 Profundidad a la interfase corteza-manto en el área de estudio

En el área de estudio, dada su fisiografía contrastante y por las características de la anomalía gravimétrica, se puede suponer la presencia de una raíz cortical por debajo del antepaís y la Sierra Madre Oriental, y de una anti-raíz en la región del Golfo de México. En la Sierra Madre Oriental Gomberg *et al.* (1982) han inferido mediante métodos sísmicos, que la profundidad a la interfase corteza-manto se encuentra a una profundidad máxima del orden de 42 km. En la región del Golfo de México, Bird *et al.* (2005) han inferido mediante la interpretación de perfiles de reflexión sísmica y datos gravimétricos, que la profundidad a la interfase corteza-manto es del orden de 19 km.

Para calcular la profundidad a la interfase corteza-manto mediante el modelo de compensación isostática regional, se utilizó un contraste de densidad $\Delta\rho = 350 \text{ kg/m}^3$ entre el manto y la corteza inferior para la región continental y la oceánica, la densidad del agua del mar $\rho_w = 1030$, la densidad de la topografía $\rho_t = 2670$. El módulo de Young $E = 1 \times 10^{11} \text{ Pa}$ y una relación de Poisson $\nu = 0.25$. Con el propósito de obtener un modelo flexural compatible con una profundidad de $\sim 42 \text{ km}$ a la interfase corteza-manto reportada para el Norte de México (Gomberg *et al.*, 1982) y de $\sim 19 \text{ km}$ para la región del Golfo de México (Bird *et al.*, 2005) se utilizaron diversos valores para la rigidez flexural considerando un espesor de corteza de 33 km. En la Figura 18 se muestra la topografía y batimetría del área de estudio y la profundidad a la interfase corteza-manto que se obtiene al considerar una rigidez flexural nula ($D = 0$) correspondiente al modelo Airy-Heiskanen, encontrándose que la máxima profundidad a la interfase se encuentra bajo las cuencas de antepaís, a una profundidad del orden de 48 km, lo cual resulta excesivo de acuerdo a los resultados de

Gomberg *et al.*(1982), mientras que para el Golfo de México es de 14 km, lo cual también es inconsistente con los resultados de Bird *et al.* (2005). Después de experimentar con diversos valores de rigidez flexural se encontró que su valor debe ser del orden de 1×10^{22} para lograr una profundidad a la interfase corteza-manto compatible con los resultados de Gomberg *et al.* (1982) y de Bird *et al.* (1985) como se observa en la Figura 19, y en la Figura 20 se aprecia la interfase corteza-manto en 3D.

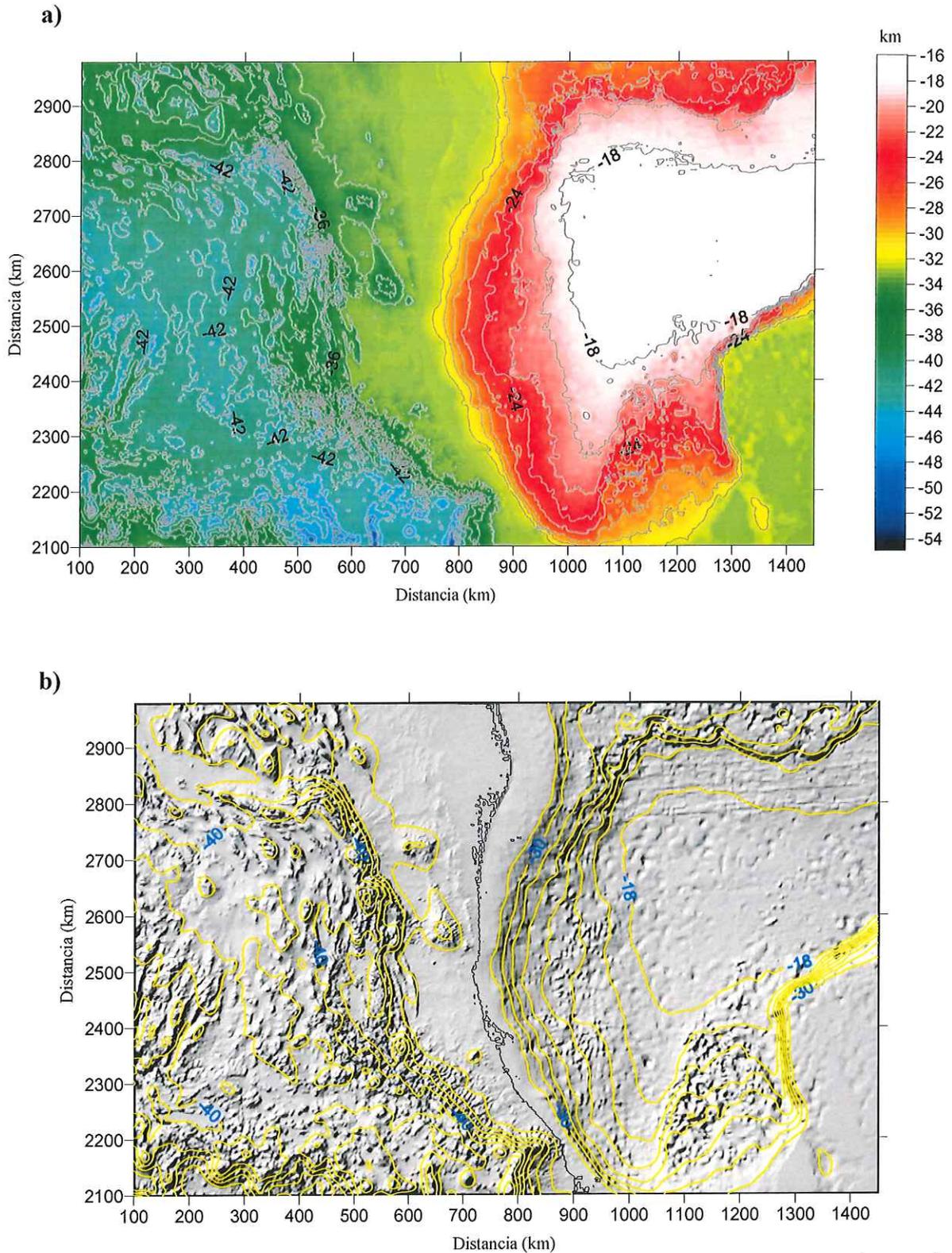
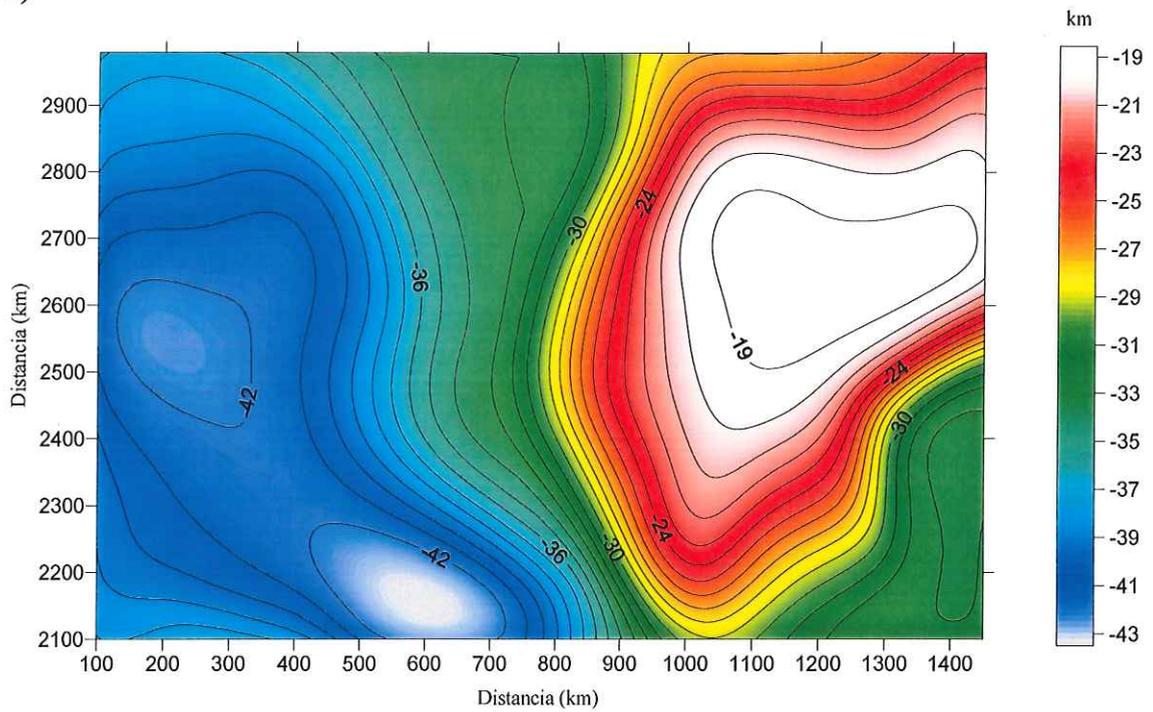


Figura 18. a) Mapa que muestra la interfase corteza-manto del NE de México y el Golfo de México con una rigidez flexural nula $D = 0$ (Modelo Airy-Heiskanen), b) Interfase corteza-manto vista con la topografía de la zona de estudio.

a)



b)

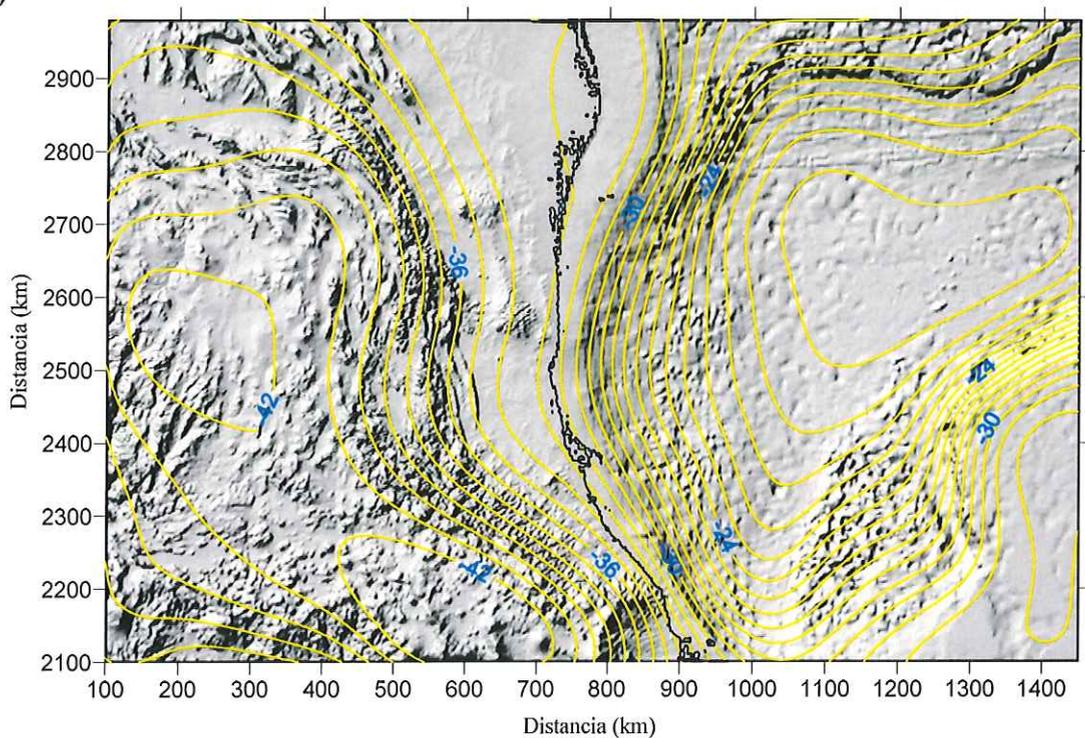


Figura 19. a) Mapa que muestra la interfase corteza-manto del NE de México y el Golfo de México con una rigidez flexural de $D = 1 \times 10^{22}$ Nm (Modelo Regional Isostático), b) Interfase corteza-manto vista con la topografía de la zona de estudio.

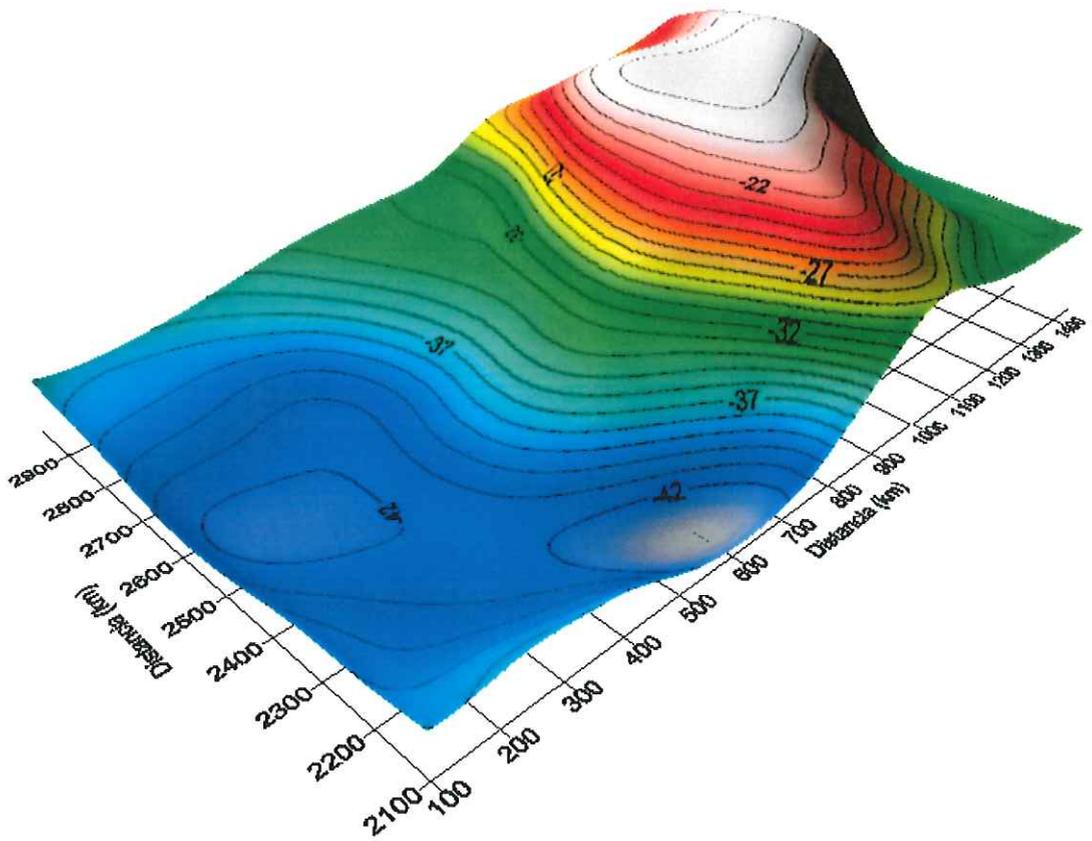


Figura 20. Mapa 3D de la interfase corteza-manto considerando un espesor de corteza de 33 km, al nivel del mar, con un espesor elástico efectivo de $T = 20$ km.

V. MODELADO 2D DE DATOS GRAVIMÉTRICOS Y MAGNETOMÉTRICOS

Con la información geológica y los datos de topografía, batimetría, gravedad y magnético de la zona de estudio se construyó un modelo 2D con la ayuda de un programa comercial llamado GM-SYS. Gracias a la integración de estos datos fue posible restringir el número de soluciones y hacer una interpretación de los elementos que constituyen la litósfera.

V.1 Modelado 2D del NE de México y del Golfo de México

En la Figura 21 se muestra el perfil topográfico-batimétrico que cruza el antepaís y transpaís en el NE de México llegando hasta la parte más profunda del Golfo de México. Las estaciones están separadas a cada 5 km. En las Figuras 22, 23 y 24 se muestran los mapas de la interfase corteza-manto, gravimétrico y magnético y el trasecto del perfil, de los cuales se partió para construir el modelo 2D e inferir, posteriormente, las capas que conforman la corteza y determinar las fuentes de las anomalías gravimétricas y magnéticas generadas en la zona.

Con los perfiles isostático y topográfico-batimétrico se delimitó el espesor cortical, el cual considera un grosor de ~42 km bajo el antepaís. Para la corteza continental se definieron tres capas: la Corteza Inferior, de composición máfica parecida a los basaltos y gabros con una densidad entre 2.85 y 2.95 g/cm³, limitada a profundidad por la discontinuidad de Mohorovicic, interfase que separa la corteza del manto litosfera, donde la densidad del manto es de 3.3 g/cm³; la Corteza Media, de composición félsica con una composición parecida a la del granito o la granodiorita donde la densidad asignada es de 2.75 g/cm³; y la Corteza Superior donde existen rocas volcánicas continentales y rocas

sedimentarias del Jurásico-Cretácico y del Terciario con densidades que varían entre los 2.35 y 2.60 g/cm³ (Fig. 25).

La corteza oceánica tiene un grosor de ~19 km, subyace una columna de agua de ~3 km con una densidad de 1.03 g/cm³, en la parte central de la cuenca del Golfo de México la capa de sedimentos más superficial tiene un espesor de ~1 km con una densidad es de 2.00 g/cm³, sobreyacen capas de sedimentos con espesores de ~7 km con una densidad variable entre los 2.30 y 2.50 g/cm³ sobreyaciendo a un basamento de rocas ígneas máficas de composición basáltica con densidades que van de 2.75 a 2.95 g/cm³ (Fig. 25).

El modelo resultante se muestra en la Figura 25. En este se aprecia claramente el paso de la corteza continental a la oceánica reflejada en los espesores. En la parte continental, entre 0 y los 280 km, podemos ver rocas ígneas extrusivas compuestas de riolitas e ignibritas pertenecientes a la parte más oriental de la Sierra Madre Occidental con una susceptibilidad magnética de 22×10^{-4} cgs, las cuales sobreyacen al basamento Paleozoico con una susceptibilidad magnética de 10×10^{-4} cgs. En la parte que comprende al antepaís y la Sierra Madre Oriental podemos observar rocas sedimentarias del Jurásico y del Cretácico, asociadas a la transgresión Mesozoica, con espesores entre 4 y 7 km aproximadamente, que sobreyacen a un basamento que presenta una susceptibilidad magnética de 1×10^{-4} cgs (Fig. 26). Más hacia el Este en los límites de la Sierra Madre Oriental y la Planicie Costera, vemos un levantamiento de la corteza media la cual está asociada a los esfuerzos laramídicos del Cretácico y del Terciario (Fig.27). También se distingue claramente el Arco de Tamaulipas como un cuerpo domoico de composición calcoalcalina y rocas metamórficas, el cual presenta una susceptibilidad magnética de 42×10^{-4} cgs cuya expresión es muy clara en los perfiles magnéticos y gravimétricos (Fig. 27).

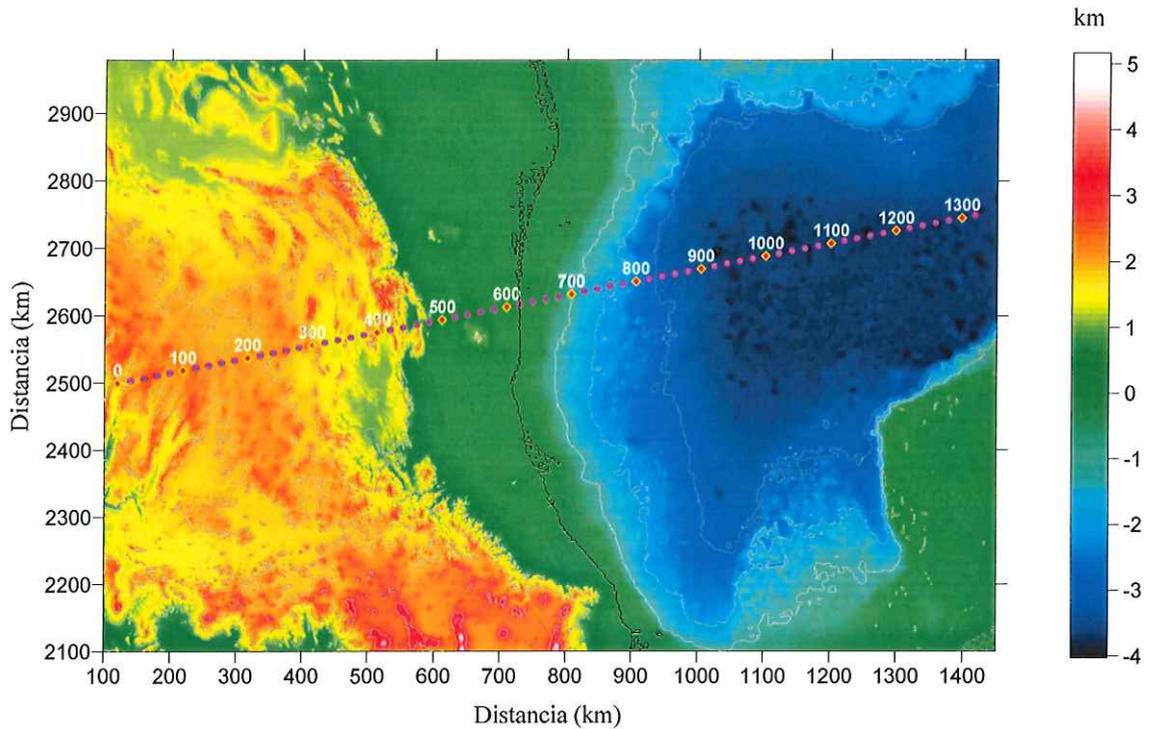
Aproximadamente a los 600 km del perfil se aprecia un cambio en los valores de densidad y susceptibilidad magnética, lo que se interpreta como la zona de falla Tamaulipas-Chiapas. Sobre la Planicie Costera se localizan rocas sedimentarias del Paleoceno al Mioceno con espesores máximos de ~4 km que se profundizan hacia el oriente y se introducen hacia la cuenca del Golfo.

Para la corteza oceánica del Golfo de México solo contamos con datos de gravedad los cuales presentan un buen ajuste con los datos calculados (Fig.28). En el, se observa un adelgazamiento en las capas sedimentarias debido a un levantamiento entre los 700 y 750 km que coincide con el atolón de la Faja de Oro Tamaulipas-Chiapas, y otro más entre los 850 y 900 km que marcaría el límite entre la corteza transicional y la oceánica.

En general el modelo 2D contiene rasgos de primer orden dado la longitud del perfil, y por cuestiones de escala, no es posible apreciar con detalle las cuencas superficiales recientes asociados a la erosión de las montañas y a los depósitos fluviales. Como se mencionó anteriormente, no contamos con datos aeromagnéticos para el Golfo de México, sin embargo, el ajuste entre los datos observados y calculados para la parte continental es razonable.

El ajuste de los datos de gravedad observados y calculados es bueno en la parte oceánica más no para la parte continental debido a la falta de resolución espacial.

a)



b)

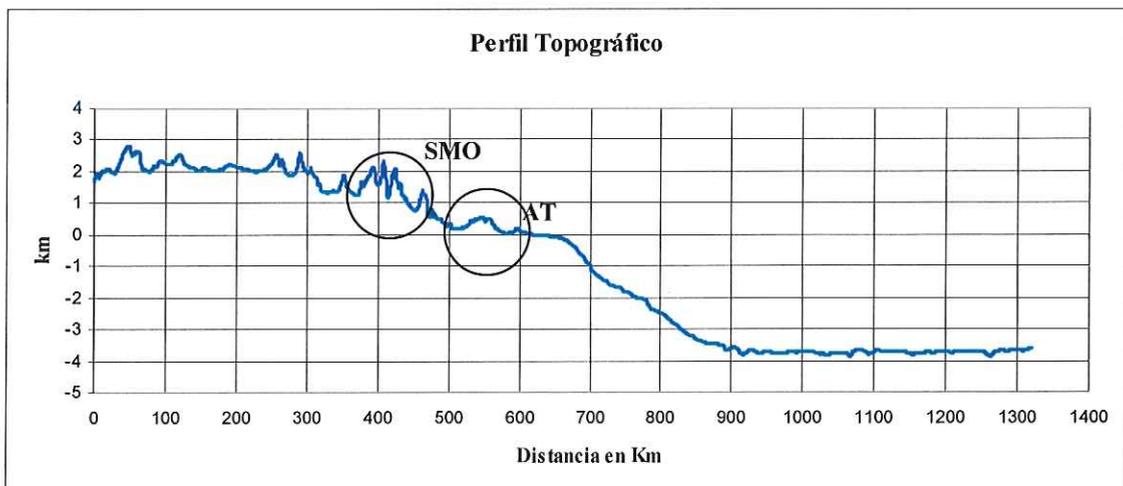
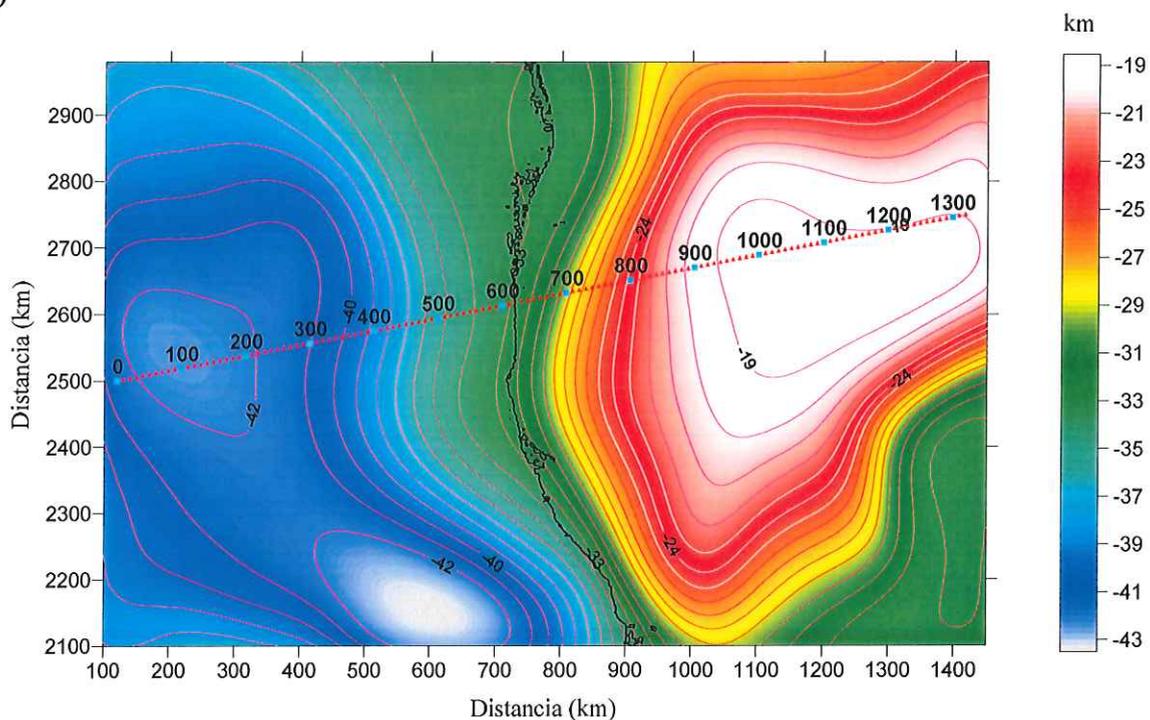


Figura 21. a) Mapa UTM topográfico-batimétrico que muestra la ubicación del perfil SW-NE que parte del antepaís cruzando la Sierra Madre Oriental y el Arco de Tamaulipas introduciéndose en el Golfo de México; b) Perfil topográfico que muestra en círculos negros las elevaciones de la Sierra Madre Oriental y el Arco de Tamaulipas.

a)



b)

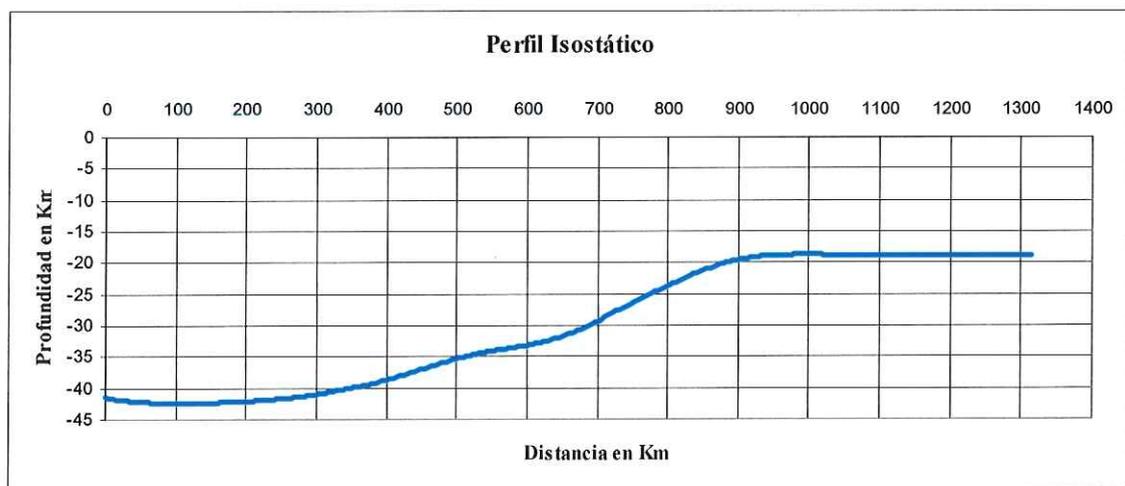
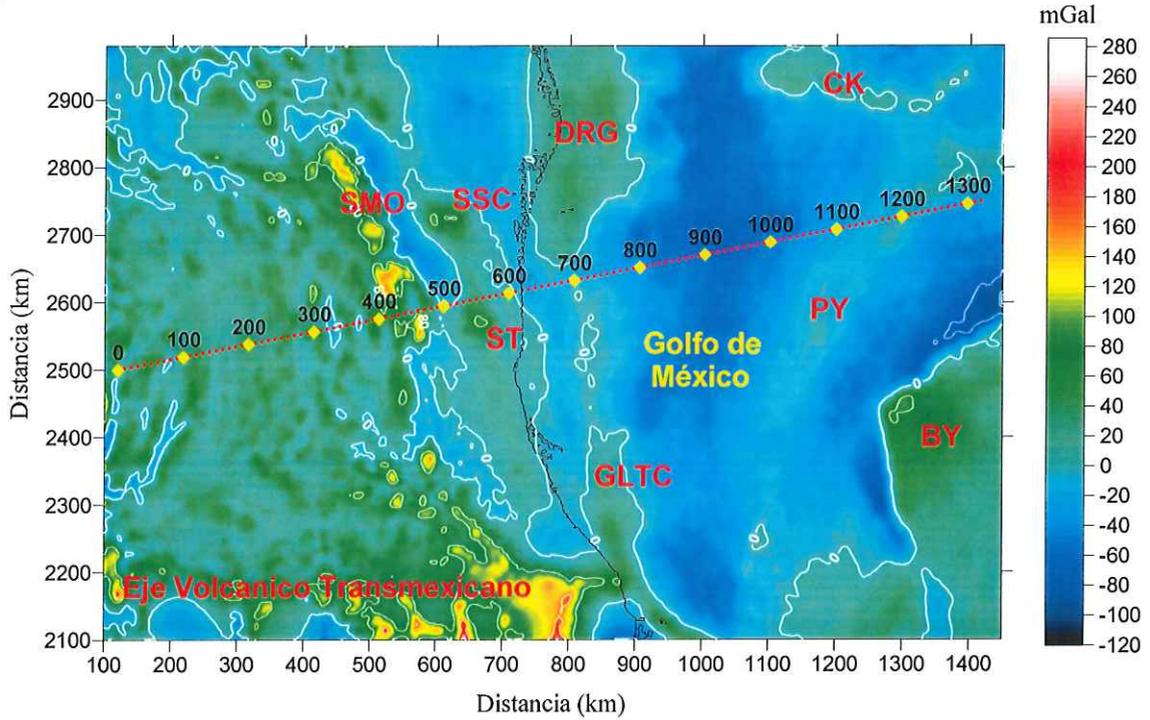


Figura 22. a) Mapa de la interfase corteza-manto en coordenadas UTM que muestra la ubicación del perfil SW-NE; b) Perfil de la interfase corteza-manto que muestra como la corteza continental cambia a corteza oceánica.

a)



b)



Figura 23. a) Mapa de gravedad (Aire Libre) en coordenadas UTM que muestra la ubicación del perfil SW-NE; b) Perfil de gravedad que muestra en círculos negros las principales anomalías de la zona de estudio referidas a la Sierra Madre Oriental y al Arco de Tamaulipas.

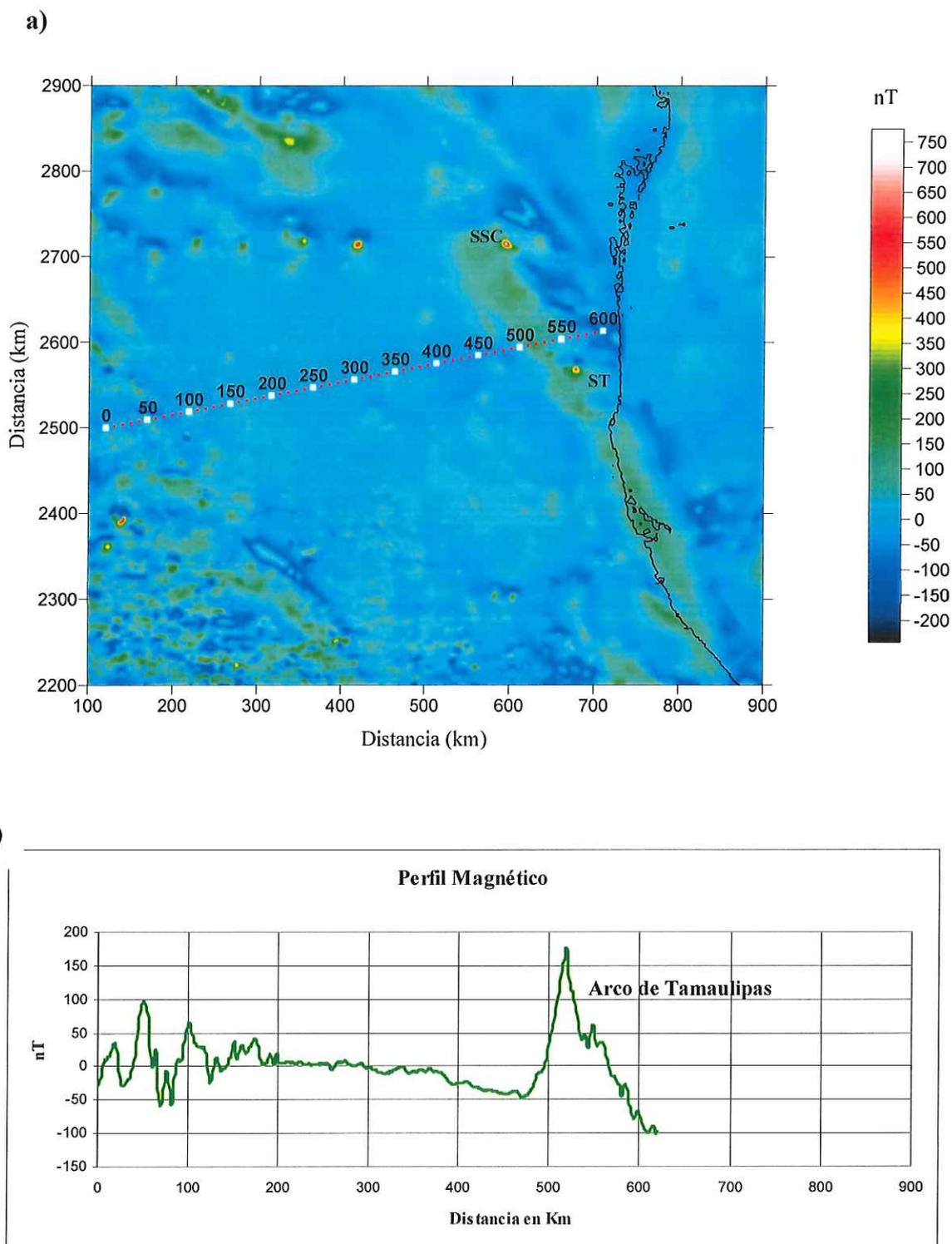


Figura 24. Mapa magnético en coordenadas UTM que muestra la ubicación del perfil SW-NE; b) Perfil magnético que muestra la principal anomalía correspondiente al Arco de Tamaulipas.

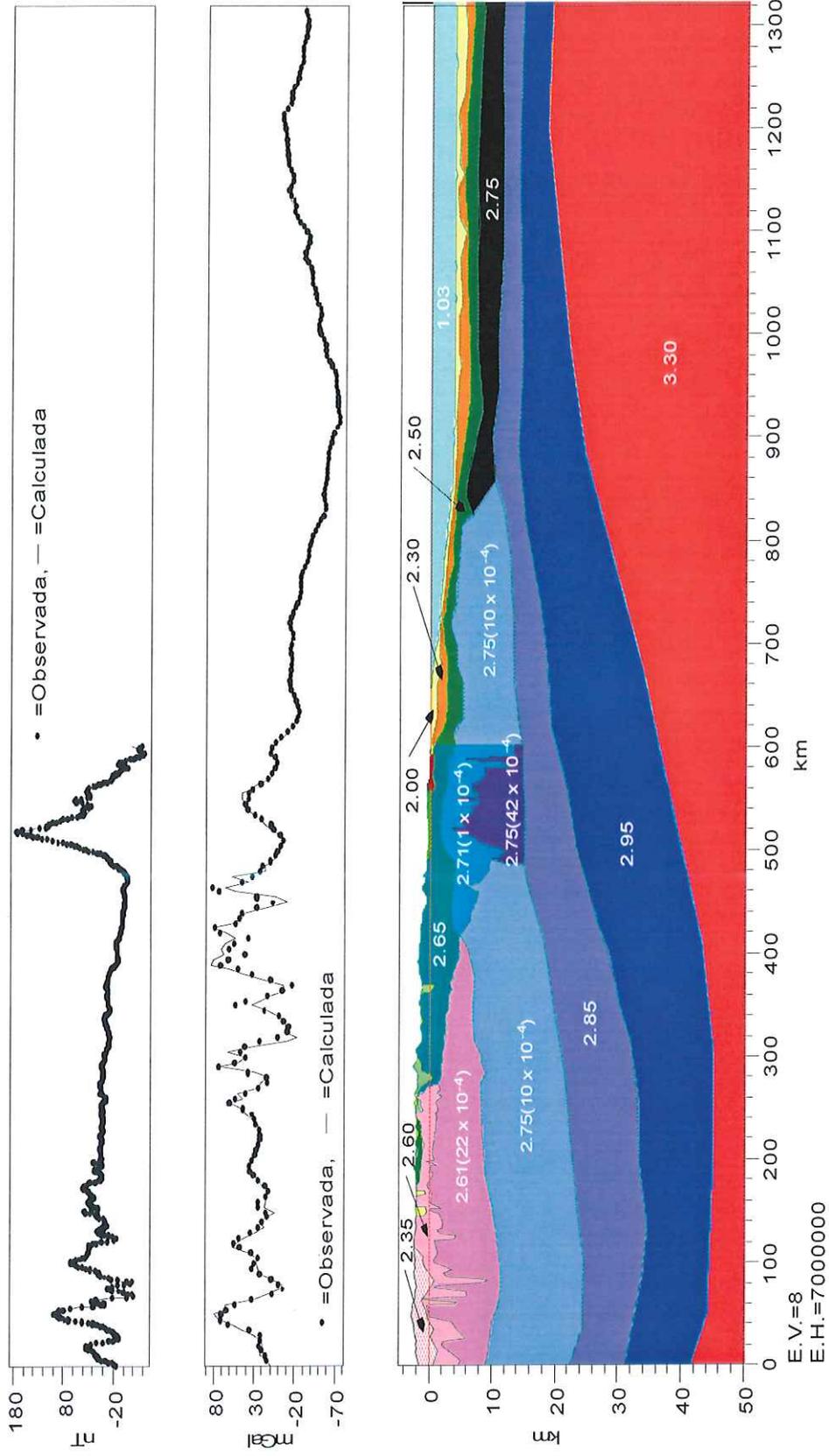


Figura 25. Perfil 2D del NE de México y el Golfo de México: a) Perfil magnético, b) Perfil Gravimétrico, c) Inferencia de las capas de la corteza, los números indican el valor de la densidad y los números entre paréntesis el valor de magnetización en cgs.

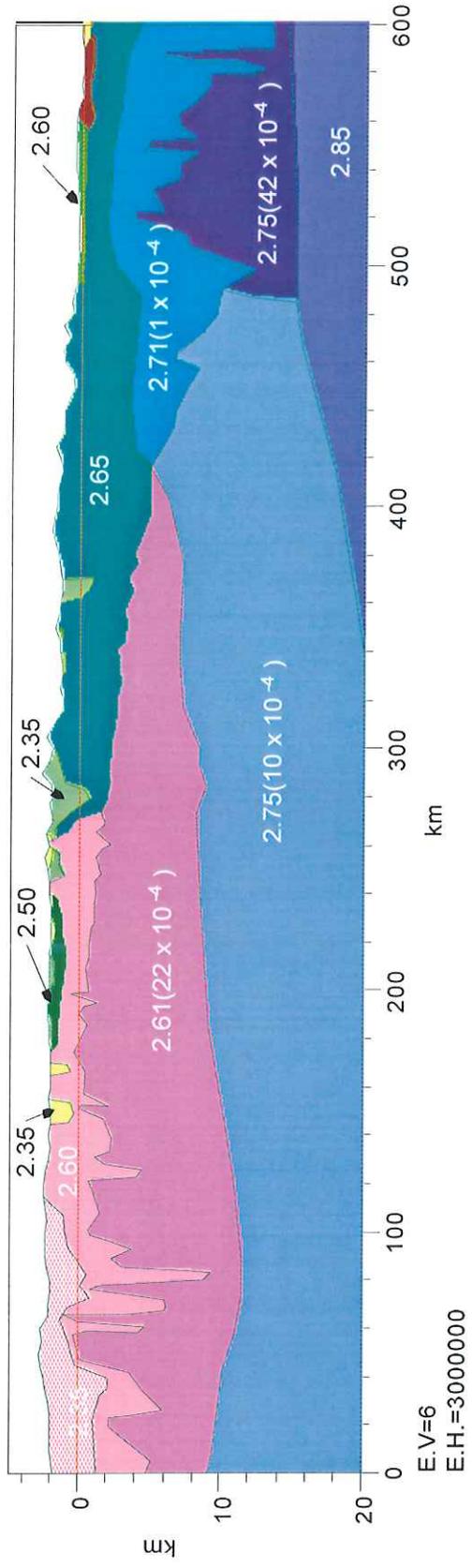
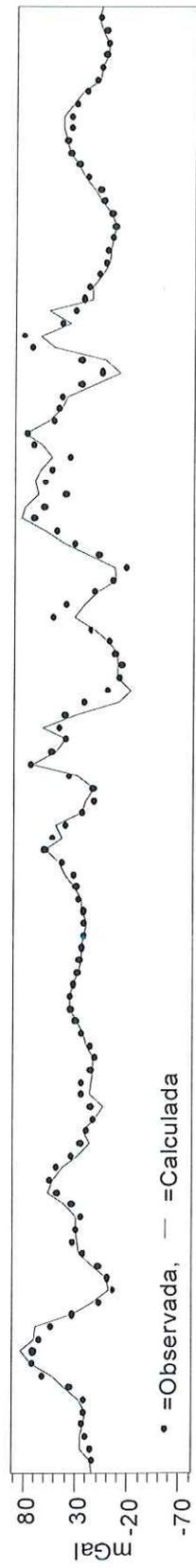
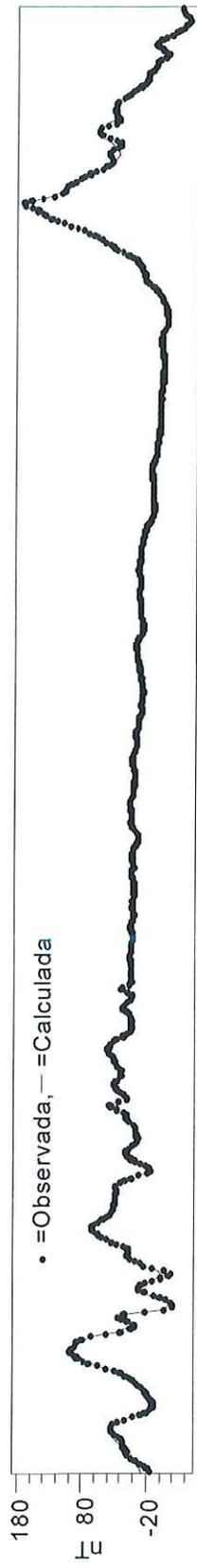


Figura 26. Ampliación del Perfil 2D del NE de México correspondiente a la parte continental: a) Perfil magnético, b) Perfil Gravimétrico, c) Inferencia de las capas de la corteza, los números indican el valor de la densidad y los números entre paréntesis el valor de magnetización en cgs.

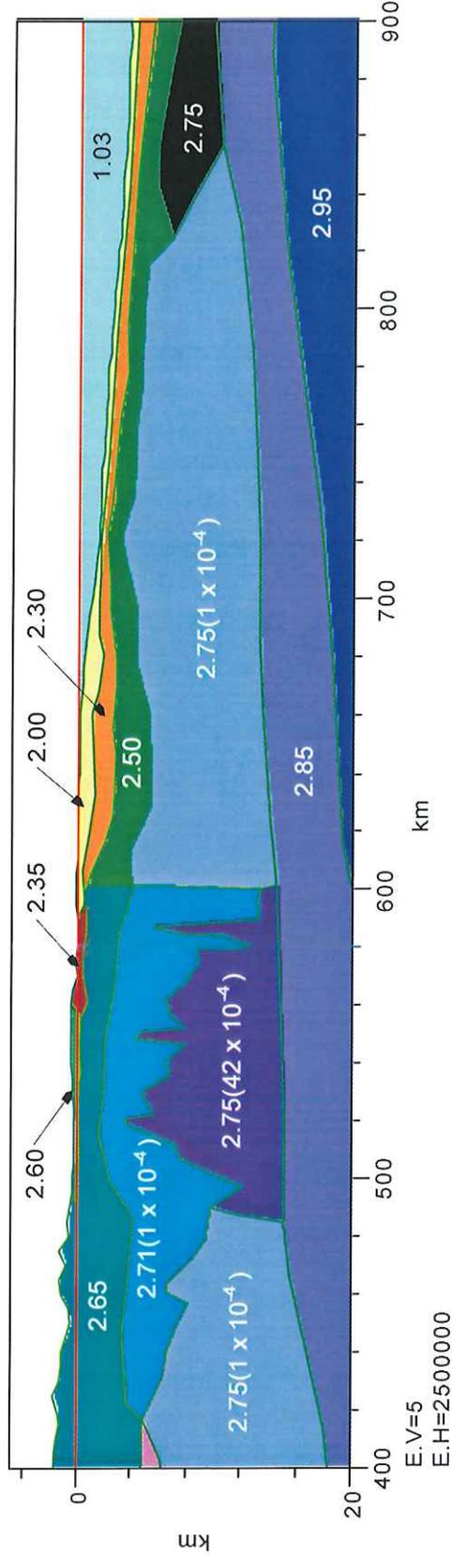
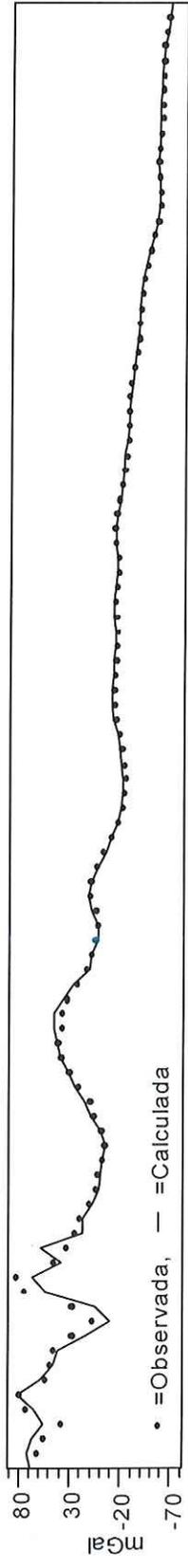
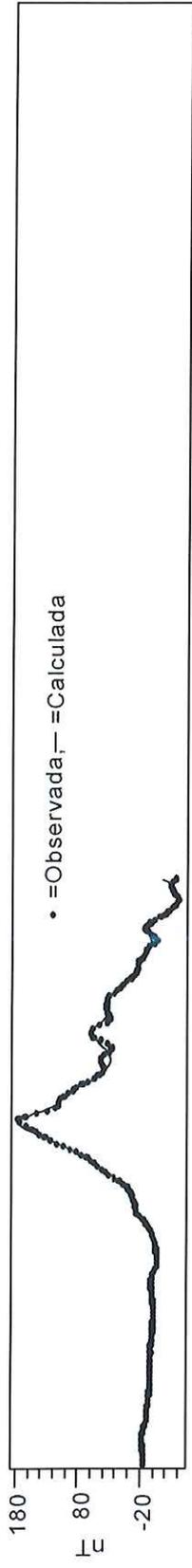


Figura 27. Ampliación del Perfil 2D del NE de México correspondiente a la parte transicional: a) Perfil magnético, b) Perfil Gravimétrico, c) Inferencia de las capas de la corteza, los números indican el valor de la densidad y los números entre paréntesis el valor de magnetización en cgs.

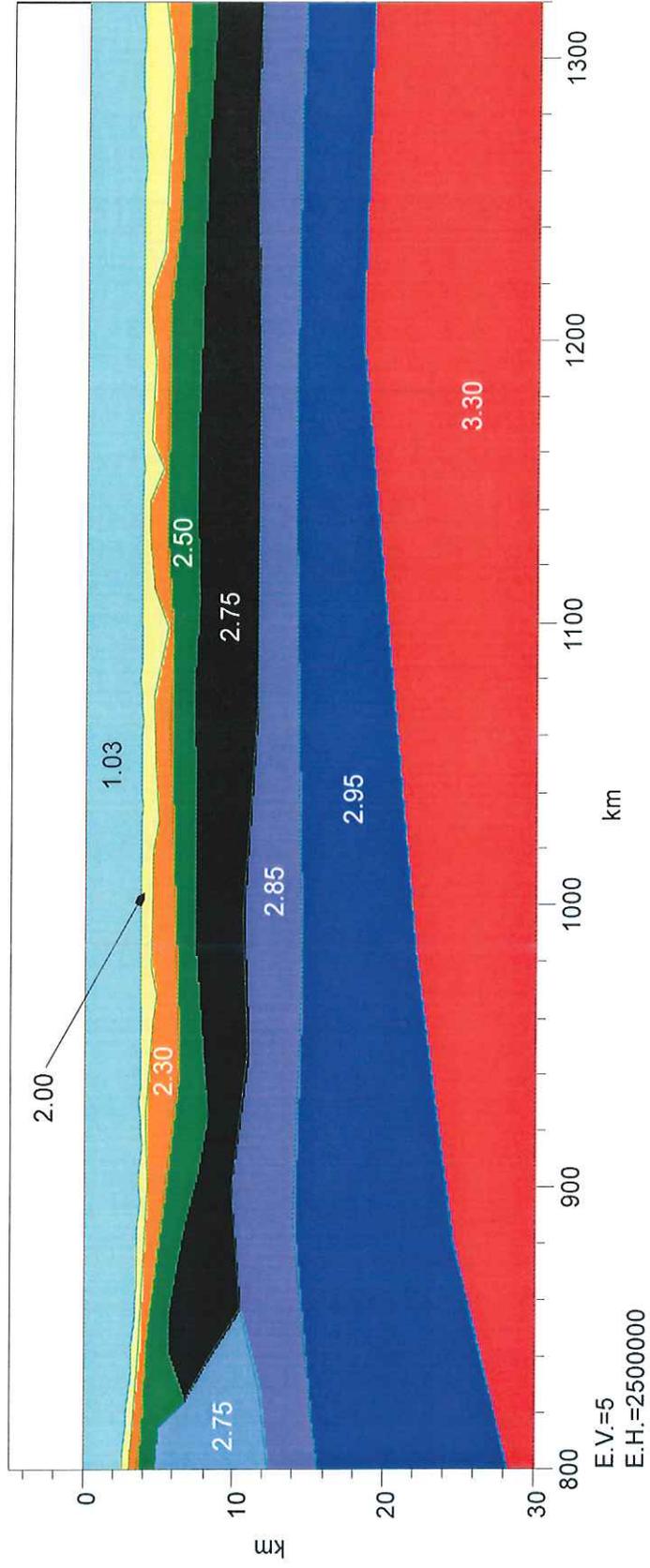
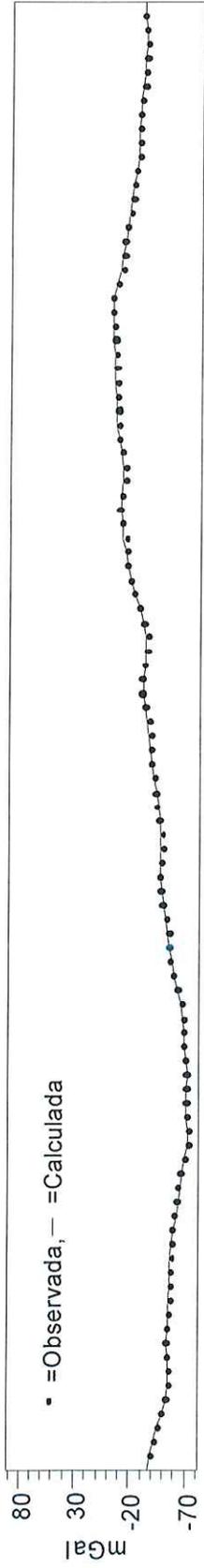


Figura 28. Ampliación del Perfil 2D del NE de México correspondiente a la corteza oceánica: a) Perfil Gravimétrico, b) Inferencia de las capas de la corteza, los números indican el valor de la densidad.

VI. INTERPRETACIÓN DE ANOMALÍAS MAGNÉTICAS

Como se ha visto, el Arco de Tamaulipas tiene una figura muy alargada donde el índice de magnetización es elevado concentrándose en dos puntos principales que son las Sierras de San Carlos y Tamaulipas. El alineamiento E-W presenta anomalías bien definidas y orientadas en una misma dirección y también presentan una elevada magnetización. Para su interpretación, en la primera parte de este capítulo, se empleara el método AN-EUL el cual sirve para darnos una información preliminar de la geometría y profundidad de los cuerpos que producen dichas anomalías magnéticas. En la segunda parte, con los resultados previos del método AN-EUL, se utilizara una capa uniformemente magnetizada con el que podremos inferir la forma de los cuerpos en tres dimensiones causantes de dichas anomalías.

VI.1 Análisis de datos magnéticos

Los datos aeromagnéticos del Servicio Geológico Mexicano (SGM, 2002) son interpretados utilizando el método AN-EUL desarrollado por Salem y Ravat (2003), el cual combina el método de señal analítica y el método de deconvolución de Euler, con el cual se puede deducir la localización y la geometría aproximada de la fuente magnética.

La deconvolución de Euler y la señal analítica se han usado para interpretaciones semiautomáticas de datos magnéticos, principalmente para delinear contactos o ciertas formas de cuerpos y obtener estimaciones rápidas de la profundidad de la fuente. Para la deconvolución de Euler, la calidad de la estimación de la profundidad depende mayormente de la selección apropiada del índice estructural, el cual esta en función de la geometría del cuerpo que lo causa, y se aplica solo para funciones que son homogéneas, tal es el caso de

contactos, diques delgados y polos (Reid *et al.*, 1990; El Dawi *et al.*, 2004; FitzGerald *et al.*, 2004; Keating y Pilkington, 2004). Afortunadamente, muchas estructuras geológicas complejas pueden ser aproximadas a este tipo de geometrías simples. Para la señal analítica, se usa una función compleja que relaciona las transformadas de Hilbert y los componentes del campo potencial para interpretar las estructuras geológicas en 2D y 3D (Nabighian, 1974, 1984), el modelo usado generalmente es un contacto aunque otros modelos también pueden ser considerados demostrándose que la función es homogénea (Hsu *et al.*, 1996; El Dawi *et al.*, 2004).

Como resultado, el Método AN-EUL elimina algunas limitantes de ambos métodos y es posible determinar la localización de la fuente y el índice estructural de la anomalía observada, donde la fuente local y el contraste de susceptibilidad pueden determinarse a partir de la relación de la señal analítica y los gradientes ortogonales del campo magnético. La mayor ventaja del método AN-EUL es que nos permite identificar automáticamente la profundidad y la naturaleza de la fuente con la localización de la máxima amplitud de z y η .

VI.1.1 La Señal Analítica

La función compleja de la señal analítica S (Nabighian, 1974, 1984) puede definirse en términos del campo total f , cuya parte real esta dada por las derivadas de la anomalía magnética en las direcciones x y y , y su parte imaginaria corresponde a la derivada en la dirección z , por lo tanto:

$$S(x, y) = |f_x + f_y| + i|f_z| \quad (9)$$

donde $i = \sqrt{-1}$ y $f_x = \frac{\partial f}{\partial x}$, $f_y = \frac{\partial f}{\partial y}$, $f_z = \frac{\partial f}{\partial z}$

La amplitud de la señal analítica de orden cero, uno y dos quedan expresadas como:

$$|S_0(x, y)| = \sqrt{(f_x)^2 + (f_y)^2 + (f_z)^2} \quad (10)$$

$$|S_1(x, y)| = \sqrt{(f_{xz})^2 + (f_{yz})^2 + (f_{zz})^2} \quad (11)$$

$$|S_2(x, y)| = \sqrt{(f_{xzz})^2 + (f_{yzz})^2 + (f_{zzz})^2} \quad (12)$$

donde S_0 muestra valores máximos donde existe un contraste en la magnetización, permitiendo inferir aproximadamente la ubicación de la fuente que causa las anomalías magnéticas. S_1 y S_2 también muestran valores máximos en sitios comunes, lo cual nos permitirá inferir las profundidades y el tipo de modelo de la fuente.

Utilizando la transformada de Fourier, se calcularon las derivadas en el dominio del número de onda a partir de la siguiente definición:

$$h(k_x, k_y) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} h(x, y) \exp[-i(k_x x + k_y y)] \partial x \partial y \quad (13)$$

$$h(x, y) = \frac{1}{4\pi^2} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} h(k_x, k_y) \exp[i(k_x x + k_y y)] \partial k_x \partial k_y \quad (14)$$

donde k_x y k_y son el número de onda en las direcciones de x y y respectivamente, por lo tanto, las anomalías magnéticas en las direcciones x , y , z quedan expresadas (Sánchez-Monclú, 1997; López Guzmán, 2004) así:

$$\frac{\partial h(x, y)}{\partial x} = \mathfrak{F}^{-1} \{ i k_x \mathfrak{F} [h(x, y)] \} \quad (15)$$

$$\frac{\partial h(x, y)}{\partial y} = \mathfrak{I}^{-1} \{ik_y \mathfrak{I}[h(x, y)]\} \quad (16)$$

$$\frac{\partial^n h(x, y)}{\partial z^n} = \mathfrak{I}^{-1} \{k|^{-n} \mathfrak{I}[h(x, y)]\} \quad (17)$$

VI.1.2 Deconvolución de Euler

La ecuación diferencial de Euler es homogénea para una geometría específica de la fuente pues relaciona el campo magnético y sus componentes del gradiente con la localización y profundidad de la anomalía magnética expresada como un índice estructural, por lo que para el caso de 3D queda definida (*Reid et al., 1990; El Dawi, 2004*) como:

$$x_0 \frac{\partial f}{\partial x} + y_0 \frac{\partial f}{\partial y} + z_0 \frac{\partial f}{\partial z} + \eta f = x \frac{\partial f}{\partial x} + y \frac{\partial f}{\partial y} + z \frac{\partial f}{\partial z} + \eta b \quad (18)$$

Donde x_0, y_0, z_0 son las coordenadas de un punto de medición; x, y, z son las coordenadas de localización de la fuente; b es la base de nivel y η es un índice estructural que define la razón de la atenuación de la anomalía magnética con la distancia. Por ejemplo: $\eta=0$ para un contacto, $\eta=1$ para la cima de un dique vertical o el borde de un sill, $\eta=2$ para el centro de un cilindro horizontal o vertical y $\eta=3$ para el centro de un esfera o dipolo magnético (*Reid et al., 1990*).

VI.1.3 La derivación de AN-EUL

Tomando las derivadas de la ecuación de Euler en la dirección de x, y, z , y puesto que $x_0 = x, y_0 = y$ y $z_0 = 0$ se tiene que:

$$z \left(\frac{\partial^2 f}{\partial z \partial x} \right)_{x_0=x, y_0=y} = (\eta + 1) \left(\frac{\partial f}{\partial x} \right)_{x_0=x, y_0=y} \quad (18a)$$

$$z \left(\frac{\partial^2 f}{\partial z \partial y} \right)_{x_0=x, y_0=y} = (\eta + 1) \left(\frac{\partial f}{\partial y} \right)_{x_0=x, y_0=y} \quad (18b)$$

$$z \left(\frac{\partial^2 f}{\partial z^2} \right)_{x_0=x, y_0=y} = (\eta + 1) \left(\frac{\partial f}{\partial z} \right)_{x_0=x, y_0=y} \quad (18c)$$

donde z es la profundidad al centro de la fuente y se le denomina epi-centroide. Ahora con el cuadrado de las ecuaciones anteriores hacemos la suma y obtenemos la raíz cuadrada:

$$z \left(\sqrt{\left(\frac{\partial^2 f}{\partial z \partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial^2 f}{\partial z \partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial^2 f}{\partial z^2} \right)^2} \right)_{x_0=x, y_0=y} = (\eta + 1) \left(\sqrt{\left(\frac{\partial f}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial z} \right)^2} \right)_{x_0=x, y_0=y}$$

Expresando la ecuación anterior de una forma más sencilla tenemos:

$$z |S_1|_{x_0=x, y_0=y} = (\eta + 1) |S_0|_{x_0=x, y_0=y} \quad (19)$$

donde $|S_0|$ y $|S_1|$ son las amplitudes de la señal analítica de orden cero y de orden uno respectivamente. Así, las ecuaciones derivadas de Euler hacen posible generalizar formulas de señal analítica que estimen la profundidad de las fuentes magnéticas si este tipo de

fuente es conocida. Pero, la ventaja de sustituir las ecuaciones de Euler dentro de la expresión de la señal analítica, es que se generalizan relaciones para estimar la profundidad y la geometría de la fuente magnética.

Un punto muy importante de los resultados del método AN-EUL es que no se restringe a una fuente idealizada (donde η es entero y fijo), sino que se puede trabajar con fracciones de η , asociándolos a fuentes arbitrariamente formadas (Salem y Ravat, 2003).

Para alcanzar el paso final se tiene que derivar en las direcciones de x , y y z la primera derivada vertical de la ecuación de Euler (18) y con la raíz cuadrada de la suma del cuadrado de las ecuaciones de Euler, se obtiene:

$$z|S_2|_{x_0=x, y_0=y} = (\eta + 2)|S_1|_{x_0=x, y_0=y} \quad (20)$$

Donde $|S_2|$ es la envolvente de orden dos de la señal analítica. Sustituyendo la ecuación (20) en la ecuación (18b) obtenemos:

$$z = \left(\frac{|S_1||S_0|}{|S_2||S_0| - |S_1|^2} \right)_{x_0=x, y_0=y} \quad (21)$$

y

$$\eta = \left(\frac{2|S_1|^2 - |S_2||S_0|}{|S_2||S_0| - |S_1|^2} \right)_{x_0=x, y_0=y} \quad (22)$$

Con estas ecuaciones se puede estimar el índice estructural (la geometría de la fuente) y el epi-centroide (la profundidad), donde la resolución de los valores máximos de la señal analítica (S), dependen de la calidad y del cubrimiento espacial de los datos.

Para la zona de estudio se tomaron dos series de muestras, una que comprende al Arco de Tamaulipas en el NE de México y otra de un alineamiento E-W en la falla Torreón-Monterrey al oriente de Durango y N de Zacatecas, los cuales presentan un alto grado de magnetización, para evitar contaminación por ruido usando el método de continuación hacia arriba se elevaron los datos 2.3 km a partir del nivel mar y se utilizó un filtro de nueve puntos. En la tabla I y en la tabla II se muestran las coordenadas de las muestras (x, y), la señal analítica de orden cero, uno y dos (S_0, S_1, S_2), la profundidad del epi-centroide (z) y el índice estructural (η), en las Fig 29 y 30 la localización de las muestras.

Tabla I. Resultados de AN-EUL para determinar las profundidades y la geometría de las fuentes magnéticas para el Arco Alcalino del NE de México.

***[$\eta = 0$ (contacto), $\eta = 1$ (dique), $\eta = 2$ (cilindro horizontal o vertical), $\eta = 3$ (esfera)]**

	x	y	So	S1	S2	z	η^*
1	778	2292	23.17	6.40	2.73	6.651	0.8
2	765	2302	24.01	8.13	4.43	4.848	0.6
3	763	2310	25.10	9.11	4.69	6.585	1.4
4	748	2381	16.61	4.90	2.43	4.977	0.5
5	734	2410	8.19	3.33	2.04	4.854	1.0
6	736	2428	16.75	4.45	2.32	3.911	0.0
7	735	2455	15.32	4.14	2.04	4.494	0.2
8	705	2498	13.12	7.63	5.67	6.189	2.6
9	685	2499	8.76	5.85	5.38	3.971	1.7
10	695	2515	29.12	14.32	11.11	3.520	0.7
11	678	2570	198.23	119.96	101.40	4.164	1.5
12	648	2588	77.23	50.68	42.75	5.339	2.5
13	631	2597	21.33	7.91	5.09	3.668	0.4
14	635	2612	17.47	8.77	6.87	3.554	0.8
15	622	2640	18.29	8.85	6.19	4.639	1.2
16	633	2645	21.65	13.40	12.68	3.055	0.9
17	593	2716	265.66	154.41	128.32	4.003	1.3

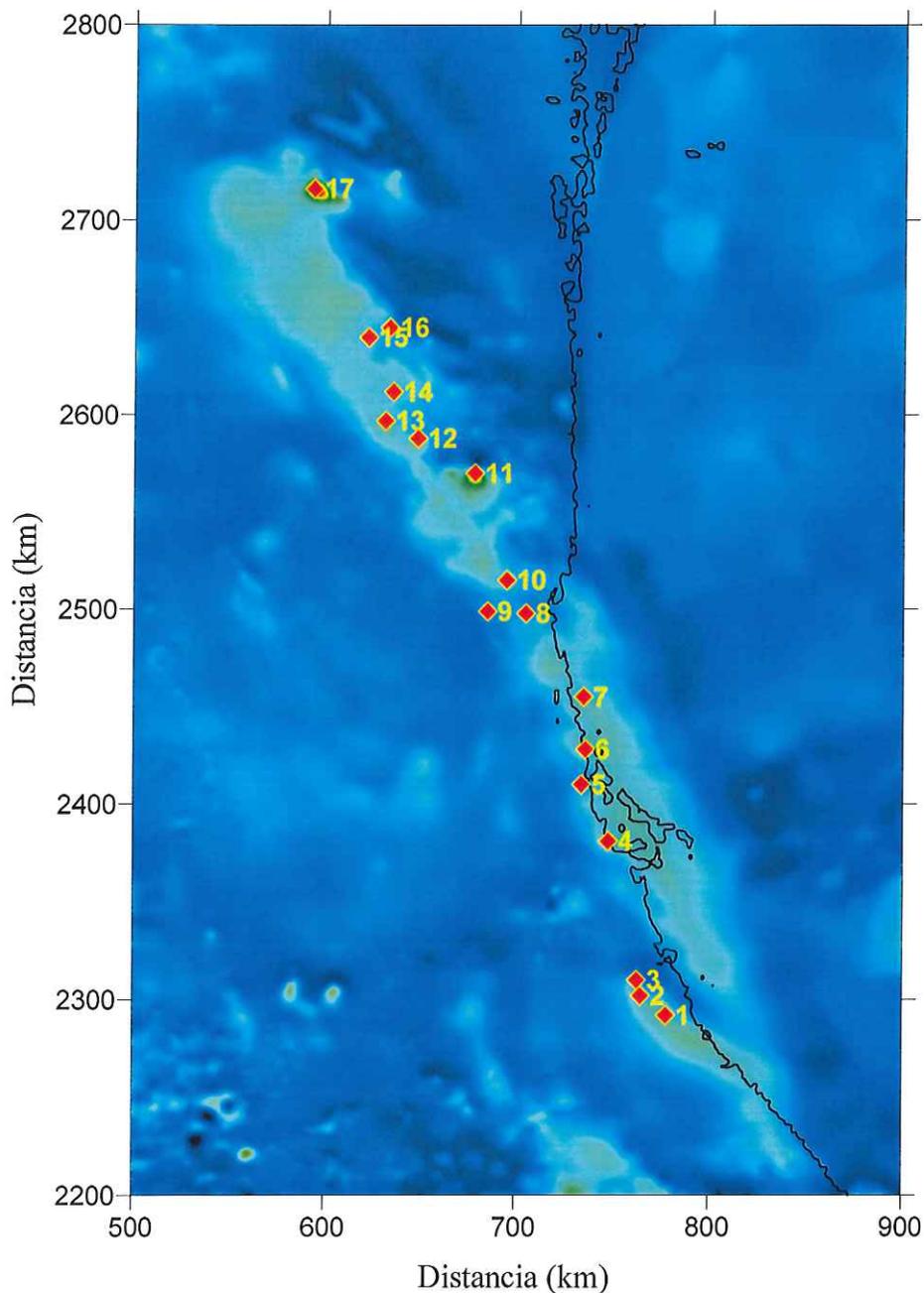


Figura 29. Mapa del NE de México que muestra el Arco Alcalino, los diamantes ubican los puntos calculados usando el método AN-EUL para determinar las profundidades y la geometría de las anomalías magnéticas, los valores pueden verse en la Tabla I.

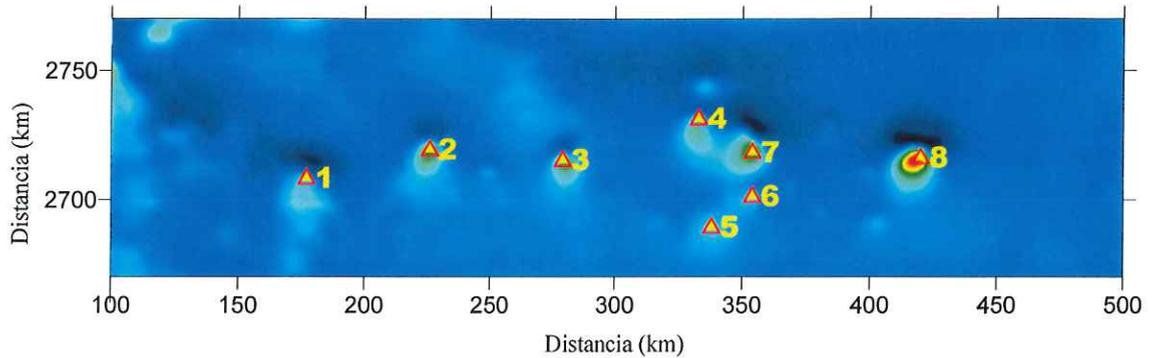


Figura 30. Mapa del alineamiento E-W al oriente de Durango y N de Zacatecas, los diamantes ubican los puntos calculados usando el método AN-EUL para determinar las profundidades y la geometría de las anomalías magnéticas, los valores pueden verse en la tabla II.

Tabla II. Resultados de AN-EUL para determinar las profundidades y la geometría de las fuentes magnéticas para el alineamiento E-W al oriente de Durango y N de Zacatecas.

*[$\eta = 0$ (contacto), $\eta = 1$ (dique), $\eta = 2$ (cilindro horizontal o vertical), $\eta = 3$ (esfera)].

	x	y	S_0	S_1	S_2	z	η^*
1	177	2709	129.33	15.44	8.80	5.542	1.159
2	226	2720	75.01	73.59	55.33	5.469	2.112
3	279	2716	37.97	53.93	38.42	6.628	2.722
4	333	2732	22.47	52.37	51.38	3.535	1.468
5	338	2690	11.01	6.21	3.02	5.552	0.700
6	354	2702	15.42	35.72	35.23	5.204	3.133
7	354	2719	11.40	83.74	61.97	5.211	1.857
8	420	2717	266.36	111.55	78.20	5.164	1.620

VI.2 Modelado magnético 3D usando un estrato uniformemente magnetizado

García-Abdeslem (2005) desarrolló un método 3D para el modelado directo y el problema inverso de anomalías magnéticas del campo total, el cual permite construir un estrato, bajo la superficie, responsable de la anomalía magnética observada mediante el uso de una combinación lineal de funciones base. Las aplicaciones de este método para interpretar los datos aeromagnéticos observados en el NE de México y la estimación de la profundidad preliminar, obtenida con el método AN-EUL, nos permite inferir la geometría del cuerpo que causada la anomalía magnética observada del Arco de Tamaulipas así como la geometría de los cuerpos que causan las anomalías magnéticas observadas en el alineamiento E-W.

VI.2.1 Desarrollo teórico

Suponemos que la fuente del cuerpo es uniformemente magnetizada en presencia del campo magnético de la Tierra. Incluimos una región rectangular que esta limitada por los planos $x = x_1, x_2$ (en dirección Norte) y $y = y_1, y_2$ (en dirección Este). A lo largo del eje z , la superficie esta limitada entre el techo $h_1(x, y)$ y la base $h_2(x, y)$, el cual se define usando una combinación lineal de funciones base, dadas por:

$$h(x, y) = \sum_{i=1}^M m_i W_i(x, y), \quad (23)$$

Donde m_i son coeficientes constantes y W_i son las funciones base, las cuales pueden ser: polinomios, funciones circulares y funciones exponenciales. La amplia variedad de formas generadas incluye la de un prisma rectangular con su techo y base planas, como un caso particular.

En el Sistema Internacional de unidades, la anomalía del campo total f , en un punto fuera del material magnético, está dada por:

$$f(r_0) = -\frac{\mu_0}{4\pi} (\hat{U} \cdot \nabla_0) \int_V dV [\mathbf{J}(r) \cdot \nabla] \frac{1}{|r_0 - r|}, \quad (24)$$

donde $r_0(x_0, y_0, z_0)$ es la localización del observador y $r(x, y, z)$ es la localización de volumen dV de la fuente del cuerpo, \hat{U} es el vector unidad que está en la dirección local del campo magnético, \mathbf{J} es la magnetización (momento magnético dipolar por unidad de volumen), y μ_0 es la permeabilidad magnética del espacio libre ($4\pi \times 10^{-7} \text{ NA}^2$).

Los ejes x y y están orientadas en las direcciones Norte y Este respectivamente, y el eje z es positivo hacia abajo. El operador $\hat{U} \cdot \nabla_0$ esta definido de la siguiente manera:

$$(\hat{U} \cdot \nabla_0) = l \frac{\partial}{\partial x_0} + m \frac{\partial}{\partial y_0} + n \frac{\partial}{\partial z_0}, \quad (25)$$

donde (l, m, n) son los cosenos del vector que están en dirección del campo magnético local de la Tierra. Similarmente:

$$(\mathbf{J} \cdot \nabla) = \mathbf{J} \left[L \frac{\partial}{\partial x} + M \frac{\partial}{\partial y} + N \frac{\partial}{\partial z} \right] \quad (26)$$

Donde (L, M, N) son los cosenos directores de los vectores de magnetización de la fuente, y $\mathbf{J} = |\mathbf{J}|$. Por lo que aplicando el vectorial operador (25) en la ecuación (24), la anomalía magnética del campo total es:

$$f(r_0) = -\frac{\mu_0}{4\pi} \int_V dV [\mathbf{J}(r) \cdot \nabla] \left\{ l \frac{(x_0 - x)}{R^3} + m \frac{(y_0 - y)}{R^3} + n \frac{(z_0 - z)}{R^3} \right\} \quad (27)$$

Entonces aplicando el vectorial operador (26) en la ecuación (27) se tiene que la anomalía del campo total esta dada por:

$$f(r_0) = -\frac{\mu_0}{4\pi} \int dv \left\{ L \left[\frac{l}{R^3} - \frac{3(X^2 + mXY + nXZ)}{R^5} \right] + M \left[\frac{m}{R^3} - \frac{3(lXY + mY^2 + nYZ)}{R^5} \right] \right. \\ \left. + N \left[\frac{n}{R^3} - \frac{3(lXZ + mYZ + nZ^2)}{R^5} \right] \right\} \quad (28)$$

donde $R = [X^2 + Y^2 + Z^2]^{1/2}$, $X = x_0 - x$, $Y = y_0 - y$, y $Z = z_0 - z$.

Para resolver las integrales de la ecuación (28) los integrandos son separados y la integración es analíticamente llevada a lo largo de la dirección z , por lo que se tiene el siguiente resultado:

$$f(r_0) = \frac{\mu_0}{4\pi} J \int_{x_1}^{x_2} dx \int_{y_1}^{y_2} dy (H_L + H_M + H_N) \Big|_{z=h_1}^{z=h_2}, \quad (29)$$

donde

$$H_L = L \left\{ l \left[X^2 \left(\frac{3B - B^3}{A^4} \right) - \frac{B}{A^2} \right] + m \left[XY \left(\frac{3B - B^3}{A^4} \right) \right] + n \left(\frac{X}{R^3} \right) \right\} \quad (30)$$

$$H_M = M \left\{ l \left[XY \left(\frac{3B - B^3}{A^4} \right) \right] + m \left[Y^2 \left(\frac{3B - B^3}{A^4} \right) - \frac{B}{A^2} \right] + n \left(\frac{Y}{R^3} \right) \right\} \quad (31)$$

$$H_N = N \left\{ l \left[\frac{X}{R^2} \right] + m \left[\frac{Y}{R^3} \right] + n \left[\frac{B^3 - B}{A^2} \right] \right\} \quad (32)$$

donde $A^2 = X^2 + Y^2$, y $B = Z/R$.

En las ecuaciones anteriores, las integrales en la ecuación (29) a lo largo de las direcciones x y y , se calcularon numéricamente usando la cuadratura de Gauss-Legendre siguiendo los métodos descritos en García-Abdeslem (2005).

VI.2.2 El problema inverso

Para el problema inverso usaremos un mapa de anomalías magnéticas, estableciendo que la forma del cuerpo esta en tres dimensiones con una magnetización uniforme que explique la anomalía magnética observada. Infiriendo la geometría de la fuente siguiendo el método descrito en García-Abdeslem (2005), con el cual iterativamente resolvemos con un problema inverso no-lineal discreto. Los datos de la anomalía magnética observada están representados por el vector N -dimensional \mathbf{d} , donde N es el número de datos. Lo desconocido del problema son los coeficientes de las funciones básicas que representan la base y el piso debajo de la superficie de la fuente del cuerpo, los cuales están representados por el vector M -dimensional \mathbf{m} , donde M es el número de parámetros del modelo. El sistema de ecuaciones normales del problema esta dado por:

$$\left[\lambda \mathbf{I} + (\mathbf{S}\mathbf{J})^T \mathbf{S}\mathbf{J} \right] \delta \mathbf{m} = (\mathbf{S}\mathbf{J})^T \mathbf{S} \left[\mathbf{d} - f(\mathbf{m}^0) \right], \quad (33)$$

donde T indica transpuesta y λ es un escalar positivo, \mathbf{I} ($M \times M$) es la matriz identidad, \mathbf{J} ($N \times M$) es la matriz jacobiana, y la incertidumbre de los datos esta incluida en la matriz diagonal \mathbf{S} ($N \times N$). El vector N -dimensional f denota la solución al problema, donde los valores de prueba inicial de los parámetros del modelo están representados por el vector M -dimensional \mathbf{m}^0 . La ecuación (33) es resuelta finalmente con el vector M -dimensional $\delta \mathbf{m}$,

el cual representa una perturbación de los parámetros del modelo, y al que se le ha agregado un vector inicial de prueba $\mathbf{m}^I = \mathbf{m}^0 + \delta\mathbf{m}$ el cual proporciona una nueva solución \mathbf{m}^I . Este proceso termina después de un número prescrito de iteraciones o cuando la norma de pérdida de ajuste L_2 es menor que la norma de ruido L_2 .

VI.2.3 Derivadas parciales

Los elementos para la matriz Jacobiana fueron encontrados aplicando la regla de la cadena y el teorema de Leibniz para la diferenciación de un integral en la ecuación (29). Por ejemplo, cuando la interfase h esta dada por la ecuación (23) las derivadas parciales de f con respecto a los coeficientes m_i estarán dados por:

$$\frac{\partial f(r_0)}{\partial m_i} = \frac{\mu_0}{4\pi} J \int_{x_1}^{x_2} \int_{y_1}^{y_2} \left[\frac{\partial}{\partial h} (H_L + H_M + H_N) \right] \frac{\partial h}{\partial m_i}, \quad (34)$$

donde $\partial h / \partial m_i = W_i$, y

$$\frac{\partial H_L}{\partial h} = L \left\{ l \left[\frac{3X^2(2B^2 - B^4 - 1)}{RA^4} - \frac{(B^2 - 1)}{RA^2} \right] + m \left[\frac{3XY(2B^2 - B^4 - 1)}{RA^4} \right] + n \left(\frac{3XB}{R^4} \right) \right\}, \quad (35)$$

$$\frac{\partial H_M}{\partial h} = M \left\{ l \left[\frac{3XY(2B^2 - B^4 - 1)}{RA^4} \right] + m \left[\frac{3Y^2(2B^2 - B^4 - 1)}{RA^4} - \frac{(B^2 - 1)}{RA^2} \right] + n \left(\frac{3YB}{R^4} \right) \right\}, \quad (36)$$

$$\frac{\partial H_N}{\partial h} = N \left\{ l \left[\frac{3XB}{R^4} \right] + m \left[\frac{3YB}{R^4} \right] + n \left[\frac{3B^4 - 4B^2 + 1}{RA^2} \right] \right\} \quad (37)$$

Las integrales de la ecuación (34) son calculadas usando el método de cuadratura de Gauss-Legendre.

VI.3 Inversión de los datos para el Arco de Tamaulipas

Para un mejor cálculo de la inversión del Arco de Tamaulipas primeramente se delimitó el área de interés y se rotó 30° (Fig.31). Después se realizó una distribución uniforme de 1488 funciones básicas (gaussianas) y 106 concéntricas en dos zonas que comprenden a la Sierra de Tamaulipas y San Carlos respectivamente haciendo un total de 1594 nodos (Fig.32-a). Las cuales fueron usadas simultáneamente entre el techo y la base de la fuente del cuerpo:

$$h_t(x, y) = Z_t - \sum_{i=1}^{850} m_i W_i(x, y), \quad (38)$$

$$h_b(x, y) = Z_b - \sum_{i=851}^{1594} m_i W_i(x, y) \quad (39)$$

donde W_i esta dado en la ecuación (23), con $D_x = 590$, $D_y = 90$, $Z_t = 3.5$ y $Z_b = 5$ km (D_x y D_y es la distancia en la dirección Norte y Este y Z_t y Z_b son el techo y la base del estrato magnetizado. Suponemos que la magnetización es uniforme y se encuentra en la dirección del campo magnético de la Tierra, con una intensidad magnética de 44800 nT, un ángulo de inclinación de 53° y un ángulo de declinación de 6°. La magnetización establecida es de $J = 2$ (A/m), donde la composición del basamento es calco-alcalino con rocas metamórficas. El modelo inicial es un prima rectangular de 1.5 km de espesor cuyo techo está a una profundidad de 3.5 km con una incertidumbre de 1 nT en los datos.

Los resultados obtenidos son: la superficie del techo varia entre los -1.8 y 14 km, coincidiendo con el relieve del terreno específicamente para las Sierras de Tamaulipas y San Carlos y con los valores de z_0 de AN-EUL (Fig. 32-b). La superficie de la base varia

entre los 3 y 21 km, coincidiendo nuevamente con las Sierras antes mencionadas, debido quizás, a la actividad magmática asociada a los eventos distensivos de la zona (Fig.32-c). Los espesores de la capa varían por la geometría y lo largo del cuerpo donde los máximos valores no sobrepasan los 18 km (Fig.33-b). Estos máximos valores se encuentran sobre ambas sierras. Las anomalías magnéticas observadas son razonables con la inferencia del cuerpo y los valores negativos hacia el occidente pueden estar relacionados a otro tipo de estructura o a una remanencia magnética (Fig.33-a).

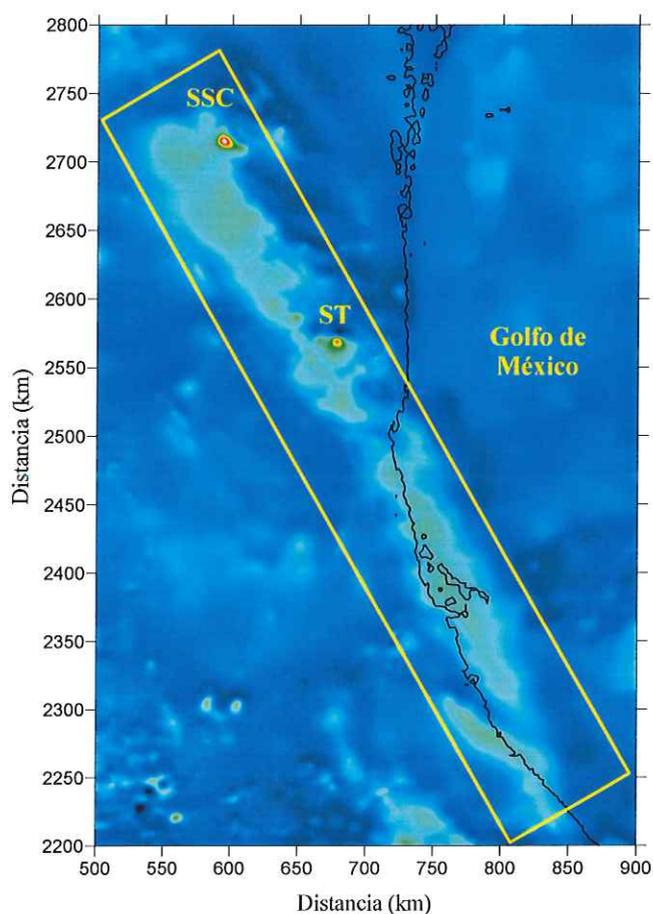


Figura 31. Mapa magnético UTM que muestra el Arco de Tamaulipas, el rectángulo encierra el área de inversión la cual fue rotada 30° para un mejor cálculo y optimización de los resultados.

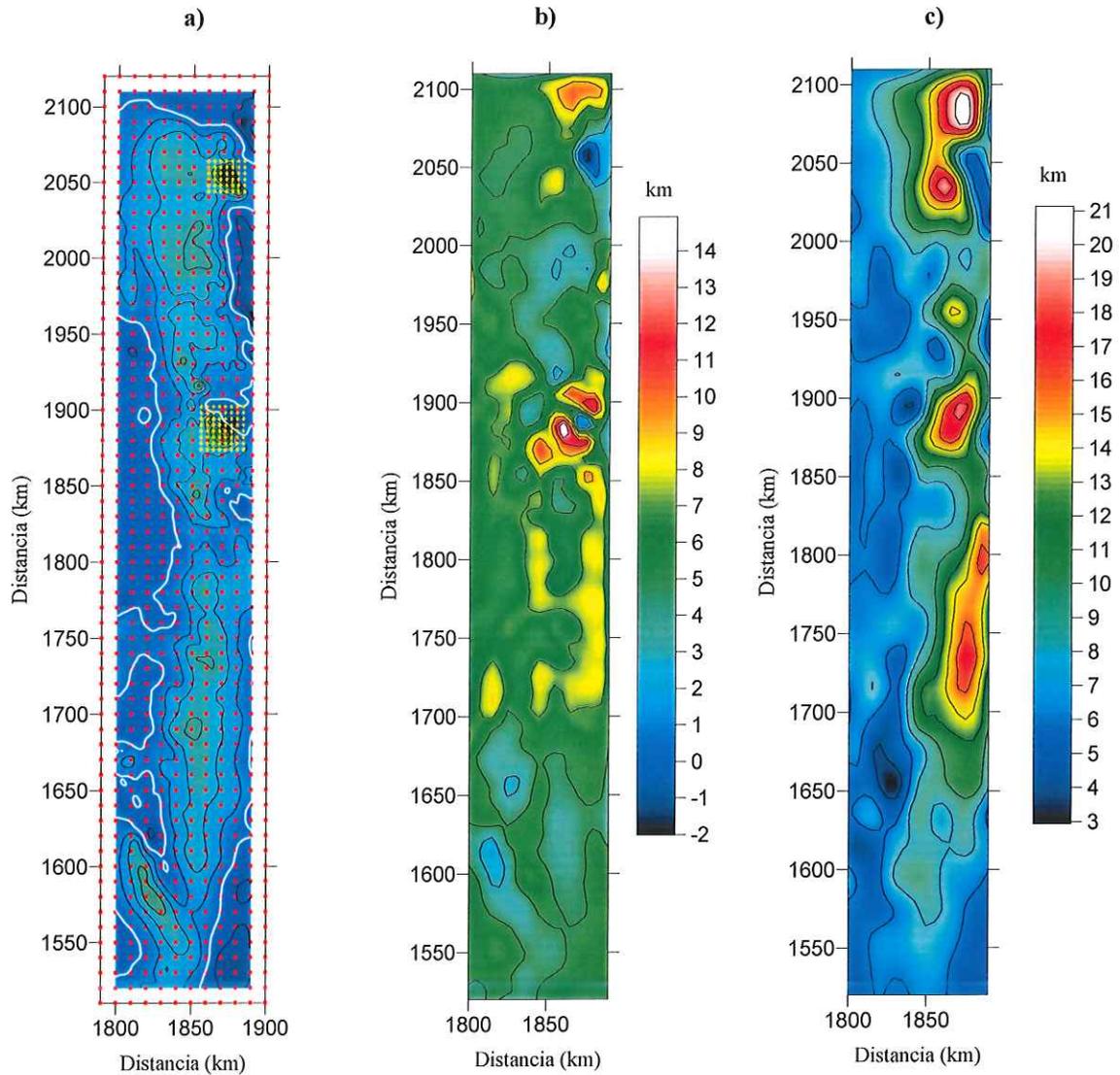


Figura 32. Mapas que muestran: a) La ubicación de las funciones básicas; b) Techo del estrato; c) Base del estrato.

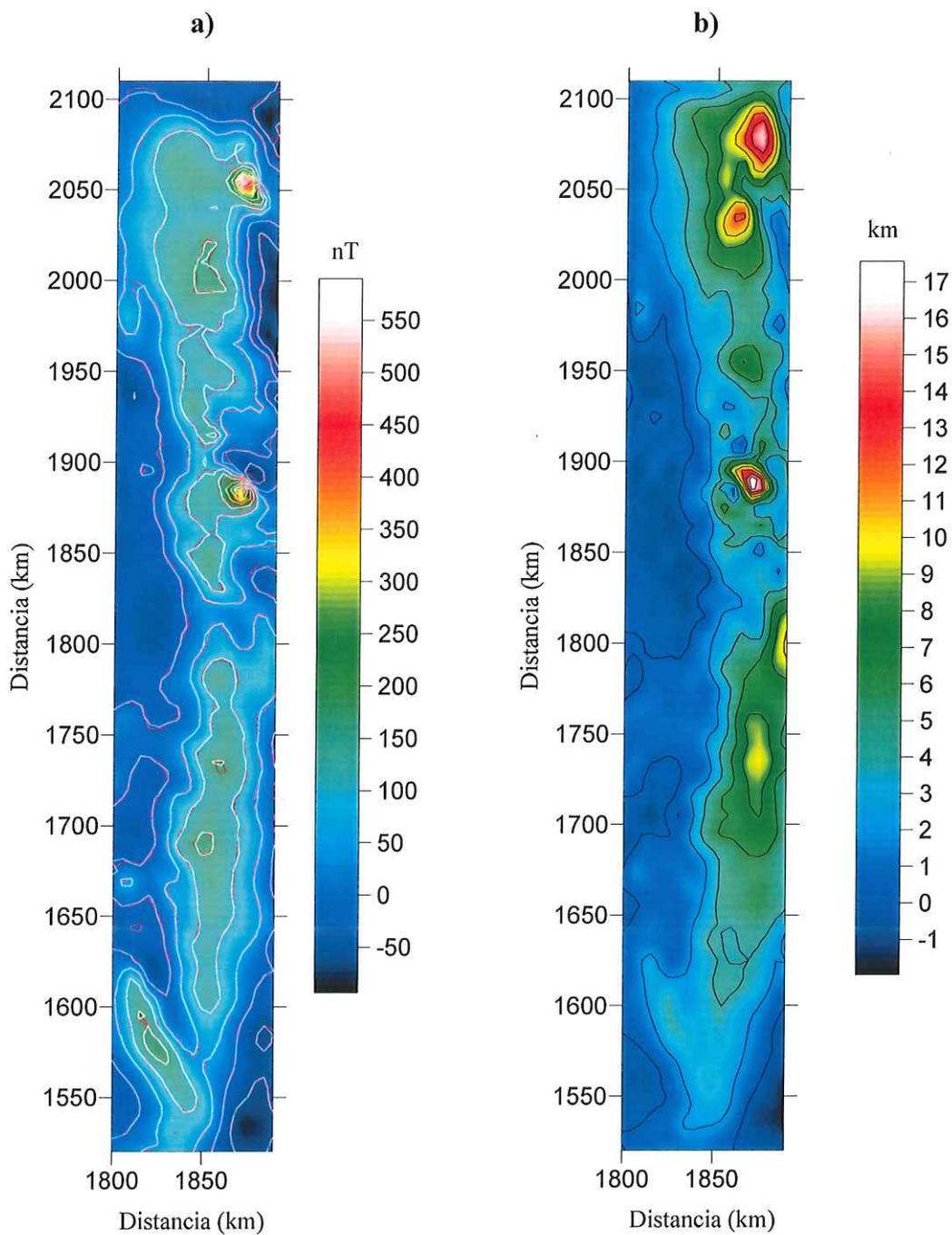


Figura 33. Mapas que muestran: a) Anomalia magnética calculada (línea roja) y observada (línea blanca); b) Espesores del cuerpo.

VI.4 Inversión de datos para el semi-alineamiento E-W en el oriente de Durango y norte de Zacatecas.

Como ya se ha visto el alineamiento E-W esta comprendido principalmente por cinco anomalías las cuales tienen una distribución variable (Fig.34). Las funciones base (M) fueron distribuidas uniformemente de acuerdo a cada una de ellas entre el techo y el piso y llevan el nombre de un cerro o población cercana a ellas, la siguiente tabla muestra los nombres y valores de D_x , D_y , Z_t , Z_b y M :

Tabla III. Área de integración de las anomalías magnéticas en el semi-alineamiento E-W, valores de Z_t y Z_b así como el número total de funciones básicas para cada región.

NOMBRE	D_x	D_y	Z_t	Z_b	M
San José de los Reyes (SJR)	50	50	4.0	4.5	676
Cerro Prieto (CP)	50	50	4.5	5.0	676
Pico de Teyra (PT)	40	40	4.5	5.0	441
Concepción del Oro (CO)	70	80	5.0	5.5	1476
Cerro Pedregoso ó 4 Estados (4E)	50	50	4.5	5.0	676

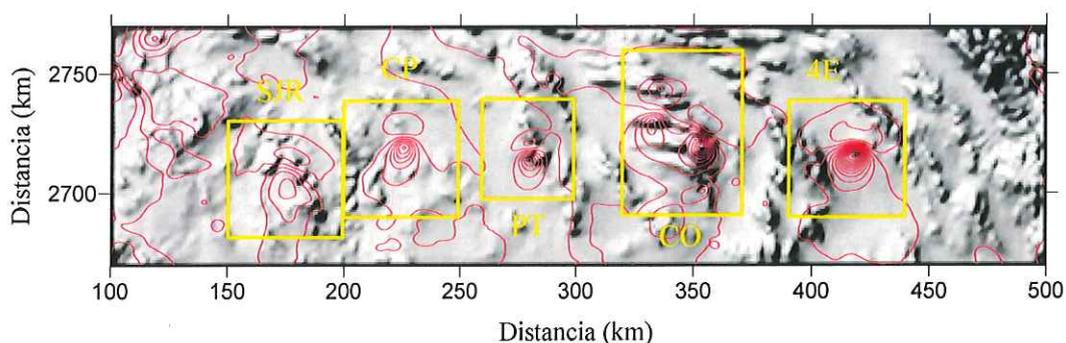


Figura 34. Mapa que muestra la ubicación de las anomalías magnéticas en el oriente de Durango y N de Zacatecas: (SJR) San José de los Reyes, (CP) Cerro Prieto, (PT) Pico de Teyra, (CO) Concepción del Oro, (4E) Cuatro Estados o Cerro pedregoso.

Para este caso suponemos dos capas uniformemente magnetizadas, en la dirección del campo geomagnético, y las cuales localmente tienen una intensidad de 44860 nT, una inclinación de 53° y una declinación de 6° E-N. Las magnetizaciones utilizadas fueron $J1 = 4$ (A/m) para la capa superior y $J2 = 2$ (A/m) para la capa inferior, suponiendo que los cuerpos están compuestos de granodiorita variando entre granitos, cuarzomonsonitas y sienitas. El modelo inicial, en todos los casos, fue un bloque rectangular de 1.5 km de espesor, donde los techos están a 4 km (SJR), 4.5 km (CP, PT y CO) y 5 km (4E), con una incertidumbre de 1 nT en los datos. Los resultados de las anomalías observada y calculada, las superficies de techo, intermedia y base, así como el espesor de los cuerpos quedan registrados en la Tabla IV y las Figuras 35, 36, 37, 38 y 39 muestran estos resultados.

Tabla IV. Valores máximos y mínimos del techo y la base de los cuerpos inferidos, junto con los espesores máximos de cada una de ellos.

Nombre	Techo		Base		Espesor
	Min.	Max.	Min.	Max.	Max.
San José de los Reyes	1	4.4	1.5	5.3	2.4
Cerro Prieto	-0.8	5.5	3.3	5.1	4.1
Pico de Teyra	-1.2	5.0	1.2	5.0	5.2
Concepción del Oro	-2.6	7.3	1.0	6.7	7.6
Cerro Pedregoso ó 4E	-2.1	5.4	3.5	4.5	7.9

Los valores negativos en los espesores hacia el N se interpretan como una región con magnetización remanente, aunque en PT parece continuar hacia el N la estructura separada

por una oquedad que supera los 2.4 km de profundidad. Los valores preliminares de AN-EUL coinciden con los gradientes de las anomalías de los dipolos de cada uno de los cuerpos inferidos los cuales presentan una geometría cilíndrica vertical, excepto para CO, ya que en ella se encuentran varios cuerpos, aunque la anomalía que produce la máxima intensidad se ha interpretado como un cuerpo esférico.

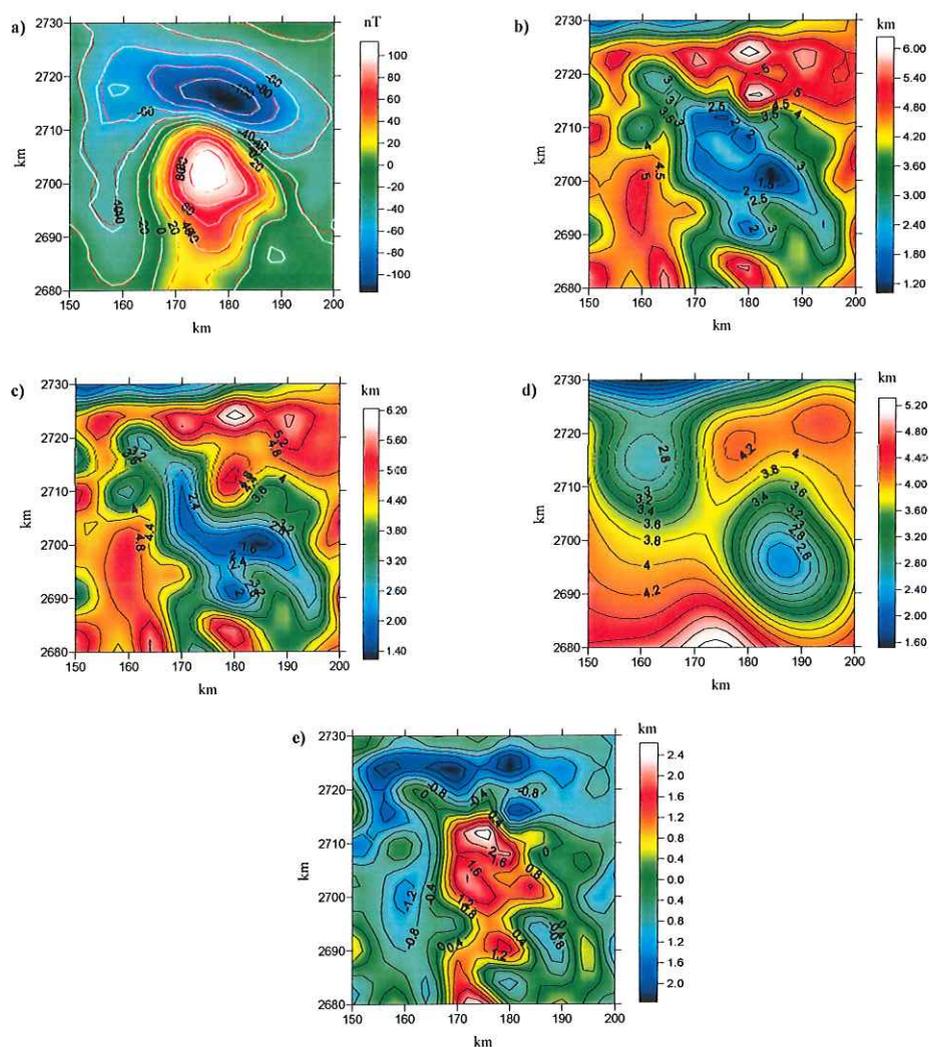


Figura 35. Mapas que muestran los resultados de la anomalía SJR: a) Datos calculados (línea roja) y observados (línea blanca), b) Techo, c) Intermedia d) Base, e) Espesor.

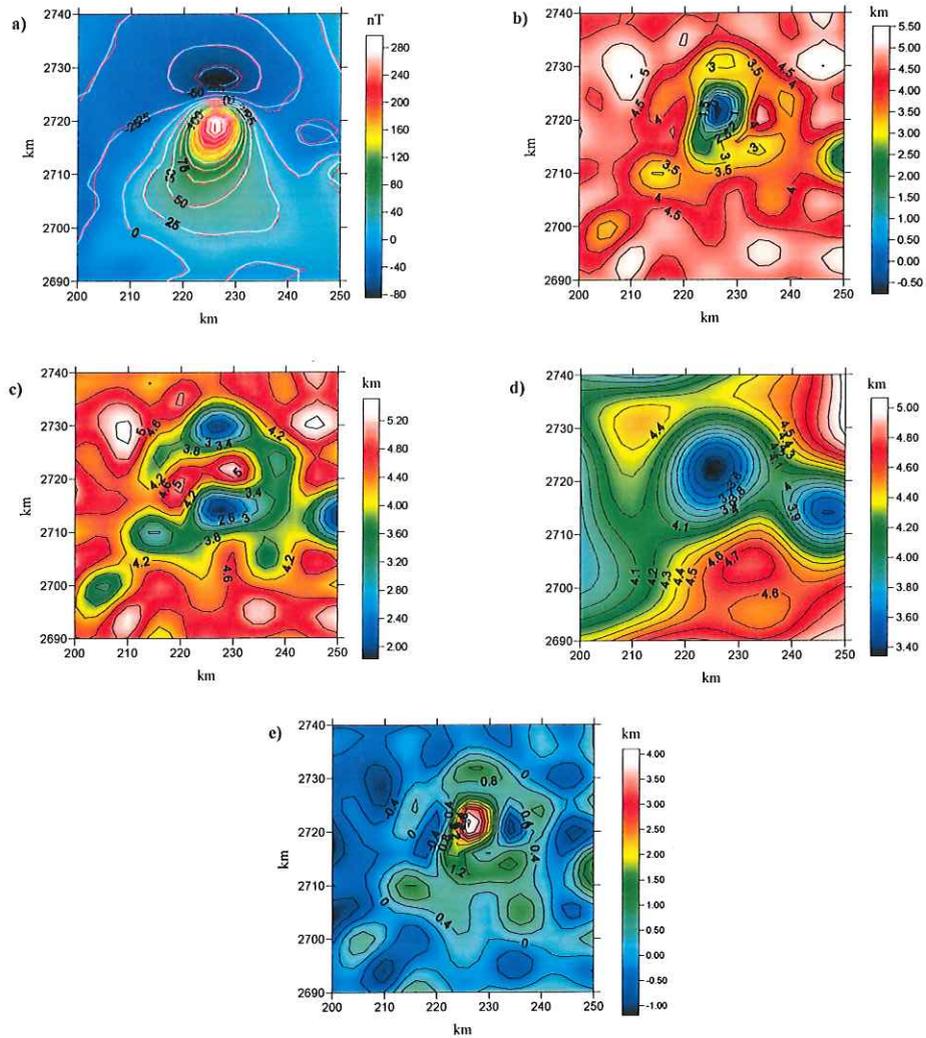


Figura 36. Mapas que muestran los resultados de la anomalía CP: a) Datos calculados (línea roja) y observados (línea blanca), b) Techo, c) Intermedia d) Base, e) Espesor.

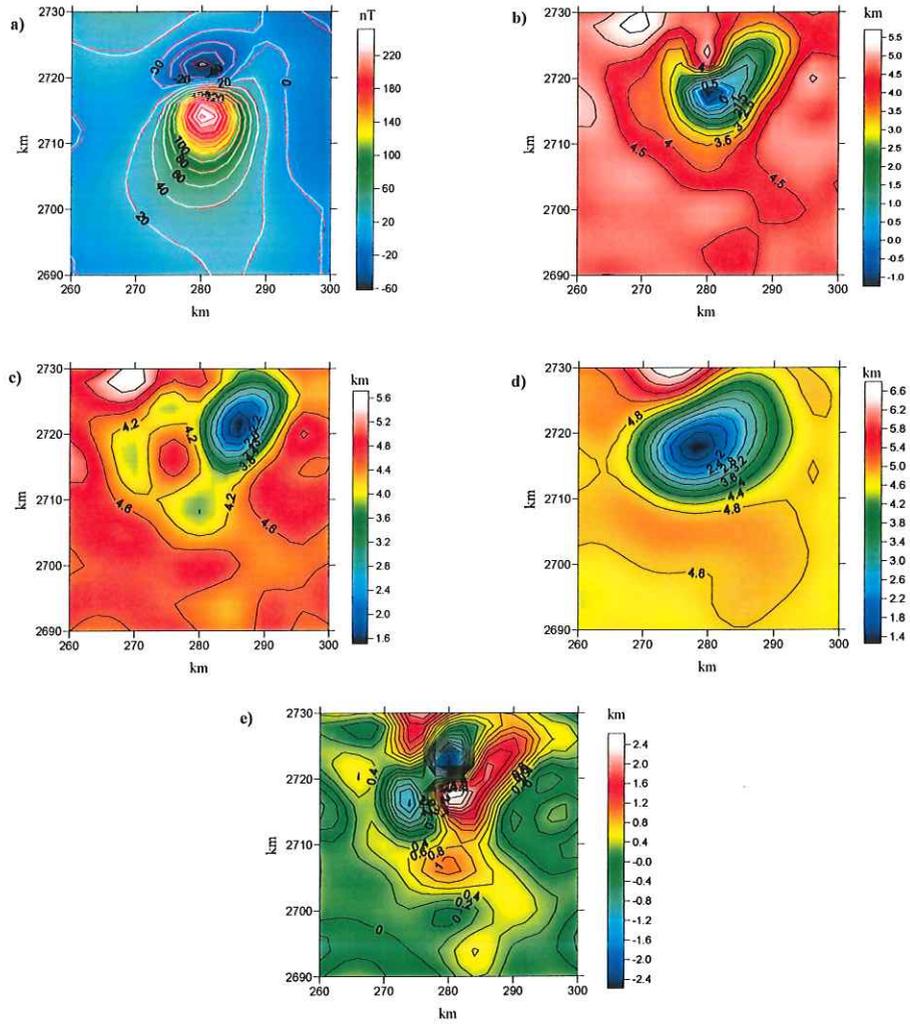


Figura 37. Mapas que muestran los resultados de la anomalía PT: a) Datos calculados (línea roja) y observados (línea blanca), b) Techo, c) Intermedia d) Base, e) Espesor.

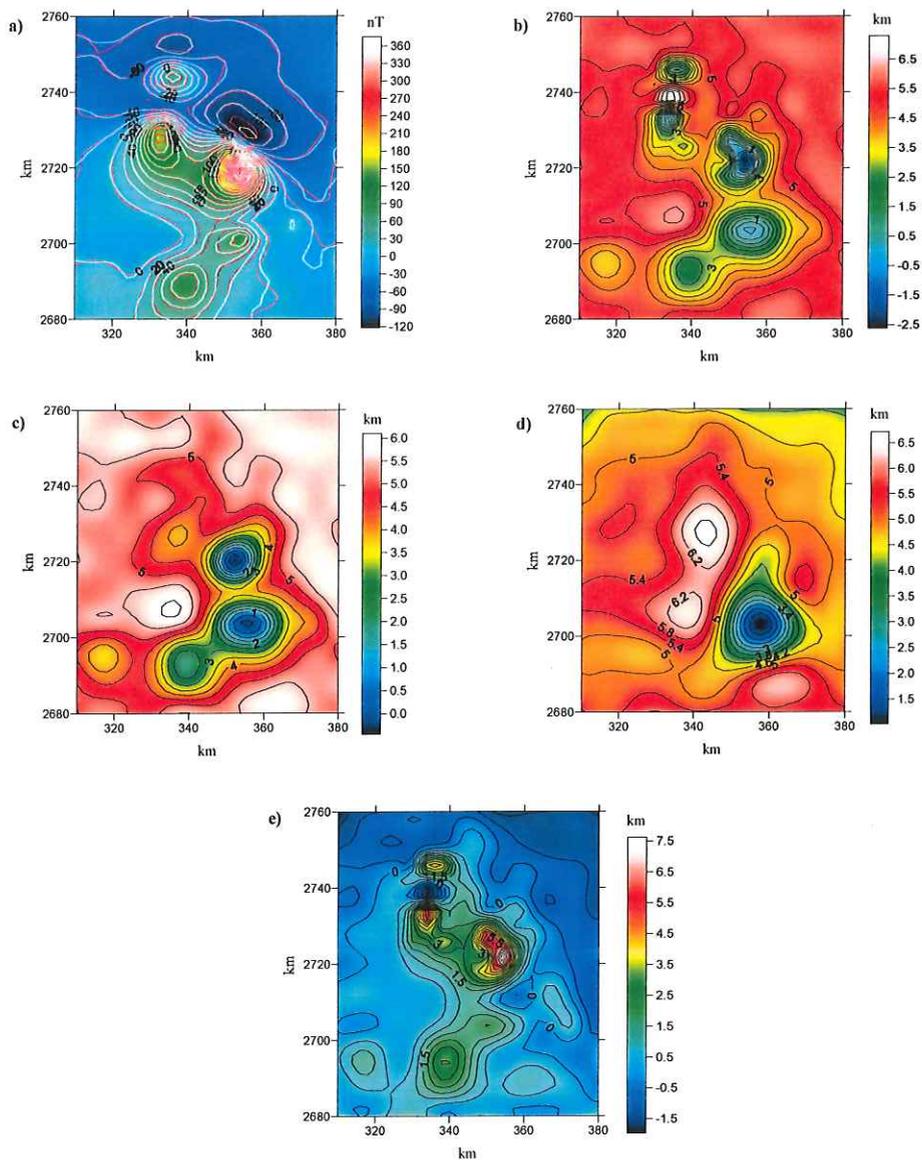


Figura 38. Mapas que muestran los resultados de la anomalía CO: a) Datos calculados (línea roja) y observados (línea blanca), b) Techo, c) Intermedia d) Base, e) Espesor.

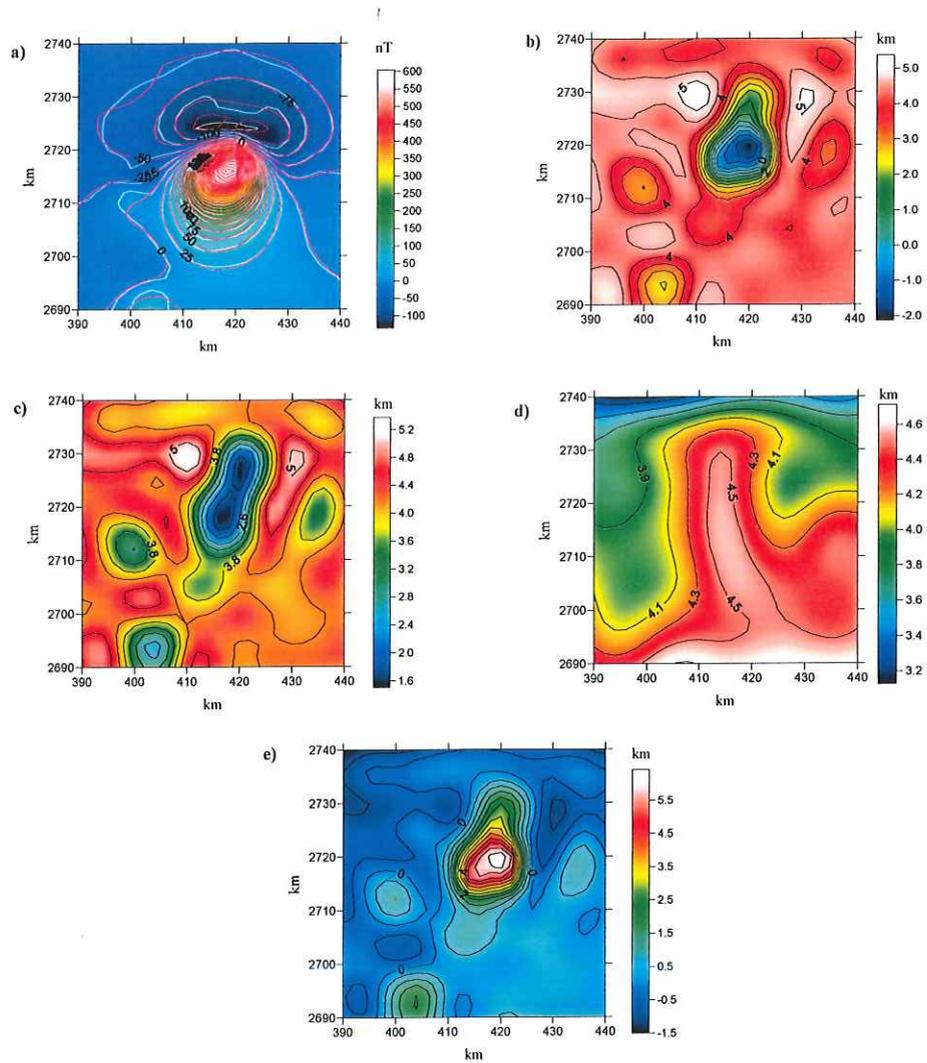


Figura 39. Mapas que muestran los resultados de la anomalía 4E: a) Datos calculados (línea roja) y observados (línea blanca), b) Techo, c) Intermedia d) Base, e) Espesor.

VII. DISCUSIÓN DE RESULTADOS Y CONCLUSIONES

Modelación 2D

En general, la modelación de datos geofísicos del tipo empleados en este trabajo, está sujeta a una ambigüedad inherente en la física del problema, y su solución no es única. Existen, en principio, un número infinito de soluciones compatibles con los datos interpretados. Se considera sin embargo que, la utilización de anomalías aeromagnéticas de campo total en conjunto con las anomalías de aire libre, para explicar la misma estructura geológica, reduce significativamente el número de soluciones posibles. Adicionalmente, el carácter bidimensional (2D) del modelo empleado, impone una seria restricción, pues no obstante que la dirección del perfil interpretado se escogió tratando de que fuera normal a los rasgos fisiográficos más importantes, no se puede considerar que a todo lo largo del perfil interpretado la fisiografía cumpla con esa condición.

La restricción impuesta al fijar la profundidad a la interfase corteza-manto, determinada mediante el modelo de compensación isostática regional, aunque adolece de incertidumbre, satisface las escasas inferencias de profundidad a la interfase corteza-manto que han sido obtenidas mediante la interpretación de datos sísmicos (Gomberg *et al.*, 1988; Bird *et al.*, 2005). Adicionalmente, se utilizó la cartografía geológica con el propósito de imponer límites laterales al rango de valores empleados para la densidad y susceptibilidad magnética de los estratos considerados, de acuerdo a las diversas provincias geológicas que se cruzan en el perfil interpretado.

Con respecto a la calidad de los datos gravimétricos utilizados debemos mencionar que se trata de una compilación regional que puede tener una incertidumbre de hasta 5 mGal, debido principalmente a un cubrimiento espacial variable. Por otra parte, los datos

aeromagnéticos son de muy buena calidad, con incertidumbre menor a 1nT, y con un cubrimiento uniforme para todo el territorio nacional. Respecto al modelo digital de elevación hay que recordar que este fue obtenido de las cartas topográficas a la escala de 1:250,000, y que no obstante es la mejor referencia con que se cuenta actualmente, también adolece de incertidumbre.

No obstante la incertidumbre asociada a los datos utilizados y las restricciones impuestas por el modelo 2D, podemos alcanzar las siguientes conclusiones: (1) Con el mecanismo de compensación isostática regional, con una rigidez flexural $D = 1 \times 10^{22}$ Nm, se determinó la profundidad a la interfase corteza-manto. La corteza continental tiene un espesor máximo de ~42 km en la región del antepaís y la corteza oceánica tiene un espesor de ~19 km en la planicie abisal del Golfo de México. Estos espesores concuerdan con los trabajos realizados por Gomberg *et. al* (1988) para el NE de México y Bird *et. al* (2005) para el Golfo de México. (2) El paso transicional de una corteza continental a una oceánica ocurre entre los 480 y 900 km del perfil, justo en los límites de la Sierra Madre Oriental con la Planicie Costera y el límite de frontera entre corteza continental y oceánica en la cuenca del Golfo. (3) Los altos valores de densidad y susceptibilidad magnética en las rocas calco-alcalinas y metamórficas que se encuentran bajo la Planicie Costera, entre los 480 y 600 km, pertenecen a un cuerpo domoico, que de acuerdo con la información geológica de la región, se interpreta como el Arco de Tamaulipas. El Arco de Tamaulipas ha permanecido como un autóctono tectónico desde el Paleozoico, el cual subsidió durante la apertura del Golfo de México y que posiblemente este relacionado con las anomalías magnéticas “East Coast-Gulf Coast”, que bordean la costa oriental de Norte América, como una continuación hacia el sur, de la Megasutura Alleghenian. (4) El cambio en los valores

de densidad y susceptibilidad magnética, aproximadamente a los 600 km, se interpreta como una zona de falla transcurrente denominada falla Tamaulipas-Chiapas, la cual estuvo activa entre el Triásico y el Jurásico. De acuerdo con Pindell (1985), la falla Tamaulipas-Chiapas y el Arco de Tamaulipas, fueron importantes para el desplazamiento del Bloque de Yucatán hacia el SE durante la apertura del Golfo de México.

Interpretación de anomalías magnéticas

Con el análisis de los datos aeromagnéticos usando el método AN-EUL se infirió preliminarmente la profundidad y geometría de las fuentes que producen las anomalías del Arco de Tamaulipas y del Alineamiento E-W Torreón Monterrey. Para el Arco de Tamaulipas, las profundidades epi-centroidales fueron variables, aunque la profundidad promedio se halló a los ~4.6 km, mientras que el índice estructural mayormente ubicaba la presencia de diques. En cuanto al Alineamiento Torreón-Monterrey las profundidades epi-centroidales se encontraron a los ~5.3 km, excepto para Pico de Teyra que alcanza los ~6.6 km, y donde los índices estructurales fueron variables entre diques, cilindros y esferas.

Con los resultados obtenidos del método AN-EUL, y con el objetivo de determinar la geometría de los cuerpos que causan las anomalías magnéticas del Arco de Tamaulipas y del Alineamiento E-W Torreón-Monterrey, se realizó la inversión de los datos aeromagnéticos estableciendo los parámetros iniciales para un modelado 3D con una capa uniformemente magnetizada. Con la información geológica se interpretó el posible origen y la formación de las fuentes que producen dichas anomalías, por lo que concluimos: (1) El cuerpo que produce la anomalía del Arco de Tamaulipas es angosto y alargado, con espesores variables, sin embargo los máximos valores de encuentran en la Sierra de San Carlos y en la Sierra de Tamaulipas, los cuales alcanzan los 15 y 17 km aproximadamente.

Estos espesores son la manifestación de la ascensión de magmas a través de una corteza debilitada por la actividad tectónica extensional de la zona y una actividad térmica debajo de ella, limitada por las interacciones laterales del mismo arco y del margen pasivo del Golfo de México. Esta interpretación es apoyada por los trabajos realizados por Henry *et al.* (1991), Tovar-Cortés (2002) y Treviño-Cazares *et al.* (2004), al realizar estudios geoquímicos y geocronológicos en las Sierras de San Carlos y Tamaulipas, reportando basaltos alcalinos y subalcalinos que contienen xenolitos máficos que provienen del manto.

(2) Los espesores encontrados en el Alineamiento E-W Torreón-Monterrey aumentan de occidente a oriente donde el máximo espesor de ~7.9 km se encuentra en Cerro Pedregoso (4E). Los espesores de San José de los Reyes, Cerro Prieto y Pico de Teyra son la manifestación de la migración del Arco Cordillerano hacia el oriente, puesto que la exhumación de estos intrusivos, estaría favorecida por una delgada capa de sedimentos, debilitada por el sistema de fallas transcurrentes de Concepción del Oro y los esfuerzos laramidicos del occidente. Los espesores de Concepción del Oro y Cerro Pedregoso (4E) son la manifestación más oriental de la migración del Arco Cordillerano, la exhumación de estos intrusivos estaría favorecido por la debilitada e intensamente fracturada capa de sedimentos, ocasionada por los últimos esfuerzos laramidicos, los cuales llegaron a la superficie debido al retroceso del arco hacia el occidente y al cambio de un régimen tectónico compresivo a uno extensional intraplaca relacionado a subducción. Su alineamiento estaría favorecido por la gran falla Torreón-Monterrey, al coincidir con la traza proyectada de la exhumación de estos cuerpos, donde su lineamiento parte de escasos afloramientos de rocas pre-Oxfordianas caracterizados por el levantamiento de San Julián y a su relación con el sistema de fallas de Concepción del Oro.

LITERATURA CITADA

- Agocs, W. B. Results of airborne magnetometer profile from Brownsville, Texas, to Guatemala City. *Geophysics*. 23(4): 726-737 p.
- Aguayo, J. E. y Trápaga R. 1996. *Geodinámica de México y Minerales del Mar*. Inc. Primera Edición. México. Libro electrónico. Consultado en septiembre de 2005 en: <http://omega.ilce.edu.mx:3000/sites/ciencia/volumen3/ciencia3/141/htm/geodina.htm>
- Aguilera, H. E. 1972. Ambientes de depósito de las formaciones del Jurásico Superior en la región Tampico-Tuxpan. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*. 24(1-3): 129-164 p.
- Aguirre Díaz, G. y McDowell, F. W. The volcanic section at Nazas, Durango, Mexico, and the possibility of widespread Eocene volcanism within the Sierra Madre Occidental. *Journal of Geophysical Research*. 96(B8): 13373-13388 p.
- Aranda Gómez, J. J., Housh, T. B., Luhr, J. F., Henry, C. D., Becker, T., and Chávez Cabello, G. 2005. Reactivation of the San Marcos fault during mid-to late Tertiary extension, Chihuahua, Mexico. *Geological Society of America Special Paper* 393. 509-522 p.
- Arellano Gil, J. y Yussim Guarneros, S. 2004. Discordancias progresivas en la secuencia sedimentaria Cretácica en México. *Simposio de la Investigación en la Facultad de Ingeniería de la UNAM*. Consultado en Agosto de 2005 en: http://fi-p.unam/simposio_investigacion2dío04/discordancias.html
- Barboza Gudino, J. R., Tristán González, M. y Torres Hernández, R. 1999. Tectonic setting of pre-Oxfordian units from central and northeastern Mexico: A review. En: Bartolini C., Wilson J. M. and Lawton T. F. (eds.). *Mesozoic Sedimentary and tectonic History*

of North-Central Mexico: Boulder, Colorado, Geological society of America Special Paper 340: 197-210 p.

Bartolini, C. and Mickus, K. 2001. Tectonic blocks, magmatic arcs, and oceanic terrains: A preliminary based on gravity, outcrop, and subsurface data, northeast-central Mexico. En: Bartolini, C., Buffler, R. T. and Cantú Chapa, A. (eds.). The western Gulf of Mexico Basin: Tectonic, sedimentary basins, and petroleum system: Boulder, Colorado, Geological society of America Special Paper. Inc. Primera edición. Tulsa, Oklahoma, U. S. A. 29-44 p.

Bird, D. E., Burke, K., Hall, S. A. y Casey, J. F. 2005. Gulf of Mexico tectonic history: Hotspot tracks, crustal boundaries, and early salt distribution. The American Association of Petroleum Geologists. 89(3): 311-328 p.

Campa, M. F. y Coney, P. J. 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. Canadian Journal Earth Sciences. 20: 1040-1051 p.

Cantú-Chapa, A. 2001. Mexico as the Western Margin of Pangea based on biogeographic evidence from the Permian to the Lower Jurassic. En: Bartolini, C., Buffler, R. T. and Cantú Chapa, A. (eds.). The western Gulf of Mexico Basin: Tectonic, sedimentary basins, and petroleum system: Boulder, Colorado, Geological society of America Special Paper. Inc. Primera edición. Tulsa, Oklahoma, U. S. A. 1-28 p.

Cañuta Cañuta, J. M. 2003. Estructura de la Litosfera en la margen continental de Chile (27° S), inferida mediante análisis de admitancia, sismicidad y modelado gravimétrico. Tesis de Maestría. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. 110 p.

- (CRM) 1991. Monografía Geológico-Minera del Estado de Zacatecas. Consejo de Recursos Minerales. Inc. Primera edición. México. 154 p.
- (CRM) 1997. Carta magnética "Concepción del Oro". Consejo de Recursos Minerales. Primera edición. Escala 1: 250 000.
- (CRM) 1998. Carta magnética "Juan Aldama" G13-12.1998. Consejo de Recursos Minerales. Primera edición. Escala 1:250 000.
- Chávez Cabello, G., Aranda Gómez, J. J., Molina Garza, R. S., Cossío Torres, T., Arvizu Gutiérrez I. R., y González Naranjo G. A. 2005. La falla San Marcos: una estructura jurásica de basamento multirreactivada del noreste de México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen Conmemorativo del Centenario: Grandes Fronteras Tectónicas de México. (57)1: 25-52 p.
- Clark, K. F., Foster, C. T. y Damon, P. E. 1982. Cenozoic mineral deposits and subduction-related magmatic arcs in Mexico. Geological Society of American Bulletin. 93: 533-544 p.
- De la Fuente, I. y Moya Cuevas, F. 1972. Programa de investigación estratigráfica y discusión generalizada de los sedimentos del Jurásico Superior en la porción central de la cuenca de Chicontepc. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros. 24 (1-3):15-28 p.
- De Cserna, Z., 1976. Mexico: Geotectonic and mineral deposits. New Mexico Geological society Special Publication. 6: 18-25 p.
- Dickinson, W. R. y Lawton, T. F. 2001. Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. Geological Society of America. 113(9): 1142-1160 p.

- Eguiluz de Antuña, S., Aranda García, M. y Marrett, R. 2000. Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. 53: 1-26 p.
- El Dawi, M. G., Tianyou, L., Hui, S. y Dapeng, L. 2004. Depth estimation of 2D magnetic anomalous sources by using Euler deconvolution method. American Journal of Applied Sciences 1(3): 209-214 p.
- FitzGerald, D., Reid, A., McInerny, P., 2004. New discrimination techniques for Euler deconvolution. Computer and Geosciences. 30: 461-469 p.
- Franco-Rubio, M. 1999. Geology of the basement below the decollement surface, Sierra de Catorce, San Luis Potosi, Mexico. En: Bartolini C., Wilson J. M. and Lawton T. F. (eds.). Mesozoic Sedimentary and tectonic History of North-Central Mexico: Boulder, Colorado, Geological society of America Special Paper 340: 211-227 p
- García Abdeslem, J. 2003. 2D modeling and inversion of gravity data using density contrast varying with depth and source-basement geometry described by the Fourier series. Geophysics. 68(6): 1909-1916 p.
- García Abdeslem, J. 2003. 3D numerical model of the flexural isostatic response to extension induced by crustal scale listric normal faulting. Geofísica Internacional. 42(1): 41-51 p.
- García Abdeslem, J. 2005. 3D magnetic modeling and inversion of a uniformly magnetized layer defined using a linear combination of basis functions. En revisión para publicación.
- Goldhammer, R. K. 1999. Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico. In: Bartolini C., Wilson J. M. and Lawton T. F. (eds.). Mesozoic

- Sedimentary and tectonic History of North-Central Mexico: Boulder, Colorado, Geological society of America Special Paper 340: 1-58 p.
- Gomberg, J. S., Priestley K. F., Masters T. G. y Brune J. N. 1988. The structure of the crust and upper mantle of northern Mexico. *Geophysical Journal*. 94: 1-20 p.
- Gray, G.G., Pottorf, R. J., Yurewicz, D. A., Mahon, K. I., Pevear, D. R. y Chuchla. R. J. Thermal and chronological record of syn to post-Laramide burial and exhumation, Sierra Madre Oriental, Mexico. En: Bartolini, C., Buffler, R. T. and Cantú Chapa, A. (eds.). *The western Gulf of Mexico Basin: Tectonic, sedimentary basins, and petroleum system*: Boulder, Colorado, Geological society of America Special Paper. Inc. Primera edición. Tulsa, Oklahoma, U. S. A. 159-182 p.
- Hall, D. J. 1990. Gulf Coast-East Coast magnetic anomaly I: Root of the main crustal decollement for the Appalachian-Ouachita orogen. *Geology*. 18: 862-865 p.
- Henry, C. D. y Price J. G. 1986. Early basin and range development in Trans-Pecos, Texas and adjacent Chihuahua: Magmatism and orientation, timing and style of extension. *Journal of Geophysical Research*. 91(B6): 6213-6224 p.
- Henry, C. D., Price, J. G. y James, E.W. 1991. Mid-Cenozoic stress evolution and magmatism in the Southern Cordillera, Texas and Mexico: Transition from Continental Arc to intraplate extension. *Journal of Geophysical Research*. 96(B8): 13545-13560 p.
- Henry, C. D. y Aranda Gómez, J. J. 1992. The real southern Basin and Range: Mid- to late Cenozoic extension in Mexico. *Geology*. 20: 701-704 p.

- Hsu, S. T., Sibuet, J. C. y Shyu C. T. 1996. High-resolution detection of geologic boundaries from potential-field anomalies: An enhanced analytic signal technique. *Geophysics*. 61 (2): 373-386 p.
- INEGI, 1984. Geología de la República Mexicana. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. 88 p.
- INEGI, 1994. GEMA: Geomodelos de Altimetría del Territorio Nacional.
- INEGI, 2004. Sistema Geodésico Nacional (versión 1.4).
- Keating, P. y Pilkington, M. 2004. Euler deconvolution of the analytic signal and its application to magnetic interpretation. *Gephysical Prospecting*. 52: 165-182 p.
- Keller, G. R. y Dyer, R. 1989. The Paleozoic margin of North America in west Texas and northern Mexico. *Geofísica Internacional*. 28(5): 897-906 p.
- Keller, G. R., Braile L. W., McMechan G. A., Thomas W. A., Harder S. H., Chang W. F. y Jardine W. G. 1989. Paleozoic continent-ocean transition in the Ouachita Mountains imaged from PASSCAL wide-angle seismic reflection-refraction data. *Geology*. (17): 119-122 p.
- Le Pichon, X. 2004. Plate tectonics and great continental transform faults, a comparison with the life of a proposed Río Bravo Mid-Tertiary left-lateral fault. Libro de Resúmenes de la IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra. Juriquilla, Qto. 388 p.
- Longoria, J. F. 1985. Tectonic tranpression in the Sierra Madre Oriental, northeastern Mexico: An alternative model. *Geology*. 13: 453-456 p.
- López Guzmán, M. 2004. Interpretación mediante el método de la señal analítica y modelación inversa de la anomalía magnética “panga de abajo”, localizada al sur de la

- sierra el mayor, Baja California, México. Tesis de Maestría. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. 71 p.
- López Ramos, E. 1972. Estudio del basamento ígneo y metamórfico de las zonas Norte y Poza Rica (Entre Nautla, Ver., y Jiménez, Tam.). Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros. 24 (7-9): 266-323 p.
- Lugo Hubp, J.1990. El relieve de la Republica Mexicana. Revista Inst. Geol. de la UNAM. 9(1): 82-111 p.
- Madrigal-Ugalde, L. 1980. Exploración petrolera en las plataformas continentales de México. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros. 32(2): 18-24 p.
- Mickus, K. y Montana, C. 1999. Crustal structure of northeastern Mexico revealed through the analysis of gravity data. Geological Society of America Special Paper 340: 357-371 p.
- Molina Garza, R. S. 2005. Paleomagnetic reconstruction of Coahuila, Mexico: the Late Triassic Acatita intrusives. Geofísica Internacional. 44(2): 197-210 p.
- Molina-Garza, R. S. y Iriondo A. 2005. La Megacizalla Mojave-Sonora: la hipótesis, la controversia y el estado actual de conocimiento. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen conmemorativo del centenario. 62(1): 1-26 p.
- Morán-Zenteno, D. 1994. The Geology of the Mexican Republic. The American Association of Petroleum Geologists. Inc Primera edición. United State. 83 p.
- Moreno, F.A., Mickus, K. L. y Keller, G. R. 2000. Crustal structure end location of the Ouachita orogenic belt in northern Mexico; Geofísica Internacional. 39(3): 229-246 p.
- Nabighian, M. N. 1974. Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. Geophysics. 39 (1): 85-92 p.

- Nabighian, M. N. 1984. Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms: Fundamental relations. *Geophysics*. 49 (6): 780-786 p.
- Ortiz Ubilla, A. y Tolson, G. 2004. Interpretación estructural de una sección sísmica en la región Arcabuz-Culebra de la Cuenca de Burgos, NE de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 21(2): 226-235 p.
- Padilla y Sánchez, R. J. 1985. Las estructuras de la curvatura de Monterrey, Estados de Coahuila, Nuevo León, Zacatecas y San Luis Potosí. *Revista Inst. Geol. de la UNAM*. 6(1): 1-20 p.
- Padilla y Sánchez, R. J. 2004. Evolución tectónica de las cadenas plegadas y cabalgadas del occidente del Golfo de México: Sierra Madre Oriental-Sierra de Zongolica-Sierra de Chiapas. Libro de Resúmenes de la IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra. Juriquilla, Qto. 338 p.
- Pindell, J. L. 1985. Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas and Proto-Caribbean. *Tectonics*. 4(1): 1-39 p.
- Ramírez Fernández, J. A., Keller, J. y Hubberten, H. W. Relaciones genéticas entre las carbonatitas y las rocas nefelíticas del complejo Picacho, Sierra de Tamaulipas, NE de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 17(1): 45-65 p.
- Reid, A. B., Allsop, J. M., Granser, H. Milletts, A. J. y Somerton I. W. 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*. 55(1): 80-91 p.
- Rogers, C. L., Cserna, Z., Vloten, V. Tavera, A. E. y Ojeda R. J. 1961. Reconocimiento geológico y depósitos de fosfatos del norte de Zacatecas y áreas adyacentes en

- Coahuila, Nuevo León y San Luis Potosí. Consejo de Recursos Naturales No Renovables. Boletín 56: 322 p.
- Salem, A. y Ravat, D. 2003. A combined analytic and Euler method (AN-EUL) for automatic interpretation of magnetic data. *Geophysics*. 68 (6): 1952-1961 p.
- Sánchez Monclú, A. 1997. Las derivadas del potencial gravitacional y su utilidad para detectar bordes de estructuras geológicas. Tesis de Maestría. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. 127 p.
- Sandwell, D. T. 2002. Gravity/Topography transfer function and isostatic geoid anomalies. Consultado en Marzo 2005 en: <http://topex.ucsd.edu/geodynamic//6-Transfer.pdf>
- Schlumberger, 1984. Evaluación de formaciones en México. Inc Primera edición. París, Francia. 325 p.
- Sedlock, R. L., Ortega Gutiérrez, F. y Speed R. C. 1993. Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. Geological Society of America, Special Paper 278. 153 p.
- SGM, 2002. Base de datos aeromagnéticos para México. Servicio Geológico Mexicano.
- Tardy, M., Longoria, J. F., Martínez-Reyes, J., Mitre S., L. M., Patiño A., M., Padilla y Sánchez, R., Ramírez R., C. 1975. Observaciones generales sobre la estructura de la Sierra Madre Oriental: la aloctonia del conjunto Cadena Alta-Altiplano Central, entre Torreón, Coahuila y San Luis Potosí, S.L.P. México. *Revista Inst. Geol. UNAM*. 75(1): 1-11 p.
- Tovar Cortes, J. 2002. Geología y Geoquímica del intrusivo Cerro Marcelinos, en la porción Occidental del Cinturón Candela-Monclova, Provincia Oriental Mexicana. Tesis de Licenciatura. Universidad Autónoma de Nuevo León. 105 p.

- Treviño Cazares, A., Ramírez Fernández, J. A., Velasco Tapia, F. y Rodríguez Saavedra, P. Mantle xenoliths and their host magmas in the Eastern Alkaline Province (NE Mexico). *International Geology Review*. En proceso de publicación.
- Turcotte, D.L. y Schubert, G. 2002. *Geodynamics*. Inc. Segunda edición. United Kingdom at the University Press, Cambridge. 456 p.
- Uchupi, E. 1975. Physiographic of the Gulf of Mexico and Caribbean Sea. En: Nairn, A. E. M. and Stehli, F. G. the ocean basins and margins, Volume 3: The Gulf of the Mexico and the Caribbean. Inc. Primera edición. New York and London. 706 pp.
- Urrutia Fucugauchi, J. y Morton Bermea, O. 1997. Long-term evolution of subduction zones and the development of wide magmatic arcs. Consultado en Geofísica Internacional: <http://serpiente.dgsca.unam.mx>.
- Watts, A. B., 2001. *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*. Inc. Primera edición. United Kingdom at the University Press, Cambridge. 458 p.