

**INSTITUTO POTOSINO DE INVESTIGACIÓN
CIENTÍFICA Y TECNOLÓGICA, A.C.**

POSGRADO EN GEOCIENCIAS APLICADAS

**Análisis geológico-estructural de la Zona del
Silencio, noreste de México a través de métodos
geofísicos potenciales**

Tesis que presenta

Claudia Rigel Peredo Mancilla

Para obtener el grado de

Maestra en Geociencias Aplicadas

Director (Codirectores) de la Tesis:

Dr. Vsevolod Yutsis

Dr. José Jorge Aranda Gómez

San Luis Potosí, S.L.P., Julio del 2015



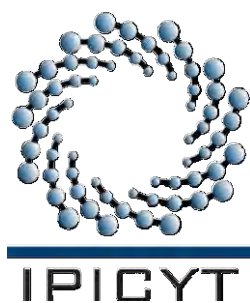
Constancia de aprobación de la tesis

La tesis ***“Análisis geológico-estructural de la Zona del Silencio, noreste de México a través de métodos geofísicos potenciales”*** presentada para obtener el Grado de Maestro en Geociencias Aplicadas fue elaborada por **Claudia Rigel Peredo Mancilla** y aprobada el **catorce de julio del dos mil quince** por los suscritos, designados por el Colegio de Profesores de la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

Dr. Vsevolod Yutsis
Director de la tesis

Dr. José Jorge Aranda Gómez
Miembro del Comité Tutorial

Dr. Pablo Dávila Harris
Miembro del Comité Tutorial



Créditos Institucionales

Esta tesis fue elaborada en la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., bajo la dirección del Dr. Vsevolod Yutis y codirección del Dr. José Jorge Aranda Gómez.

Durante la realización del trabajo el autor recibió una beca académica del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología 290328 y del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C.



Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

Acta de Examen de Grado

El Secretario Académico del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C. certifica que en el Acta 006 del Libro Primero de Actas de Exámenes de Grado del Programa de Maestría en Geociencias Aplicadas está asentado lo siguiente:

En la ciudad de San Luis Potosí a los 14 días del mes de julio del año 2015, se reunió a las 12:00 horas en las instalaciones del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., el Jurado integrado por:

Dr. José Jorge Aranda Gómez	Presidente	UNAM
Dr. Pablo Dávila Harris	Secretario	IPICYT
Dr. Vsevolod Yutsis	Sinodal	IPICYT

a fin de efectuar el examen, que para obtener el Grado de:

MAESTRA EN GEOCIENCIAS APLICADAS

sustentó la C.

Claudia Rigel Peredo Mancilla

sobre la Tesis intitulada:

Análisis geológico-estructural de la Zona del Silencio, noreste de México a través de métodos geofísicos potenciales

que se desarrolló bajo la dirección de

Dr. Vsevolod Yutsis

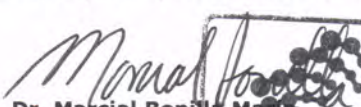
El Jurado, después de deliberar, determinó

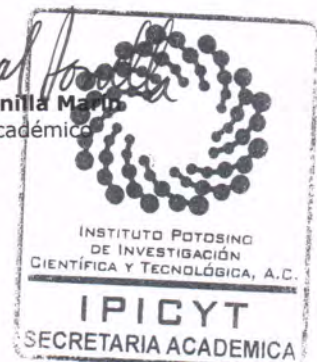
APROBARLA

Dándose por terminado el acto a las 13:10 horas, procediendo a la firma del Acta los integrantes del Jurado. Dando fe el Secretario Académico del Instituto.

A petición de la interesada y para los fines que a la misma convengan, se extiende el presente documento en la ciudad de San Luis Potosí, S.L.P., México, a los 14 días del mes de julio de 2015


Mtra. Ivonne Lizette Cuevas Vélez
Jefa del Departamento del Posgrado


Dr. Marcial Bonilla Marín
Secretario Académico



A mis padres Loli e Isi, quienes me inculcaron el gusto por la ciencia y el aprendizaje siempre motivándome a seguir adelante y superarme.

A mis hermanos Jorge y Joselin, por crecer a mi lado y ayudarme a ser todo lo que hoy soy.

A mis maestros, por su tiempo y enseñanzas pues sin ellos nunca habría alcanzado este gran logro.

A mis amigos, en especial los que me acompañaron en esta aventura en San Luis Potosí, les agradezco infinitamente todos los momentos, sonrisas y consejos.

Agradecimientos

Quiero agradecer de manera muy especial a mi asesor el Dr. Vsevolod Yutsis por dedicar su tiempo y esfuerzo para mi aprendizaje llegando a inculcarme la base científica para realizar este trabajo y sobre todo por siempre brindar una mano amiga frente a cualquier dificultad, por su calidad humana merecerá siempre mi admiración y respeto.

También quiero dar las gracias al Dr. José Jorge Aranda Gómez, codirector de mi tesis, cuyas recomendaciones y opiniones respecto al contexto geológico y su gran conocimiento de la zona fueron de gran importancia en esta tesis. Así mismo agradezco al Dr. Pablo Dávila Harris por sus consejos durante el desarrollo de este trabajo así como su disposición para apoyarme como estudiante del IPICYT.

De manera importante agradezco el apoyo otorgado a través del proyecto CONACyT clave 47071: Evolución terciaria de cuencas continentales del norte de México: controles tectónicos heredados, pulsos de deformación, magmatismo y registro bioestratigráfico.

Agradezco al IPICYT por haberme otorgado no solo la oportunidad de realizar mis estudios en esta gran institución sino también haberme concedido una beca la cual me permitió sobresalir en mis estudios y culminarlos con éxito.

A los Doctores de la División en Geociencias Aplicadas quienes siempre me brindaron apoyo durante mi maestría, por sus útiles consejos, por su enseñanza, gracias. Especialmente quisiera agradecer al Dr. Héctor López Loera, jefe de la División, quien me brindó su apoyo para la realización de mi trabajo de tesis apoyándome importantemente en el área de geofísica. También agradezco mucho al M. en C. David Torres Gaytán, técnico del laboratorio de geofísica, tanto por facilitarme el software con el cual se manejaron los datos geofísicos como por los consejos para su utilización. Así mismo le doy las gracias a Gabriela Pérez Assaf por todas las facilidades y el apoyo brindado siempre con amabilidad durante mis estudios en la División.

Doy también las gracias al personal del IPICYT por su trato amable y su disposición para apoyar a los estudiantes, especialmente a la Mtra. Ivonne Cuevas y la Ing. Edith Rodríguez del Departamento de Posgrado y a Imelda Rivera quien siempre me recibió con una sonrisa en el Edificio de Posgrado.

A todos aquellos compañeros de Geociencias Aplicadas quienes me brindaron en algún momento su apoyo tanto durante los estudios como para la realización de esta tesis. Especialmente agradezco a mi colega y amigo el M. en C. Fred Pérez Corona quien dedicó parte de su tiempo para enseñarme las bases para la realización de este trabajo.

A mis amigos Shary, Zenón, Neri, Roberto, Edgar, Alex, Gil y Patty por compartir conmigo estos años, por los buenos momentos y las sonrisas, ¡gracias!

A Julio por su cariño y todo su apoyo.

CONTENIDO

Constancia de aprobación de la tesis	i
Créditos institucionales	ii
Acta de examen	iii
Dedicatorias	v
Agradecimientos	vi
Lista de figuras	x
Resumen	xii
Abstract	xiii
CAPÍTULO 1: GENERALIDADES	1
1.1 Introducción	1
1.2 Hipótesis	3
1.3 Objetivos	3
1.3.1 Objetivo general	3
1.3.2 Objetivos específicos	3
1.4 Ubicación del área de estudio	3
CAPÍTULO 2: MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	5
2.1 Orogenia Ouachita-Matrathon	5
2.2 Arco Paleozoico Tardío-Mesozoico Temprano y el Terreno Coahuila	8
2.3 Arco Triásico Tardío-Jurásico Temprano	10
2.4 Apertura y evolución del Golfo de México	12
2.5 Orogenia Laramide	16
2.6 Basin and Range	21
2.7 Fallas del basamento en el Noreste de México	25
2.7.1 Megacizalla Mojave-Sonora	25
2.7.2 Falla San Marcos	26
2.7.3 Falla La Babia	29
CAPÍTULO 3: GEOLOGÍA LOCAL	30
3.1 Mapa geológico del área de estudio	32
3.2 Estratigrafía	33
3.2.1 Unidades Paleozoicas	34
3.2.2 Unidades Mesozoicas	35
3.2.3 Unidades Cenozoicas	38
3.3 Aspectos estructurales	40
CAPÍTULO 4: FUNDAMENTOS TEÓRICOS DE LOS MÉTODOS POTENCIALES	43
4.1 Magnetometría	44
4.1.1 El campo magnético terrestre	44
4.1.2 Conceptos básicos del geomagnetismo	45
4.1.3 Propiedades magnéticas de las rocas	49

4.1.4	Prospección magnética	51
4.2	Gravimetría	54
4.2.1	Principio físico del método gravimétrico	54
4.2.2	Campo gravitacional terrestre	56
4.2.3	Propiedades físicas que determinan la densidad de los materiales	58 60
4.2.4	Medición de la gravedad	61
4.2.5	Correcciones gravimétricas	
CAPÍTULO 5: METODOLOGÍA		66
5.1	Adquisición de datos	66
5.1.1	Fuentes de información geológica	66
5.1.2	Modelo digital de elevación	67
5.1.3	Datos aeromagnéticos	67
5.1.4	Datos gravimétricos satelitales	67
5.1.5	Líneas terrestres	68
5.1.5.1	Magnetometría	69
5.1.5.2	Gravimetría	69
5.2	Procesamiento de datos	69
5.2.1	Obtención de base de datos	69
5.2.1.1	Datos del levantamiento terrestre	70
5.2.2	Generación de mapas de anomalías	70
5.2.2.1	Anomalía residual de Bouguer	70
5.2.2.2	Reducción al polo del CMR	70
5.2.2.3	Primeras y segundas derivadas horizontales y verticales	71
5.2.2.4	Señal analítica	72
5.2.2.5	Continuación ascendente	74
5.2.3	Procesamiento del modelo digital de elevación	74
5.3	Interpretación cualitativa	74
5.3.1	Lineamientos	75
5.3.1.1	Lineamientos topográficos	75
5.3.1.2	Lineamientos geofísicos	76
5.3.1.3	Rumbo de los lineamientos	76
5.3.2	Dominios geofísicos	76
5.3.2.1	Dominios magnéticos	77
5.3.2.2	Dominios gravimétricos	77
5.3.3	Mapas geológico-estructurales	78
5.4	Interpretación cuantitativa	78
5.4.1	Propiedades físicas de los materiales	78
CAPÍTULO 6: RESULTADOS		80
6.1	Mapas de anomalías	80
6.1.1	Magnetometría	80
6.1.1.1	Campo Magnético Residual	80
6.1.1.2	Campo Magnético Reducido al Polo	81
6.1.1.3	Magnetometría terrestre	82

6.1.2 Gravimetría	83
6.1.2.1 Anomalía de Bouguer Completa	83
6.1.2.2 Anomalía Residual de Bouguer	84
6.2.2.3 Gravimetría terrestre	86
6.2 Lineamientos	88
6.2.1 Lineamientos topográficos	88
6.2.1.1 Lineamientos en el área regional	88
6.2.1.2 Lineamientos en el área de estudio	89
6.2.2 Lineamientos magnéticos	91
6.2.3 Lineamientos gravimétricos	93
6.3 Dominios geofísicos	95
6.3.1 Dominios magnéticos	95
6.3.1.1 CMRP y geología del área de estudio	95
6.3.1.2 Continuaciones ascendentes del CMRP	96
6.3.1.3 Señal analítica y 2a derivada en z del CMRP	100
6.3.2 Dominios gravimétricos	103
6.4 Modelo geológico-geofísico	107
6.4.1 Rasgos Laramídicos	107
6.4.2 Rasgos de Cuencas y Sierras	109
6.4.3 Rasgos de sistema de cizalla siniestral	112
6.4.3.1 Cinemática de un sistema de cizalla siniestral	112
6.4.3.2 Sistema de cizalla siniestral y estructuras asociadas en el área de estudio	114
6.4.4 Mapas geológico-estructurales	115
6.4.5 Modelos 2D	118
CAPÍTULO 7: DISCUSIONES	122
7.1 Rasgos Laramídicos	122
7.1.1 Respecto a la rotación de los ejes de anticlinales en la zona norte	123
7.1.2 Respecto al origen de las fallas de basamento	124
7.2 Rasgos de Cuencas y Sierras	125
7.3 Rasgos de zona de cizalla siniestral	126
7.3.1 Presencia de cuenca tipo pull-apart	126
7.4 Sobre las anomalías magnéticas	127
CAPÍTULO 8: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	129
REFERENCIAS	132

LISTA DE FIGURAS

Fig. 1.1	Ubicación del área de estudio.	4
Fig. 2.1	Orogenia Ouachita-Apalachiana.	5
Fig. 2.2	Extensión de Cinturón Orogénico Ouachita-Marathon.	7
Fig. 2.3	Extensión del Cinturón de Granítico Permo-Triásico.	9
Fig. 2.4	Desarrollo paleogeográfico y configuración tectónica del norte de México durante el Triásico Tardío-Cretácico Temprano.	11
Fig. 2.5	Principales fallas que acomodaron desplazamientos laterales durante el desarrollo del Golfo de México así como áreas continentales emergidas.	13
Fig. 2.6	Escenario de la evolución del Golfo de México durante el Títoniano.	15
Fig. 2.7	Provincias que componen la Cordillera de América del Norte.	17
Fig. 2.8	Eventos tectónicos de la Orogenia Laramide y la transición al régimen extensional de Cuencas y Sierras en el Noreste de México vs la Provincia de Transpecos, Texas.	21
Fig. 2.9	Extensión de la Provincia de Basin and Range y los dominios que lo componen.	23
Fig. 3.1	Rasgos tectónicos y paleogeográficos más importantes del Noreste de México.	30 32
Fig. 3.2	Mapa geológico y sección transversal del área de estudio.	33
Fig. 3.3	Columna estratigráfica del área de estudio.	41
Fig. 3.4	Mapa geológico estructural del área de estudio.	43
Fig. 4.1	Campos potenciales terrestres y sus líneas de fuerza.	45
Fig. 4.2	Componentes del vector total de intensidad magnética.	46
Fig. 4.3	La variación de la inclinación magnética respecto a la latitud.	48
Fig. 4.4	Polarización magnética.	49
Fig. 4.5	Vector de magnetización resultante.	
Fig. 4.6	Clasificación de los minerales de acuerdo a la orientación de los momentos magnéticos.	51
Fig. 4.7	a) Campo magnético generado por un cuerpo magnetizado inclinado a 60°;	54
	b) Efecto de la reducción al polo.	55
Fig. 4.8	Ley de la Gravitación Universal	
Fig. 4.9	Configuración de las superficies de referencia dadas por el elipsoide y el geoide.	57
Fig. 4.10	a) Comportamiento de la fuerza centrífuga en la superficie terrestre respecto a la latitud; b) Vector de gravedad resultante.	58 62
Fig. 4.11	Factores a considerar al reducir datos de gravedad observada.	64
Fig. 4.12	Plantilla para corrección del terreno diseñada por Hammer (1939).	68
Fig. 5.1	Ubicación de líneas del levantamiento terrestre gravimétrico y magnético.	73
Fig. 5.2	Diagrama esquemático del método de señal analítica.	80
Fig. 6.1	Mapa de Campo Magnético Residual.	81
Fig. 6.2	Mapa de Campo Magnético con Reducción al polo con C.A. a 100m.	
Fig. 6.3	a) Líneas de magnetometría terrestre y valores del CMR;	
	b) Ubicación de las líneas respecto al mapa de CMR obtenido a través de magnetometría aérea.	82
Fig. 6.4	Perfiles magnéticos del CMR determinado en la magnetometría terrestre vs aeromagnetometría.	83 84
Fig. 6.5	Mapa de Anomalía de Bouguer Completa.	85
Fig. 6.6	Mapa de Anomalía Residual de Bouguer.	

Fig. 6.7 a) Líneas de gravimetría terrestre y valores de la Anomalía de Bouguer; b) Ubicación de las líneas con respecto al mapa de AB obtenido por medio de datos satelitales.	86
Fig. 6.8 Perfiles gravimétricos de la AB determinada por medio de levantamientos terrestres y datos satelitales.	87
Fig. 6.9 Lineamientos identificados dentro del DEM regional y su orientación preferencial por medio de una roseta de direcciones.	88 89
Fig. 6.10 Direcciones preferenciales de los lineamientos dentro del área de estudio.	
Fig. 6.11 Lineamientos y sus direcciones preferenciales identificados dentro del área de estudio a partir del realce de la topografía por medio de curvas de nivel.	90 91
Fig. 6.12 Lineamientos identificados en el mapa de 1aDz del CMRP con C.A. a 500m.	91
Fig. 6.13 Lineamientos identificados en el mapa de 1aDz del CMRP con C.A. a 2.5km.	
Fig. 6.14 Direcciones preferenciales de los lineamientos regionales identificados en el mapa de 1aDz del CMRP con C.A. a 2.5km.	92 93
Fig. 6.15 Lineamientos identificados en el mapa de 1aDz de la AB con C.A. a 500m.	93
Fig. 6.16 Lineamientos identificados en el mapa de 1aDz de la AB con C.A. a 2.5km.	
Fig. 6.17 Direcciones predominantes de los lineamientos regionales presentes en el mapa de 1aDz de la AB con C.A a 5 km.	94 95
Fig. 6.18 Distribución de las unidades geológicas y configuración del CMRP.	
Fig. 6.19 Dominios magnéticos o DAM identificados en el CMRP a través de continuaciones ascendentes: A) 500m; B) 1 km. y C) 2.5 km.	97 98
Fig. 6.20 Perfiles magnéticos del Dominio I del CMRP.	99
Fig. 6.21 Perfiles magnéticos del Dominio II del CMRP.	104
Fig. 6.22 Perfiles de longitud de onda de la ARB y ACB.	
Fig. 6.23 Dominios gravimétricos identificados en el mapa de Anomalía de Bouguer Completa y Anomalía Residual de Bouguer.	105
Fig. 6.24 Diagrama esquemático donde se muestra la configuración de anomalías gravimétricas que sugieren su correspondencia a pliegues formados por propagación de fallas de empuje (inversas) que involucran al basamento.	108
Fig. 6.25 Modelo digital de elevación (DEM) y anomalía Residual de Bouguer con C.A. a 8 km y rasgos estructurales del área de estudio.	109 110
Fig. 6.26 Campo Magnético Residual y rasgos estructurales del área de estudio.	
Fig. 6.27 Modelo 3D donde se propone la configuración de las estructuras asociadas al régimen extensional de Basin and Range conformadas por fallas normales con orientación NNW-SSE que afectan al basamento de la zona conformando estructuras de tipo horst y graben.	111
Fig. 6.28 Estructuras secundarias asociadas a un sistema de cizalla simple siniestral.	113
Fig. 6.29 Localización de principales elementos estructurales y lineamientos topográficos previamente identificados versus estructuras que tienden a formarse en un sistema de cizalla siniestral.	114
Fig. 6.30 Mapa geológico-estructural que representa los principales elementos estructurales interpretados y su configuración respecto a la 1adz de la ARB.	117
Fig. 6.31 Mapa geológico-estructural que representa los principales elementos estructurales interpretados y su configuración respecto al CMR.	118
Fig. 6.32 Sección A-A' (Sierra Los Álamos – Valle El Hundido).	119
Fig. 6.33 Sección B-B' (Laguna del Rey Sierra Las Palomas).	120
Fig. 7.1 Modelo de inversión tectónica ocurrido durante el cese del régimen compresional ocurrido durante la Orogenia Laramide y la sucesiva instauración de la Provincia extensional de Cuencas y Sierras.	126

RESÚMEN

Análisis geológico-estructural de la Zona del Silencio, noreste de México a través de métodos geofísicos potenciales

PALABRAS CLAVE: Zona del Silencio, noreste de México, gravimetría, magnetometría, modelación directa, basamento Paleozoico, deformación, rasgos estructurales, Laramide, Cuencas y Sierras.

El análisis de anomalías magnéticas y gravimétricas, datos satelitales y cartografía geológica previa fueron utilizados en conjunto con los estudios geológicos y tectónicos previos del Noreste de México para la realización de un modelo geológico-geofísico del subsuelo del área de estudio. La Zona del Silencio se ubica entre los Estados de Coahuila, Durango y Chihuahua y forma parte del elemento paleogeográfico denominado Bloque Coahuila cuyo basamento pertenece al Terreno Coahuila, un bloque exótico acrecionado a los márgenes del cratón de Norteamérica probablemente a finales de la Orogenia Ouachita durante el Paleozoico Tardío.

Buscando caracterizar la distribución de los materiales superficiales y la estructura general del basamento para lograr identificar la existencia de estructuras asociadas a los eventos de deformación del Paleozoico al Reciente, se construyeron mapas de anomalías gravimétricas y magnéticas en conjunto con dos perfiles 2D del subsuelo. Los mapas geofísicos incluyen Anomalía de Bouguer Completa y Residual así Campo Magnético Residual en conjunto con una serie de filtros como continuaciones ascendentes, primera y segunda derivada en la vertical, señal analítica, entre otros. A partir de dichos mapas fueron identificados: 1. Lineamientos estructurales, que ayudaron a reconocer la posible traza de fallas en superficie; 2. lineamientos geofísicos, que permitieron establecer zonas de alto gradiente asociadas a la posible presencia de fallas o contactos entre unidades geológicas; y por último 3. dominios geofísicos asociados a regiones con propiedades físicas y/o estructurales similares que ayudaran a caracterizar la distribución de las unidades geológicas en el subsuelo.

De acuerdo con los rasgos geofísicos interpretados y la información geológico-estructural se identificaron tres eventos principales de deformación que incluyen rasgos Laramídicos caracterizados por pliegues por propagación de fallas con orientación preferencial NNW; rasgos de Cuencas y Sierras con presencia de fallas normales con orientaciones NNW a NW; y rasgos asociados a un sistema de cizalla siniestral los cuales se caracterizan por fallas laterales izquierdas y fallas normales asociadas con distribución NW y NE respectivamente. En este caso los rasgos con distribución longitudinal asociados a los eventos de deformación Laramide y Basin and Range tienen una respuesta predominante en las anomalías gravimétricas regional y residual, misma que predomina en los rasgos topográficos que caracterizan las unidades Mesozoicas y Cenozoicas que afloran en el área de estudio. Esta relación exhibe la correspondencia entre las estructuras superficiales y los rasgos estructurales del basamento Paleozoico sugiriendo su influencia durante los eventos de deformación.

ABSTRACT

Geological and structural analysis of Zona del Silencio, northeastern Mexico through potential geophysical methods

KEYWORDS: Northeastern Mexico, gravimetry, magnetometry, forward modeling, Paleozoic basement, deformation, structural features, Laramide, Basin and Range.

The analysis of magnetic and gravimetric anomalies, satellite data and previous geological mapping were used in conjunction with previous geological and tectonic studies of northeastern Mexico to construct a geological-geophysical subsurface model of the study area. The Zona del Silencio area is located between the states of Coahuila, Durango and Chihuahua and forms part of the paleogeographic element called Coahuila Block whose basement belongs to the Coahuila Terrane, an exotic block accreted to North American craton margins probably at the end of the Ouachita Orogeny during the late Paleozoic.

Looking to characterize the distribution of surface materials and the general structure of the basement in order to identify the existence of structures associated with the Paleozoic to Recent deformational events, maps of gravimetric and magnetic anomalies in conjunction with two 2D models as well as a geological-structural map were built. Geophysical maps include Complete and Residual Bouguer Anomaly and Residual Magnetic Field including a series of filters as upward continuations, first and second derivatives, analytic signal, among others. From these maps there were identified: 1. Structural lineaments, which helped to recognize the possible fault trace on the surface; 2. geophysical lineaments that allowed establishing areas of high gradient associated with the possible presence of faults or contacts between geologic units; and 3. Geophysical domains associated to regions with similar physical and/or structural properties that help to characterize the distribution of geological units within the geologic substrate.

According to the interpreted geophysical features and the geological and structural information, three main deformational events were identified including Laramide deformational features characterized by fault propagation faults with NNW preferential orientations; Basin and Range features composed by normal faulting with NNW to NW orientations; and traits associated with sinistral share zone which are characterized by left-lateral and normal faults associated with NW and NE distributions respectively. In this case the longitudinal distribution characteristics associated with Laramide and Basin and Range deformational events have a predominant response in the regional and residual gravimetrical anomalies which dominate as well in the topographic features that characterize the Mesozoic and Cenozoic units outcropping in the study area. This relation shows the correspondence

between surface structures and the Paleozoic basement's structural features suggesting his influence during deformation events.

CAPÍTULO I

GENERALIDADES

1.1 Introducción

El área de estudio al igual que el resto del noreste de México presenta una evolución geológica compleja ya que ha sido afectada por numerosos eventos tectónicos a través del tiempo geológico. Dichos eventos parten de tiempos Paleozoicos a partir de la conformación del cinturón orogénico Ouachita-Marathon durante la colisión de Gondwana con Laurentia (paleo-Norteamérica) y la posterior acreción de terrenos peri-Gondwánicos a Pangea. Por otro lado la gruesa secuencia de rocas sedimentarias Mesozoicas conformadas durante el rifting del Triásico-Jurásico relacionado a la apertura del Golfo de México y su posterior deformación durante la Orogenia Laramide parecen ser el rasgo estructural más característico del área de estudio. No obstante estas estructuras de deformación junto con los sedimentos Cuaternarios más recientes ocultan los rasgos geológico-estructurales más profundos que pudieran estar relacionados con los eventos de deformación más recientes. En este contexto se conoce que en la región existen fallas regionales con rumbo oeste-noroeste que definen subprovincias estratigráficas y estructurales dentro del Terreno Coahuila. Estas estructuras se han interpretado como fallas de basamento que han controlado la evolución tectono-sedimentaria de la región desde el Triásico-Jurásico (Padilla y Sánchez, 1982; Wilson, 1990; Goldhammer, 1999; Mc Kee *et al.*, 1990; Chávez-Cabello *et al.*, 2005; Yutsis *et al.*, 2012).

El Bloque Coahuila, estructura sobre la cual se ubica el área de estudio, corresponde a un elemento paleogeográfico configurado durante la apertura del Golfo de México que se mantuvo como un bloque emergido durante el desarrollo del protogolfo. Este elemento se conformó como un pilar estructural delimitado al norte por la Falla San Marcos y al sur por la Megacizalla Mojave-Sonora. Aunque se conoce poco sobre el origen de su basamento se considera que éste se asocia a la presencia de dos arcos magmáticos; el primero evidenciado por materiales metasedimentarios del Pensilvánico-Pérmico (McKee *et al.*, 1988) e intrusivos Permo-Triásicos (Torres *et al.*, 1999) y el arco posterior representado por granitoides cuyas edades abarcan del Triásico Tardío al Jurásico (Grajales-Nishimura *et al.*, 1992 y Jones *et al.*, 1995). Respecto a su evolución tectónica se considera que al igual que otros bloques emergidos experimentaron deformación con menor intensidad que las gruesas secuencias sedimentarias fuertemente deformadas de las cuencas profundas. No obstante aunque las estructuras de deformación presentes en ambas zonas son visiblemente distintas existen pocos estudios donde se caracterice el papel de fallas de basamento durante la deformación presente en estos elementos “rígidos”. Algunos trabajos incluyen el de Mc Kee *et al.* (1990), Chávez-Cabello (2005) y Chávez-Cabello *et al.* (2005) donde se estudiaron localidades del Bloque Coahuila cercanas a la traza de la Falla San Marcos en las cuales se ha identificado su reactivación con componente inversa durante la deformación del Paleógeno. En los trabajos de Eguiluz y Campa (1982) y Eguiluz *et al.*, (2000) se incluye al Bloque Coahuila

dentro de la caracterización del sector San Pedro del Gallo como parte de la Sierra Madre Oriental en el cual han sido identificadas estructuras por doblamiento de falla donde se involucra el basamento. Cabe mencionar que la ubicación y tipo de materiales dentro de estas estructuras paleogeográficas no parece ser el único factor que intervino en el estilo de deformación ya que se ha localizado en la parte sur de la Cuenca de Sabinas evidencias que de acuerdo con Chávez-Cabello (2005) indican la presencia de dos fases distintas de la deformación del Paleógeno en la zona, una fase temprana representada por despegues sedimentarios y una tardía caracterizada por reactivación inversa de fallas del basamento.

Dentro de los eventos de reactivación identificados en la Falla San Marcos se ha localizado que esta ha tenido al menos cuatro diferentes eventos de actividad desde su instauración durante el Jurásico Tardío. El primero de estos ocurrido durante el Neocomiano con una componente predominantemente normal, el segundo con componente inversa durante la deformación Laramídica del Paleógeno, el tercero con componente normal y una componente lateral izquierda menor presente en el Mioceno Tardío-Plioceno Temprano y el cuarto predominantemente normal. Estos dos últimos asociados al régimen extensional de Cuencas y Sierras iniciado en la región durante el Oligoceno Temprano. Recientemente Aranda-Gómez en un estudio preliminar con ayuda de imágenes satelitales y mapas geológicos identifica en el área de estudio conocida como la Zona del Silencio, ubicada al sur de la FSM, estructuras que pudieran asociarse a polideformación sugiriendo la posible presencia de una estructura de basamento que pudiera haber sido reactivada durante a extensión del Terciario Medio y Tardío. A partir de dicho hallazgo se sugieren estudios que permitan establecer la conexión entre la deformación presente en la Zona del Silencio y la presencia de posibles fallas de basamento.

Los métodos potenciales como la gravimetría y magnetometría se caracterizan por describirse a través del gradiente de un potencial escalar “ Φ ” por lo tanto las variaciones en los campos potenciales se encuentran asociadas a la distribución tridimensional de las propiedades físicas del subsuelo. Esto permite tener un acercamiento a la configuración y composición de los cuerpos rocosos que lo constituyen. El identificar lineamientos geofísicos regionales a través de la interpretación de las anomalías hace posible visualizar la existencia de fallas profundas de basamento y su relación con la configuración geológica actual de la región. Así mismo la utilización de herramientas básicas de percepción remota como la utilización de un modelo digital de elevación procesado por medio de la técnica “*Hillshading*” provee con gran efectividad un método para detectar en superficie las posibles fallas geológicas. De acuerdo con Onorati *et al.* (1992) en los mapas donde se aplica este procesado es posible llegar a localizar hasta el 90% de las fallas que afectan la superficie identificadas mediante métodos geológicos o geofísicos convencionales.

En este contexto el propósito de este trabajo es el obtener un modelo geológico-geofísico del subsuelo que a partir de la interpretación de datos de campos potenciales, satelitales y cartografía geológica previa pueda contribuir a esclarecer la influencia que los eventos regionales de deformación han tenido en la evolución geológico-estructural del área

de estudio. Así mismo la definición de los rasgos estructurales presentes en la zona y su correlación a los diferentes eventos tectónicos permitirá a su vez establecer la posibilidad de identificar fallas de basamento asociadas a las diferentes estructuras deformacionales.

1.2 Hipótesis

Por medio de los métodos geofísicos potenciales gravimétrico y magnético es posible obtener un modelo geológico-geofísico del área de estudio. Dicho modelo en conjunto con la interpretación geológica de la zona permitirá identificar los rasgos estructurales principales del basamento y su relación con los distintos eventos de deformación. Esta relación a su vez facilitará la posibilidad de definir si algunas de estas éstas estructuras han participado en más de un evento de deformación mediante su posterior reactivación.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo general

Obtener un modelo geológico-geofísico del área de estudio que permita caracterizar los principales rasgos estructurales que afectan la zona y su relación con estructuras regionales o fallas profundas de basamento. A través de dicho modelo se espera reconocer los eventos tectónicos asociados a las estructuras de deformación que pudieran afectar al basamento y/o la cubierta sedimentaria buscando identificar la presencia de estructuras de basamento multireactivadas.

1.3.2 Objetivos específicos

- Definir la sucesión temporal y espacial de los eventos geológicos y tectónicos que caracterizaron la evolución del área de estudio y alrededores.
- Conocer la estructura y topografía del basamento.
- Caracterizar las estructuras de sedimentación superficial en el área de estudio.
- Identificar la existencia de cuerpos intrusivos.
- Definir el tipo de fallamiento y otros rasgos estructurales así como, de ser posible, su edad relativa.

1.4 Ubicación del área de estudio

El área de estudio se ubica en la región conocida como Zona del Silencio que comprende los municipios de Tlahualilo de Zaragoza y Mapimí de la porción noreste del Estado de Durango; los municipios de Sierra Mojada y Madero de la porción centro-occidental del Estado de Coahuila; así como una pequeña parte del municipio de Jiménez en el Estado de Chihuahua. Comprende las coordenadas 26°15' a 27° latitud norte y 103°20' a 104° longitud oeste abarcando una extensión de 70 x 90 km² aproximadamente.

La zona se localiza en la parte norte de la altiplanicie mexicana y comprende porciones de la Sierra Madre Oriental y Sierras y Llanuras del Norte (CRM, 1998). En el área de estudio destaca la presencia de sierras alargadas y estrechas con orientación N-S a NNW-SSE como la Sierra La Campana, Sierra de Tlahualilo y Sierra Los Remedios. Estas estructuras se encuentran separadas por amplios valles que conforman cuencas endorreicas como el Valle El Hundido y Las Dunas a las cuales se asocian importantes depósitos sedimentarios.

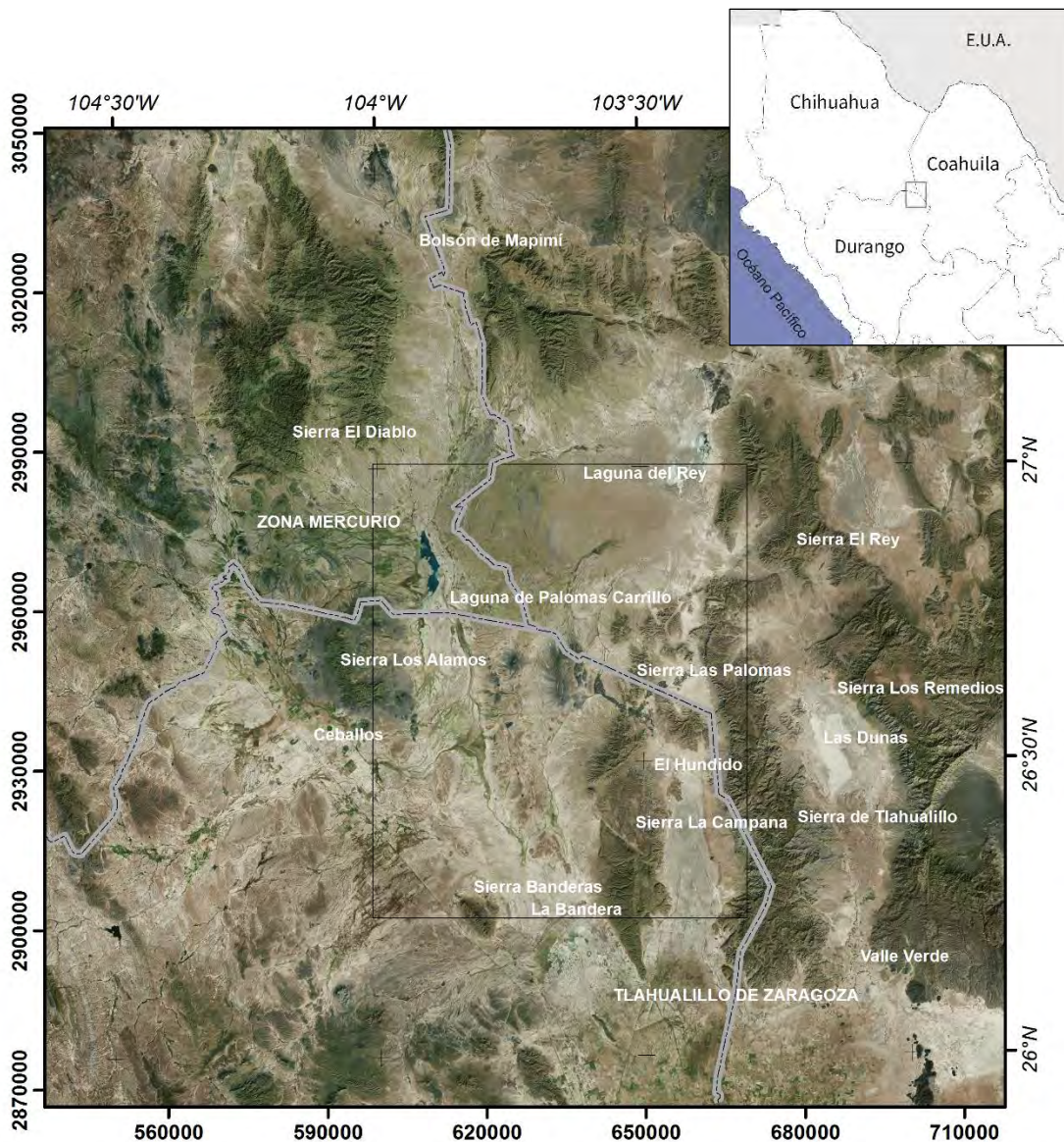


Fig. 1.1. El área de estudio se ubica en la región conocida como Zona del Silencio localizada en el límite entre los Estados de Chihuahua, Coahuila y Durango.

CAPÍTULO II

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

Los conocimientos sobre la historia tectónica del noreste de México durante el Paleozoico hasta el Mesozoico Temprano son limitados debido a la gruesa cubierta de rocas sedimentarias Mesozoicas junto con las rocas volcánicas y sedimentarias Cenozoicas que da lugar a que los afloramientos más antiguos sean escasos. Por otro lado los rasgos estructurales y la configuración estratigráfica de estas rocas se encuentran ocultos por los eventos deformacionales más recientes; tal es el caso de la Orogenia Laramide del Cretácico Tardío-Terciario y el evento de Cuencas y Sierras del Cenozoico Tardío.

Se sabe que la mayor parte del basamento del este y noreste de México es de origen Proterozoico, no obstante se considera que sólo una pequeña porción de este conforma parte del Cratón de Norteamérica (Centeno-García, 2005). Se ha sugerido que el resto de éste está conformado por un complejo de terrenos alóctonos que incluye los terrenos de Caborca, Coahuila y Sierra Madre (Campa y Coney, 1983; Sedlock *et al.*, 1993; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995), los cuales fueron transferidos hasta colisionar con Laurentia durante la conformación de Pangea (Handschy *et al.*, 1987; Dickinson y Lawton, 2001; Poole, *et al.*; 2005).

2.1 Orogenia Ouachita Marathon

El cinturón orogénico Ouachita Marathon (COOM) es una faja de rocas deformadas Paleozoicas de 3000 km de longitud que bordean el margen sur del cratón de Norteamérica. Esta estructura se extiende desde Mississippi y Arkansas hacia el suroeste pasando por Texas y continuando su extensión hacia el norte de México (Poole *et al.*, 2005).

El origen del COOM es el evento más antiguo relacionado a la configuración geológica del basamento del noreste de México y se remonta a finales del Paleozoico durante la conformación de Pangea con la convergencia de los supercontinentes Laurentia (Laurencia) y Gondwana. La colisión oblicua de estas masas culminó en la formación durante el Pensilvánico-Pérmico de un cinturón orogénico denominado orógeno Ouachita-Apalachiano. A esta última también se le conoce como Orogenia Allegheniana.



Fig. 2.1. Configuración tectónica de Laurentia y Gondwana durante el Pérmico Temprano que dio como resultado la Orogenia Ouachita-Apalachiana (Modificada de Hatcher, 2002).

La amalgamación de Laurentia y la porción Africana de está representada por la orogenia Apalachiana mientras que la extensión hacia el sur de la cadena montañosa es conformada por la orogenia Ouachita-Marathon (Figura 2.1). Se considera que ambos orógenos forman parte del mismo sistema convergente, no obstante la extensión de la cordillera de los Apalaches se encuentra bien identificada al oeste de Norteamérica mientras que su extensión al sur dentro del Cinturón Ouachita aún es motivo de debate. Inicialmente éste había sido inferido a través de afloramientos aislados en las Montañas Ouachita en Arkansas y Oklahoma, así como en la región de Big Bend al oeste de Texas. Posteriormente gracias a la integración de datos sísmicos, perforaciones y gravimetría se ha reconstruido la distribución del COOM desde la parte central de Mississippi hasta el oeste de Texas (Figura 2.2).

Éste escenario se complica aún más en la interpretación de la extensión del cinturón hacia el norte de México y por ende la delimitación de la margen sur de Laurentia. El tectonismo de distensión ocurrido durante el Mesozoico Temprano junto con los importantes movimientos laterales que afectaron la zona dificultan la reconstrucción tectónica y paleogeográfica. Por otro lado el basamento del norte de México se encuentra cubierto casi totalmente por rocas sedimentarias y volcánicas del Mesozoico-Cenozoico localizándose escasos afloramientos de rocas Paleozoicas que faciliten la interpretación.

Recientemente Moreno *et al.* (2000) utilizando mediciones gravimétricas en conjunto con los registros de perforaciones, datos de afloramientos Paleozoicos proponen que la faja orogénica Ouachita Marathon se extiende de acuerdo con dos posibles modelos: 1. Hacia el sur probablemente a lo largo de la frontera Chihuahua-Coahuila (modelo de margen este) (Handschy *et al.*, 1987) o 2. En dirección sur-suroeste a través de la parte este-central de Chihuahua cerca de Durango (modelo de margen oeste) (James y Henry, 1993; López *et al.*, 2001) (Figura 2.2). De acuerdo con dichos autores los estudios isotópicos en trabajos previos (Cameron *et al.*, 1992; James y Henry, 1993; Carpenter, 1997) concuerdan con un modelo de extensión sur-suroeste.

Tomando como referencia este último modelo tanto el Terreno Coahuila como el Mapimí formarían parte del basamento Proterozoico del Noreste de México, sin embargo no constituyen parte del cratón de Norteamérica sino que son terrenos alóctonos adheridos a éste. Se ha planteado que estos tienen su origen junto con el Terreno Caborca y el Sierra Madre como parte del microcontinente Proterozoico Oaxaquia que se piensa fue disgregado durante los eventos deformacionales del Paleozoico Tardío-Mesozoico (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995; Centeno-García 2005). En este contexto López *et al.* (2001) estudiaron depósitos conglomerádicos del Paleozoico Tardío en Las Uvas, Coahuila a través de datos isotópicos de Nd y Pb y geocronológicos de U-Pb en circones. Este trabajo basándose en el hallazgo de diferencias significativas entre las rocas Grenvilianas (1232 ± 4 Ma a 1214 ± 2 Ma) ubicadas en México y las rocas Laurentianas (especialmente las reconocidas en Texas) lo que concuerda con el modelo de margen oeste al concluir que el basamento de Coahuila con el

resto de Oaxaquia, así como el noreste de México, formaban parte de Gondwana durante el Neoproterozoico Tardío.



Fig. 2.2. Mapa donde se identifica la posible extensión del COOM hacia el norte de México de acuerdo con los modelos de margen este (extensión sur) y oeste (extensión suroeste) (Modificado de Moreno *et al.*, 2000).

2.2 Arco Paleozoico Tardío-Mesozoico Temprano y el Terreno Coahuila

El Bloque Coahuila fue definido por Kellum *et al.* (1936) como Península de Coahuila y refiere el elemento paleogeográfico conformado durante el rifting del Triásico Tardío-Jurásico Medio. No obstante este mismo junto con la Cuenca Sabinas-La Popa o Cinturón Plegado de Coahuila y la Plataforma Burro-Peyotes o Cratón Coahuila-Texas se consideran subprovincias de un bloque de corteza continental conocido como Terreno Coahuila. Estas estructuras se encuentran separadas por fallas corticales del Jurásico nombradas Falla San Marcos, Mojave-Sonora y La Babia, las cuales presentan orientación WNW (Figura 2.5, 3.1).

Handschy (1977) define el terreno Coahuila como un terreno compuesto que incluye rocas pertenecientes a un arco volcánico del Paleozoico Tardío y un bloque exótico el cual fue añadido a los márgenes del cratón de Norteamérica probablemente a finales de la Orogenia Ouachita. Por otro lado Sedlock *et al.* (1993) lo define como parte del Terreno Coahuiltecano en conjunto con el terreno Sierra Madre y el frente Tectónico del Cinturón Orogénico Ouachita-Marathon quienes limitan al mismo al sur y norte respectivamente. De acuerdo con este modelo el Terreno Coahuiltecano se encuentra separado de los terrenos Tepehuano, Guachichil y Maya, ubicados al sur del mismo, a través de la falla regional Mojave-Sonora.

Se conoce poco respecto al origen del basamento del Bloque Coahuila ya que en su mayoría está cubierto de una gruesa secuencia de depósitos sedimentarios Mesozoicos y rocas volcánicas Cenozoicas. No obstante, se considera que éste está ligado a la presencia de dos arcos magmáticos; el primero evidenciado por los materiales del Pensilvánico-Pérmico (McKee *et al.*, 1988) y Permo-Triásicos (Torres *et al.*, 1999) y el arco posterior representado por rocas cuyas edades abarcan del Triásico Tardío al Jurásico (Grajales-Nishimura *et al.*, 1992 y Jones *et al.*, 1995).

El arco más antiguo ha sido documentado a través de una secuencia de rocas sedimentarias deformadas del Pensilvánico Medio (?) al Pérmico intrusionadas por granitoides del Triásico. Las primeras están conformadas por rocas de tipo carbonatadas y siliciclásticas con abundantes detritos andesíticos que constituyen importantes secuencias turbidíticas. Estas rocas corresponden a flujos de sedimentos transportados en masa hacia una cuenca marina adyacente al arco volcánico activo posiblemente localizado al sur-sureste de la cuenca. Los afloramientos más extensos de dichas rocas se ubican en el centro de Coahuila en el área de Las Delicias, en el flanco oeste del Valle El Sobaco, por lo que McKee *et al.* (1988) propusieron denominar a éste arco así como a la cuenca donde fueron con dicho nombre. Sin embargo éstos también se localizan en una franja continua en el flanco este del Valle de Acatita. Es importante mencionar que la ubicación de las rocas de la cuenca Las Delicias parece estar limitada al área del Bloque Coahuila; no obstante los cuerpos intrusivos tienen una distribución más amplia.

Aunque se desconoce la relación precisa entre el arco volcánico que dio origen a los materiales vulcanosedimentarios de la Serie Las Delicias y la orogenia Ouachita. Algunos autores sugieren la posibilidad de que dicho arco fuese acrecionado a la margen sur de Norteamérica durante el Paleozoico Tardío (Handschy et al., 1987). En esta interpretación los materiales de Las Delicias corresponderían a una zona de sedimentos clásticos de arco que posteriormente formaron parte de un sistema de rocas falladas y cabalgadas durante el movimiento orogénico Ouachita-Marathon-Coahuila (Pindell, 1985; Anderson y Schimdt, 1983). Esta hipótesis se basa en la proximidad de lo que se considera la zona interior de sutura dicho cinturón orogénico, así como con la presencia de cabalgamiento y metamorfismo en los materiales Permo-Triásicos en el área de Las Delicias. En este modelo el arco magmático se localiza en el borde norte de Gondwana y fue acrecionado a la parte sur del margen pasivo de Laurasia durante la conformación de Pangea. Posteriormente este arco sería disgregado durante la conformación del Golfo de México (Handschy *et al.*, 1987).

Recientemente con base en la distribución de las facies, relaciones estratigráficas y el ambiente tectónico, Mc Kee et al. (1988, 1990) sugieren que el basamento del Bloque Coahuila corresponde a un terreno tectonoestratigráfico alóctono transportado desde el noroeste a través del sistema de megazillas Mojave-Sonora por lo que dichas rocas no conforman parte del sistema Ouachita-Marathon.

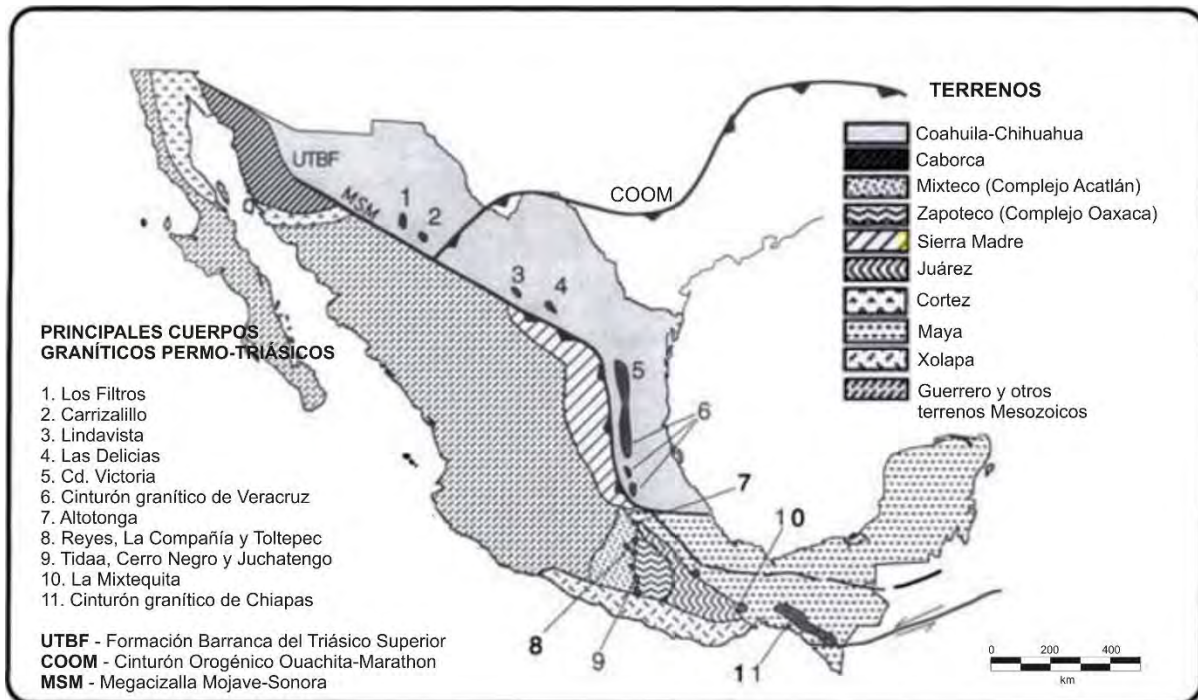


Fig. 2.3. Extensión del Cinturón de Granítico Permo-Triásico asociado a la subducción que afectó el borde oeste de Pangea. Se incluye la configuración de terrenos propuesta por Coney y Campa (1987) (Modificada de Torres *et al.*, 1999).

Así mismo, Torres *et al.* (1999) propone la presencia de un arco magmático Permo-Triásico desarrollado por subducción ocurrida en la parte oeste de Pangea. De acuerdo con las edades definidas para estas rocas (287 a 232 Ma) se considera que la instauración del arco ocurrió poco después de la Orogenia Ouachita Marathon durante la colisión de Laurasia y Gondwana (Dickinson y Lawton, 2001). Así mismo, de acuerdo con los valores de ϵ_N de -4.4 a $+2.5$ se concluyó que el arco se desarrolló sobre corteza continental evolucionada (Torres *et al.*, 1999).

2.3 Arco Triásico Tardío-Jurásico Temprano

Como se mencionó anteriormente conformando parte del basamento del Bloque Coahuila existen granitoides del Triásico Tardío que se encuentran intrusionando las secuencias anteriormente deformadas ubicadas en la zona de Las Delicias y Acatita, así como en el Valle de San Marcos. De acuerdo con Handschy *et al.* (1987) estas rocas pudieran corresponder a al pulso final del magmatismo dentro del arco del Paleozoico Tardío cuyos materiales fueron intrusionados posteriormente a la deformación durante la Orogenia Ouachita-Marathon. Esto coincidiría con el modelo propuesto por Torres *et al.* (1987) donde se considerarían parte de las manifestaciones del arco Permo-Triásico desarrollado en el borde oeste de Pangea.

Otra posibilidad que refieren Handschy *et al.* (1987) y más recientemente Bartolini *et al.* (1999) es que estas rocas pudieran ser expresiones del inicio de la instauración o la sobreposición parcial de un arco volcánico posterior, activo durante el Triásico Tardío-Jurásico. Dicho arco fue conformado a través de la subducción oblicua de la Placa de Farallón y Kula bajo la margen oeste de la placa Norteamericana (Grajales-Nishimura *et al.*, 1992; Barboza-Gudino *et al.*, 1998). Este arco magmático continental ha sido reconocido a través de un cinturón de rocas ígneas que afloran desde el occidente de Canadá hasta el norte y sur de México en localidades del norte de Sonora, Durango, Zacatecas, Nuevo León, San Luis Potosí y Tamaulipas. Dichas rocas se caracterizan por depósitos volcánicos conformados por una secuencia de rocas volcánicas subaéreas que incluye principalmente andesitas, riolitas y dacitas; así como capas rojas asociadas las cuales constituyen la Formación Nazas, la parte baja de la Formación Huizachal o Formación La Boca y el miembro basal de la Formación La Joya (Barboza-Gudino *et al.*, 1998). Estas formaciones son correlacionables con rocas volcánicas de edades similares localizadas en Sonora y Arizona; no obstante estas se encuentran ausentes en partes de Chihuahua y el este de Sonora por lo que se ha sugerido un desplazamiento lateral izquierdo a través de la megacizalla Mojave-Sonora (Silver y Anderson, 1974; Stewart *et al.*, 1986; Grajales-Nishimura, 1992; Jones *et al.*, 1995; Barboza-Gudino *et al.*, 1998) (Figura 2.4).

Como parte de las evidencias que apoyan la correspondencia de los intrusivos a un arco más reciente es el hecho de que la localización de estas rocas en el terreno Coahuila se extiende más allá a la distribución espacial de las rocas del ensamble de arco del Pensilvánico

Medio-Pérmico. Es decir, afloramientos de estos granitoides se ubican tanto en el Bloque Coahuila en el área de Las Delicias-Acatita (205 ± 4 Ma; K/Ar; Denison *et al.*, 1969) como en la Cuenca de Sabinas en el Valle de San Marcos (242 ± 2 Ma; Rb/Sr; Jones *et al.*, 1984), Potrero de la Mula y Sierra El Fuste (213 ± 14 Ma; Rb/Sr; Jones *et al.*, 1984). Estos últimos se componen por rocas graníticas, mientras que los localizados en Acatita-Las Delicias y en Valle San Marcos son de tipo granodiorítico.

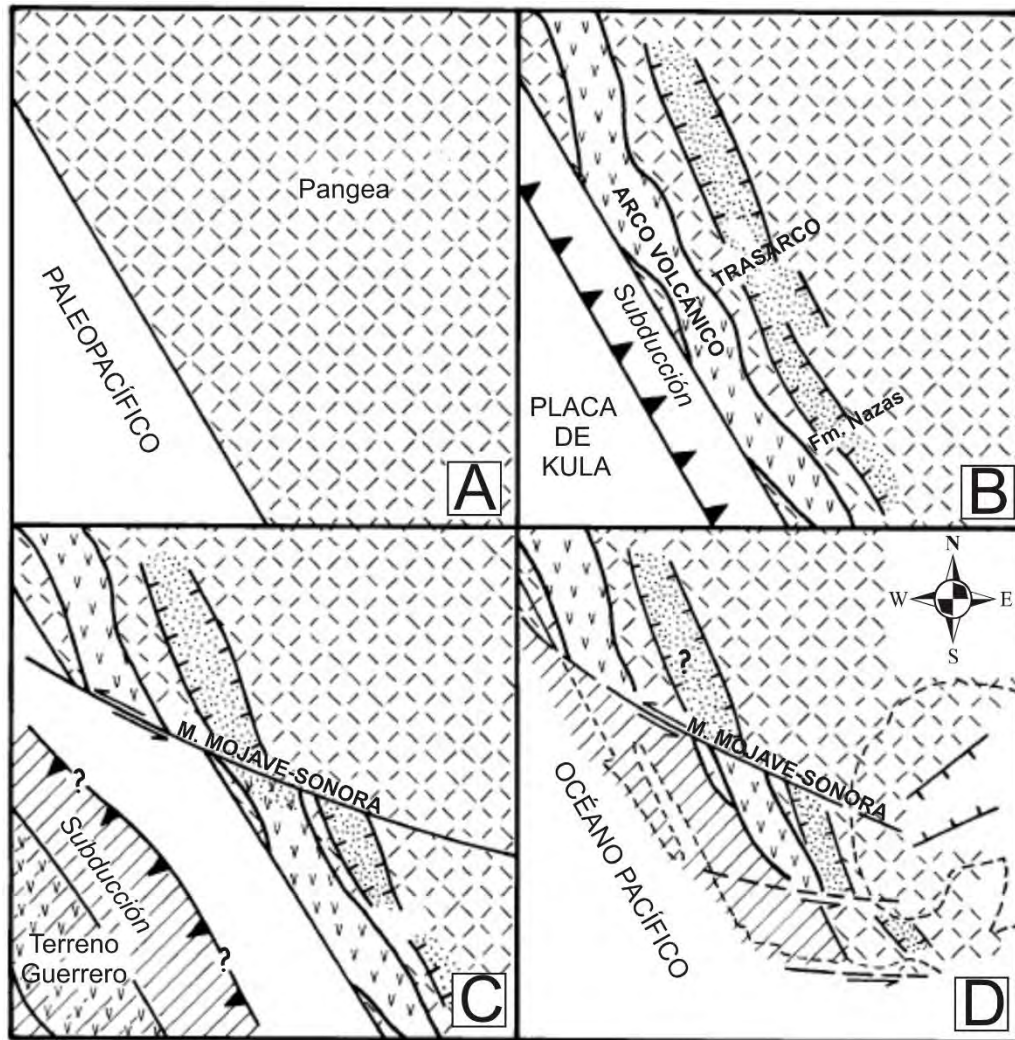


Figura 2.4. Desarrollo paleogeográfico y configuración tectónica del norte de México durante el Triásico Tardío-Cretácico Temprano. A) Cárnico (Triásico Tardío): Margen Pasivo en el oeste de Norteamérica. B) Jurásico Temprano: Desarrollo de margen de subducción y depósito de secuencias vulcanogénicas de la Fm. Nazas en la cuenca trasarco. C) Caloviano-Oxfordiano: Desplazamiento lateral a lo largo de la MSM y posiblemente vulcanismo de arco intraoceánico en el Terreno Guerrero. D) Aptiano-Albiano: Acreción del Terreno Guerrero y depósito de secuencias marinas del Mesozoico durante el lapso más importante de transgresión durante el desarrollo del Golfo de México (Modificado de Barboza-Gudino, 1998).

Así mismo Grajales-Nishimura *et al.* (1992) basándose en la relación estratigráfica de rocas ígneas en Chihuahua, Durango y Coahuila tanto de afloramiento como de pozos y

su relación con posibles fallas regionales concluyen que el basamento de la zona está conformado por dos tipos contrastantes de rocas cuyo límite se divide por la traza de la megacizalla Mojave-Sonora (Anderson y Silver, 1979). Al N-NE de esta estructura se presenta un basamento granítico y volcánico conformado por rocas del arco Permo-Triásico y al sur se localizan las rocas del Triásico Tardío-Jurásico. De acuerdo con este modelo las rocas Permo-Triásicas son un fragmento desplazado que conformaba parte del ensamble de arco magmático localizado en el basamento de Veracruz y Tamaulipas e incluso posiblemente hasta Chiapas (Figura 2.4).

2.4 Apertura y evolución del Golfo de México

A partir de la orogenia Ouachita-Marathon la evolución paleogeográfica desde el Mesozoico al Cenozoico del noreste de México está estrechamente ligada con la conformación del Golfo de México (Salvador y Green, 1980; Anderson y Schmidt, 1983; Wilson, 1990).

El rompimiento del supercontinente Pangea con la disgregación de las placas Norteamericana, Sudamericana y Africana durante el Triásico Tardío (230 Ma) (Pindell, 1985; Bird, D., 2006) precedió el ensamblaje final de México y dio origen al nacimiento del Golfo de México así como la formación del Océano Atlántico Central. Se considera que la etapa de rifting fue resultado de la presencia de una pluma del manto que generó inestabilidad cortical. Es posible que el desarrollo de la separación de Pangea haya continuado hasta el inicio del Jurásico Tardío, durante el Oxfordiano Temprano (158 Ma) (Pindell y Kennan, 2009) hasta conformarse un margen pasivo sin la influencia de actividad ígnea. A partir de esta etapa se desarrollaron extensas plataformas de aguas someras a lo largo del protogolfo de México.

Es importante mencionar que en la mayoría de los modelos la etapa de apertura del Golfo coincidió con el magmatismo del arco Nazas. Dicho régimen de subducción perduró durante todo el Mesozoico y gran parte del Paleozoico lo que conlleva a que éste se localizara en una posición paleográfica de tras-arco durante su conformación (Sedlock *et al.*, 1993; Centeno-García y Silva-Romo, 1997; Barboza-Guidino *et al.*, 1999; Dickinson y Lawton, 2001; Dickinson, 2014) produciendo un escenario geológico complejo. Así mismo durante esta etapa se ha referido la presencia de importantes movimientos sinistralos que desplazaron bloques continentales en dirección noroeste-sureste cuya geometría aún es objeto de debate (Silver y Anderson, 1974; Anderson y Schmidt, 1983; Mc Kee *et al.*, 1990; Grajales-Nishimura *et al.*, 1992; Pindell y Kennan, 2009). Se sugiere que estos movimientos estén relacionados con la presencia de una fuerte componente lateral izquierda en la subducción ocurrida durante el Triásico Tardío-Jurásico.

Respecto al evento de *rifting* continental en los márgenes del Golfo de México éste parece haber sido de naturaleza asimétrica y bajo ángulo. Durante esta etapa se conformaron fallas normales de despegue con componente lateral izquierda las cuales acomodaron la

extensión y delimitaron los flancos asimétricos del rift. En este contexto se generaron importantes fallas de basamento las cuales delimitaron pilares y fosas tectónicas los cuales controlaron los procesos de sedimentación en la región y posteriormente jugaron un papel clave en el estilo de deformación durante la Orogenia Laramide (López Ramos, 1981; Padilla y Sánchez, 1982; Goldhammer, 1999). Los altos de basamento incluyen el Bloque Coahuila, la Península Burro-Peyotes, el Archipiélago de Tamaulipas y las Islas de la Mula y Monclova; así como zonas bajas que conformaron importantes cuencas sedimentarias tal es el caso de la Cuenca de Sabinas (Wilson, 1990; González-Sánchez, 2007). Ésta última se encuentra delimitada por las fallas regionales de La Babia y San Marcos (Charleston, 1981; Padilla y Sánchez, 1986; Mc Kee *et al.*, 1990) (Figura 2.5).

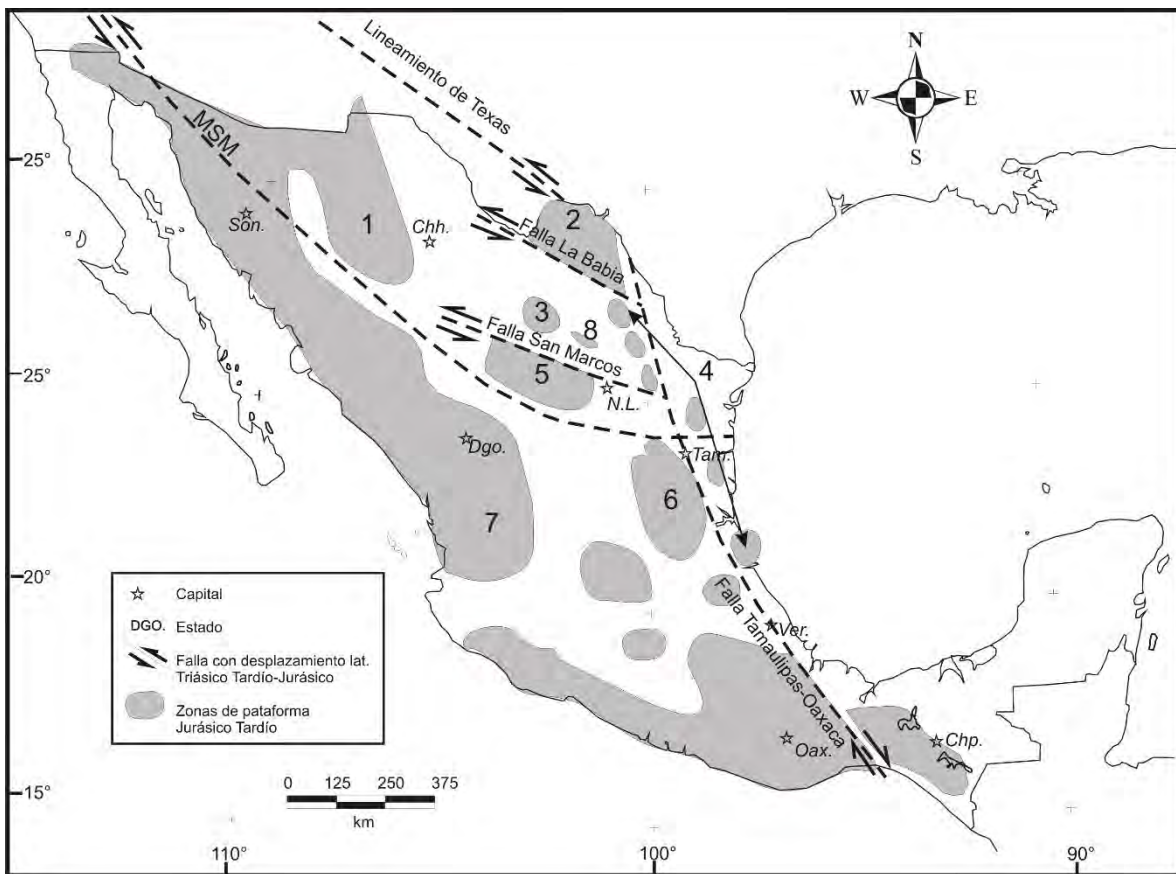


Fig. 2.5. Principales fallas que acomodaron desplazamientos laterales durante el desarrollo del Golfo de México así como áreas continentales emergidas durante el Jurásico Tardío que incluyen: 1) Plataforma Aldama, 2) Península Burro Peyotes, 3) Isla La Mula, 4) Archipiélago Tamaulipas, 5) Isla Coahuila, 6) Plataforma Valles-San Luis Potosí, 7) Continente Occidental s/n, 8) Isla Monclova. (Modificado de Padilla y Sánchez, 2007).

El inicio del *rifting* fue manifestado a través del inicio de la sedimentación por la erosión de los bloques levantados de basamento reellenándose a su vez las cuencas continentales con depósitos siliciclásticos lacustres y fluviales (capas rojas). La geometría de dichas cuencas estuvo a su vez controlada por grabenes estrechos orientados de manera

paralela a la actual línea de costa (Salvador, 1991; Padilla y Sánchez 2007). Los depósitos de capas rojas se encuentran acompañados de rocas volcánicas las cuales se ha propuesto pudieran ser producto del arco del Triásico Tardío-Jurásico (Jones *et al.*, 1995). Estos depósitos son contemporáneos al desarrollo de la corteza transicional del Golfo de México ubicada en la parte central de la cuenca.

A medida que evolucionó la etapa de rifting la corteza continental fue adelgazándose y siendo sujeta a hundimientos lentos lo que aunado al ensanchamiento de los grabenes permitió el avance gradual de aguas desde el mar de Tethys hacia el protogolfo durante el Jurásico Medio. Es probable que dichas transgresiones hayan iniciado a través de la parte central de México en lo que hoy corresponde a la frontera entre San Luis Potosí y Zacatecas (Salvador, 1991; Padilla y Sánchez, 2007). La consecuente formación de extensos cuerpos de aguas someras hipersalinas de circulación restringida posiblemente aunada a un clima desértico dio como resultado los depósitos evaporíticos cuya edad asignada ha sido del Calloviano-Oxfordiano (164-159 Ma) (Padilla y Sánchez, 2007). Actualmente éstos se localizan en los márgenes de la cuenca del Golfo de México, sur de Texas y el noreste de México (Salvador, 1991; Goldhammer, 1999).

Se sabe que estas secuencias fueron conformadas en una gran cuenca de miles de kilómetros; no obstante actualmente éstos se localizan separados en dos regiones principales, la Cuenca salina del norte del Golfo de México y la Cuenca salina de Campeche las cuales se ha interpretado tuvieron un origen contemporáneo. Dicha distribución ha sido atribuida al emplazamiento y desarrollo de la dorsal oceánica, que cortó y separó las secuencias evaporíticas a medida que el fondo oceánico fue conformándose (Salvador, 1991; Marton y Buffler, 1994; Bird *et al.*, 2005; Padilla y Sánchez, 2007) (Figura 2.6).

Al parecer, la corteza oceánica en el centro del Golfo comenzó su desarrollo a partir de que la corteza continental alcanzó un adelgazamiento crítico. Algunos autores proponen que éste inició a finales del Jurásico Medio en el Calloviano (Marton y Buffler, 1994) mientras que hay quienes sugieren edades del Jurásico Medio-Tardío durante el Calloviano Tardío-Oxfordiano Temprano (Pindell, 1985, 1994; Salvador, 1991; Winker y Buffler, 1988) hasta Kimmeridgiano (Bird *et al.*, 2005).

El estudio de la reconstrucción de la dispersión del fondo oceánico mediante el sondeo de las anomalías magnéticas y gravimétricas de la costa oeste de África y la costa este de Norteamérica aunado al encaje conocido entre África y Sudamérica junto con la distribución de los depósitos evaporíticos deja un espacio el cual puede ser ajustado con la rotación antihoraria del Bloque Yucatán. Se piensa que dicha rotación junto a su deriva fue controlada misma formación de corteza oceánica que involucró una fase rotacional (Pindell y Dewey, 1982; Pindell y Kennan, 2009; Goldhammer, 1999; Dickinson y Lawton, 2001). Se han propuesto diferentes magnitudes en la rotación del Bloque Yucatán pero la mayoría de los autores coinciden en un valor entre los 42 y 60° (Pindell y Dewey, 1982; Marton y

Buffler, 1994; Pindell y Kennan, 2009; Bird *et al.*, 2005). Así mismo el mecanismo de rotación y desplazamiento de éste no se encuentra totalmente comprendido en algunos modelos se propone la existencia de dos fronteras transformantes océano-continente subparalelos mientras que en otros éste ajuste se consigue con un sólo límite. Éste último modelo parece ser el más aceptado donde el límite transformante está conformado por la zona de falla Tamaulipas-Golden Lane-Chiapas (Pindell, 1985; Burke, 1988; Hall y Najmuddin, 1994; Marton and Buffler, 1994; Pindell, 1994) también denominada Falla Tamaulipas-Oaxaca (Padilla y Sánchez; 1986) misma que actualmente se ubica mar adentro subparalela a la costa este de México central.

En este contexto se ha planteado la presencia de otras fallas transformantes con componente siniestral que formaron parte del sistema de dispersión del Golfo de México durante el Jurásico Tardío (Tardy, 1980; Lister et al, 1986; Anderson y Nourse, 2005). Tal es el caso de las fallas transformantes de Brazos y Matagorda (Simmons, 1992) asociadas al inicio del desarrollo del margen del Golfo de México en Texas, así como probablemente la Megazilla Mojave-Sonora (Silver y Anderson, 1974). Esta última fue propuesta como una zona de transformación izquierda que conectó un sistema de dispersión con la trinchera ubicada en el margen oeste de Norteamérica durante la apertura del Golfo (Pindell y Dewey, 1982; Anderson y Schmidt, 1983; Sedlock *et al.*, 1983).

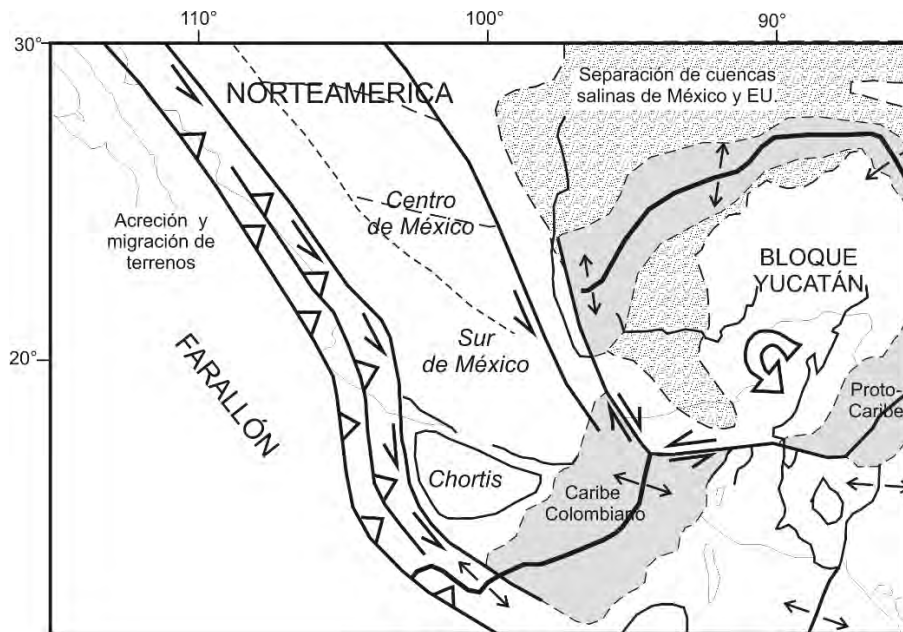


Fig. 2.6. Escenario de la evolución del Golfo de México durante el Titiánico (148 Ma) donde se muestra el centro de dispersión del fondo oceánico y su fase rotacional. Nótese la componente siniestral en la subducción necesaria para incorporar la parte sur y oeste de México en su posición actual. (Modificado de Pindell y Kennan, 2009).

De acuerdo con Pindell y Kennan (2009) la fase rotacional en la dispersión del fondo oceánico continuó hasta el Jurásico Tardío o Cretácico Temprano dando fin a la migración del Bloque Yucatán. Este modelo coincide con otros donde se establece que el fallamiento extensional en la parte central del golfo culminó durante el Cretácico Temprano (135Ma)

tiempo a partir del cual la zona de dispersión migró hacia el este continuando con la evolución del proto-Caribe y el océano Atlántico (Pindell, 1985; Marton y Buffler, 1999; Dickinson y Lawton, 2001; Pindell y Kennan, 2009). Esto dio paso a un periodo de estabilidad tectónica relativa caracterizada por enfriamiento y subsidencia continua en la cuenca del golfo propiciando una etapa de sedimentación calcárea con aporte de terrígenos cuyas facies fueron definidas a medida que se desarrolló el avance de los mares hacia el protogolfo. Cabe mencionar que en algunos depósitos exhiben la interacción del vulcanismo occidental contemporáneo a través de la presencia de capas, lentes y nódulos de bentonita y pedernal (Padilla y Sánchez, 2007).

En esta etapa se conformaron amplias plataformas carbonatadas en los márgenes de la cuenca, por otro lado el avance de la transgresión definió los límites entre islas y penínsulas (Padilla y Sánchez, 1986; Morán Zenteno, 1986; Padilla y Sánchez, 2007; Goldhammer, 1999). La mayoría de las áreas emergidas fueron cubiertas hacia fines del Jurásico (Turoniano) tiempo para el cual se inicia la sumersión de Florida; no obstante los principales altos de basamento como la Península Burro Peyotes, Isla Tamaulipas, Bloque Coahuila, los macizos de Chiapas y Tezuitlán, el Bloque Yucatán y algunas islas en el área de Tampico continúan emergidos (Salvador, 1991; Padilla y Sánchez, 2007). El proceso de transgresión alcanzó su máximo durante el Albiano-Cenomaniano aumentó la velocidad de subsidencia en la cuenca dando como resultado la inmersión de todos los elementos paleográficos habiéndose para este entonces depositado más de 2,000 metros de carbonatos.

Finalmente a partir del Turoniano existe un cambio en la sedimentación marcado por una creciente influencia detrítica como resultado del levantamiento del noroeste de México y la consecuente regresión marina hacia el oriente. El aumento en el aporte de material terrígeno a finales del Cretácico proveniente del oeste y del occidente del Golfo de México marca el inicio de la Orogenia Laramide evento durante el cual la margen occidental del Golfo de México se vio afectada por deformación contraccional dando como resultado las cadenas plegadas y cabalgadas como los cinturones de pliegues y cabalgaduras de Chihuahua, Coahuila y Sierra Madre Oriental (Morán Zenteno, 1986; Padilla y Sánchez, 1986, 2007; Salvador 1991; Goldhammer, 1999; Eguiluz *et al.*, 2000). Cabe mencionar que los rasgos paleográficos y estructurales así como los patrones sedimentación asociados durante la conformación del Golfo de México determinaron un papel importante durante la deformación Laramídica.

2.5 Orogenia Laramide

Se conoce como orogenia Laramide al evento de deformación por acortamiento que afectó una amplia franja del margen oeste de Norteamérica ocurrido durante el Cretácico Tardío -Terciario Temprano. Originalmente éste término fue acuñado por Dana (1986) para designar un evento orogénico contemporáneo a la Formación Laramie en Wyoming, Estados Unidos. Posteriormente se identificó su extensión en una cadena montañosa donde se

incluyen estructuras con deformación que involucra el basamento dentro de la zona de antepaís de las montañas Rocallosas en Estados Unidos, así como en cuencas con relleno sedimentario del Paleoceno-Eoceno dentro de las que se localizan las serranías de Wyoming, Utah, Colorado, Nuevo México y Arizona (Chávez-Cabello *et al.*, 2011).

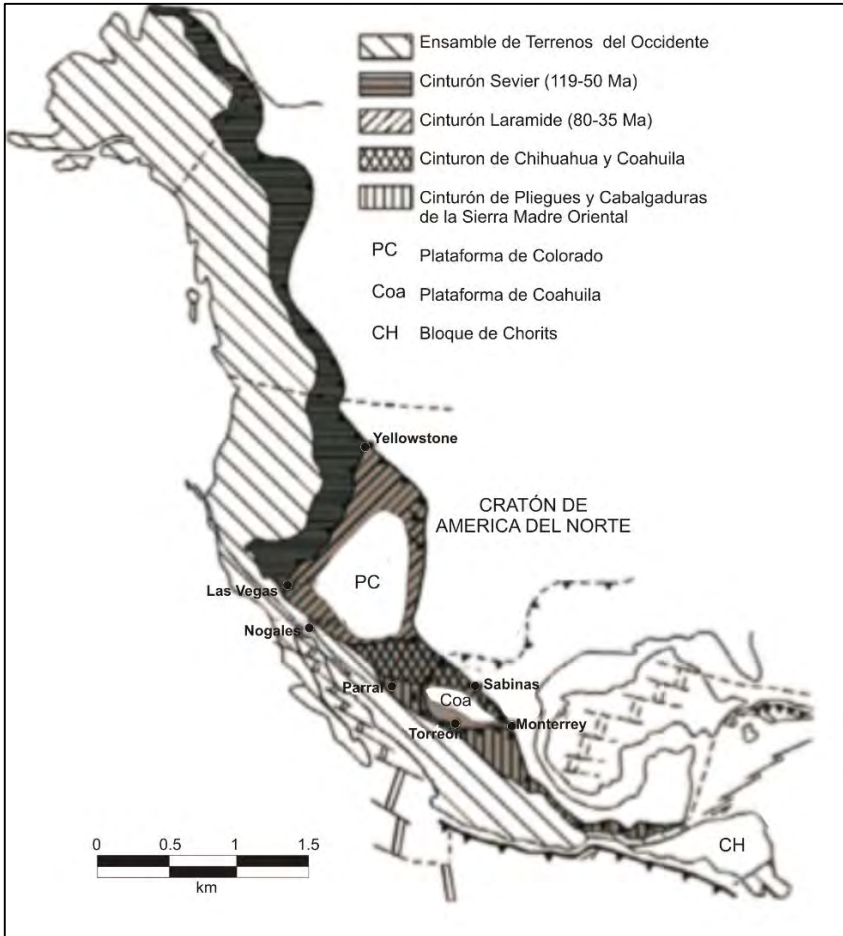


Fig. 2.7. Provincias que componen la Cordillera de América del Norte. De manera general se conforma por el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras y el ensamble de Terrenos del Occidente. En Estados Unidos el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras incluye los orógenos Sevier y Laramide mientras que en México comprende los cinturones De Chihuahua-Coahuila y La Sierra Madre Oriental. (Modificado de Chávez-Cabello *et al.*, 2011; Campa, 1985; Coney y Evenchick, 1994).

En Estados Unidos el orógeno Laramídico se considera junto con el Cinturón Sevier y los Terrenos del Occidente parte de la Cordillera de América del Norte, la cual se extiende desde Alaska en la parte norte de E.U.A. hasta el sur de México donde es interrumpida por el sistema de fallas Polochic-Motagua. En éste último la deformación se encuentra representada por el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (De Cserna, 1956, 1970; Tardy, 1980 y Suter, 1984), que incluye la Sierra Madre Oriental junto con los cinturones de Chihuahua y Coahuila, así como el conjunto la continuación de terrenos tectonoestratigráficos del occidente (Campa y Coney, 1983; Coney y Evenchick, 1994). Debido a dicha clasificación la orogenia Laramide ha sido extendida hasta México donde se incluyen dichas cadenas montañosas junto con la Sierra de Chiapas, Zongolica y la Sierra de Juárez (Figura 2.7).

Se considera de manera general una dirección de acortamiento principal NE-SW con vergencia hacia NE o SE de acuerdo al sector. No obstante, se han reconocido dos fases principales de compresión entre el Cretácico Tardío y el Paleógeno las cuales fueron determinadas inicialmente la plataforma del Colorado y el sureste de Arizona. La primera de éstas fue identificada con acortamiento en dirección N65°E y la segunda con dirección N75°W. Dentro de ésta última se ha reconocido la reactivación de fallas de basamento con orientación NW-SE del Jurásico o inclusive más antiguas (Sosson y Bouroz, 1989). Actualmente se sabe que durante la orogenia Laramide se deformó la corteza en dos estilos distintos: deformación que involucra al basamento, caracterizado por el levantamiento de bloques corticales referido como “tectónica Laramide típica”, y por deformación a través del despegue de la cubierta sedimentaria o deformación de cobertura (*thin-skinned*).

Estos estilos de deformación han sido también reconocidos en México donde inicialmente se propuso una diferenciación en cuanto al tipo de deformación y la evolución paleotectónica presentes en el Sierra Madre Oriental y el Cinturón Plegado y Cabalgado de Coahuila. En el primer caso se identificó una deformación de cobertura mientras que para el caso del CPC se ha interpretado la participación de fallas regionales en la deformación (Charleston, 1981; Padilla y Sánchez, 1982; 1986; Goldhammer, 1999). Sin embargo recientemente se ha identificado en los sectores de la SMO San Pedro del Gallo, Transversal de Parras, Anticlinorio de Huayacotla, Plataforma Valles-San Luis Potosí y Zongolica la posible reactivación de fallas preexistentes de basamento durante el acortamiento Laramídico. De acuerdo con Eguiluz *et al.*, (2000) rasgos asociados a la orogenia Ouachita-Marathon y Apalachiana inferidos a través de afloramientos de rocas del basamento Paleozoico y Triásicos pudieron jugar como bloques paleotectónicos reactivados primeramente durante la apertura del Golfo de México y posteriormente durante la deformación del Terciario Temprano. Otros afloramientos donde la deformación Laramídica se encuentra afectando rocas del basamento se conforman por rocas Precámbricas en Sonora (Iriondo, 2001) y Chihuahua (Haenggi, 2002) así como rocas Paleozoicas y Mesozoicas en Chihuahua y en Coahuila dentro de las localidades de Sierra Mojada, Valle de San Marcos (McKee, *et al.*, 1984 y 1990) y suroeste de la Cuenca de Sabinas (Eguiluz, 1997).

Se sabe que el estilo de deformación presente en el terreno Coahuila presenta una diferenciación entre los elementos paleogeográficos que permanecieron emergidos hasta principios del Cretácico Tardío como el Bloque Coahuila y la Península Burro-Peyotes y las áreas de plataforma somera como la Cuenca de Sabinas cuya circulación restringida permitieron que continuara el depósito de evaporitas probablemente hasta principios del Cretácico (Padilla y Sánchez, 2007). Debido a esto los materiales sedimentarios que conformaron los bloques altos de basamento experimentaron deformación con menor intensidad que las gruesas secuencias sedimentarias fuertemente deformadas de las cuencas profundas. Sin embargo, aunque de acuerdo con los rasgos estructurales claramente visibles en superficie el tipo de estructuras es distinto, existen pocos estudios donde se caracterice el

papel de fallas de basamento durante la deformación en dichos elementos “rígidos” dentro de los cuales se incluyen los trabajos de Mc Kee *et al.* (1990), Chávez-Cabello (2005) y Chávez-Cabello *et al.*, 2005 donde se incluyen localidades del Bloque Coahuila cercanas a la traza de la Falla San Marcos donde se ha identificado su reactivación con componente inversa durante la deformación del Paleógeno. Así mismo en los trabajos de Eguiluz y Campa (1982) y Eguiluz *et al.*, (2000) se incluye al BC dentro de la caracterización del sector San Pedro del Gallo como parte de la SMO donde se han identificado estructuras por doblamiento de falla donde se involucra el basamento. Cabe mencionar que la ubicación y tipo de materiales dentro de estas estructuras paleogeográficas no parece ser el único factor que intervino en el estilo de deformación ya que se ha localizado en la parte sur de la Cuenca de Sabinas evidencias que de acuerdo con Chávez-Cabello (2005) indican la presencia de dos fases distintas de la deformación del Paleógeno en la zona, una fase temprana representada por despegues sedimentarios y una tardía caracterizada por reactivación inversa de fallas del basamento (Figura 2.8).

Respecto a la cinemática ocurrida durante la orogenia Laramide ésta sigue siendo motivo de controversia (Carciumarú y Ortega, 2008). Mientras que algunos modelos sugieren una deformación contraccional con una componente transcurrente poco importante o nula (Hamilton, 1988; Woodward *et al.*, 1997), otros casos enfatizan la participación de una componente transcurrente durante la misma. En este caso existen diversos ejemplos, para el caso del Cinturón Plegado de Coahuila se ha referido como una estructura de cizalla conformada por desplazamiento lateral izquierdo entre el cratón de Coahuila-Texas y el Bloque Coahuila a través de fallas regionales de basamento (Charleston, 1981). Seager y Mack (1985) concluyeron que el estilo característico de deformación localizado en la cuenca de Chihuahua “*Chihuahua Through*” (Gries, 1970; Deford, 1964; Muehlberg, 1980), ubicada al norte de Chihuahua, sur de Nuevo México y oeste de Texas, se debió a la gruesa secuencia de sedimentos Mesozoicos así como al desarrollo de estructuras locales de transpresión. Estas estructuras fueron documentadas posteriormente al noroeste de la cuenca, representadas por fallas del Jurásico-Aptiano que generaron acortamiento lateral izquierdo. Debido a su similitud con las localizadas en el CPC Haenggi (2002) sugiere un evento de transpresión para el norte de México durante la orogenia Laramide. Otros autores refieren un desplazamiento lateral derecho durante la orogénesis Laramide en Colorado y Nuevo México (Cather, 1999; Chapin y Cather, 1981; Karlstrom and Daniel, 1993). Un modelo de transpresión también ha sido sugerido para el origen del cinturón plegado de la Sierra Madre Oriental (Velez-Scholvin, 1990; Longoria, 1994) donde se asume que las diferencias estructurales de la saliente de la cadena montañosa sugieren variaciones en los desplazamientos laterales y que dichas direcciones al incrementarse el desplazamiento pueden ser paralelas. No obstante sólo hay evidencia de movimiento lateral asociado a fallas de desgarre y rampas laterales por lo que no existe fundamento cinemático para apoyar éste modelo (Eguiluz *et al.*, 2000).

Se han propuesto diferentes mecanismos para explicar la causa de la transmisión de esfuerzo hacia el interior de la placa continental que generó la orogenia en el escenario de subducción de las placas de Kula y Farallón que continuó desde el Mesozoico. Entre estos modelos se incluyen, bajo ángulo de subducción (Bird, 1988; Dickinson and Snyder, 1978), desacoplamiento y delaminación dentro de la corteza (Erslev, 1993; Oldow *et al.*, 1990), orogénesis colisional (Maxson and Tikoff, 1996), extensión en el interior del retro-arco del cinturón Sevier (Livaccari, 1991), rotación del Plateau del Colorado (Cather, 1999), desacoplamiento litosférico (Tikoff and Maxson, 2001). No obstante de manera general se acepta la idea de que la orogenia fue detonada como resultado al ajuste en la geometría de la subducción debido a los cambios en la relación de convergencia de las placas a partir del Cretácico Tardío. A partir de esta etapa la reducción progresiva del ángulo de subducción de la placa Farallón generó la migración del magmatismo tierra adentro, este fenómeno se encuentra representado tanto en el norte de México como en el suroeste de Estados Unidos donde la franja de desplazamiento hacia el este alcanza hasta 1000 km. desde California hasta Colorado (Calmus, 2011).

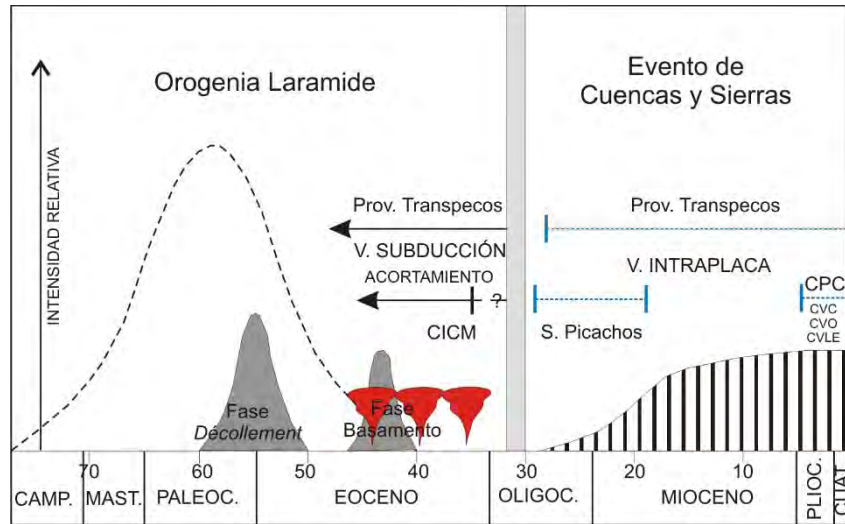
Se atribuye que éste proceso fue disparado por un aumento en la velocidad de convergencia entre las placas Farallón y Norteamericana localizándose el lapso más importante entre los 60 y 40 Ma (Engebretson *et al.*, 1985; Jurdy, 1984; Stock y Molnar, 1988) aunque se ha propuesto dicho cambio a partir de los 80 Ma (Coney, 1976; Clark *et al.*, 1982). En este modelo la posición subhorizontal del plano de Benioff bajo la placa Norteamericana pudo auspiciar un régimen compresional detrás de la franja magmática del borde occidental (Dickinson y Synder, 1978). El inicio de la migración del arco magmático hacia el este y junto con el avance de la franja de magmatismo se correlacionan con el inicio de la Orogenia Laramide. Este desplazamiento fue también caracterizado por un cambio en la composición de los magmas asociados a subducción de cálcico/calco-alcálico a álcali-cálcico con alto contenido de potasio a medida que el arco avanzó hacia el continente (Clark *et al.*, 1982).

En el contexto del modelo de migración del arco magmático se ha propuesto que la transición entre la deformación Laramide y la fase de extensión de Cuencas y Sierras (*Basin and Range*) implica una reducción en la velocidad de convergencia y aumento en el ángulo de subducción de la placa Farallón la cual se estima debió haber ocurrido entre los 42 y 16 Ma (Dickinson, 1975; Coney, 1978). Entre estos eventos se propone una fase de transición entre los 40 y 30 Ma durante la cual el arco magmático se mantuvo fijo antes de su retroceso. El término de la Orogenia Laramide coincidiría aproximadamente con el comienzo de dicha fase.

En México la edad de deformación para la Sierra Madre Oriental se ha referido como Cretácico Tardío a Eoceno Temprano (De Cserna 1956, 1970; Humphrey, 1956; Tardy, 1980 y Campa, 1985) aunque hay autores que sugieren su extensión hasta el Oligoceno Temprano (Eguiluz *et al.*, 2000). Por otro lado en el Noroeste de México se obtuvieron edades por el

método ^{40}Ar - ^{39}Ar de entre ~75 y 39 Ma para intrusivos deformados y edades reseteadas del basamento Precámbrico. Recientemente Chávez-Cabello (2005) y Chávez-Cabello *et al.* (2011) determinaron a través de estudios realizados en el Cinturón de Intrusivos Candela Monclova (CICM) y los intrusivos de la Sierra Picachos, que el evento Laramídico en Coahuila probablemente debió culminar a los 41 Ma así mismo se refiere que no hay evidencia de ésta deformación en el Noreste de México a partir de los 39 Ma (Figura 2.8).

Fig. 2.8. Gráfico que ilustra los eventos tectónicos de la Orogenia Laramide y la transición al régimen extensional de Cuencas y Sierras en el Noreste de México vs la Provincia de Transpecos, Texas. En la Cuenca de Sabinas la deformación debió terminar a los 41 Ma con un cambio en la firma geoquímica a v. intraplaca a los ~31 Ma. (Modificado de Chávez-Cabello *et al.*, 2005).



Basin and Range

El evento extensional del Cenozoico Medio-Tardío que dio origen a la Provincia de Cuencas y Sierras (*Basin and Range*) en el margen oeste de Norteamérica es uno de los más importantes eventos tectónicos que afectaron la Placa Norteamericana (Henry y Aranda-Gómez, 2000). Esta provincia se extiende desde el suroeste de Canadá recorriendo el borde occidental de Estados Unidos hasta la parte centro de México aunque se ha propuesto que esta pudiera extenderse hasta el sur de México antes de la conformación de la Faja Volcánica Trans-mexicana (Henry y Aranda-Gómez, 1992; Stewart, 1998). Así mismo, algunos autores sugieren que la instauración del régimen extensional ocurrió inicialmente en el oriente de Estados Unidos durante el Cretácico Temprano y que probablemente estructuras antiguas del basamento, del Terciario, Mezoico o incluso más antiguas, se reactivaron durante este evento (Mc Kee, 1971; Christiansen y Lipman, 1972; Noble, 1972; Constenius, 1982; Lageson, 1989, 1992; Bump *et al.*, 2003; Oviedo-Padrón; 2008).

Morfológicamente las regiones que comprenden esta provincia se caracterizan por la presencia de una alternancia de zonas montañosas y valles delimitados por fallas normales comúnmente lítricas las cuales se encuentran ampliamente distribuidas. Se ha estimado que la extensión de la corteza continental dentro del *Basin and Range* llega a alcanzar rangos de entre el 50 y 100% (Hamilton y Myers, 1966; Zoback *et al.*, 1981; Wernicke, 1992) aunque

se ha reconocido que esta no es uniforme por lo que existen zonas que experimentaron una extensión extrema mientras que en otras la extensión es mínima (Parsons *et al.*, 1995; Stewart, 1998). Así mismo esta provincia difiere respecto a otras zonas de rift continental debido a su gran extensión comprendiendo esta hasta 900 km de amplitud dando como resultado una característica corteza adelgazada. Por otro lado esta región presenta a diferencia de otras zonas continentales un alto flujo de calor, un historial largo de magmatismo episódico, así como una capa pronunciada de baja velocidad sísmica y alta conductividad eléctrica en la corteza media además de simetría bilateral geofísica (Eaton, 1980).

A pesar de que las características de esta provincia extensional han sido extensamente estudiadas su origen aún es motivo de debate. No obstante de manera general los modelos que explican la instauración de dicho régimen puede ser divididos de acuerdo a sus relaciones tectónicas: por mecanismos intraplaca y por mecanismos inter-placa (Henry y Aranda-Gómez, 2000). Los modelos de interacción intraplaca se basan en un colapso gravitacional de la corteza, la cual fue sobre-engrosada por deformación contraccional o magmatismo dando como resultado la extensión sobre la corteza (Coney y Harms, 1984; Glazner y Bartley, 1984; Wernick *et al.*, 1987; Axen *et al.*, 1993). Por otro lado los modelos de tipo inter-placa se basan en las interacciones entre las placas Farallón, Norteamericana y la placa del Pacífico (Atwater, 1970; Severinghaus y Atwater, 1990; Atwater y Stock, 1998).

Respecto a las regiones afectadas por este evento extensional éstas se han dividido en cuatro dominios principales de acuerdo a sus características (Wernicke, 1992; Sonder y Jones, 1999) (Figura 2.9). Dichos dominios comprenden el Cinturón extensional Omineca ubicado al norte de Washington, E. U. y en la Columbia Británica, Canadá; el *Basin and Range* de las Montañas Rocallosas en Montana, Idaho y Wyoming; El *Basin and Range* propiamente dicho o tradicional que comprende desde el estado de Nevada hasta México y por último el Rift del Río Grande. Dentro de la región que corresponde al dominio del Basin and Range como tal se reconocen tres sub-provincias clasificadas como Norte, Centro y Sur, dentro de las cuales una parte de México se ubica dentro de la zona sur (Figura 2.9). Dicha zona se caracteriza por una elevación promedio y flujo de calor más bajos así como actividad tectónica de menor intensidad. Estructuras de horst y grabenes o semi-grabenos escalonados que conforman zonas de sierras y valles paralelos han sido reconocidas en la región occidental del norte y centro de México en estados como Sonora, Chihuahua, Durango y Guanajuato evidenciando la extensión de este evento hasta esta región. La parte norte de Chihuahua se incorpora en la región del Rift del Río Grande (Chapin, 1971; Mc Cullar y Smithson, 1977; Cook *et al.*, 1978) que abarca desde Colorado y posteriormente incorpora Nuevo México, la parte oeste de Texas y finalmente incorpora en su límite sur a Chihuahua abarcando una extensión norte-sur de más de 1000 km.

Aunque cada dominio presenta singularidades respecto a la deformación en general toda la provincia se caracteriza por haber experimentado una extensión temprana en dirección este-noreste (Zoback *et al.*, 1981; Wust, 1986) seguida por una extensión noroeste en casi

toda la región la cual continúa actualmente (Zoback *et al.*, 1981; Aldrich *et al.*, 1986). Se ha identificado para las regiones de Arizona, Nuevo México y Texas que el primer período de extensión comenzó durante el Oligoceno Temprano (~30 Ma) (Chamberlin, 1983; Aldrich *et al.*, 1986) no obstante al parecer éste no fue contemporáneo ya que se ha sugerido que en regiones como el norte de Nevada y Idaho el inicio ocurrió más tempranamente (Gans *et al.*, 1989). De acuerdo con Henry y Aranda-Gómez (1992) puede considerarse que el evento extensional este-noreste de manera general inició durante el Mioceno pero en algunos casos tan temprano como 30 Ma.

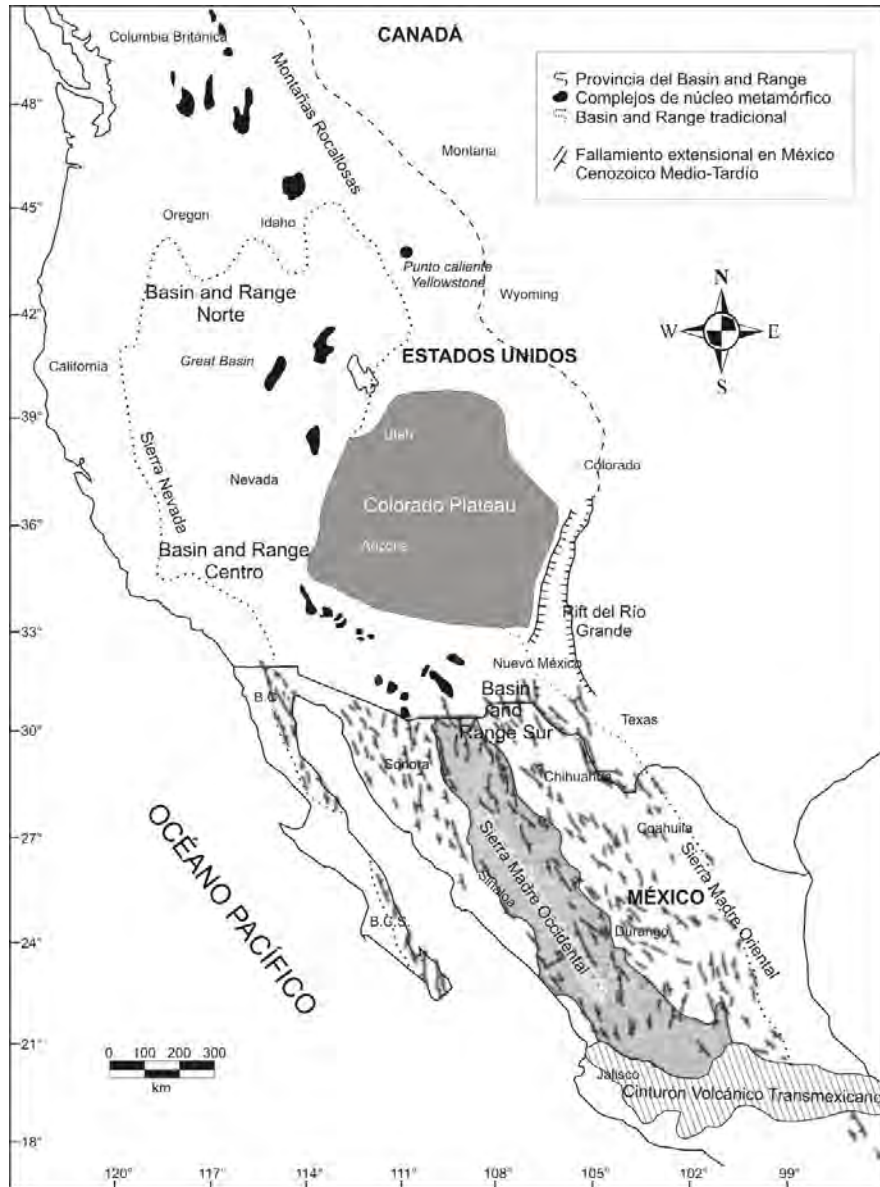


Fig. 2.9. Extensión de la Provincia de Basin and Range y los dominios que lo componen. También se presenta la distribución de fallas asociadas a la extensión dentro de México. (Modificada de Parson, 1998; Henry y Aranda-Gómez, 1992).

Respecto al cambio en la composición del magmatismo de calco-alcalino intermedio a magmas basálticos o magmatismo bimodal basálito-riolítico, se ha planteado que éste se asocia a los cambios en el régimen tectónico. Es decir, los magmas emplazados en una tectónica de convergencia son de tipo calco-alcalinos andesíticos, riolíticos y cuarzo-latíticos mientras que los emplazados durante el subsecuente periodo de dispersión intra-arco y tras-arco con una importante tasa de extensión presentan alto contenido en sílice (localmente per-alcalinos) de composición riolítica acompañados por andesitas basálticas, basaltos alcalinos y localmente toleitas. Por último los magmas que fueron emplazados durante el periodo final de extensión con presencia de fallamiento de bloques y con una tasa de extensión reducida son de tipo toleíticos y alcali-basaltos (Elston y Bornhorst, 1979).

En México el vulcanismo intraplaca se puede clasificar en dos grupos de acuerdo con el tipo de corteza en la que fue extravasado (Aranda-Gómez *et al.*, 2005): a) Sobre corteza oceánica, para el vulcanismo que se presenta sobre la Placa del Pacífico representado por voluminosos volcanes escudo que componen cinco islas localizadas sobre o cerca de dorsales abandonadas. b) Sobre corteza continental, desarrollado sobre la Placa Norteamericana y presente en numerosas localidades al norte de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM). Estos depósitos son independientes a provincias volcánicas más antiguas así como límites entre provincias geológicas-tectónicas actuales y fronteras entre terrenos tectonoestratigráficos.

En la región continental muchos de los depósitos volcánicos de este tipo son alcalinos con presencia de xenolitos de peridotita originados en el manto superior. Algunos de los campos volcánicos intraplaca más importantes fueron contemporáneos al fallamiento normal mientras que en otros casos los volcanes se alinean a lo largo de las fallas normales y regionales y en ocasiones los depósitos se intercalan con sedimentos de relleno de graben. A pesar de esta relación la mayoría de los casos existe poca relación entre los procesos extensionales y el vulcanismo intraplaca; este último se ve más bien influenciado por fallas que delimitan dominios tectónicos regionales en el basamento (Aranda Gómez *et al.*, 2005).

Aunque en la mayoría de los casos no se han encontrado relaciones directas entre fallamiento normal y este vulcanismo el Campo Volcánico Camargo (CVC) se distingue por la estrecha relación que existe entre éste y el fallamiento de tipo normal que existe en la zona. El CVC del Plioceno-Pleistoceno (4.7-0.09 Ma), es el campo de vulcanismo máfico alcalino más importante dentro de la provincia geológica de Basin and Range ocupando una superficie de alrededor de 3000 km² y un volumen aproximado de 120 km³. (Aranda-Gómez *et al.*, 2003).

2.7 Fallas del basamento en el Noreste de México

2.7.1 Megacizalla Mojave-Sonora

A través de la caracterización del basamento mexicano de acuerdo a su edad, litología y distribución así como la estratigrafía de la cubierta Paleozoica-Mesozoica que lo recubre se ha intentado reconstruir la evolución tectónica de éste a través de la amalgamación de terrenos tectonoestratigráficos. En un modelo propuesto por Silver y Anderson (1974), Anderson y Schmidt (1983) se plantea una alternativa a la presencia de dichos terrenos, proponiendo la presencia de una falla transformante siniestral del Triásico Tardío-Jurásico denominada la Megacizalla Mojave-Sonora (MSM). Esta estructura se extiende desde el Desierto de Mojave en el este de California, Estados Unidos atravesando el norte de México hasta conectarse con una dorsal, también propuesta por dichos autores, en el Golfo de México.

Esta falla de rumbo se asocia a un sistema de fallas laterales de orientación NW-SE y edad similar que actuaron como fallas transformantes que desplazaron bloques continentales durante la evolución tectónica de México del Triásico Tardío al Jurásico Tardío (Pindell, 1985; Pindell y Kennan, 2009) (Figura 2.5). Se considera que dicho sistema fue consecuencia de la oblicuidad en el ángulo de subducción de las placas oceánicas de Farallón y Kula bajo la placa Norteamericana lo que tuvo efectos tectónicos importantes durante la evolución del arco magmático del Triásico Tardío-Jurásico. Entre estos se ha sugerido el desarrollo durante el Jurásico de zonas de cizalla con desplazamiento lateral izquierdo a lo largo de la margen de la placa Norteamericana (Tosdal *et al.*, 1989). Esto conllevó a la conformación de fallas regionales con dicha cinética relacionadas a la apertura del Golfo de México y la región del Caribe las cuales cortan oblicuamente el arco magmático dando como resultado el desplazamiento y discontinuidad en los afloramientos de rocas pertenecientes a éste así como otras secuencias de rocas más antiguas (Figura 2.4, 2.6). Así mismo la presencia de estas fallas se incorpora en modelos de la reconstrucción de Pangea en la fase previa a la apertura del Golfo de México para evitar el traslape del este de México con la Placa Sudamericana (Anderson y Schmidt, 1983; Pindell, 1985).

La presencia de las antes mencionadas se han localizado en las reconstrucciones de la extensión de los depósitos metasedimentarios y secuencias de flysch Paleozoicos ubicados en el terreno Coahuila, cuyo posible origen se discute en el subcapítulo 2.2, se han localizado afloramientos similares cerca de Ciudad Victoria en el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras lo que involucra un desplazamiento de dichos relictos de alrededor de 800km hacia sureste a través de la MSM (Anderson y Schmidt, 1983; Pindell, 1985; Wilson, 1989; Grajales-Nishimura, 1992). Así mismo se involucra a esta estructura en el desplazamiento de las secuencias volcánicas-vulcanosedimentarias de la Fm. Nazas y posiblemente parte de la Fm. La Joya y las secuencias de capas rojas ubicadas en el noroeste de México las cuales se ha determinado fueron originalmente depositadas en la misma cuenca tras-arco como depósitos

del Arco Nazas (Silver y Anderson, 1974; Stewart *et al.*, 1986; Grajales-Nishimura, 1992; Jones *et al.*, 1995) (Figura 2.4).

A pesar de que los modelos donde se incorpora la MSM han sido considerados por varios autores (p. ej. Silver y Anderson, 1974; Anderson y Schmidt, 1983; Pindell, 1985; Wilson, 1990; Grajales-Nishimura *et al.*, 1992 y Jones *et al.*, 1995) la presencia de dicha estructura es aún motivo de controversia. De acuerdo con datos paleomagnéticos publicados por Molina-Garza y Geissman (1996, 1999) tomados al norte y sur de la traza de la MSM en Sonora no se parece existir evidencia de un movimiento importante en la falla debido a la similitud en las direcciones de los datos. Así mismo evidencias estratigráficas (Cameron, 1981; Stewart y Poole, 1975) y geocronológicas (Iriondo y Premo, 2003; Iriondo *et al.*, 2004) realizados en el área de Mojave y Sonora en conjunto con la imposibilidad de documentar la traza de la MSM en el desierto de Mojave también parecen refutar los modelos de la megacizalla.

Cabe mencionar que aun cuando existen evidencias que ponen en duda la presencia de la Megacizalla Mojave-Sonora es necesario la formulación de otros modelos alternativos que expliquen a la reconstrucción de la región circundante al Golfo de México que permitan posicionar adecuadamente el subcontinente mexicano respecto a Norteamérica (Molina-Garza e Iriondo, 2005).

2.7.2 Falla San Marcos

La Falla San Marcos (FSM) es una estructura regional con rumbo WNW ($\sim N62^{\circ}W$) e inclinación NNE (Chávez-Cabello *et al.*, 2005), la cual pertenece a un grupo de lineamientos regionales con orientaciones NW a WNW que han sido identificados para el norte de México y el suroeste de Estados Unidos dentro de los que se incluye la hipotética Megacizalla Mojave-Sonora. Su longitud conocida es de 300 km, sin embargo se cree que se extiende otros 300 km más hacia el WNW a partir de la Sierra Mojada, Coahuila aunque la traza de la falla no es visible a partir de ésta zona ya que existe una importante secuencia de rocas volcánicas del Paleógeno y Neógeno que recubre dicho segmento. (Aranda-Gómez *et al.*, 2005).

Esta estructura fue definida originalmente por Charleston (1981) como una falla lateral izquierda la cual fue posteriormente retomada por Padilla y Sánchez (1986) como Sierra Mojada-China para definir un lineamiento que aparentemente delimitaba la frontera sur de la Cuenca de Sabinas respecto al Bloque Coahuila, extendiéndose de Sierra Mojada hasta la localidad de China, Nuevo-León. Se considera que probablemente la FSM junto con el sistema de fallas NW-NNW estén relacionadas a la apertura del Golfo de México y estuvieron activas desde su instauración en el Jurásico Tardío (Chávez-Cabello *et al.*, 2005) hasta el Cretácico Temprano tiempo a partir del cual se ha detectado actividad intermitente.

Inicialmente se reconoció un evento de reactivación durante la Orogenia Laramide durante el Terciario Temprano donde de acuerdo con Charleston (1981) y Padilla y Sánchez (1986) las fallas San Marcos y La Babia cambiaron de una componente normal a acomodar deformación siniestral. Posteriormente McKee *et al.* (1984, 1990) señalan movimientos laterales de la falla en el Jurásico Tardío y normales durante el Cretácico Temprano. Más recientemente de acuerdo con evidencias estratigráficas y estructurales Chávez-Cabello *et al.* (2005) concuerdan que durante su instauración la FSM tuvo un comportamiento predominantemente normal pero con una componente lateral derecha. Así mismo proponen que esta estructura ha tenido al menos cuatro eventos de reactivación a partir del Jurásico Tardío hasta el Plioceno-Cuaternario los cuales se describen a continuación.

El primero de estos eventos corresponde al pre-Titoniano-Neocomiano; etapa en la cual esta estructura produjo principalmente extensión de la corteza en dirección NNE contribuyendo al crecimiento de la Cuenca de Sabinas. Esta reactivación se correlaciona con la identificada por McKee *et al.* (1990) donde se asocia el depósito de la Fm. San Marcos como consecuencia del periodo extensional de la falla.

Posteriormente la segunda reactivación ocurrió durante la Orogenia Laramide en el Paleógeno. En esta etapa la FSM tuvo un comportamiento inverso localizándose también fallas secundarias de basamento que fueron también invertidas e incluso la misma Cuenca de Sabinas. Las fallas menores asociadas reconocidas presentan orientaciones E-W hasta prácticamente N-S y han sido documentadas al oeste de Coahuila y sureste de Chihuahua (e.g. fallas El Caballo y el Almagre). La presencia de dichas fallas secundarias se ha inferido debido a los hallazgos de relaciones perpendiculares entre ejes de pliegues en la zona suroeste de la cuenca, un levantamiento progresivo de rocas más antiguas hacia el noroeste en el Valle San Marcos así como relaciones perpendiculares entre las direcciones de acortamiento tectónico determinadas en esta localidad. De acuerdo con Chávez-Cabello *et al.* (2005) la inversión de estas fallas explicaría la oblicuidad entre los pliegues sustituyendo la idea de que haya existido un cambio en la dirección preferencial de acortamiento regional.

Cabe mencionar que debido a las características estructurales reconocidas sobre la traza de la FSM durante esta fase de actividad se reconoce la posibilidad de dos fases de deformación Laramídica como propuso previamente Chávez-Cabello (2005) (Figura 2.8). De acuerdo con Chávez-Cabello *et al.* (2005) el plegamiento tipo *drape* reconocido en la zona entre el Valle San Marcos y Sierra Mojada parece pertenecer a una fase de deformación posterior a la que involucra el despegue de la cubierta sedimentaria junto con transporte tectónico hacia el NNE en la Plataforma Coahuila y sur de la Cuenca de Sabinas.

Los eventos de reactivación post-Laramídicos fueron identificados previamente por Aranda-Gómez *et al.* (2005) sobre la extensión de la traza de la FSM sepultada bajo los productos del Campo Volcánico Camargo (CVC) al sureste de Chihuahua. Esto a través de rasgos superficiales como levantamientos y/o desplazamientos laterales aunados a

magmatismo Plio-Cuaternario que sugiere la existencia de dicha estructura a profundidad. De acuerdo con dichos autores existen al menos dos eventos de reactivación posteriores a la deformación Laramide ocurridas durante el Mioceno Tardío-Plioceno Temprano y Plioceno-Cuaternario respectivamente.

La tercera reactivación reconocida se caracteriza por fallamiento normal con componente lateral izquierda. Esta fase se asocia al régimen extensional de Cuencas y Sierras dentro del cual se ha sugerido un lapso de compresión mínima NW entre los 14 y 5 Ma descrito tanto en el suroeste de E.U. como en el noroeste de México. Debido a esta configuración tectónica se considera que la reactivación de la FSM fue predominantemente normal pero con dicha componente lateral. Estructuras asociadas a la cinética de la deformación lateral izquierda en la Falla San Marcos han sido documentadas cerca del CVC dentro de las cuales se encuentran los sinclinales de Aguachile y La Herradura identificados como pliegues forzados oblicuos a la zona de desplazamiento principal así como fallas normales y fallas laterales sintéticas y antitéticas asociadas.

A pesar de que esta fase de actividad parece estar bien documentada al sureste de Chihuahua de acuerdo con Chávez-Cabello *et al.* (2005) no se han detectado indicios de deformación del Neógeno que afecten a estructuras Laramídicas en el centro de Coahuila a excepción de la parte oriental del anticlinal de la Sierra La Fragua afectado por una zona de brecha con orientación WNW-ESE además de una falla de rumbo NW identificada sobre el BC cerca de la localidad las Delicias la cual corta la secuencia sedimentaria del Cretácico Superior.

Finalmente la cuarta reactivación conocida se ha registrado para el Plioceno hasta el Cuaternario y es predominantemente de tipo normal. Esta reactivación fue reconocida por Aranda-Gómez *et al.* (2005) como un periodo de extensión que afectó a rocas del CVC que comprenden edades de entre 4.7 y 0.09 Ma. De acuerdo con dichos autores durante esta fase se reactivaron fallas del Mioceno Tardío con componente normal que cortaron las estructuras asociadas a la deformación del Neógeno como los sinclinales de Aguachile y La Herradura. Se refiere también que dicho evento de extensión canalizó vulcanismo máfico intenso en la parte central del CVC considerado posiblemente una cuenca pull-apart debido al gran volumen del campo (120 km³; Aranda-Gómez, 2003) inusual respecto a otros campos volcánicos intraplaca del centro y norte de México.

Este vulcanismo máfico se ha identificado también en la Cuenca de Sabinas representado por los campos volcánicos de Las Esperanzas y de Ocampo (Valdés-Moreno, 2001) así como en el Bloque Coahuila por el Campo Volcánico Las Coloradas. No obstante se ha referido que en estos campos el vulcanismo, a diferencia del que se presenta en el CVC asociado a fallamiento normal, fue canalizado principalmente a través de discontinuidades antiguas del basamento como la Falla San Marcos, La Babia y los bordes de la Isla La Mula (Chávez-Cabello *et al.*, 2005).

Cabe mencionar que a excepción de la presencia de dichos campos con vulcanismo intraplaca existen pocas evidencias de las reactivaciones del Neógeno fuera de las localizadas en el CVC, no obstante se han localizado tanto en las inmediaciones del Bloque Coahuila como en la Cuenca de Sabinas algunas fallas normales con rumbo NW-SE y desplazamiento vertical menor así como un alineamiento magmático de la misma orientación localizado sobre el BC al sur del Valle San Marcos dentro del cual el intrusivo Las Tetillas (35.13 ± 0.10 Ma) muestra evidencia de desplazamientos laterales sugiriendo la presencia de un evento de deformación post-Eoceno Tardío que pudiera correlacionarse con la tercera reactivación con componente lateral sugerida por Aranda-Gómez *et al.*, 2005.

2.7.3 Falla La Babia

Esta estructura fue originalmente propuesta por Charleston (1974, 1981) para una falla lateral izquierda con orientación NW-SE que al igual que la FSM se interpreta como una falla de basamento que estuvo activa durante la etapa de rifting continental del Triásico Superior al Jurásico Medio.

Esta estructura definida por Padilla y Sánchez (1986) como lineamiento Boquillas-Sabinas delimita la parte sur del alto estructural conformado por la Península Burro-Peyotes respecto a la parte norte de la Cuenca de Sabinas controlando los patrones de sedimentación y el paleorelieve durante el Mesozoico (Padilla y Sánchez, 1982, 1986, Salvador, 1991, Goldhammer, 1999). La Falla La Babia se extiende hacia el NW hasta la Cuenca de Chihuahua donde es interrumpido por el Lineamiento de Alamitos (Haenggi, 2001).

Por otro lado como resultado de la deformación Laramídica la falla separa las estructuras del Cratón de Coahuila Texas (CCT) en su frontera norte respecto al Cinturón Plegado y Cabalgado de Coahuila (CPC) al sur, presentando cada una estilos de deformación contrastantes (Padilla y Sánchez, 1982). Se ha sugerido que la deformación presente en el CPC fue resultado de un evento de transpresión entre el Cratón de Coahuila Texas y el Bloque Coahuila donde las fallas regionales de La Babia y San Marcos acomodaron movimientos laterales siniestrales (Smith, 1981). No obstante Ye (1997) y Chávez-Cabello (2005) sugieren que la deformación en el CPC es resultados de la transferencia de esfuerzos instaurados en el borde oeste de la Placa Norteamericana durante la subducción de la Placa Farallón generando un lapso de compresión NE-SW durante el Terciario en el Noreste de México. Así mismo Chávez-Cabello (2005) propone la presencia de una componente lateral izquierda que dio como resultado un acortamiento oblicuo durante la deformación.

CAPÍTULO III

GEOLOGÍA LOCAL

El área de estudio se ubica sobre la parte noroccidental del elemento paleogeográfico del Triásico Tardío conocido como Bloque Coahuila. Su conformación se asocia al desarrollo de la etapa de *rifting* asociada a la apertura del Golfo de México durante la cual el Bloque Coahuila se desarrolló como un pilar tectónico que controló la sedimentación de diversas formaciones detríticas proximales las cuales fueron depositadas en las cuencas adyacentes como la Cuenca de Sabinas y la Cuenca de Parras (González-Sánchez *et al.*, 2007). Este elemento estructural se encuentra limitado en su parte norte por la Falla San Marcos, una estructura regional de basamento con rumbo WNW que se considera ha pasado por varios eventos de reactivación desde su instauración durante el Jurásico Tardío (Chávez-Cabello *et al.*, 2005) y en su parte sur por lineamiento Torreón-Monterrey propuesto por De Cserna (1970) como una falla de desplazamiento lateral izquierdo del Triásico Temprano (Figura 3.1).

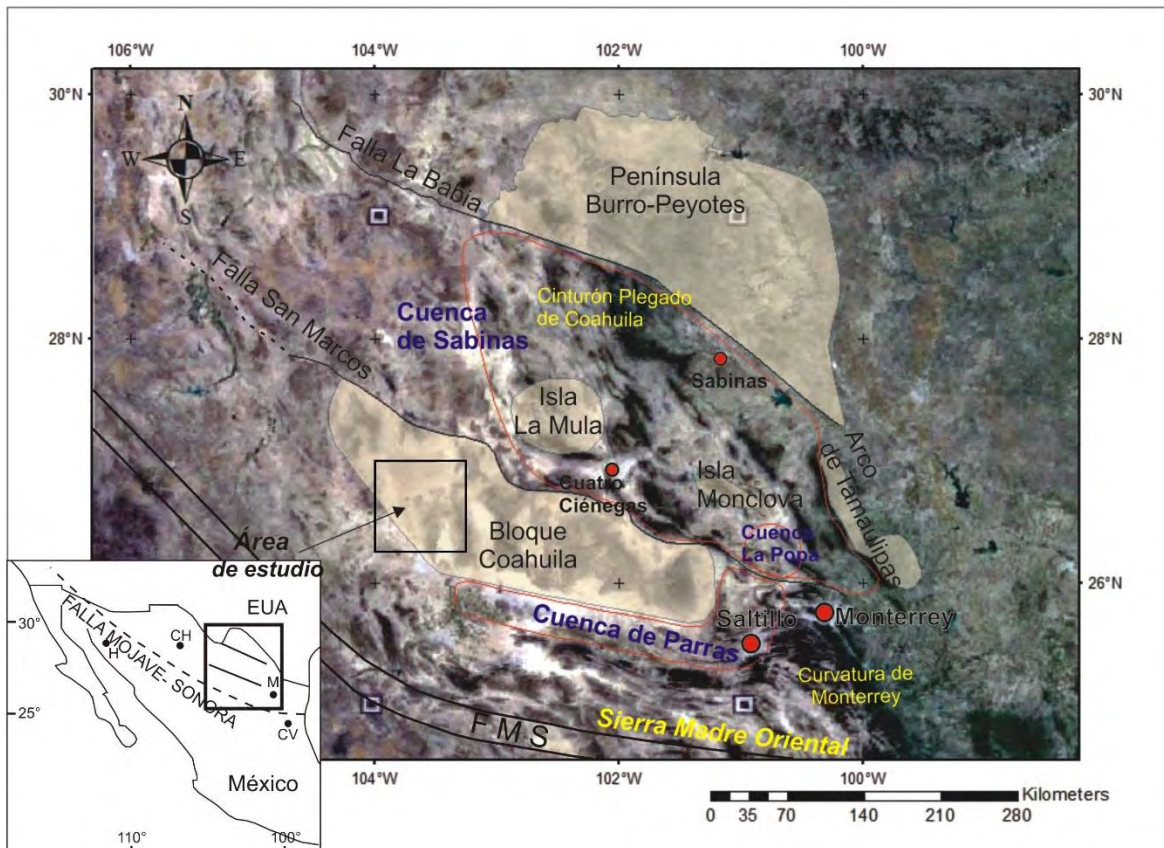


Fig. 3.1. Rasgos tectónicos y paleogeográficos más importantes del Noreste de México. Nótese la diferenciación en las estructuras de deformación entre las áreas representadas por los bloques de basamento emergidos y las zonas de sedimentación que representaron bajos estructurales. Tanto la Sierra Madre Oriental como el Cinturón Plegado de Coahuila representan estructuras fuertemente deformadas y parecen bordear a los paleo-bloques donde los rasgos Laramídicos son mucho más suaves. (Modificada de Chávez-Cabello *et al.*, 2005).

El origen del basamento del Bloque Coahuila se asocia a su evolución como parte del Terreno Coahuila (Campa y Coney, 1983), un terreno tectono-estratigráfico que se considera parte de los terrenos peri-Gondwánicos posiblemente acrecionado al cratón Norteamericano durante la conformación de Pangea (Handschy, 1977). Aunque no se conoce el basamento cristalino del terreno Coahuila se han identificado para esta región rocas con afinidad de arco que han sido asociadas a la presencia de dos arcos volcánicos. El más antiguo corresponde al Pensilvánico-Permiano al cual se asocian los depósitos vulcanosedimentarios ligeramente metamorfizados localizados en el área de Las Delicias, mismos que se encuentran intrusionados por materiales del Permo-Triásico; por otro lado se considera que la presencia de granitoides del Triásico Tardío-Jurásico probablemente se encuentren asociados al Arco Volcánico Nazas (Silver y Anderson, 1974; Stewart *et al.*, 1986; Grajales-Nishimura *et al.*, 1992; Jones *et al.*, 1995; Barboza-Gudino *et al.*, 1998).

Las secuencias depositadas sobre el Bloque Coahuila durante la evolución del Golfo de México son principalmente rocas carbonatadas de plataforma que conforman una secuencia progradante hacia mar abierto desarrollada de acuerdo al avance de la transgresión marina, la cual alcanzó su máximo durante el Aptiano Tardío. Con el inicio del régimen compresional instaurado durante la Orogenia Laramide a finales del Cretácico Tardío inicia el depósito de secuencias detríticas asociadas al levantamiento del noroeste de México y la regresión gradual de los mares hacia el oriente (Morán-Zenteno, 1986; Padilla y Sánchez, 2007). En el caso de los materiales que recubren el Bloque Coahuila, a diferencia de áreas donde se depositaron grandes espesores de evaporitas como la Cuenca de Sabinas, estos se encuentran ligeramente deformados conformando cabalgaduras y anticlinales amplios y asimétricos con orientaciones NW-NNW y NE (Figura 3.1)

Finalmente rocas volcánicas del Terciario-Cuaternario pertenecientes a por lo menos 3 diferentes etapas de vulcanismo recubren discordantemente las secuencias Mesozoicas. Su origen se asocia a cambios en la interacción de la Placa de Farallón con la Placa Norteamericana. En el primer caso cuerpos intrusivos y derrames de composición calcoalcalina reflejan un régimen tectónico de subducción el cual estuvo activo en la zona hasta el Oligoceno Temprano reportándose el cambio en la firma geoquímica para intrusivos en la Cuenca de Sabinas a vulcanismo intraplaca a los 31 Ma (Chávez-Cabello *et al.*, 2005). Estas secuencias se encuentran cubiertas discordantemente por derrames basálticos que representan dos períodos de vulcanismo, la primera durante Mioceno y la más reciente del Plioceno-Cuaternario. Es posible que estos periodos de actividad se encuentren asociados a las dos fases de extensión de la Provincia de Cuencas y Sierras propuestas por (Aranda-Gómez *et al.*, 2005), una temprana presentada inmediatamente después de la instauración del régimen extensional, y una fase tardía en la cual la extensión se encuentra propiamente establecida.

3.1 Mapa geológico del área de estudio

Se presenta la distribución de las unidades estratigráficas reconocidas en la región en conjunto con los elementos estructurales previamente reconocidos en el área de estudio y zonas colindantes, así como las áreas reconocidas como zonas mineralizadas y que se encuentran o han estado en explotación.

De manera general las Formaciones Mesozoicas se encuentran distribuidas en la sección este-sureste del área de estudio conformando serranías alargadas con rumbo aprox. NNW-SSE mientras que la zona noroccidental se encuentra cubierta por sedimentos del Cuaternario localizándose afloramientos aislados de la Fm. Indidura cuya orientación difiere del “trending” general de las estructuras de deformación Laramídica. Así mismo rocas volcánicas del Terciario y Cuaternario parecen asociarse a lineamientos estructurales.

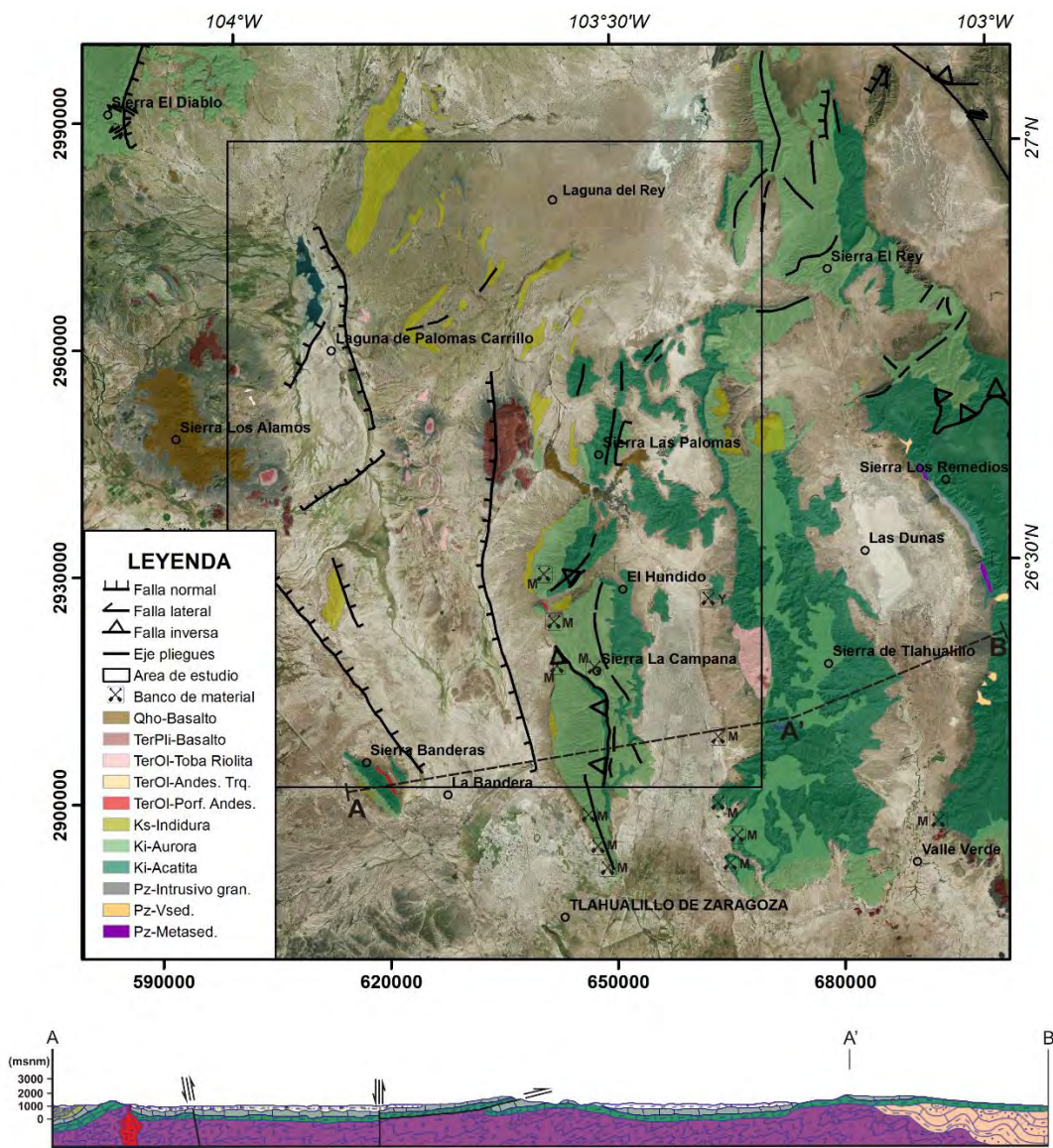


Fig. 3.2. Mapa geológico y sección transversal del área de estudio.

3.2 Estratigrafía

A continuación se describen las unidades geológicas presentes en el área de estudio y zonas colindantes. La clasificación aquí propuesta y la descripción litológica en conjunto con la cartografía geológica se retoman principalmente de la descripción realizada por el Consejo de Recursos Minerales en conjunto con el Servicio Geológico Mexicano (1998) y en algunos casos se citan otros autores como parte del contexto geológico en el que se conformaron las unidades.

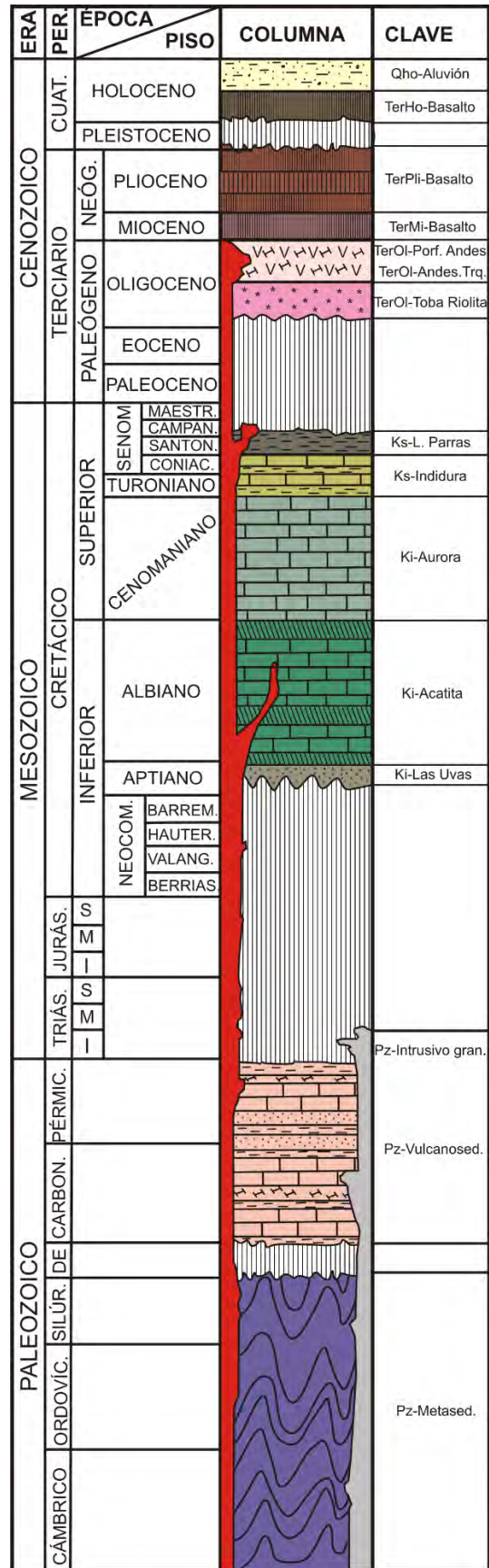


Fig. 3.3. Columna estratigráfica del área de estudio la cual incluye rocas sedimentarias, ígneas y metamórficas cuyas edades abarcan desde el Paleozoico Inferior hasta el Cuaternario. Las claves de las unidades son las utilizadas en el mapa geológico para este trabajo. (Modificada de SGM, 2008).

3.2.1 UNIDADES PALEOZOICAS

Pizarras, cuarcitas y filitas – Paleozoico Inferior (?) (Pz-Metased.)

De acuerdo con el CRM (1998) este paquete de rocas no ha sido definido como una unidad o formación geológica como tal por lo que únicamente se describe como un conjunto de materiales metasedimentarios que por sus relaciones estratigráficas posiblemente pertenezcan al Paleozoico Inferior. Las rocas presentes en esta unidad se componen por pizarras, cuarcitas y filitas de estructura compacta de color gris azulado, con presencia de feldspatos de grano muy fino con alteración a minerales arcillosos.

Estos materiales no afloran dentro del área de estudio, no obstante se localiza un pequeño afloramiento a cerca de 2km de distancia del límite sureste de la misma, ubicado en la parte sur de la Sierra de Tlahualilo. Otros afloramientos, aunque más lejanos, se presentan en la Sierra Los Remedios donde la distribución de dichas rocas se limita al flanco occidental del anticlinal.

Se considera que posiblemente esta unidad subyace la secuencia vulcanosedimentaria las Delicias; no obstante, su relación estratigráfica con respecto a ésta permanece sin definir. Cabe mencionar que de acuerdo a sus características estos materiales han sido interpretados como producto de sedimentación asociada a un arco magmático por lo que pudieran corresponder a parte de los materiales vulcanosedimentarios del Arco Las Delicias. El metamorfismo que presentan estas rocas pudiera asociarse a la deformación ocurrida durante la Orogenia Ouachita como propone (Hansdscy *et al.*, 1987) o posteriormente durante la acreción del Terreno Coahuila al cratón Norteamericano (Mc Kee, 1988, 1990).

Se presentan también algunas localidades donde se deposita discordantemente la Formación Las Uvas perteneciente al Cretácico Inferior.

Serie Las Delicias – Paleozoico Inferior, Carbonífero (Pz. Vulcanosed.)

Esta unidad corresponde a la denominada Serie Las Delicias que consiste en secuencias de flysch conformadas por clastos graníticos y fragmentos de calizas con abundantes detritos andesíticos. Los materiales presentan estratificación que varía de bien estratificado a masivo, así mismo el tamaño de los clastos es muy variable y alcanza a llegar hasta bloques de rocas volcánicas de más de 1000 m (Mc Kee *et al.*, 1988).

Se ha interpretado el origen de dicha secuencia como depósitos de un arco volcánico y su basamento granítico del Pensilvánico Medio (?) al Pérmico denominado Arco Las Delicias (Mc Kee *et al.*, 1988), los cuales fueron depositados en una cuenca marina adyacente al arco volcánico.

De acuerdo con la literatura los materiales de la Serie Las Delicias se encuentran fuertemente deformados por lo que es probable que se trate de las mismas secuencias que el

SGM propone como unidad de pizarras, cuarcitas y filitas. Dichos materiales se encuentran intrusionados por granitoides Permo-Triásicos que debido a sus características se ha sugerido que la deformación de dichas secuencias ocurrió antes de la intrusión de estas rocas pero aparentemente posterior a la orogenia Ouachita. Cabe mencionar que al igual que la unidad de pizarras, cuarcitas y filitas se desconoce el contacto inferior de esta unidad y al igual que la anterior está cubierta discordantemente por la Fm. Las Uvas así como la Fm. Acatita del Cretácico Inferior.

Esta unidad no aflora en el área de estudio, el afloramiento más cercano se localiza aproximadamente a 20km del afloramiento norte ubicado en el flanco occidental de la Sierra Los Remedios y 27 km del afloramiento sur. La presencia de esta unidad es más abundante en la zona de Las Delicias sobre los flancos de las sierras Las Delicias y Margarita.

Granito/Granodiorita-Pérmico a Triásico Inferior (Pz-Intrusivo gran.)

Las rocas que componen esta unidad corresponden a una serie de intrusivos granitoides que afectan las rocas de las secuencias vulcanosedimentarias de Las Delicias así como las rocas metasedimentarias de la Sierra Los Remedios.

Litológicamente las rocas granodioríticas presentan una coloración gris claro, estructura compacta y textura que varía de porfídica a fanerítica. Microscópicamente la roca tiene textura holocristalina panidiomórfica con minerales esenciales de oligoclasa-andesina, cuarzo, biotita, hornblenda y apatito. En el caso de los granitos estos son de color gris claro a oscuro con textura porfídica. Las rocas presentan fuerte silicificación y cloritización. Microscópicamente los granitos exhiben una textura alotriomórfica granular y mineralógicamente se compone por feldespatos, cuarzo, plagioclasas, arcillas, micas, y minerales ferromagnesianos.

Estas rocas afloran tanto en el Bloque Coahuila en el área de Delicias-Acatita (205±4 Ma; K/Ar; Denison *et al.*, 1969) como en la Cuenca de Sabinas en el Valle de San Marcos (242±2 Ma; Rb/Sr; Jones *et al.*, 1984), Potrero de la Mula y Sierra El Fuste (213±14 Ma; Rb/Sr; Jones *et al.*, 1984). Se discute su origen con respecto a si corresponden al pulso final de magmatismo el arco del Paleozoico Tardío o un arco volcánico posterior como pudiera ser el caso del arco Nazas del Triásico-Jurásico.

3.2.2 UNIDADES MESOZOICAS

Formación Las Uvas – Aptiano Superior (Ki-Las Uvas)

Esta Formación corresponde al periodo de máximo avance de la transgresión marina ocurrido durante la apertura del Golfo de México, periodo durante el cual se llegó a inundar inclusive el Bloque Coahuila que hasta entonces se había mantenido emergido.

Litológicamente se conforma por depósitos marinos de poca profundidad que consisten en areniscas ricas en carbonatos con un espesor de hasta 15 metros. Estas rocas se distribuyen dos miembros, el miembro basal caracterizado por una mayor influencia terrígena con presencia de conglomerados, lutitas y calizas arcillosas, mientras que el miembro superior se caracteriza por materiales carbonatados como wackestone, calizas arcillosas y calizas dolomíticas con alto contenido fosilífero.

Debido a su escaso espesor esta unidad no ha sido cartografiada por el SGM, no obstante se menciona que aflora en los escarpes de la Sierra Los Remedios y La Margarita.

Formación Acatita – Albiano Inferior a Medio (Ki-Acatita)

La Formación Acatita está compuesta de una alternancia de evaporitas con calizas y dolomitas de aproximadamente 500 metros de espesor cuya distribución se restringe a la Plataforma Coahuila (González-Sánchez *et al.*, 2007).

Los materiales que componen esta unidad han sido referidos de una edad Albiano Inferior-Medio (Lehmann *et al.*, 1999). Litológicamente están constituidos por estratos de caliza de tipo mudstone y wackestone, calizas dolomíticas, dolomitas y yeso con intercalaciones de pedernal en forma de nódulos y lentes. Esta unidad ha sido asociada a un ambiente de depósito lagunar de aguas someras con alto índice de evaporación. Debido a la presencia de selenita y otros minerales evaporíticos asociados a una alta concentración de sales así como la ausencia de material terrígeno, se ha sugerido la posibilidad de una amplia plataforma resguardada por arrecifes con circulación aporte intermitente de aguas de mar.

Afloramientos de esta Formación se localizan ampliamente como parte de las serranías del área de estudio tales como La Bandera, La Campana, Las Palomas y Tlahualilo, aunque su extensión abarca prácticamente en todas las serranías presentes en la Plataforma Coahuila. Estratigráficamente esta unidad sobreyace concordantemente a la Fm. Las Uvas y subyace del mismo modo al Miembro Inferior de la Fm. Aurora (González-Sánchez *et al.*, 2007) a excepción del Valle San Marcos donde la Fm. San Marcos se localiza discordantemente sobre ésta.

A esta Formación se asocian algunas de las zonas con mayor concentración de yacimientos estratoligados de celestina, así como algunos yacimientos de fluorita.

Formación Aurora– Albiano Superior-Cenomaniano (Ki-Aurora)

Esta unidad ha sido definida como una secuencia predominantemente calcárea del Albiano Superior-Cenomaniano, la cual se encuentra ampliamente distribuida en el Noreste de México.

Se compone por calizas de tipo mudstone-wackestone las cuales presentan estratificación media a masiva. La secuencia presenta intercalaciones de dolomita así como

nódulos de pedernal, estilolitas y bioclastos. Su espesor es variable autores como González-Sánchez *et al.* (2007) reportan espesores de hasta 180m mientras que el CRM (1998) reporta entre 300 y 600m de espesor. Cabe mencionar que estos autores difieren respecto a la posición estratigráfica y distribución de esta Formación, en el primer caso los autores refieren que la Fm. Aurora sobreyace concordantemente a la Fm. Acatita en el Bloque Coahuila, no obstante el CRM correlaciona esta unidad con la misma Fm. Acatita y la asocian a la porción oriental del BC. En este trabajo se toma como referencia la clasificación de González-Sánchez y colaboradores. Respecto al contacto superior estos autores establecen que hacia la zona de plataforma se encuentran sobreyaciendo la Fm. Aurora las Formaciones Indidura y San Felipe las cuales cambian lateralmente hacia el norte y noroeste a depósitos de la Fm. Eagle Ford.

Al igual que los depósitos de la Fm. Acatita esta unidad forma parte de los anticlinales que conforman las serranías del área de estudio. El depósito de estos materiales se correlaciona con el avance de la transgresión marina sobre el Bloque Coahuila llegando a configurarse durante el Albiano Superior un ambiente nerítico de aguas someras.

Fm. Indidura – Turoniano-Coniaciano (Ks-Indidura)

La Formación Indidura está conformada por una alternancia de lutitas y calizas arcillosas, con algunas laminillas de yeso y areniscas depositada al final del Cenomaniano-Santoniano.

Los materiales presentan estratificación fina a mediana y se localizan fuertemente intemperizados. De acuerdo con el CRM (1998) el espesor de dicha unidad es muy variable localizándose entre los 13 y 100 metros. Aforamientos de la Fm. Indidura se despositan concordantemente sobre la Fm. Aurora en los flancos de las serranías presentes en la Plataforma Coahuila, en el área de estudio esta unidad se presenta en afloramientos aislados en la Laguna Palomas Carrillo así como en el borde occidental de las sierras La Campana, Las Palomas y al norte de la Sierra Tlahualilo.

La conformación de esta unidad se asocia al descenso del nivel del mar en un ambiente de aguas muy someras con alto aporte siliciclástico y fluctuaciones del nivel del mar posiblemente debido a cambios isostáticos en la Plataforma Coahuila.

Fm. Lutita Parras – Santoniano Superior-Campaniano Medio (Ks-L. Parras)

Corresponde a depósitos de ambiente prodelta conformados por secuencias de lutitas con espesores de 100 a 150 metros. Esta unidad es correlacionable con la Fm. San Carlos que establece el CRM (1998) y la Fm. Upson (Eguiluz de Antuaño, 2001). No obstante para la Fm. San Carlos se han reportado espesores de hasta 2,000m.

La Fm. Lutita Parras junto con las unidades antes mencionadas están asociadas a los primeros efectos de la Orogenia Laramide al producirse cuencas interiores en el área de

Sabinas y depositarse secuencias de ambientes de planicies aluviales continentales así como complejos deltaicos (González-Sánchez *et al.*, 2007). Dichas unidades no afloran propiamente sobre el Bloque Coahuila (por lo que no afloran en el área de estudio) sino que se restringen a los límites entre éste y las zonas de sedimentación conformadas por la Cuenca de Chihuahua y el Golfo de Sabinas (CRM, 1998).

Cabe mencionar que aunque no se conoce el contacto inferior de esta Formación, superficialmente está cubierto por sedimentos del Cuaternario separados por un contacto erosivo.

3.2.3 UNIDADES CENOZOICAS

3.2.3.1 Paleógeno

Durante el Oligoceno se generaron derrames de andesita, traquita y riolita con presencia de productos piroclásticos de composición riolítica. En conjunto estos materiales se asocian al desarrollo de la fase magmática de mayor importancia en el noreste de México asociada a la migración al este del arco magmático del occidente.

Toba Riolítica-Riolita - Oligoceno (TerOl-Toba Riolita)

Esta unidad se localiza recubriendo las secuencias del Cretácico, localizándose afloramientos en el área de Laguna Palomas Carrillo, en el flanco occidental de la Sierra Tlahualilo y al sureste de Sierra Los Alamos.

Las riolitas son de color rosa opaco, textura fanerítica con presencia de cristales visibles de cuarzo, plagiocalasas y feldespatos. Microscópicamente se identificaron minerales de cuarzo, ortoclasa-sanidino, criptopertitas, oligoclasa-andesina, muscovita y calcita. Respecto a las tobas riolíticas éstas presentan un color gris claro, son de textura clástica y se observan minerales de cuarzo, calcita y minerales ferromagnesianos. En lámina delgada se observa una textura piroclástica con minerales de cuarzo, feldespato, calcita, clorita, óxidos de hierros y presencia de líticos.

Andesita-Traquita (TerOl-Andes. Trq.)

Rocas andesíticas que conforman diques entre las unidades sedimentarias se localizan al sur de la Sierra La Bandera mientras que las traquitas se localizan sobreyaciendo la unidad de riolitas y tobas riolíticas en una franja de dirección aproximada N-S ubicada en el Valle Tlahualilo.

Las rocas andesíticas presentan una coloración gris oscuro, textura afanítica-fanerítica y estructura compacta. Visiblemente se observan minerales como plagioclasas, ferromagnesianos y minerales arcillosos. Microscópicamente éstas presentan una textura microcristalina, porfídica-intergranular y se identifican minerales como plagiocalasa sódica,

biotita, augita, hiperstena, hematita, clorita y minerales arcillosos. Así mismo las traquitas son de color gris claro con estructura masiva compacta y textura afanítica-fanerítica. En lámina delgada se observa una textura holocristalina microlítica con presencia de feldespatos, plagioclasas, hematita, magnetita, augita, biotita, diopsido, sericita, limonita y clorita.

Pórfido Andesítico (TerOl-Porf. Andes.)

Cuerpos intrusivos se localizan emplazados en la secuencias Cretácicas y el basamento Paleozoico, los cuales afloran en la Sierra la Bandera y en el Cerro Cortado en la Sierra La Campana.

Las rocas se consideran de origen hipabisal y se caracterizan por tener una textura brechoide y estructura masiva con presencia de minerales como feldespato y plagioclasa así como algunos fragmentos de líticos. Microscópicamente éstas presentan una brechoide textura holocristalina cuya mineralogía se caracteriza por la presencia de albita, ortoclasa, biotita e hiperstena.

De acuerdo con el CRM (2008) estas unidades son correlacionables con los intrusivos que del Cinturón de Intrusivos Candela-Monclova los cuales fueron en su mayoría emplazados durante el Eoceno Medio a Eoceno Tardío (entre los 45 y 35 Ma; Chávez-Cabello *et al.*, 2011). Cabe mencionar que los cuerpos del CICM han sido asociados a la reactivación de fallas de basamento ocurrida durante la segunda fase de deformación Laramídica (Figura 2.8).

3.2.3.2 Neógeno

Sobreyaciendo discordantemente a las rocas volcánicas del Oligoceno se tienen derrames basálticos que aunque no han sido datados, de acuerdo con el CRM (2008) corresponden a 3 diferentes periodos de vulcanismo, el primero ocurrido a finales del Mioceno y los más recientes durante el Plioceno y Holoceno respectivamente.

De acuerdo con el contexto geológico se asume que estos lapsos de actividad volcánica corresponden a 2 diferentes periodos de vulcanismo los cuales se asocian a la transición entre el régimen compresional ocurrido durante la Orogenia Laramide y la instauración del período de extensión que conforma la Provincia de Cuencas y Sierras (*Basin and Range*). En este contexto se ha caracterizado la presencia de un período de transición ocurrido al inicio de la extensión durante el Oligoceno Temprano-Mioceno al cual se asocian magmas contaminados con material cortical (Aranda-Gómez *et al.*, 2005) al cual pudieran correlacionarse las rocas basálticas más antiguas. Así mismo las rocas volcánicas más jóvenes pudieran asociarse al periodo extensional del Plioceno-Cuaternario cuyos productos se caracterizan por presentar vestigios de asimilación sutiles o ausentes (Aranda-Gómez *et al.*, 2005).

Basalto (TerMi-Basalto, TerPli-Basalto, Qho-Basalto)

Debido a que no se cuenta con una descripción litológica de las rocas correspondientes a cada periodo de actividad de vulcanismo basáltico estos se incluyen en el mismo apartado y únicamente se menciona su ubicación.

Las rocas volcánicas del Plioceno se localizan en pequeños afloramientos en las faldas de la Sierra Los Alamos así como en los flancos occidental y sureste de la Sierra Tlahualilo y conformando un lineamiento con orientación NW-SE que parece delimitar el borde sur de la Sierra Los Remedios. Un derrame de mayor proporción se presenta en la Laguna de Palomas Carrillo al oeste de la Sierra Las Palomas el cual parece asociarse a una falla normal con rumbo aproximadamente NNW-SSE. Respecto a los basaltos del Cuaternario estos se presentan en dos zonas, en el primer caso conformando un derrame de gran extensión que corona Sierra Los Alamos y en el segundo caso se presentan a manera de dos lineamientos en dirección NW-SE y NE-SW que bordean la Sierra Las Palomas. Los derrames del Mioceno no se encuentran cartografiados.

3.2.3.3 Cuaternario

Aluvión-Holoceno (Qho-Aluvión)

Depósitos de sedimentos recientes conformados por limos, arcillas, arenas y gravas con presencia de zonas de precipitación de yesos se localizan rellenando las zonas bajas del área de estudio conformando potentes espesores. La granulometría de dichos materiales varía respecto al ambiente de formación, localizándose desde depósitos de Piamonte bordeando las sierras hasta limos y arcillas característicos de la parte distal de los abanicos aluviales. Así mismo se presentan depósitos lacustres de granulometría variable, con presencia de zonas de precipitación de yesos como es el caso de la Laguna Palomas Carrillo.

3.3 Aspectos Estructurales

Los rasgos estructurales más característicos del área de estudio están asociados a la deformación Laramide y se encuentran expresados en la fisiografía. La conformación de pliegues anticlinales y sinclinales junto con estructuras de cabalgadura asociadas conforman un conjunto de serranías alargadas que se extienden en dirección N-S a NNW-SSE. Esta morfología se encuentra limitada al borde oriental-sudoriental del área de estudio, localizándose un lineamiento con orientación NE-SW que parece interrumpir la continuidad hacia el norte de las sierras Las Palomas y Sierra de Tlahualilo. Cabe mencionar que la orientación preferencial de los anticlinales parece desplazarse hacia el NE a medida que estos se aproximan a este lineamiento estructural, llegando a localizarse pliegues con rumbos de hasta N80°E como se presenta en el borde norte de la Sierra Tlahualilo. El rumbo preferencial de las estructuras de deformación aparentemente continúa en los anticlinales de Sierra El Diablo y Sierra Mojada al noroeste del área de estudio.

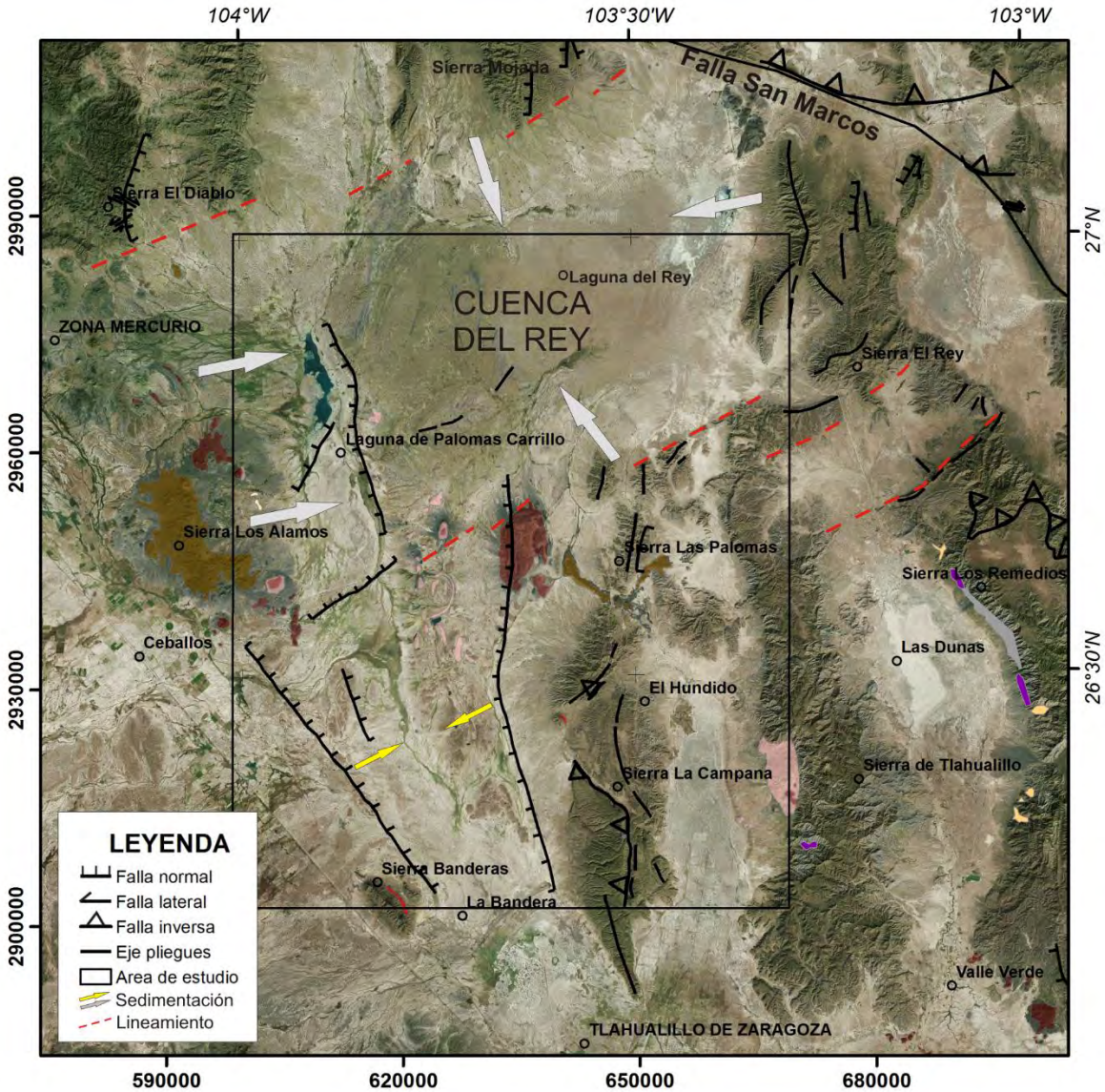


Fig. 3.4. Mapa geológico estructural del área de estudio. El rumbo preferencial de las estructuras Laramílicas NNW-SSE coincide con una zona de graben ubicada al noroeste de la zona. Nótese como todas estas estructuras parecen estar afectadas por una zona de sedimentación delimitada por lineamientos NE-SW.

La extensión del lineamiento NE-SW antes identificado puede trazarse desde el flanco occidental de la Sierra El Rey hasta el sur de Sierra Los Álamos donde se continúa con una falla normal previamente cartografiada por el SGM (2008). Así mismo, en la parte media del valle éste lineamiento se encuentra afectando un derrame basáltico del Plioceno y depósitos conglomerádicos Cuaternarios. Esta aparente estructura regional delimita hacia el noroeste una importante zona de sedimentación conformando junto con otro lineamiento paralelo que bordea el flanco sur de la Sierra El Diablo y Sierra Mojada un valle de aparente estructura romboidal alargado en dirección NE-SW. Dentro de dicho valle se localizan la Laguna de Palomas Carrillo y la Laguna del Rey conformadas por cuencas lacustres

endorreicas rellena por depósitos de limos, arcillas y evaporitas, las cuales evidencian el régimen de sedimentación en la zona. No obstante ambas lagunas parecen presentar una orientación distinta localizándose la primera de forma longitudinal de manera consistente con la falla localizada en su borde oriental y en el caso de la Laguna del Rey esta parece presentar un acomodo transversal que coincide con los lineamientos regionales. Debido a su cercanía y distribución para fines prácticos denominaremos al valle identificado como Cuenca del Rey. Una estructura similar pero de menor escala se localiza entre las Sierras El Rey y la Sierra Los Remedios donde al igual que en el caso anterior la orientación de los anticlinales coincide con dos lineamientos que parecen delimitar una zona de sedimentación (Figura 3.4). Cabe mencionar que dentro de la Cuenca del Rey se localizan algunos afloramientos aislados de la Fm. Indidura que han sido identificados como parte de anticlinales cuyos ejes aparentemente coinciden con el “*trending*” NE-SW de dicha zona.

Otros elementos estructurales que se localizan en el área de estudio se encuentran representados por un conjunto de fallas normales con orientaciones preferenciales NW-SE y un pequeño grupo de fallas con rumbo NE-SW. En general el fallamiento normal se asocia al régimen extensional de Cuencas y Sierras iniciado durante el Oligoceno Temprano por lo que dichas fallas se interpretan como parte de dicho evento. Es importante mencionar que algunas de las fallas identificadas parecen seguir el patrón general de las estructuras de deformación como es el caso de la falla que se localiza en la zona meridional del área de estudio, la cual parece bordear los anticlinales que conforman la Sierra La Campana, Sierra El Hundido y Sierra Las Palomas. Esta estructura junto con otra falla normal que se extiende desde Sierra Banderas hasta el sur de Sierra Los Álamos conforman un graben el cual representa otra zona de sedimentación en este caso con orientación NW-SE. El graben se encuentra aparentemente truncado por la extensión de la Cuenca del Rey, no obstante la presencia de la Laguna de Palomas Carrillo y la falla que delimita su borde oriental coinciden con la orientación de las fallas del graben por lo que ésta estructura pudiera extenderse más hacia el noroeste (Figura 3.4).

CAPÍTULO IV

FUNDAMENTOS TEÓRICOS DE LOS MÉTODOS POTENCIALES

Tanto la fuerza gravitatoria terrestre como la fuerza magnética son campos potenciales que proveen información de la naturaleza de los materiales que componen la Tierra a través de sus propiedades físicas (Lillie, R., 1999).

Se considera como un campo a un conjunto de funciones de espacio y tiempo. En el caso específico de un campo de fuerza este involucra las fuerzas que actúan en cada punto del espacio en un tiempo dado. Cuando la fuerza y la dirección de dicho campo varían en función de la posición dentro del mismo estos se denominan campos potenciales.

Los campos también pueden clasificarse como escalares o vectoriales dependiendo del número de funciones que describen al campo. Un campo escalar está representado a través de un sola función de espacio y tiempo tal es el caso de la temperatura y volumen de un gas, la densidad en un volumen de roca o el desplazamiento de un resorte; mientras que un campo vectorial necesita al menos de tres funciones de espacio y tiempo que describan las componentes del campo en las tres direcciones ortogonales.

Tanto el campo gravitacional como el campo magnético son campos vectoriales, no obstante la mayoría de los instrumentos geofísicos miden únicamente una sola componente del campo la cual constituye un campo escalar (Blakely, R., 1996).

Un campo vectorial puede representarse a través de líneas de fuerza, las cuales son líneas que son tangentes a cada punto de los vectores que componen el campo. Las líneas de fuerza del campo gravimétrico tienen dirección hacia el centro de la Tierra teniendo éste un comportamiento monopolar, mientras que en el campo magnético la fuerza y la dirección dependen de los polos magnéticos terrestres positivo y negativo (Figura 4.1).

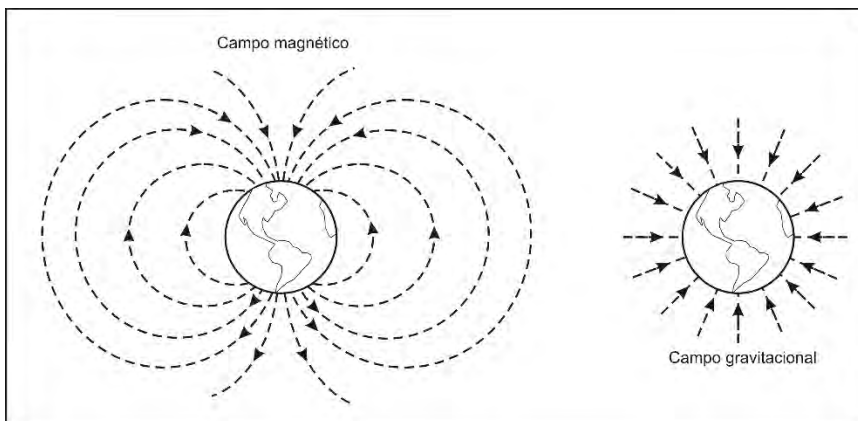


Fig. 4.1. Esquema de campos potenciales terrestres y sus líneas de fuerza. Nótese que el campo magnético es generado por un dipolo magnético con dirección N-S mientras que el campo gravitacional se genera por la atracción de la masa terrestre.

4.1 MAGNETOMETRÍA

El método magnético es uno de los métodos geofísicos más antiguos y que por ende se ha utilizado por más tiempo tanto en el área de exploración como en la dinámica terrestre y la caracterización del interior de la Tierra. Este método tiene mucho en común con el gravimétrico ya que ambos son aplicaciones de campos potenciales, no obstante la magnetometría es generalmente más compleja en principio porque el campo magnético es dipolar además de que su dirección es variable y este varía con el tiempo. Por esta razón las variaciones en el campo magnético son generalmente más erráticas y localizadas (Telford *et al.*, 1990).

El estudio del campo magnético terrestre tiene sus inicios en China durante la primera mitad del siglo I d.C. cuando a través de la invención de una forma sencilla de brújula que se orientaba aproximadamente en dirección norte-sur bajo la influencia del campo magnético de la Tierra. No obstante, no fue sino hasta el año 1600 que la comunidad científica empieza a considerar al magnetismo como una propiedad fundamental de la Tierra cuando Sir William Gilbert realizó la primera investigación sobre el magnetismo terrestre a través de su obra *de Magnete*. En su trabajo Gilbert demostró que el campo magnético de la Tierra era equivalente que aquel que actúa sobre el imán en una brújula que se posiciona en dirección N-S deduciendo que la Tierra actúa como un gran magneto.

4.1.1 El campo magnético terrestre

A través de estudios sismológicos se ha podido conocer el comportamiento físico del interior de la Tierra sugiriendo que el magnetismo de ésta es resultado de las corrientes eléctricas que circulan en el núcleo metálico que debido al movimiento de rotación terrestre se genera el efecto de una bobina que induce el campo magnético (Figura 4.2).

Dicho campo produce que la Tierra se comporte como una esfera magnetizada cuyo polo norte magnético se localiza en el hemisferio sur y el polo sur magnético en el hemisferio norte. El eje magnético que estos polos producen no coincide con el de los polos geográficos sino que se encuentra inclinado alrededor de los 11.5° respecto al eje terrestre (Figura 4.2). La atracción que se genera entre ambos polos produce líneas de fuerza magnética imaginarias que pueden considerarse como un flujo desde el polo sur hacia el polo norte magnético. El imán pivoteante en una brújula se alinea respecto a dichas líneas de fuerza. Si esta aguja tuviera libertad de inclinarse apuntaría hacia abajo de encontrarse en el hemisferio norte y hacia arriba en el caso de localizarse en el hemisferio sur.

La fuerza que actúa sobre el imán de una brújula o cualquier otro objeto magnetizado puede ser descrita en términos de un campo magnético cuya intensidad es de carácter vectorial. La intensidad y dirección de dicho campo varía considerablemente de un punto a otro en la superficie terrestre encontrándose variaciones en intensidad de entre los 0.3 a 0.7 oersted, es decir valores típicos del campo magnético terrestre se localizan alrededor de 50,000 gammas (un gamma equivale a 10^{-5} oersted) (Byrd, W., 1967). Por otro lado a través de datos experimentales sobre la intensidad del campo se ha podido calcular el momento

magnético de la Tierra (M) cuyo valor se considera igual a $8.3 \cdot 10^{25}$ cgs (Logachev y Zajarov, 1978).

4.1.2 Conceptos básicos del geomagnetismo

Fuerza, intensidad y componentes del campo magnético

Considerando a la Tierra como un dipolo magnético donde cada polo representa una resistencia m_1 y m_2 los cuales están separados por una determinada distancia (r), se puede decir que existe una fuerza entre ellos cuya dirección depende de la naturaleza de los polos. Si los polos son de cargas opuestas estos se atraerán y de lo contrario si presentan la misma carga la fuerza será de repulsión. Así mismo la fuerza que actúa entre los polos dependerá de las características del medio que los separa, la cual está dada por el coeficiente (μ) denominada permeabilidad magnética. La relación entre los parámetros mencionados se describe en la siguiente ecuación:

$$\text{Ec. 4.1} \quad F = \frac{m_1 m_2}{4\pi\mu r^2}$$

Esta ecuación es similar a la que describe la fuerza de atracción gravitacional debido a que el comportamiento de los campos es similar al ser campos potenciales.

Así mismo para el estudio del magnetismo terrestre se considera al campo magnético como un vector \vec{B} con una intensidad y dirección determinadas, que representa la fuerza total que ejerce el campo magnético en un punto dado (P) en la superficie terrestre. Dicho vector puede ser definido por componentes referidas a un sistema coordenado rectangular (Figura 4.2). A continuación se describen estas:

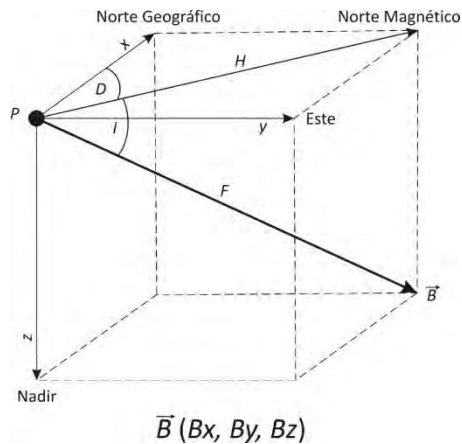


Fig. 4.2. Componentes del vector total de intensidad magnética o vector de inducción magnética \vec{B} referido a un punto (P) sobre la superficie terrestre.

Componente con dirección sur-norte (x), es la proyección del vector \vec{B} al eje horizontal x , tiene dirección y sentido hacia el norte geográfico.

Componente con dirección oeste-este (y), es la proyección del vector \vec{B} al eje horizontal y , tiene dirección y sentido hacia el este geográfico.

Componente con dirección vertical (z), es la proyección del vector \vec{B} sobre un eje vertical, tiene dirección y sentido hacia el nadir.

Componente horizontal (H), representa la intensidad horizontal total del campo magnético. Es la proyección del vector \vec{B} sobre un plano horizontal el cual aloja las componentes x y y , es decir la suma vectorial de los componentes sur-norte y oeste-este. Cabe señalar que de manera general en física se designa a H como el vector de intensidad de un campo magnético, en geofísica este representa únicamente su componente horizontal.

Las componentes antes mencionadas definen las siguientes características del vector total de intensidad magnética o vector de inducción magnética (\vec{B}):

Declinación magnética (D), es la diferencia angular entre el norte geográfico o norte verdadero y el norte magnético (definido por la componente x).

Intensidad total (F) o vector de fuerza total, es el módulo del vector \vec{B} , es decir su amplitud con una longitud proporcional al valor del vector.

Inclinación (I), es el ángulo formado por la componente H y el vector \vec{B} .

Las unidades para expresar los valores de B y H en un campo magnético son las siguientes:

H = Intensidad del campo magnético; SI: amper/metro (A/m); cgs.: oersted (\ddot{o} , oe).

B = Inducción magnética; SI: weber/m² = tesla (T); cgs.: gauss (G).

Equivalencias:

Ec. 4.2 $1 \text{ G} = 10^{-4} \text{ T}$

Ec. 4.3 $1 \ddot{o} = 10^3/4\pi \text{ T}$

Nota: Debido a que estas unidades son muy grandes se utiliza un submúltiplo del gauss, el gamma (γ), donde $1 \gamma = 10^{-5} \text{ G} = 10^{-9} \text{ T} = 1 \text{ nT}$.

Para poder describir el campo geomagnético, sin importar el sistema de coordenadas utilizado, es necesario definir al menos tres de sus siete componentes no coplanares (Muñiz Barreto, 1997). No obstante por lo regular se describe en términos de la declinación (D), inclinación (I) y el vector de fuerza total (F) (Figuras 4.2 y 4.3).

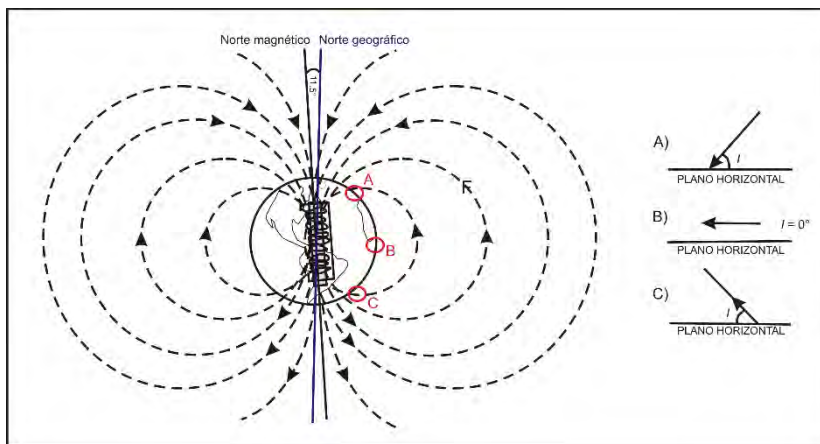


Fig. 4.3. Esquema que representa la variación de la inclinación magnética respecto a la latitud. Obsérvese cómo ésta se va modificando debido al cambio de orientación en las líneas de fuerza del campo magnético las cuales definen el vector F en un punto dado. (Modificada de Reynolds, 1997).

Una aguja magnética suspendida libremente se alinea con el vector F de modo que en el norte magnético terrestre la aguja apuntaría hacia abajo en la vertical y el valor de la inclinación es de 90° mientras que en el polo sur la aguja apuntaría hacia arriba. Por otro lado en el ecuador la inclinación es de 0° y la aguja yace horizontalmente (Figura 3). Debido a este comportamiento la componente vertical de la intensidad del campo magnético terrestre varía con la latitud encontrándose valores mínimos cercanos a las 30,000 nT en el ecuador magnético, hasta alrededor de las 60,000 nT en los polos (Reynolds, 1997).

Considerando el campo magnético como un campo potencial donde no existe corriente eléctrica, puede determinarse que el valor de la intensidad del campo magnético en un punto dado estará dado por el gradiente de potencial magnético (W) (Mares, 1984) de modo que:

$$\text{Ec. 4.4} \quad H = -\text{grad}W$$

donde W se encuentra en función de la posición representado por la ecuación de Laplace $\nabla^2 W = 0$. La expresión:

$$\text{Ec. 4.5} \quad \frac{\partial^2 W}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 W}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 W}{\partial z^2} = 0$$

es la transcripción en coordenadas cartesianas de la laplaciana.

Susceptibilidad magnética e intensidad de magnetización

La relación entre la inducción magnética (B) y la intensidad del campo magnético (H) pueden relacionarse a través de un parámetro que a su vez se encuentra determinado por las condiciones geológicas del medio, la susceptibilidad magnética (k). Dicho parámetro, como su nombre lo dice, indica cuan susceptible es un material de magnetizarse tomando como referencia el vacío en el cual $k = 0$ y $\mu_r = 1$. Los valores de susceptibilidad magnética son adimensionales sin embargo es necesario un factor de conversión de 4π para calcular el valor equivalente de k entre el SI y unidades del c.g.s.

La fuerza del campo magnético se caracteriza por la inducción magnética y viene dada por la ecuación:

$$\text{Ec. 4.6} \quad B = \mu H$$

Esta constante introducida (μ) indica la permeabilidad del medio, es decir la facilidad con que éste permite el paso del flujo magnético. La permeabilidad magnética es producto de la permeabilidad del vacío por la permeabilidad relativa:

$$\text{Ec. 4.7} \quad \mu = \mu_0 \mu_r$$

Por lo tanto:

$$\text{Ec. 4.8} \quad B = \mu_0 \mu_r H$$

Reacomodando la ecuación para introducir k teniendo en cuenta que $k = \mu_r - 1$:

$$B = \mu_0 H + \mu_0 (\mu_r - 1)H$$

$$= \mu_0 H + \mu_0 kH = \mu_0 H + \mu_0 J$$

A partir de este resultado se desprende que:

Ec. 4.9 $B = \mu_0 H(1+k)$ y

Ec. 4.10 $J = kH$

De acuerdo con la ecuación 4.9 se puede concluir que en el vacío, debido a que $k=0$, la inducción magnética (B) dependerá únicamente de la permeabilidad del vacío y la intensidad del campo magnético $B = \mu_0 H$. Así mismo en la ecuación 10 se presenta un nuevo parámetro, la intensidad de magnetización (J) que explica una fuerza de magnetización adicional que actúa en un medio diferente al vacío, y que es inducida por la intensidad del campo (H).

La intensidad de magnetización puede ser explicada a través de la estructura molecular de los materiales, donde un cuerpo con una longitud (l) y un área transversal (A) sometido a un campo magnético puede magnetizarse a medida que los átomos y moléculas se alinean de acuerdo al campo magnético. Dichas partículas alineadas a lo largo del eje longitudinal van constituyendo segmentos dipolares cada uno con polos norte y sur que se alternan en direcciones opuestas unos con otros. Dicha orientación opuesta tiene como resultado la anulación de las intensidades magnéticas a excepción de las caras externas de la barra del material otorgándole al cuerpo una magnetización general denominada intensidad de magnetización (J) conocida también como polarización magnética (Figura 4.4).

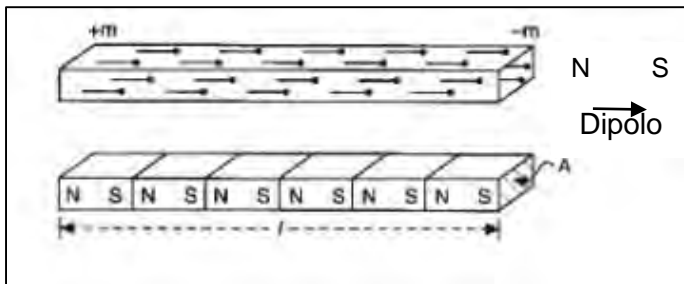


Fig. 4. 4. Esquema que representa un cuerpo magnetizado cuyas partículas se alinean de acuerdo al campo magnético constituyendo dipolos alineados en dirección norte-sur. Como resultado los extremos del objeto quedan polarizados. (Tomada de Reynolds, 1997).

Como se observa en la figura 4.4 la intensidad de magnetización dependerá del tamaño del área de las caras externas (A) así como de la concentración de cargas polarizadas presentes en estas (m).

Ec. 4.11 $J = m / A$

Entre mayor sea la intensidad del campo (H) más grande será la concentración de polos libres. Así mismo cuando un cuerpo se encuentra magnetizado uniformemente con una intensidad J se dice que el cuerpo tiene un momento magnético M .

Magnetización inducida y remanente

Cuando se habla de una magnetización que es inducida por la influencia de un campo magnético (H) la intensidad de magnetización inducida se representa como J_i . Por otro lado si un cuerpo presenta una intensidad medible de magnetización en ausencia de un campo magnético externo que actué sobre él se dice que presenta magnetización remanente o permanente (J_r).

Debido a que un cuerpo puede estar afectado por ambas componentes de magnetización la interpretación de datos magnéticos se vuelve compleja. En estos casos el campo magnético resultante proviene del efecto combinado de dos vectores de magnetización cuya magnitud y dirección pueden ser distintas (Figura 4.5).

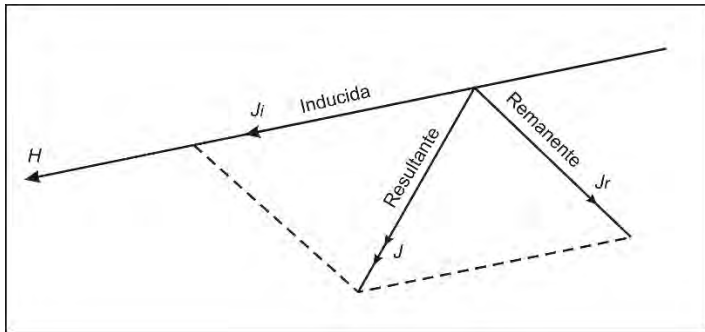


Fig. 4.5. Vector de magnetización resultante dada por la suma de los vectores de magnetización inducida y remanente.

Propiedades magnéticas de las rocas

En el caso de las rocas la capacidad de magnetizarse o intensidad de magnetización (J) al igual que en cualquier material diferente al vacío dependerá principalmente del campo magnético (H) así como del contenido de minerales susceptibles a magnetizarse, es decir la susceptibilidad magnética (Ecuación 4.10).

Por lo regular las rocas que tienen alto contenido en minerales ferromagnesianos y ferromagnéticos tienen altos valores de k . Es decir, las rocas básicas y ultrabásicas tienden a tener altas susceptibilidades magnéticas mientras que las rocas ácidas y metamórficas presentan valores intermedios a bajos. Así mismo por lo regular las rocas sedimentarias presentan muy baja susceptibilidad (Tabla 4.1).

A pesar de que existen ciertos rangos de susceptibilidad magnética para diferentes minerales y rocas, las variaciones en esta propiedad pueden depender de otros factores diferentes a la composición tal es el caso de la fábrica magnética que depende de la orientación y forma de los cristales minerales.

Tomando en cuenta que la magnetización inducida únicamente por efecto del campo magnético terrestre promedio tiene valores de alrededor de 50,000 gammas, los contrastes de

polarización que pudiera presentarse entre las rocas son los que controlarán la magnitud de anomalías magnéticas.

Tabla 4.1 Susceptibilidad magnética de rocas y minerales (unidades SI racionalizadas)*.

Tipo de roca	Susceptibilidad
<i>Sedimentarias</i>	
Dolomita pura	-12.5 a 44
Caliza	10 a 25,000
Arenisca	0 a 21 000
Lutita	60 a 18,600
Promedio	0 a 360
<i>Metamórficas</i>	
Esquisto	315 a 3,000
Pizarra	0 a 38,000
Gneiss	125 a 25,000
Serpentinita	3,100 a 75,000
Promedio	0 a 73,000
<i>Ígneas</i>	
Granito	10 a 65
Granito (m)	20 a 50,000
Riolita	250 a 37,700
Pegmatita	3,000 a 75,000

Gabro	800 a 76,000
Basalto	500 a 182,000
Basalto oceánico	300 a 36,000
Peridotita	95,500 a 196,000
Promedio i. ácidas	40 a 82,000
Promedio i. básicas	550 a 122,000

<i>Minerales</i>	
Hielo (d)	-9
Halita (d)	-10
Yeso (d)	-13
Cuarzo (d)	-15
Grafito (d)	-80 a -200
Calcopirita (d)	400
Pirita (y)	500 a 5,000
Pirrotita (y)	1250 a 6.3×10^6
Ilmenita (y)	314,000 a 3.8×10^6
Magnetita (y)	70,000 a 2×10^7

*Valores tomados de Reynolds, 1997; (d) = material diamagnético; (o) yacimiento mineral; (m) con minerales magnéticos.

Diamagnetismo y paramagnetismo

Todos los átomos dentro de un cuerpo tienen un momento magnético debido al orbital de electrones alrededor del núcleo y el spin de las partículas que lo componen. En la mayoría de los materiales no existe una magnetización adicional por este efecto ya que los momentos magnéticos de átomos adyacentes se encuentran aleatoriamente distribuidos y se cancelan unos con otros.

En un material diamagnético, como es el caso de la halita, el yeso, cuarzo y grafito, todos los niveles electrónicos se encuentran completos por lo que no se presentan electrones impares. Se caracterizan por susceptibilidades magnéticas negativas, es decir cuando se induce una magnetización externa las partículas se magnetizan en dirección contraria que se opone al campo magnético aplicado.

Por otro lado los materiales que presentan en su último nivel electrónico electrones impares producen momentos magnéticos desbalanceados. En este caso en presencia de un campo magnético externo los momentos magnéticos se alinean en la misma dirección

produciendo un débil campo magnético que se alinea con el externo. Estos materiales se conocen como paramagnéticos y presentan susceptibilidades bajas pero positivas. Ejemplos minerales son los olivinos, piroxenos, anfíboles, granate y biotita.

El ferromagnetismo surge del alineamiento de los spines y ocasionalmente de los momentos magnéticos orbitales en un mineral tal es el caso del cobalto, níquel y el hierro. Los átomos que se unen magnéticamente entre si conforman dominios magnéticos de un tamaño aproximado de 1 micrón. En estos materiales la susceptibilidad magnética es alta, no obstante depende de la temperatura y la fuerza del campo aplicado. Esta propiedad desaparece si el material es calentado a la denominada temperatura de Curie (T_c) debido a que la interacción atómica es restringida.

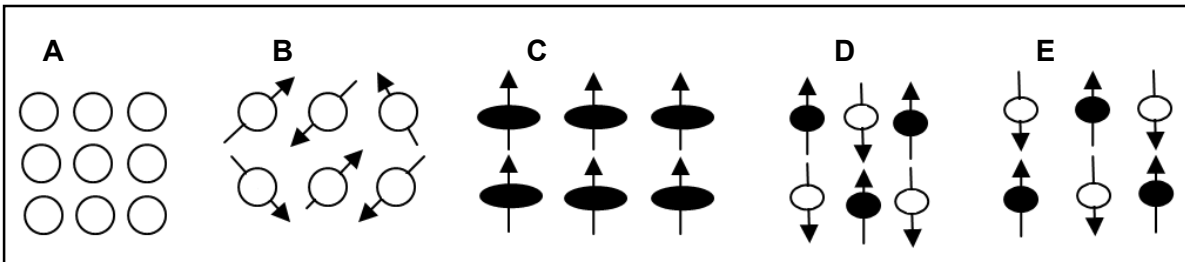


Fig. 4.6. Clasificación de los minerales de acuerdo a la orientación de los momentos magnéticos. A) Diamagnéticos; B) Paramagnéticos; C) Ferromagnéticos; D) Antiferromagnéticos; E) Ferrimagnéticos.

En el caso del antiferromagnetismo, presente en minerales como la hematita, se forman dominios magnéticos, no obstante los electrones impares se alinean en forma antiparalela. Los campos magnéticos se cancelan pero defectos en la estructura cristalina causan un pequeño campo magnético en respuesta al campo externo. En estos casos se presentan altos valores de susceptibilidad magnética positiva.

Por último existen minerales ferrimagnéticos en los cuales se forman dominios magnéticos antiparalelos pero de diferentes magnitudes. En estos materiales se presenta una magnetización neta inducida por la presencia de un campo magnético externo, en este caso los dominios magnéticos pueden permanecer alineados incluso al desaparecer el campo. Ejemplos de estos minerales son la magnetita, titanomagnetita e ilmenita.

Prospección magnética

Cuando se realizan mediciones del campo magnético terrestre debe considerarse que la lectura tomada corresponde a la superposición de varias componentes del campo generado por diferentes fuentes. Los valores obtenidos corresponderán a la suma tanto del valor del campo magnético terrestre medido en un punto dado, el valor del campo teórico, el campo residual, así como los campos cortical, originado en la corteza terrestre, y externo (Cifuentes, 2009).

Correcciones magnetométricas

Debido a que existen factores que pueden alterar los valores del campo magnético a través del tiempo o espacio, existen ciertos procedimientos necesarios para obtener una precisión aceptable en las mediciones denominados correcciones magnetométricas.

Dentro de los factores principales se presentan los siguientes:

1. Variación secular: Son variaciones del campo eléctrico terrestre las cuales se relacionan con los procesos que dan origen al campo magnético interno. Estas tienen valores de decenas de nanoteslas por año aunque en algunos sitios llegan a alcanzar hasta las 150 nT/año.
2. Variación diurna: La cual es originado por el viento solar sobre las corrientes ionosféricas. Su rango es de aproximadamente 60 nT durante el transcurso de 24 horas.
3. Variaciones periódicas: Son originadas por el campo magnético externo y se presentan con periodos de 12 horas, un día, 27 días, 6 meses y un año. Pueden presentar valores de hasta 100 nT.
4. Variaciones no periódicas: Se consideran aquellas variaciones producidas por la presencia ocasional de tormentas magnéticas asociadas a la actividad solar. La influencia de
5. Pulsaciones magnéticas: Son variaciones de periodo muy corto y pequeña amplitud.

Corrección por latitud o IGRF

El Campo Geomagnético Internacional de Referencia o IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*) es el nombre de un conjunto de modelos matemáticos utilizados para describir el campo geomagnético terrestre y su variación secular. Estos modelos permiten remover el efecto del campo magnético global a los datos antes de iniciar su procesamiento para obtener de manera aproximada los efectos de la contribución del campo magnético de la corteza.

Los modelos IGRF son generados periódicamente a través de varios modelos de campo a partir de los cuales se calcula el campo geomagnético principal así como su variación secular para posteriormente generar un modelo teórico que permita representar de manera más exacta el campo en una época en particular, usualmente se realizan cada 5 años.

Aunque el IGRF es imperfecto al ser únicamente una aproximación basada en relativamente pocas y dispersas observaciones de campo se considera que el ajuste del modelo para el territorio mexicano en varios periodos es aceptable para estudios de anomalías corticales así como de variaciones seculares (Urrutia-Fucugauchi y Campos-Enríquez, 1993).

Corrección por variación diurna

A lo largo del día existen variaciones en la intensidad del campo magnético ocasionadas por perturbaciones de las corrientes eléctricas presentes en la ionósfera debido a su interacción con el viento solar.

Para corregir este efecto se utiliza un modelo matemático lineal obtenido a partir de los datos obtenidos en una estación base o si se cuenta con más de un instrumento de medición, de un magnetómetro fijo. Una vez obtenido dicho modelo es posible corregir los datos del levantamiento calculando las variaciones para cada tiempo en el que se tomó la medición y calculando finalmente el Campo Total Corregido (CTMc). Si la campaña de medición dura más de un día es necesario calcular un promedio para la medición de estación base y de este modo obtener finalmente el campo magnético total nivelado (CMT_N) el cual equivale al campo magnético total (CMT).

Anomalías magnéticas

Las rocas magnetizadas producen también variaciones en el campo magnético mismas que pueden alcanzar valores de hasta los 1,000 nT. Dichas variaciones se denominan anomalías magnéticas y es a través de las mismas que se puede llegar a una aproximación de los materiales presentes en el subsuelo y su configuración.

Para llegar a obtener un mapa de anomalías magnéticas de una determinada área de estudio es necesario realizar correcciones previas a los datos obtenidos de las mediciones. En este caso los datos se corrigen tomando en cuenta los efectos de variación diurna así como el efecto de la latitud (IGRF). La anomalía magnética (ΔF) de cada punto se calcula de acuerdo a la siguiente ecuación:

$$\text{Ec. 4.12} \quad \Delta F = F_{\text{obs}} - F_{\text{IGRF}} - \delta F$$

Donde:

F_{obs} es el valor del campo magnético observado.

F_{IGRF} es el valor del Campo Geomagnético de Referencia Internacional.

δF es la corrección por variación diurna.

Reducción al polo

A diferencia de las anomalías gravimétricas donde la fuente responsable de la anomalía y esta coinciden verticalmente, debido al comportamiento dipolar del campo magnético las anomalías magnéticas se presentan desfasadas de la fuente cuando la magnetización y el campo magnético terrestre no son verticales. En dicho caso tomando como referencia una distribución simétrica de magnetización se produciría una anomalía magnética sesgada (Blakely, 1996) (Figura 4.7).

Para corregir este comportamiento y desplazar la anomalía de manera que coincida con la fuente se utiliza la denominada reducción al polo (Baranov y Naudy, 1964). Esta corrección consiste en reducir el campo generado por medio de un campo hipotético transformando la anomalía medida bajo cualquier dirección del campo magnético en su correspondiente medida en campo vertical. Como resultado las anomalías se reubican sobre sus respectivos cuerpos causales produciendo anomalías simétricas de acuerdo a la simetría de los cuerpos (Figura 4.7).

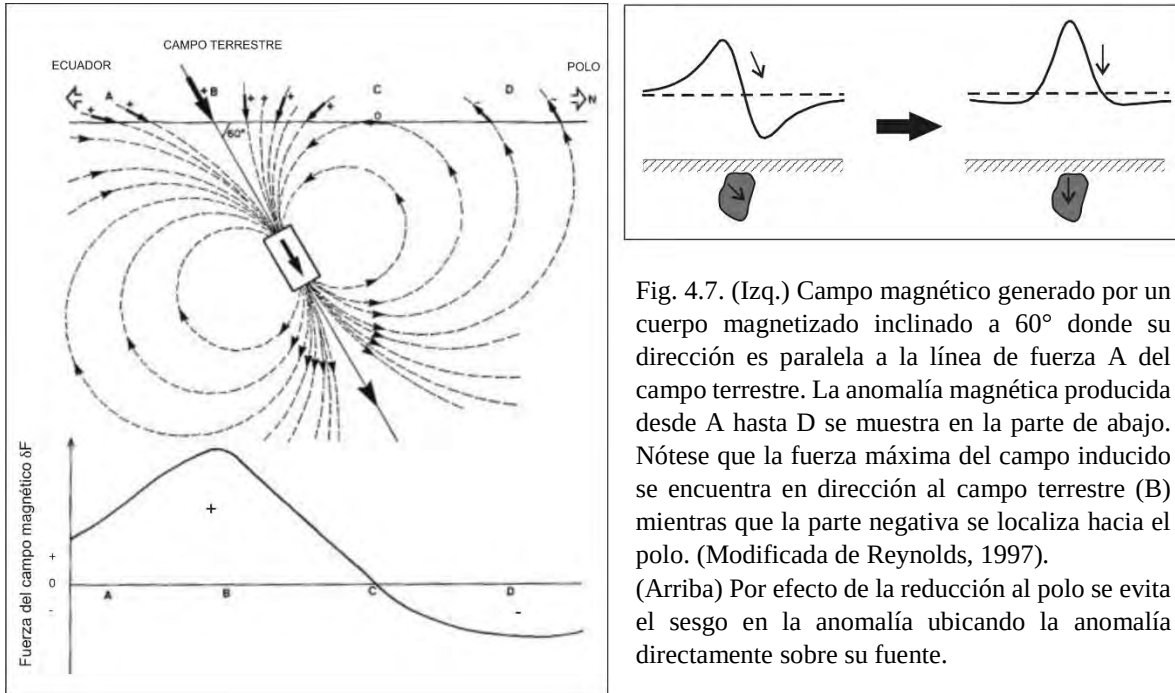


Fig. 4.7. (Izq.) Campo magnético generado por un cuerpo magnetizado inclinado a 60° donde su dirección es paralela a la línea de fuerza A del campo terrestre. La anomalía magnética producida desde A hasta D se muestra en la parte de abajo. Nótese que la fuerza máxima del campo inducido se encuentra en dirección al campo terrestre (B) mientras que la parte negativa se localiza hacia el polo. (Modificada de Reynolds, 1997). (Arriba) Por efecto de la reducción al polo se evita el sesgo en la anomalía ubicando la anomalía directamente sobre su fuente.

4.2 GRAVIMETRÍA

El método gravimétrico se basa en el efecto que produce la atracción gravitatoria producida por la masa terrestre respecto a un objeto en su superficie. A través de la prospección gravimétrica es posible detectar la presencia de variaciones en la densidad de los materiales que conforman el subsuelo, dichas variaciones son detectadas a través de cambios en la aceleración ejercida por la fuerza gravitacional la cual en promedio es del orden de 980 cm/s^2 . Las variaciones espaciales del valor de la componente vertical de la gravedad se interpretan como finalmente como anomalías gravimétricas.

Debido a que los efectos en la aceleración de la gravedad por el cambio de densidad de los materiales en el subsuelo es muy pequeño se necesitan equipos de alta precisión capaces de detectar variaciones del orden de 10^{-5} del valor promedio (Estrada, 2012). No obstante la complejidad en la prospección gravimétrica no recae en calcular el efecto que producen las masas de densidades y formas variables sino en interpretar la configuración de los materiales en el subsuelo responsable de dichos efectos, esto debido a que existen varios escenarios posibles que pudieran generar valores idénticos en la gravedad observada. Es por esto que el contar con información geológica de la zona de estudio se vuelve indispensable para una correcta interpretación y por lo que muchas veces el método gravimétrico se combina con otros métodos geofísicos.

4.2.1 Principio físico del método gravimétrico

La base física del método gravimétrico se engloba en dos leyes descritas por Isaac Newton en 1687 en su trabajo *Principio Mathematica*, estas corresponden a la Ley de la Gravitación Universal y la 2da. Ley de Movimiento.

La Ley de la Gravitación Universal establece que cuando se encuentran dos cuerpos con una masa determinada (m_1 y m_2) existe una fuerza de atracción entre ellos que es directamente proporcional al producto de sus masas e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia entre ellos. Es decir entre mayor sea la distancia que separa los cuerpos menor será la fuerza de atracción entre ellos y a medida que se incrementa la masa de los cuerpos la atracción es más fuerte (Figura 4.8).

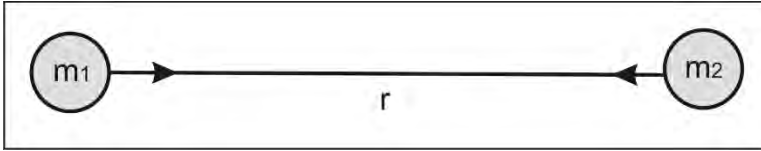


Fig. 4.8. La fuerza de atracción entre dos cuerpos depende directamente de la masa de los mismos y en relación inversa a la distancia entre ellos.

Suponiendo que la Tierra es esférica e irrotacional con una masa (M) y radio (R) específicos, la fuerza de atracción newtoniana ejercida sobre un cuerpo de masa determinada (m) ubicado sobre su superficie será:

$$\text{Ec. 4.13} \quad F = G \frac{Mm}{r^2}$$

Donde G es la constante de gravitación universal y equivale a $6.67 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2 \text{ kg}^{-2}$.

La segunda ley de Newton establece que una masa sometida a una aceleración determinada genera una fuerza que es proporcional al producto de estas.

$$\text{Ec. 4.14} \quad F = mg$$

Si se combinan ambas ecuaciones, definiendo a g como la magnitud de la aceleración debido a la gravedad terrestre se obtiene la siguiente relación:

$$\text{Ec. 4.15} \quad F = mg = G \frac{Mm}{r^2} \quad ; \text{ por lo tanto } g = \frac{GM}{R^2}$$

Lo que demuestra que la magnitud de la aceleración de la gravedad es directamente proporcional a la masa terrestre (M) e inversamente proporcional al cuadrado del radio terrestre (R). De acuerdo con esta estimación teóricamente la gravedad terrestre sería constante, sin embargo debido a que la Tierra no tiene una forma uniformemente esférica ésta varía de un punto a otro.

Unidades

El valor normal de la gravedad sobre la superficie terrestre es de 980 cm/s^2 . La unidad c.g.s. de aceleración debido a la gravedad (1 cm/s^2) es el *Gal*, en honor a Galileo Galilei quien realizó las primeras mediciones de ésta.

Los instrumentos que miden la aceleración de la gravedad se denominan gravímetros y son tan sensibles que llegan a detectar variaciones tan pequeñas como una parte en 10^9 . Debido a esto existen subunidades tales como el miliGal el cual equivale a 10^{-3} Gal y el microGal que equivale a 10^{-6} Gal . Las unidades utilizadas en el sistema SI se miden en $\mu\text{m/s}^2$, las cuales a su vez se han denominado como unidades de gravedad ($g. u.$) (*gravity unit*); donde 1 g.u. equivale a 0.1 mGal . No obstante las unidades de c.g.s. son hasta la fecha las más utilizadas.

Potencial gravitatorio

Las variaciones en la intensidad del campo gravitacional terrestre que dependen de la posición son explicadas a través de la teoría de los campos potenciales en cuyo caso el potencial gravitatorio (W) de un cuerpo con densidad (ρ) de acuerdo a la Ley de la Gravitación Universal está dada por la siguiente integral escrita en coordenadas cartesianas:

$$\text{Ec. 4.16} \quad W(x, y, z) = G \int \int \int_v \frac{\rho(x', y', z')}{\sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2 + (z-z')^2}} dx' dy' dz'$$

Donde (v) es el volumen del cuerpo y $dv=dx'dy'dz'$ es el diferencial de volumen.

A partir de esta ecuación se define que el potencial gravitatorio equivale a la cantidad de energía necesaria para mover una masa determinada desde un punto dado, por lo regular el infinito, hasta un punto considerado del campo gravitatorio. En otras palabras es la energía que posee un cuerpo debido a su posición en un campo gravitacional y está dado por la fuerza de atracción de la gravedad.

Fuera del cuerpo la densidad equivale a 0 por lo que W satisface la ecuación de Laplace $\nabla^2 W = 0$.

Considerando que la Tierra se encuentra en rotación además de la fuerza de atracción debido a la masa del cuerpo se debe considerar la fuerza centrífuga que también puede ser descrita como el potencial centrífugo (\emptyset):

$$\text{Ec. 4.17} \quad \emptyset(x, y, z) = \frac{1}{2} \omega^2 d_z^2$$

Donde ω equivale a la velocidad angular terrestre y $d_z = \sqrt{x^2 + y^2}$ es la distancia al eje rotacional (z).

Combinando ambas ecuaciones el potencial asociado a la rotación de la Tierra (W_0) es la suma del potencial de atracción (W) y el potencial centrífugo (\emptyset).

$$\text{Ec. 4.18} \quad W_0 = W + \emptyset$$

El gradiente del potencial equivale al vector de la fuerza de gravedad (\vec{g}) que actúa por unidad de masa:

$$\text{Ec. 4.19} \quad \vec{g} = \nabla W$$

4.2.2 Campo gravitacional terrestre

La forma irregular de la Tierra es consecuencia del balance entre la fuerza de atracción de la gravedad y la fuerza centrífuga lo que genera un ligero achatamiento en los polos terrestres, lo cual aunado a la presencia de una superficie irregular y la distribución variable de la masa terrestre (sobre todo en su superficie) genera variaciones en la aceleración gravitacional sobre la superficie terrestre. Una aproximación matemática para el estudio de la forma terrestre es el elipsoide de rotación conformado por la rotación de un elipse sobre su semieje menor.

Así mismo el geode es una representación de la forma terrestre definido como la superficie equipotencial del campo de fuerza de gravedad. Su forma es representada a través de la superficie del nivel medio del mar (NMM) (Figura 4.9). El geode es muy importante dentro de los estudios gravimétricos ya que cada punto dentro de la superficie que lo constituye coincide con la dirección de la aceleración de la gravedad, así mismo la superficie definida por el geode refleja la distribución de masas en la superficie terrestre.

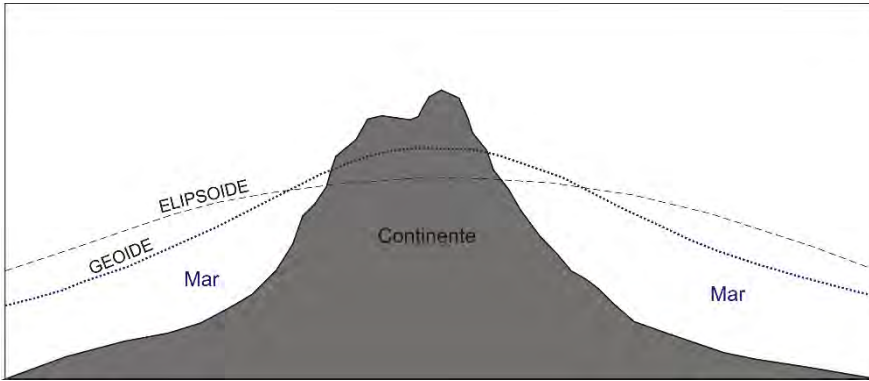


Fig. 4.9. Configuración de las superficies de referencia dadas por el elipsoide y el geode. Nótese el efecto de la masa continental sobre el geode.

Variaciones en la gravedad con la latitud

Un punto determinado sobre la superficie en cualquiera de los polos terrestres se ubica más cerca del centro de la Tierra que cualquiera en la zona ecuatorial debido a la forma elipsoidal mencionada anteriormente. El radio ecuatorial mide 6378 km mientras que el radio polar es de 5357 km por lo tanto, considerando la Ley de la Gravitacional Universal, la gravedad es aprox. 0.7% mayor en los polos (Reynolds, 1997).

Por otro la velocidad de rotación terrestre y la consecuente fuerza centrífuga presentan también variaciones con respecto a la latitud. Considerando que la Tierra gira respecto a un eje de rotación con orientación norte-sur la velocidad de rotación es máxima en el Ecuador (1674 km/h) y se vuelve nula en los polos. Tomando como referencia la ecuación para calcular la fuerza centrífuga:

$$\text{Ec. 4.20} \quad F = \frac{mv^2}{d}$$

Se desprende que debido a la variación en la velocidad de rotación de la Tierra ésta es máxima en el ecuador y al igual la velocidad decrece a cero en los polos (Figura X.8).

Como se observa en la figura 4.10 la fuerza centrífuga y la aceleración centrífuga (g') (Ecuación 4.17) consecuentes de la rotación terrestre tienen dirección contraria a la atracción gravitacional, es decir la fuerza centrífuga disminuye el valor de la aceleración gravitacional (g_a) por lo que considerando ambos vectores el valor de la gravedad resultante (g) en un punto dado será menor. A diferencia de la aceleración de la gravedad cuyo vector forma una línea desde el punto de medición en la superficie hasta el centro de masa terrestre, la gravedad resultante forma un ángulo recto con el elipsoide de rotación de modo que el vector siempre apunta verticalmente en todas las localidades a nivel del mar. El ángulo θ es definido respecto a la latitud geodésica ya que se toma como referencia el elipsoide.

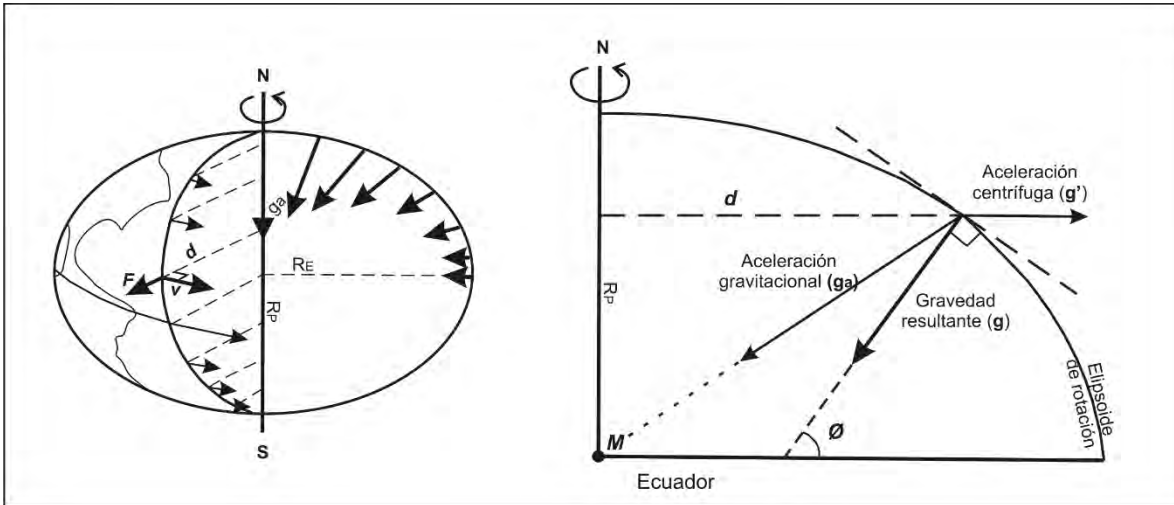


Fig. 4.10. (Izq.) Diagrama que ilustra el comportamiento de la fuerza centrífuga en un punto dado de la superficie terrestre respecto a la latitud. Obsérvese como en las zonas polares el vector de la velocidad disminuye dando como resultado que la fuerza centrífuga vaya decreciendo hasta ser nula en los polos. De lo contrario debido a la menor longitud del radio polar respecto al ecuatorial, la gravedad es mayor en las zonas polares. (Der.) El vector de gravedad resultante representa la suma de la aceleración gravitacional y la aceleración centrífuga. (Modificada de Reynolds, 1997).

A partir de estos principios se han desarrollado fórmulas matemáticas para poder calcular la aceleración teórica debido a la gravedad (g_{θ}) a una latitud geográfica determinada (θ) respecto a aquella que se presenta a nivel del mar (g_0). Los parámetros α y β son constantes que dependen del achatamiento del esferoide y la velocidad de rotación terrestre. La primera fórmula adoptada en 1930 por la IUGG (*International Union of Geodesy and Geophysics*) se conoce como *Fórmula Internacional de la Gravedad*:

$$\text{Ec. 4.21} \quad g_{\theta} = g_0 (1 + \alpha \sin^2 \theta - \beta \sin^2 2\theta)$$

A medida que se desarrollaron cálculos más exactos pudiendo estimar con mayor exactitud las dimensiones terrestres surgieron nuevas fórmulas. La expresión que corresponde al *Elipsoide de Referencia 1967* ó GRS67 (*Geodetic Reference System, 1967*) y que fue adoptada como estándar por la IUGG se conoce como *Fórmula de la Gravedad 1967*:

$$\text{Ec. 4.22} \quad g_{\theta} = 9.78031846 (1 + 0.005278895 \sin^2 \theta + 0.000023462 \sin^4 \theta) \text{ m/s}^2$$

4.2.3 Propiedades físicas que determinan la densidad de los materiales

La implementación del método gravimétrico permite detectar variaciones en la densidad de los materiales que componen el subsuelo, por lo tanto para realizar una interpretación adecuada es importante conocer los factores geológicos que afectan la densidad de los materiales.

La tabla 4.2 muestra el rango común de densidades y el valor promedio que presentan algunos materiales y rocas donde por lo regular las rocas ígneas y metamórficas presentan valores más importantes de densidad que las sedimentarias. Esto debido a que las rocas

sedimentarias, a excepción de las formadas por algún tipo de precipitación, se forman a partir de la consolidación de materiales detríticos por lo que presentan una porosidad variable.

Es importante también mencionar que aunque pueden llevarse a cabo mediciones de la densidad de las rocas que se encuentren accesibles dentro del área donde se realiza la prospección gravimétrica, ya sea muestras superficiales u obtenidas de perforaciones, dichas rocas presentan alteraciones tanto por intemperismo y/o deshidratación como por fracturamiento debido al proceso de obtención. Debido a esto es común que se presenten errores en la determinación de densidades que pudieran afectar la interpretación de los resultados de la gravimetría.

Tabla 4.2. Densidades de los materiales geológicos más comunes*.

Tipo de material	Rango de densidad (mg/cm³)	Promedio aprox. (mg/cm³)
<i>Sedimentarias</i>		
Aluvión	1.96-2.00	1.98
Arcilla	1.63-2.60	2.21
Grava	1.70-2.40	2.00
Loess	1.40-1.93	1.64
Limo	1.80-2.20	1.93
Suelo	1.20-2.40	1.92
Arena	1.70-2.30	2.00
Arenisca	1.61-2.76	2.35
Lutita	1.77-3.20	2.40
Caliza	1.93-2.90	2.55
Dolomita	2.28-2.90	2.70
Creta	1.53-2.60	2.01
Halita	2.10-2.60	2.22
Hielo glacial	0.88-0.92	0.90
<i>Ígneas</i>		
Riolita	2.35-2.70	2.52
Granito	2.50-2.81	2.64
Andesita	2.40-2.80	2.61
Sienita	2.60-2.95	2.77
Basalto	2.70-3.30	2.99
Gabro	2.70-3.50	3.03
<i>Metamórficas</i>		
Esquisto	2.39-2.90	2.64
Gneiss	2.59-3.00	2.80
Filita	2.68-2.80	2.74
Pizarra	2.70-2.90	2.79
Granulita	2.52-2.73	2.65
Anfibolita	2.90-3.04	2.96
Eclogita	3.20-3.54	3.37

* (Valores tomados de Reynolds, 1997).

De acuerdo con el tipo de roca o material existen factores que condicionan la densidad de los mismos. En el caso de los materiales sedimentarios primeramente el tipo de material así como los procesos diagenéticos a los que pudiera haber sido sometido dentro de los que se incluye el enterramiento (donde interviene la edad y la profundidad), compactación, cementación, entre otros, mismos que a su vez determinarán el estado físico del material. Todos estos procesos tienen están directamente involucrados con el grado de porosidad del material, es decir la fracción del volumen total de la roca que no se encuentra ocupada por constituyentes sólidos. Tomando en cuenta que la densidad implica la cantidad de masa contenida en un volumen determinado, los materiales porosos son menos densos por lo que dicha propiedad es un factor determinante sobre la densidad de los materiales.

Por otro lado en el caso de las rocas ígneas la densidad está directamente relacionada con el origen de las mismas, donde las rocas intrusivas tienden a presentar mayores densidades que aquellas que fueron cristalizadas en superficie o zonas hipabisales. Otro factor determinante respecto a la densidad de las rocas ígneas es el contenido de sílice, el cual actúa aumentando la densidad de las mismas.

Finalmente en el caso de las rocas metamórficas la densidad es inversamente proporcional a la acidez de la roca y proporcional al grado de metamorfismo de las mismas.

Medición de la Gravedad

Gravedad absoluta

Debido al grado de precisión que requiere la determinación del valor absoluto de la aceleración de la gravedad ésta técnica es normalmente llevada a cabo en un laboratorio bajo condiciones experimentales muy cuidadosas. Dentro de los métodos para determinar la gravedad absoluta se encuentran el método de caída libre y el péndulo.

En el caso del péndulo el instrumento está compuesto por una masa suspendida a una longitud determinada (L) la cual oscila con un período (T) donde la gravedad actúa como fuerza recuperadora del sistema.

$$\text{Ec. 4.23} \quad T = 2\pi\sqrt{L/g}$$

El método de caída libre se basa en determinar la aceleración de la gravedad a través de la distancia que recorre un cuerpo en caída libre utilizando la siguiente relación:

$$\text{Ec. 4.24} \quad z = \frac{1}{2}gt^2$$

Existe una red mundial de estaciones donde se han determinado los valores de gravedad absoluta en referencia a localidades donde las mediciones absolutas de gravedad han sido determinadas bajo condiciones experimentales. Esta red se conoce como IGSN 71 (*International Gravity Standardisation Net 1971*).

Gravedad Relativa

Debido a la complejidad en la determinación de la gravedad absoluta no es común que en las exploraciones gravimétricas se realicen este tipo de mediciones sino únicamente

se determinan las variaciones relativas de la gravedad entre puntos de medición. Esto debido principalmente a que la determinación del valor relativo de la aceleración de la gravedad terrestre requiere de instrumentos de diseño más simples los cuales son más prácticos y de fácil traslado. En este caso se selecciona una estación base como punto de referencia, donde la gravedad relativa tiene valor de cero, y se establece una red secundaria de estaciones asociadas a ésta.

El principio del método de medición de la gravedad relativa se basa en el equilibrio de fuerzas que surge cuando un cuerpo de masa (m) es suspendido de un resorte de longitud conocida (L_0).

$$\text{Ec. 4.25} \quad mg = k(L - L_0)$$

Donde L es la longitud final que presenta el resorte cuando el cuerpo llega al equilibrio y k es la constante elástica del resorte.

A partir de dos estaciones de medición y la obtención de dos longitudes distintas (L_1 y L_2) es posible determinar la variación de la gravedad:

$$\begin{aligned} \text{Ec. 4.26} \quad \Delta g = g_2 - g_1 &= k/m (L_2 - L_0 - L_1 + L_0) \\ &= \Delta L k/m \end{aligned}$$

Correcciones Gravimétricas

Para poder llegar a trabajar en la interpretación geológica de los datos gravimétricos obtenidos de cualquier campaña de medición es necesario un procedimiento previo de procesado o reducción de los mismos. Los procedimientos principales necesarios para generar las anomalías gravimétricas son relativamente independientes de la geología y se denominan reducciones estándar.

Concepto de anomalía gravimétrica

El objetivo de las mediciones gravimétricas es localizar variaciones del valor de la aceleración de la gravedad en una serie de puntos sobre la superficie terrestre. No obstante antes de que dichas mediciones puedan ser interpretadas deben ser convertidas a anomalías gravimétricas.

Las anomalías gravimétricas son determinadas como la diferencia entre el valor estimado de la gravedad (g) en un punto dado (P') sobre el geoide con respecto al valor teórico de la gravedad normal sobre el elipsoide (γ) en un punto (Q) dado por la proyección del punto P sobre el elipsoide (Figura 4.9).

$$\text{Ec. 4.27} \quad \Delta g = \delta g_{P'} - \delta \gamma_Q$$

El valor teórico de la gravedad dependerá de las propiedades del elipsoide, su forma y tamaño y de un valor computado a partir de datos observacionales, el cual es aceptado como el valor teórico de la gravedad en el ecuador, variando éste únicamente en función de la latitud del punto de observación.

Así mismo para reducir las mediciones gravimétricas tomadas en la superficie física (gravedad observada) a su correspondiente valor sobre el nivel del mar (gravedad reducida), es decir en el geoide, existe un conjunto de procedimientos o correcciones. Dependiendo de los procedimientos seleccionados resultan diferentes tipos de anomalías, de las cuales las más comunes son anomalía al aire libre y la anomalía de Bouguer. La figura 4.11 muestra algunos de los principales factores que deben ser considerados cuando se reduce la gravedad observada.

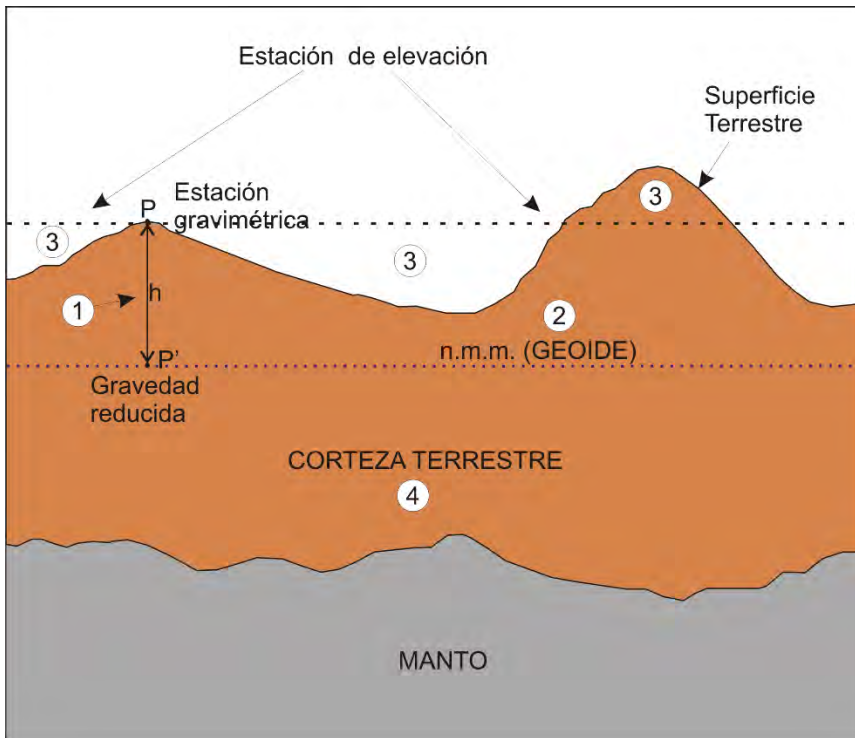


Fig. 4.11. Factores a considerar al reducir datos de gravedad observada. 1. Elevación (h) del punto de observación; 2. Masa entre la estación de elevación y el nivel del mar; 3. Efectos del terreno; 4. Estructura generalizada de la corteza terrestre. (Modificada de Burkard, 1984).

A continuación se describen algunas de las correcciones más comunes para los datos de gravedad observada.

Corrección por deriva

La corrección por tiempo o deriva (C_d) se lleva a cabo debido a que las mediciones tomadas varían en intervalos de tiempo, este efecto puede ocurrir tanto por causas del instrumento de medición (deriva instrumental) o por efectos producidos por la Luna y el Sol.

Las variaciones por deriva instrumental ocurren debido a las características del gravímetro, las cuales pueden ser ocasionadas por la fatiga del sistema de muelles o variaciones en la temperatura. En el caso de los efectos luni-solares son aquellos causados por la atracción que ejercen dichos astros sobre la Tierra, mismo que es responsable de los cambios de marea. Al igual que el efecto sobre los océanos, las denominadas mareas terrestres resultan en un cambio en la gravedad terrestre de hasta 3 g.u. dentro de un periodo mínimo de 12 horas (Reynolds, 1997).

Las variaciones por deriva se detectan a través de valores repetidos en un mismo sitio después de un lapso de tiempo determinado. Debido a esto se recomienda que al realizar el levantamiento gravimétrico se tomen la primera y última lectura en la estación base o tomar esta lectura constantemente durante cada hora.

Corrección por Latitud

Como se mencionó anteriormente el valor de la aceleración de la gravedad aumenta desde el ecuador hacia los polos por lo que dicha variación respecto a la latitud debe ser corregida. Esta corrección consiste en sustraer el valor de la gravedad teórica calculada por medio de la Fórmula Internacional de la Gravedad (g_{obs}) de la gravedad observada (g_{obs}).

Para prospecciones a pequeña escala donde la extensión del estudio es menor de un grado puede realizarse una corrección más simple la cual consiste en seleccionar una estación base local para la cual el gradiente horizontal de gravedad (δg_L) puede ser determinado a una latitud específica (\emptyset) por medio de la siguiente expresión:

$$\text{Ec. 4.28} \quad \delta g_L = -8.108 \sin 2\emptyset \text{ g.u. por km N}$$

Esta corrección es un valor negativo que aumenta con respecto a la distancia desde el Ecuador hacia cualquiera de los polos debido a que se busca compensar el incremento en el campo gravitacional que ocurre en dicha dirección.

Corrección de aire-libre

Debido a que los puntos de medición de la gravedad (P) se toman a cierta altitud (h) sobre el nivel del mar es necesario conocer dicho parámetro para posteriormente poder determinar el valor de la gravedad reducida, es decir con respecto a su correspondiente punto en el geoide (P').

Esta corrección se calcula como la diferencia entre la gravedad medida sobre el nivel del mar y a una elevación de h metros sin tomar en cuenta el material entre la estación de medición y el n.d.m. El valor normalmente aceptado para la corrección al aire libre es de 3.086 g.u./m por lo que considerando las variaciones en la altura la expresión es la siguiente:

$$\text{Ec. 4.29} \quad \delta g_{AL} = 0.3086h \text{ g.u.}$$

Para obtener directamente el valor la anomalía de aire libre se calcula la diferencia entre el valor de la gravedad observada (g) con respecto al geoide (considerando la corrección de aire-libre) y el valor teórico en el elipsoide (γ).

$$\text{Ec. 4.30} \quad \Delta g^{AL} = g + \delta g_{AL} - \gamma$$

Corrección de Bouguer

La corrección de Bouguer (δg_B) es similar a la corrección de aire-libre pero a diferencia de esta en este caso se toma en cuenta el material entre el punto de observación y el nivel del mar. En este caso se busca corregir el efecto de la atracción de las masas situadas entre el sitio de medición y su correspondiente punto sobre el geoide considerando un exceso

o deficiencia de masa dependiendo si la medición se realiza en superficies sobre o bajo el nivel del mar.

Esta corrección se basa en el cálculo de una fuerza gravitacional extra impuesta por una lámina de roca de espesor (h) y una densidad media (ρ) que resulta en mediciones de gravedad observada sobreestimadas por una cantidad de $0.4192 \rho h$ g.u (Ecuación 4.31). Al igual que la corrección de aire-libre la corrección es negativa si la estación medida está sobre el n.d.m. y de lo contrario positiva si se localiza por debajo de éste.

$$\text{Ec. 4.31} \quad \delta g_B = 2\pi G \rho h = \beta \rho h \text{ g.u.}$$

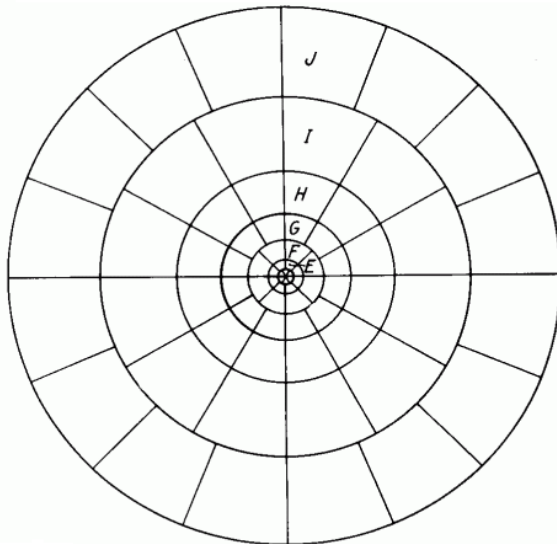
Donde:

G = Constante de Gravitación Universal

$$\beta = 2\pi G = 0.4192 \text{ g. u.}$$

Corrección Topográfica

La corrección topográfica o de terreno considera el efecto de atracción de masa generado por la topografía cercana al sitio de medición. Para realizar esta corrección se utilizan gráficos conformados por una serie de círculos concéntricos alrededor de la estación la cual es dividida en sectores (Figura 4.12). Estos gráficos son sobrepuestos al mapa topográfico permitiendo deducir la altura media de cada sector para posteriormente calcular el efecto gravimétrico de cada altura por medio de una tabla conocida como tabla de Hammer.



El efecto de la gravedad de cada sector que se presenta en la tabla se calcula a través de la siguiente fórmula:

Ec. 4.32

$$\delta g_{seg} = \frac{2\pi\rho G}{N} (r_2 - r_1 + \sqrt{r_1^2 + z^2} - \sqrt{r_2^2 + z^2})$$

Donde N es el número de segmentos en el anillo, z es la diferencia entre la elevación en el punto de medición y la elevación media del segmento y ρ es la densidad de la corrección de Bouguer (mg/m^3).

Fig. 4.12. Plantilla para corrección del terreno diseñada por Hammer (1939). (Tomada de Dobrin, 1976)

Anomalía de Bouguer

El producto final del conjunto de reducciones aplicadas al valor de gravedad observada al nivel de la estación base comparado con el valor de la gravedad teórica se conoce como anomalía de Bouguer (Δg_B). La estimación de la anomalía de Bouguer es correlacionable con las variaciones laterales de densidad que se presentan únicamente en la corteza lo que se busca en la mayoría de los estudios geológicos o de aplicación geofísica.

$$\text{Ec. 4.33} \quad \Delta g_B = g_{obs} + (\sum \text{corr}) - g_{base}$$

Donde \sum equivale al conjunto de correcciones las cuales incluyen: Latitud (L), aire-libre (AL), Bouguer (B), corrección por terreno (TC), corrección por deriva (Cd), corrección de Eötvös (EC) y corrección isostática (IC).

CAPÍTULO V

METODOLOGÍA

La metodología utilizada para la realización de este trabajo se basa en el manejo de datos gravimétricos y magnéticos en conjunto con un modelo digital de elevación de la región. La utilización en conjunto de este paquete de datos permite obtener una aproximación de la estructura y geometría de los materiales geológicos que conforman el subsuelo del área de estudio, el cual aunado al panorama geológico y tectónico de la región resulta en la construcción de un modelo geológico-estructural de la zona. No obstante, para poder llegar a realizar una interpretación adecuada de los datos, específicamente en el caso de la información geofísica, es necesario el procesamiento previo de los mismos buscando obtener los correspondientes mapas de anomalías. Una vez obtenidas las anomalías geofísicas es posible la interpretación de los campos potenciales tanto de manera cuantitativa, identificando los rasgos estructurales regionales y superficiales, como cuantitativa por medio de la obtención de modelos de fuentes generadoras de anomalías o modelación directa (*forward modeling*).

5.1 Adquisición de datos y fuentes de información

Esta etapa consistió tanto en la adquisición de bases de datos gravimétricos, magnéticos y de elevación como en la búsqueda de fuentes de información geológica necesaria para la interpretación de las anomalías geofísicas.

5.1.1 Fuentes de información geológica

En el caso de las fuentes de información consultadas se tienen principalmente artículos de contenido geológico que involucren la reconstrucción tectónica del noreste de México así como artículos realizados en zonas aledañas al área de estudio. Un aspecto muy importante dentro de este apartado fue la obtención de las cartas geológicas de escala 1:250,000 tanto del área de estudio como de algunas zonas colindantes, las cuales fueron descargadas del Servicio Geológico Mexicano (SGM). La carta del área de estudio se identifica como Tlahualilo de Zaragoza con clave G13-6 y comprende las coordenadas 26° a 27° latitud norte y 102° a 104° longitud oeste. Otras cartas utilizadas fueron Monclova G14-4, Ocampo G13-3, Ciudad Camargo G13-2 e Hidalgo del Parral G13-2.

Una vez descargadas estas cartas fueron georreferenciadas por medio del programa ArcMap 10.1 y posteriormente en este mismo software se digitalizaron las unidades geológicas dentro de un perímetro que abarca aproximadamente 25 km fuera de los límites del área de estudio. En el caso de la digitalización de las fallas geológicas este mismo proceso se llevó a cabo no obstante se realizó a una escala más regional, extendiéndose alrededor de 50 km fuera del perímetro del área aunque en el caso de la zona norte la extensión fue de cerca de 90 km. Así mismo dentro de esta etapa se digitalizaron elementos estructurales regionales como es el caso de la traza de la Falla San Marcos y la extensión del Bloque Coahuila utilizando algunos artículos de referencia.

5.1.2 Modelo digital de elevación

El modelo digital de elevación utilizado se conoce como ASTER (*Advanced Spaceborn Thermal Emission and Reflection Radiometer*) GDEM (*Global Digital Elevation Model*) el cual es realizado por el Ministerio de Economía Comercio e Industria de Japón (METI) en conjunto con la NASA.

La descarga del ASTER GDEM es gratuita a través de la red y se realiza a través de la selección de retículas las cuales conforman un área de 1° por 1° cada una. Éstas presentan un formato GeoTIFF con coordenadas geográficas de latitud/longitud referenciadas al geoide WGS84/EGM96. Cabe mencionar que la resolución espacial de los datos es de 1 arco-segundo (30 metros).

En total se descargaron 9 retículas las cuales cubren el área representada entre las coordenadas 25° a 28° latitud N y 102° a 105° longitud W.

5.1.3 Datos aeromagnéticos

Los datos aeromagnéticos los cuales son utilizados para la interpretación de las anomalías magnéticas fueron obtenidos a través del Servicio Geológico Mexicano. Estos datos son de escala regional (1:50,000) y son obtenidos a través de vuelos con dirección norte-sur a una altura sobre el terreno de 300 m y separación de líneas de 1 km. Estos vuelos se combinan con vuelos complementarios en dirección E-W cada 10,000 de manera que la información sea más exacta. La toma de datos se realiza por medio de un magnetómetro Geometrics G-228 y un magnetómetro GEM SYSTEM GSM-19 utilizado como estación base, dichos equipos con una sensibilidad de 0.001 nT y 0.01 nT respectivamente.

Los datos se presentan en forma digital y corresponden a rejillas conformadas por una base de datos de las cuales se necesitaron 6 rejillas que representan las cartas magnéticas de Carrillo (G13-B54), El Cinco (G13-B55), La Flor (G13-B64), Sierra Zapatero (G13-B65), Las Tortugas (G13-B74) y Córdoba (G13-B75). En conjunto dichas cartas cubren el área de estudio comprendida entre las coordenadas 26°15' y 27° latitud norte y 103°20' a 104° longitud oeste.

Cabe mencionar que los datos obtenidos del SGM corresponden a los valores de la anomalía del campo magnético residual (CMR) mismo que puede ser descrito a través de sus componentes:

$$H = 46437 \text{ nT}$$

$$I = 54^{\circ}48'30''$$

$$D = 8^{\circ}34'30''$$

5.1.4. Datos gravimétricos satelitales

En el caso de los datos gravimétricos estos fueron obtenidos a través del *Bureau Gravimétrique International* (BGI) ó *International Gravimetric Bureau*. Los datos proporcionados corresponden a una base de datos que corresponde a una malla de puntos de

medición y sus correspondientes valores de la anomalía de Bouguer Completa derivados del modelo gravitacional terrestre EGM2008 el cual es elaborado por la NGA (*National Geospatial-Intelligence Agency*). El tamaño de la malla es de 2.5 por 2.5 arco-minuto que corresponden aproximadamente a 4.5 km².

De acuerdo con las referencias de los datos obtenidos estos fueron corregidos por medio del código FA2BOUG desarrollado por Fullea et al. (2008). Así mismo la corrección topográfica es aplicada a una distancia de 167 km utilizando el MDE ETOPO1 de 1 arco-minuto por 1 arco-minuto. La densidad de la reducción para la anomalía de Bouguer fue de 2.67.

La base de datos abarca los límites 26 a 28° de latitud norte y 102 a 105° longitud oeste obteniendo un total de 3461 mediciones.

5.1.5 Líneas terrestres

El levantamiento de dos líneas terrestres donde se determinaron tanto magnetometría como gravimetría fue utilizado principalmente para obtener datos que permitieran constatar, al menos parcialmente, la veracidad de los datos previamente obtenidos (satelitales y aeromagnéticos).

La primera línea es transversal con dirección NE-SW y consta de un total de 161 puntos de medición cubriendo una longitud de 42.77 km. En el caso de la segunda línea esta tiene una distribución longitudinal en dirección NNW-SSE con una longitud de 44.92 km y consta de 90 puntos de medición (Figura 5.1).

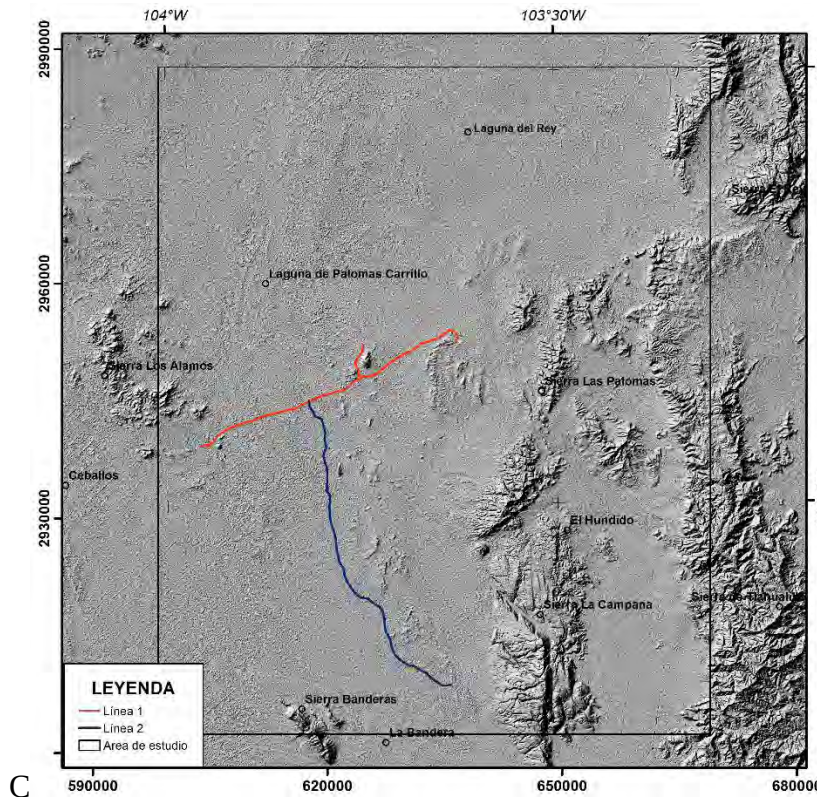


Fig. 5.1. Ubicación de líneas del levantamiento terrestre gravimétrico y magnético sobre modelo digital de elevación procesado con efecto "hillshade".

5.1.5.1 Magnetometría

En el caso de las mediciones terrestres de magnetometría estas fueron realizadas por medios de dos tipos de magnetómetros el primero de marca GEM, modelo GSM-19 el cual realiza mediciones del campo magnético terrestre con una resolución de 0.01 nT y una precisión absoluta de 0.2 nT sobre su rango de temperatura. El segundo equipo es de marca Geometrics, modelo G-856 y realiza mediciones con una precisión de 0.1 nT.

Cabe mencionar que durante esta campaña de medición se tomaron mediciones de susceptibilidad magnética utilizando un susceptibilímetro marca KT-9, modelo Kappameter, el cual presenta un límite de sensibilidad de hasta 1×10^{-5} unidades SI con un rango de medición de 9.99×10^{-3} hasta 999×10^{-3} SI.

5.1.5.2 Gravimetría

En el caso de las mediciones gravimétricas estas fueron realizadas por medio un gravímetro marca Scintrex, modelo CG-5. El aparato posee un microprocesador con un rango de medida de 8000 mGal y una resolución de 0.001 mGal.

5.2 Procesamiento de datos

Para proceder a una interpretación adecuada de los datos geofísicos es necesario realizar una serie de procedimientos que involucran desde el manejo y ordenamiento de los datos para la obtención de un grid uniforme de valores hasta el conjunto de correcciones y filtros necesario en cada caso para la obtención de distintos mapas de anomalías.

En el caso del manejo del modelo digital de elevación también se realizaron algunos procedimientos que permitieran el realce de los elementos estructurales del terreno.

5.2.1 Obtención de base de datos

Para poder obtener una malla o grid cuyos puntos de medición sean uniformes tanto de los datos magnéticos, gravimétricos y de elevación del terreno se construyó una base de datos que incluye el valor de las anomalías tanto del CMR como la anomalía de Bouguer Completa respecto a un punto de coordenadas “x”, “y”, “z” tomadas como variables independientes, siendo esta última el valor de elevación del terreno.

Debido a que el muestreo de los datos magnéticos y gravimétricos es distinto antes de llegar a la generación de la base de datos fue necesario crear un archivo ráster por medio de la interpolación de los mismos. Para realizar dicha interpolación se utilizó el programa ArcMap 10.1 donde primeramente las bases de datos fueron convertidas en un *shape* de puntos y posteriormente utilizando el método kriging se realizó la interpolación. Cabe mencionar que éste método se basa en la suposición de que la distancia o la dirección entre los puntos de muestra reflejan una correlación espacial que puede utilizarse para explicar la variación en la superficie.

Como resultado de cada interpolación de los datos magnéticos y gravimétricos se obtuvieron dos archivos en formato ráster. No obstante debido a que el tamaño del área que

cuabrían los juegos de datos era distinta se realizó un corte de ambos ráster de modo que se obtuviera un polígono uniforme del área. Posteriormente utilizando una herramienta del mismo software se realizó la extracción de valores de cada ráster a una base de datos, esto utilizando los puntos de coordenadas definidos en los datos gravimétricos obtenidos del BGI.

Finalmente utilizando el programa Surfer 11 Golden Software Inc. (2009) se generaron los grids (archivos con extensión *.grd*) tanto del MDE como de los mapas de anomalía de Bouguer Completa y de Campo Magnético Residual.

5.2.1.1 Datos del levantamiento terrestre

Utilizando los datos obtenidos a través de los levantamientos terrestres se realizaron un conjunto de correcciones utilizando las fórmulas descritas en el capítulo 4 por medio de una tabla de Excel hasta obtener en el caso de la gravimetría los valores de anomalía completa de Bouguer para cada punto y en el caso de la magnetometría los valores del CMR.

5.2.2 Generación de mapas de anomalías

Una vez obtenidos los archivos con terminación *.grd* es posible su manejo en el programa Oasis Montaj de Geosoft Inc. (2007). En el caso de los mapas de anomalía de Bouguer Completa y Campo Magnético Residual estos se obtienen automáticamente a través de la presentación del grid. Posteriormente con la finalidad de enfatizar los rasgos geológicos contenidos en ambos mapas se procedió a la aplicación de algunos procesos analíticos o filtros a los datos.

5.2.2.1 Anomalía Residual de Bouguer

En el caso del mapa de Anomalía de Bouguer Completa este refleja el contraste de densidad de las rocas en el subsuelo mismo que combina el efecto de anomalías de onda larga atribuidas a efectos geológicos regionales y profundos con anomalías de onda corta que pudieran correlacionarse a características geológicas más locales y someras. Mediante la separación de las anomalías regionales del mapa de Anomalía de Bouguer Completa es posible obtener la Anomalía Residual de Bouguer que permite estudiar únicamente las variaciones en los materiales del nivel superficial de la corteza terrestre.

Para realizar la separación regional-residual se utilizó por medio de la herramienta *MAGMAP* del programa Oasis Montaj el filtro “*Gaussian Regional/Residual*” para la aplicación de un pasa-alto con una longitud de onda de corte de 15000 m. El objetivo de dicho filtro es obtener la respuesta únicamente de las longitudes de ondas más cortas permitiendo eliminar el efecto regional del subsuelo sobre las mediciones asociado a longitudes de onda larga.

5.2.2.2 Reducción al polo del CMR

Para facilitar la interpretación de las anomalías magnéticas se aplica la operación de reducción al polo, la cual es una técnica de procesamiento que recalcula la intensidad del campo magnético de los datos de manera que el campo magnético inducido tenga una inclinación de 90°. De este modo las anomalías magnéticas dipolares son transformadas a

anomalías monopolares centradas sobre sus cuerpos respectivos causales obteniendo un mapa de anomalías reducido al polo.

En este caso la reducción al polo también fue realizada con el programa Oasis Montaj utilizando el filtro “Reduce to magnetic pole” de las herramientas de *MAGMAP*. La aplicación de este filtro procesa los datos magnéticos de acuerdo a la siguiente ecuación:

$$5.1 \quad L(\theta) = \frac{-\cos^2(D - \theta)}{(\text{sen}(I_a + i.\text{cos}I.\text{cos}(D - \theta)))^2}$$

Donde:

I es la inclinación magnética.

I_a representa la inclinación por corrección de amplitud.

D es la declinación magnética.

θ equivale a la latitud.

5.2.2.3 Primeras y segundas derivadas horizontales y verticales

Dentro de las operaciones de procesamiento más comunes aplicadas a las anomalías de los campos potenciales es la aplicación de primeras y segundas derivadas. De manera general la primera derivada consiste en el cálculo del gradiente estimado por la diferencia entre dos valores cercanos y dividido entre la distancia a la que se ubican los mismos. Así mismo la segunda derivada es la diferencia entre las primeras derivadas igualmente dividido entre la distancia.

En ambos casos las derivadas tanto en la horizontal como en la vertical son fácilmente calculadas por medio de la herramienta *MAGMAP* únicamente teniendo que seleccionar la dirección en la cual se desea aplicar ésta y el orden de derivación. En el caso de la primera derivada el orden es de 1 y sucesivamente la segunda derivada es de orden 2. A continuación se especifica la utilidad de cada una de éstas.

Derivadas verticales

La utilización de las derivadas verticales o derivadas en dirección z es un método de procesamiento utilizado para destacar los valores de alta frecuencia en dirección vertical de los datos permitiendo resaltar el efecto de los cuerpos geológicos más someros y suprimir el de fuentes más profundas (Ecuaciones 5.2 y 5.3) (Figura 5.2).

La primera derivada vertical ($1aDz$) es comúnmente aplicada a los datos del campo gravimétrico y magnético para resaltar las anomalías asociadas a las fuentes geológicas más superficiales de la estructura regional así como definir los bordes de las estructuras. Matemáticamente esta operación calcula la tasa de cambio del respectivo campo potencial en la vertical sobre un punto dado.

$$\text{Ec. 5.2} \quad \frac{\Delta T}{\Delta z} = \frac{T_{z+\Delta} - T_z}{\Delta} = T'$$

Donde:

T corresponde a la anomalía a las alturas “ z ” y “ $z + \Delta$ ”.

La operación tiende a resaltar longitudes de onda corta y media y delinear áreas que presentan altos valores de gradiente vertical, es decir un alto decaimiento de altas frecuencias, lo cual se asocia a anomalías de origen relativamente somero. Cabe mencionar que en la derivada vertical los valores de cero se localizan sobre los límites verticales de los cuerpos, los valores positivos se ubican sobre anomalías positivas y por el contrario valores negativos sobre anomalías negativas.

La segunda derivada vertical ($2aDz$) es una transformación matemática que se basa en calcular el gradiente con respecto a la profundidad del valor de las primeras derivadas.

$$\text{Ec. 5.3} \quad \frac{\Delta T'}{\Delta z} = \frac{T'_{z+\Delta} - T'_z}{\Delta} = T''$$

En el caso del procesamiento de los datos la segunda derivada consiste en la aplicación de un filtro de convolución de la ecuación de Laplace:

$$\text{Ec. 5.4} \quad \nabla^2 f = 0$$

Es decir, según la relación:

$$\text{Ec. 5.5} \quad \frac{\partial^2 f}{\partial z^2} = -\left(\frac{\partial^2 f}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 f}{\partial y^2}\right)$$

Dando como resultado la acentuación de las longitudes de onda menor, es decir las correspondientes a fuentes más superficiales, a expensas de los componentes de longitud de onda larga (Cárdenas y Castillo, 2013). Físicamente la aplicación de esta operación además de resaltar las anomalías locales permite delinear los bordes de los cuerpos causales facilitando la interpretación geológica.

Derivadas horizontales

Las derivadas horizontales en este caso permiten resaltar las variaciones horizontales de alta frecuencia en los datos potenciales. Estas variaciones pueden ser causadas ya sea por la presencia de fallas y/o contactos entre las diferentes unidades geológicas. El principio matemático de estas operaciones es el mismo que en el caso de las derivadas verticales (Ecuaciones 5.2, 5.3 y 5.4) pero aplicadas con respecto a la horizontal ya sea en dirección x o en dirección y (Figura 5.2).

5.2.2.4 Señal analítica

La señal analítica (A.S.) es un método que incluye una variedad de técnicas de procesamiento las cuales tienen como objetivo el destacar rasgos de anomalías magnéticas o gravimétricas utilizadas para localizar la distribución de valores máximos directamente sobre los cuerpos de densidad o magnetización anómala localizados en la subsuperficie así como también sobre sus bordes (Figura 5.2). La señal analítica también útil para centrar las anomalías sobre su fuente en zonas de baja latitud magnética.

Éste procedimiento también es referido como método de gradiente total debido a que el valor absoluto de la señal analítica equivale al valor absoluto del gradiente total. Así mismo

el valor de la señal analítica es calculado a través de la raíz cuadrada de la suma de los cuadrados de las derivadas en las tres direcciones (x, y, z).

Para los datos de un campo potencial en dos dimensiones la ecuación está dada por:

$$\text{Ec. 5.5} \quad A(x) = \sqrt{\phi_x^2 + \phi_z^2}$$

Donde:

$A(x)$ es la señal analítica del campo potencial.

ϕ_x^2 y ϕ_z^2 corresponden a las derivadas horizontal y vertical.

El método para señales en 3 dimensiones es calculado como un vector que involucra los gradientes ortogonales para el campo potencial $\phi(x,y)$ medido en el plano horizontal como:

$$\text{Ec. 5.6} \quad |A(x, y)| = \sqrt{\phi_x^2 + \phi_y^2 + \phi_z^2}$$

Nótese que el valor de la señal analítica es un valor absoluto por lo que las anomalías producidas mediante este procedimiento generan un valor positivo tanto para un cuerpo anómalamente magnetizado/denso como para uno con un déficit de magnetización/densidad.

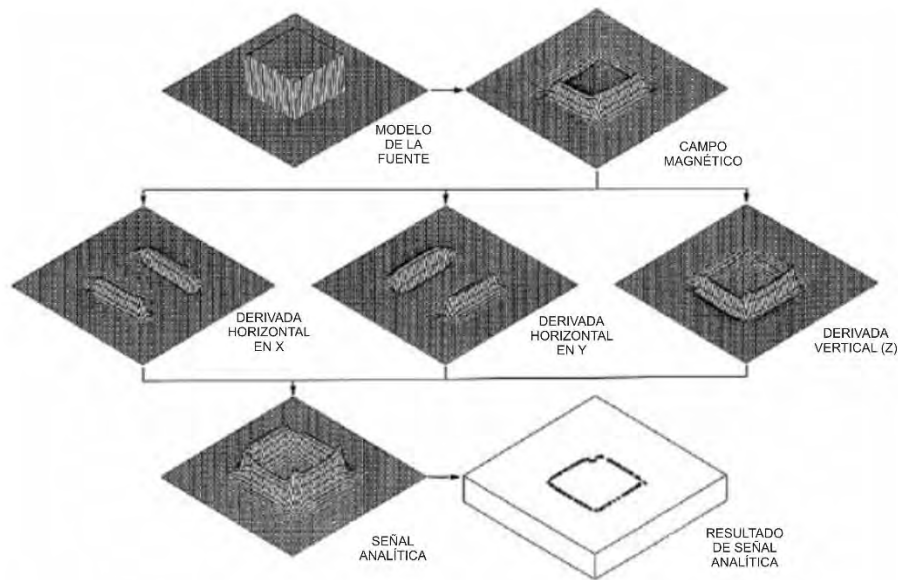


Fig. 5.2. Diagrama esquemático del método de señal analítica. El cálculo de ésta toma en cuenta el cuadrado de las derivadas verticales y horizontales de los campos potenciales sobre un prisma cuadrado y sumadas para dar como resultado el valor absoluto de la SA.

Aunque la utilización de la SA en datos gravimétricos no es tan usual matemáticamente es igualmente aplicable considerando que la relación de la fuente del gradiente vertical de la gravedad y la fuente de una anomalía magnética tienen el mismo origen. Es debido a esto que la SA además de permitir localizar el cuerpo anómalo, hace posible identificar los bordes, zonas de contacto y fallas dado que los máximos de la señal

analítica tienen la propiedad de mostrar directamente éstos independientemente de las estructuras (Saibi *et al.*, 2006).

La señal analítica calculada por medio del filtro “*Analytic Signal*” de las herramientas de *MAGMAP* fue calculada a partir de los mapas de Anomalía Residual de Bouguer con continuación ascendente a 1km así como del CMRP. En ambos casos se utilizó como método de derivación en z la transformada rápida de Fourier o FFT (*Fast Fourier Transform*).

5.2.2.5 Continuación ascendente

La utilización de una continuación ascendente es un procesamiento que permite predecir el efecto de los campos potenciales a una elevación mayor, es decir al alejarse de la fuente. Este procedimiento permite enfatizar espacialmente las longitudes de onda larga correspondientes a fuentes regionales o cuerpos más profundos. La magnitud de la continuación aplicada es proporcional al efecto de alejamiento que se tiene sobre las anomalías. Esta herramienta también es útil para reducir el ruido generado durante la aplicación de otros filtros al suavizar las anomalías.

Este procedimiento fue aplicado en varios mapas de anomalías para observar el comportamiento de las mismas e identificar las estructuras de magnitud regional con respecto a las locales.

5.2.3 Procesamiento del modelo digital de elevación

A partir de los 9 archivos ráster obtenidos de la red se realizó por medio de las herramientas de *ArcToolbox* de ArcMap 10.1 un solo archivo ráster facilitando el manejo del modelo.

Una vez obtenido un solo archivo ráster se procedió a realizar un procedimiento denominado “*Hillshading*” el cual es una técnica muy popular utilizada en los modelos digitales de elevación para revelar posibles fallas geológicas (Florinsky, 2012). Esto debido a que el efecto producido sobre el DEM resalta el contraste de lineamientos y fallas existentes que a simple vista no se aprecian en la topografía. De acuerdo con Onorati *et al.* (1992) en los mapas donde se aplica este procesado es posible llegar a localizar hasta el 90% de las fallas que afectan la superficie identificadas mediante métodos geológicos o geofísicos convencionales.

Este procedimiento también fue realizado por medio de herramientas de *ArcToolbox* utilizando un factor de exageración vertical de 3.5. El resultado de este procedimiento se observa en la figura 5.1.

5.3 Interpretación cualitativa

Una vez obtenidos los diferentes mapas de anomalías que facilitarán el entendimiento de la configuración y estructura de los cuerpos rocosos del subsuelo es posible realizar una interpretación de los mismos con connotaciones cualitativas y cuantitativas (Garzón-Varón, 2012), esto siempre apoyado en la información geológica con la que se cuenta. En el caso de la interpretación cualitativa refiere a todas aquellas técnicas empleadas sobre los mapas de

anomalías generados para describir los resultados obtenidos explicando los principales rasgos localizados, su estructura y posible asociación litológica.

En el caso de estudio dicha interpretación se basó principalmente en dos apartados principales:

1. La identificación de lineamientos: Tanto geofísicos por medio de los mapas de anomalías como topográficos utilizando el DEM procesado así como los datos de fallas geológicas previamente cartografiadas.
2. La caracterización de dominios geofísicos.

5.3.1 Lineamientos

Un lineamiento constituye una flexión o rasgos físico identificable en la superficie terrestre o en su caso en el subsuelo a través de los patrones de anomalías geofísicas, el cual, como su nombre lo indica, tiene una forma lineal, rectilínea o suavemente curvilínea (O’Learly *et al.*, 1976).

En el caso de los lineamientos topográficos estos representan la expresión superficial de estructuras que afectan la corteza terrestre pudiendo presentarse éstos como estructuras simples o compuestas dependiendo de su complejidad en el terreno. Así mismo en la interpretación geofísica la presencia de discontinuidades en los patrones de anomalías a través de lineamientos que truncan los mismos pueden asociarse a discontinuidades en los materiales de la corteza, es decir a la presencia de fallas geológicas. Estas discontinuidades corticales pueden representar estructuras regionales asociadas a fallas profundas que afectan al basamento o límites de bloques regionales o bien pueden constituir únicamente estructuras someras que afectan únicamente los materiales superficiales de la corteza.

5.3.1.1 Lineamientos topográficos

Como primer paso para facilitar la identificación de lineamientos en los mapas de anomalías se localizaron los lineamientos estructurales presentes en el DEM previamente procesado mismos que fueron digitalizados obteniendo un “*shape*” de líneas cuyo formato (*.shp*) tiene la ventaja de ser compatible con el programa Oasis Montaj. Cabe mencionar para la cartografía de dichos lineamientos se cubrió una extensión regional abarcando un área de 6,021 km² de manera que pudiera tenerse un mejor entendimiento del entorno geológico-estructural en el que se presentan las estructuras. A partir de esta zona fueron identificados un total de 551 lineamientos, de los cuales 166 se encuentran dentro del área de estudio.

Debido a que la zona noroccidental del área de estudio es una zona placa poco accidentada se utilizó otro método secundario para intentar identificar posibles lineamientos que no se visualizaban en el DEM. En este caso se empleó un mapa de contornos de elevación por medio del grid en el programa Oasis Montaj. Buscando realzar las curvas de nivel en las zonas bajas se las curvas de nivel se realizaron en intervalos desiguales de elevación incrementando éstos en las zonas bajas permitiendo localizar otros lineamientos e interpretar

mejor el patrón estructural de la zona norte. En este mapa se identificaron un total de 99 lineamientos.

5.3.1.2 Lineamientos geofísicos

Una vez identificados los lineamientos en el DEM se procedió a reconocer estos en los mapas de anomalías geofísicas. Debido a que los mapas donde se calculó la 1aDz reflejan la tasa de cambio de los campos potenciales en la vertical éstos son ideales para determinar zonas de contactos litológicos así como fallas y/o fracturas. Estas estructuras se identifican como lineamientos que delimitan zonas de alto gradiente y que en muchos casos truncan la estructura de las anomalías.

Los mapas de 1aDz fueron calculados tanto del CMRP como de la ARB a diferentes continuaciones ascendentes buscando diferenciar estructuras regionales y locales. Para los mapas de 1aDz del CMRP los lineamientos fueron localizados en los mapas con continuación ascendente a 500 m y 2.5 km. En el caso de los mapas de 1aDz de la ARB se localizaron lineamientos a 500 m y 5 km debido a que la variación de las anomalías entre los mapas de 2.5 km y el de 500 m no fue significativa. Para facilitar la localización de los lineamientos geofísicos se importaron los lineamientos topográficos previamente identificados sobre los grids.

5.3.1.3 Rumbo de los lineamientos

Una vez cartografiados los 3 grupos de lineamientos (topografía, CMRP y ARB) se procedió a identificar las direcciones preferenciales de los lineamientos. En el primer caso se tomaron los rumbos de cada lineamiento en los mapas de topografía regional, del cual se tomaron también por separado los rumbos de los lineamientos exclusivos del área de estudio, y en el mapa de contorno de elevación realizado a partir del grid. En el caso de los lineamientos geofísicos únicamente se midieron los rumbos de los mapas de 1aDz del CMRP con C.A. a 2.5 km donde se identificaron un total de 87 estructuras y de la ARB con C.A. a 5 km con un total de 77. Se seleccionaron dichos mapas de manera que pudiera reducirse el sesgo en las orientaciones ya que en los mapas de lineamientos más locales las tendencias en el rumbo no son tan claras.

Para calcular los rumbos los mapas realizados en Oasis Montaj fueron exportados como un archivo GeoTiff que permitió visualizarlos en ArcMap y digitalizar los lineamientos para posteriormente medir el rumbo de cada uno de los mismos por medio de la herramienta COGO de dicho software. El valor del rumbo de cada lineamiento fue añadido en la tabla de atributos de cada uno de los “*shapes*” para posteriormente exportar dichas tablas como archivos de texto “.txt”. Finalmente estos archivos fueron utilizados para crear un diagrama de rosas con las direcciones preferenciales utilizando el software Rozeta 2.0.

5.3.2 Dominios geofísicos

Los sectores o dominios geofísicos se definen como zonas dentro de la configuración de los mapas de anomalías las cuales se identifican por presentar un comportamiento similar en cuanto a sus características de longitud de onda y amplitud (López-Loera *et al.*, 2011).

Este comportamiento puede traducirse a que los materiales que componen el subsuelo en dichas zonas tienen propiedades físicas, en su caso de magnetización o densidad, similares. Los dominios por lo tanto dependen de la configuración geológica del subsuelo, pudiendo estos estar conformados por una o varias unidades geológicas.

Debido a que la configuración de las anomalías magnéticas y gravimétricas es respuesta de distintas propiedades físicas de los materiales del subsuelo (susceptibilidad magnética y densidad) los factores geológicos que condicionan su configuración y distribución son distintos por lo que se utilizaron metodologías distintas que facilitaron la delimitación de los dominios de cada tipo de datos.

5.3.2.1 Dominios magnéticos

Como primer paso para la delimitación de los dominios magnéticos que constituyen el área de estudio se sobrepusieron las unidades geológicas en el mapa de CMRP con C.A a 1km. A partir de dicho mapa se pasó a identificar la correspondencia entre la distribución de las unidades geológicas y la configuración de las anomalías, esto tomando en cuenta las propiedades magnéticas de las unidades pudiendo estar asociadas a respuestas magnéticas positivas o negativas.

Posteriormente se procedió a la delimitación de dominios por medio de la aplicación de continuaciones ascendentes a 500 m., 1 km. y 2.5 km. al CMRP. Este procedimiento permite evaluar la continuidad de las aparentes zonas con propiedades magnéticas similares a medida que la respuesta magnética se aleja de la fuente causal de las anomalías lo que a su vez posibilita identificar si se trata de uno o varios subdominios magnéticos.

Aunado al proceso de continuación ascendente se utilizaron los mapas de señal analítica y segunda derivada en la vertical (z) del CMRP, dichos procedimientos también sirvieron como criterio para la delimitación de dominios. Mientras que el mapa de señal analítica se utilizó como herramienta para definir los patrones estructurales y posibles contactos litológicos la respuesta de la 2aDz permitió mejorar la identificación de los dominios de acuerdo a la geología.

Otra herramienta que facilitó el poder identificar los dominios fue la creación de perfiles magnéticos de longitud de onda a lo largo de las secciones donde se quisiera caracterizar con más detalle el comportamiento de las anomalías. Esto permite catalogar dentro de un mismo dominio diferentes grupos de anomalías que se comportan de manera similar de acuerdo a la frecuencia, amplitud, longitud de onda, etc.

5.3.2.2 Dominios gravimétricos

En el caso de los mapas gravimétricos la identificación de dominios se basó en la distribución de las características estructurales impresas en la configuración de las anomalías. Esto debido a que a diferencia de las anomalías magnéticas donde se identifican los dominios de acuerdo a las propiedades magnéticas en este caso debido a la uniformidad geológica del basamento se entiende que los principales cambios o patrones de distribución en la

gravimetría estarán dados de acuerdo a la configuración estructural del mismo respondiendo este a la presencia de altos o bajos estructurales asociados a zonas de deformación.

Para la delimitación de estructuras se utilizó tanto el mapa de Anomalía de Bouguer Completa como la Anomalía Residual de Bouguer en conjunto con el mapa topográfico. Así mismo en este caso también se sobrepusieron las unidades geológicas en el mapa de ARB para estudiar su distribución respecto a las mismas. De igual manera se crearon perfiles gravimétricos de longitud de onda para coadyuvar en la delimitación de dominios.

5.3.3 Mapas geológico-estructurales

Una vez identificados los lineamientos y dominios la construcción de un mapa geológico-estructural se basa en la integración de la información geológica previa y los resultados de la interpretación geofísica. Un aspecto muy importante en este trabajo fue la distribución de elementos estructurales previamente cartografiados que posibilitaron inferir la cinemática de las estructuras identificadas por medio de las anomalías geofísicas.

Para el arreglo del mapa estructural se utilizó el DEM regional procesado al cual se sobrepusieron los mapas de anomalías de 1aDz del CMRP y de 1aDz de la ARB.

5.4 Interpretación cuantitativa

La interpretación cuantitativa describe por medio de cálculos matemáticos las anomalías obtenidas en términos de profundidad y extensión de las respectivas fuentes. Dicha interpretación se basa en la generación de los determinados modelos de fuentes generadoras de anomalías los cuales se basan en la información geológica con la que se cuenta buscando replicar mediante las propiedades de los materiales subsuelo la configuración real de las anomalías. Es decir, una vez creado un modelo conceptual del subsuelo se calcula la respuesta de las anomalías (calculada), en este caso gravimétrica y magnética, y se compara con la respuesta real (observada) buscando que el modelo sea lo más consistente posible con la configuración del subsuelo.

En este caso se realizaron dos secciones en dos dimensiones (2D) comparando distancia contra profundidad utilizando un método de modelación directa (*forward modeling*) a través de los datos gravimétricos y magnéticos previamente obtenidos. En ambos modelos realizados se utilizaron para los datos gravimétricos la Anomalía Residual de Bouguer mientras que para los magnéticos se empleó el Campo Magnético Residual ambos con continuaciones ascendentes a 1km. El software utilizado para la modelación es la herramienta GM-SYS de Geosoft Inc. (2007).

5.4.1 Propiedades físicas de los materiales

Uno de los elementos fundamentales para la modelación es la aplicación de las propiedades físicas tanto de gravedad como de magnetización a cada una de las unidades que se representan en el subsuelo. En el primer caso se utilizan los valores de densidad en este caso mg/cm^3 que como se menciona en el capítulo 4 son responsables directamente de los cambios en la aceleración de la gravedad. En el caso de las propiedades magnéticas el grado

de magnetización depende principalmente de la susceptibilidad magnética del material pero también existen otros factores que también afectan el campo magnético terrestre como la magnetización remanente la cual se presenta cuando el material exhibe una intensidad medible de magnetización en ausencia de un campo magnético externo que actué sobre él.

Valores utilizados en la modelación

Unidad	Densidad (g/cm ³)	Susceptibilidad magnética (SI)	Magnetización remanente (A/m)
Basamento Pizarra-Cuarcita	2.7	1.25×10^{-5}	0.01
Calizas	2.47	0	0
Aluvión	1.98	1×10^{-3}	0
Intrusivo modelo 1	2.65	1.028×10^{-2}	0.01
Intrusivo modelo 2	2.5	5.027×10^{-5}	0
Basalto modelo 1	2.67	8×10^{-3}	0
Basalto modelo 2	2.5	3.77×10^{-5}	0

CAPÍTULO VI RESULTADOS

Los resultados obtenidos se basan primeramente en la descripción del comportamiento, distribución y estructura de las anomalías geofísicas como primera parte de una interpretación cualitativa. Esto mediante la identificación de lineamientos y dominios geofísicos buscando siempre asociar éstos con las características geológicas del área de estudio y alrededores. Una vez identificados estos elementos fue posible la realización de un mapa geológico-estructural que caracteriza la distribución de los principales elementos estructurales en el área de estudio así como dos modelos 2D que describen las unidades geológicas del subsuelo y su configuración estructural, estos de acuerdo con la interpretación de las anomalías geofísicas en conjunto con los lineamientos y dominios previamente definidos.

6.1 Mapas de anomalías

6.1.1 Magnetometría

6.1.1.1 Campo Magnético Residual

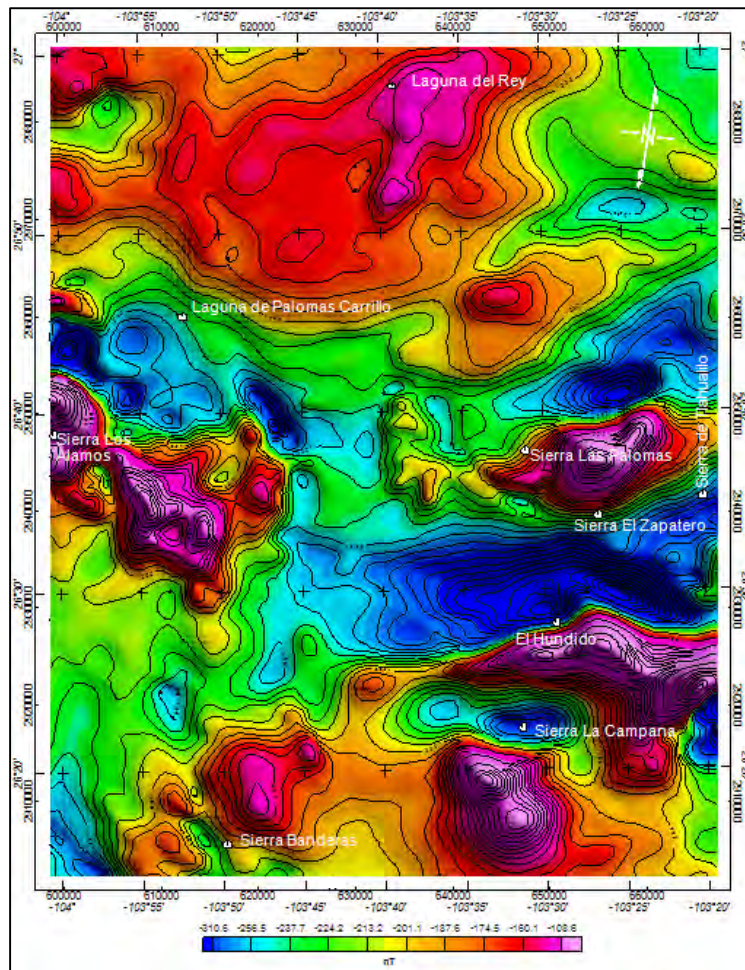


Fig. 6.1. Mapa de Campo Magnético Residual. La distribución de las anomalías difiere que en el mapa de CMRP ya que existe un desfase entre las fuentes generadoras y las anomalías.

Este mapa, aunque muestra la distribución general de las anomalías magnéticas de manera muy similar al mapa de CMRP (Figura 6.2) debe tomarse en cuenta que no puede utilizarse para la interpretación de la estructuras y distribución de los cuerpos generadores de anomalías ya que en este caso éstas se encuentran desplazadas respecto a las fuentes de magnetización. Nótese como al realizar la reducción al polo en este mapa algunas zonas aparecen mejor definidas, mientras que algunos bajos magnéticos desaparecen de la asociación como es el caso de la zona circundante a Sierra Los Álamos. Así mismo el rango de valores que presentan las anomalías en ambos casos es distinto, abarcando en el CMR desde los -310.6 hasta los -108.6 nT.

6.1.1.2 Campo Magnético Reducido al Polo

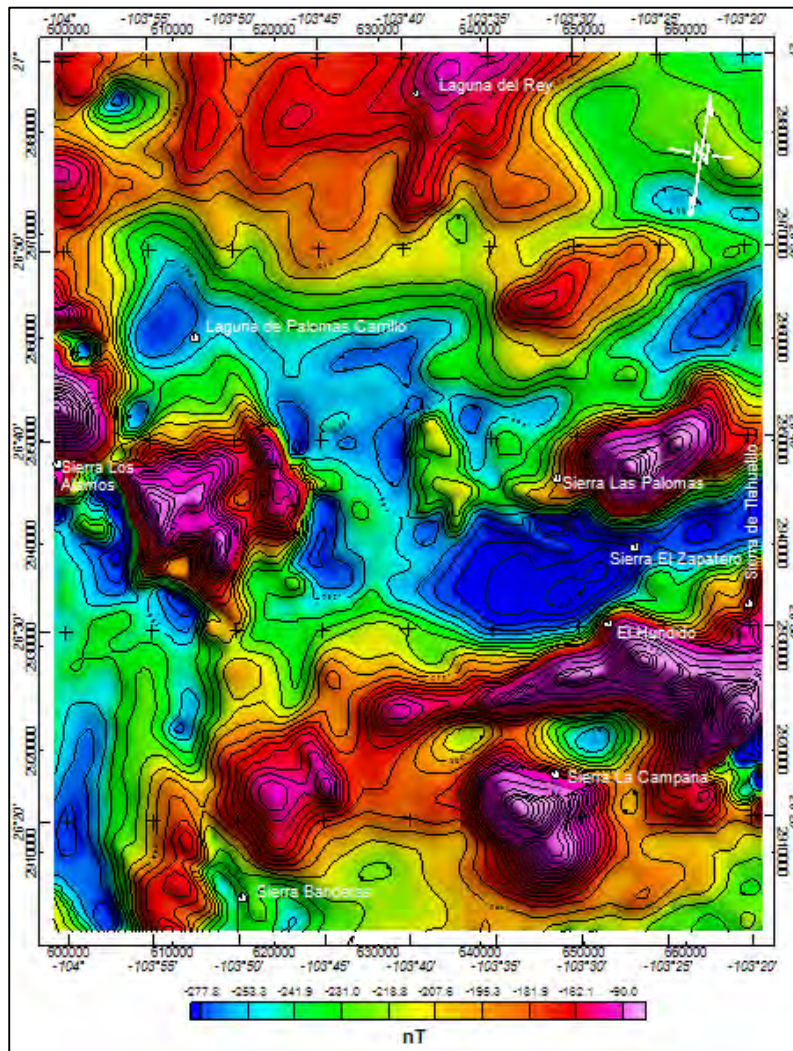


Fig. 6.2. Mapa de Campo Magnético con Reducción al polo y C.A. a 100m. Nótese la distribución predominantemente transversal de las anomalías.

El mapa de CMRP presenta un conjunto de anomalías magnéticas cuyo rango de valores varía desde los -277.8 nT hasta -90 nT. La mayor distribución de bajos magnéticos se localiza en el centro del área de estudio en la zona correspondiente a la Laguna Palomas Carrillo y en segundo término en las porciones suroeste y noreste de la misma.

A grandes rasgos se observa una configuración predominantemente transversal de las anomalías con orientación NE-SW como se observa claramente en la configuración de los altos magnéticos de Sierra Las Palomas, Valle El Hundido y Sierra La Campana. Estas últimas estructuras delimitan bajos magnéticos con la misma orientación siendo la estructura más característica la que se presenta en la Sierra El Zapatero. De manera secundaria se observan orientaciones prácticamente N-S como es el caso de la zona de Sierra Banderas así como orientaciones NW-SE representadas por el alto magnético ubicado en el borde suroccidental de Sierra Los Álamos.

Otro rasgo característico en las anomalías es la diferenciación de la zona magnetizada ubicada al norte del área de estudio en la zona comprendida por la Laguna del Rey con respecto al resto de los altos magnéticos que se observan mejor diferenciados y con mayores intensidades de magnetización.

6.1.1.3 Magnetometría terrestre

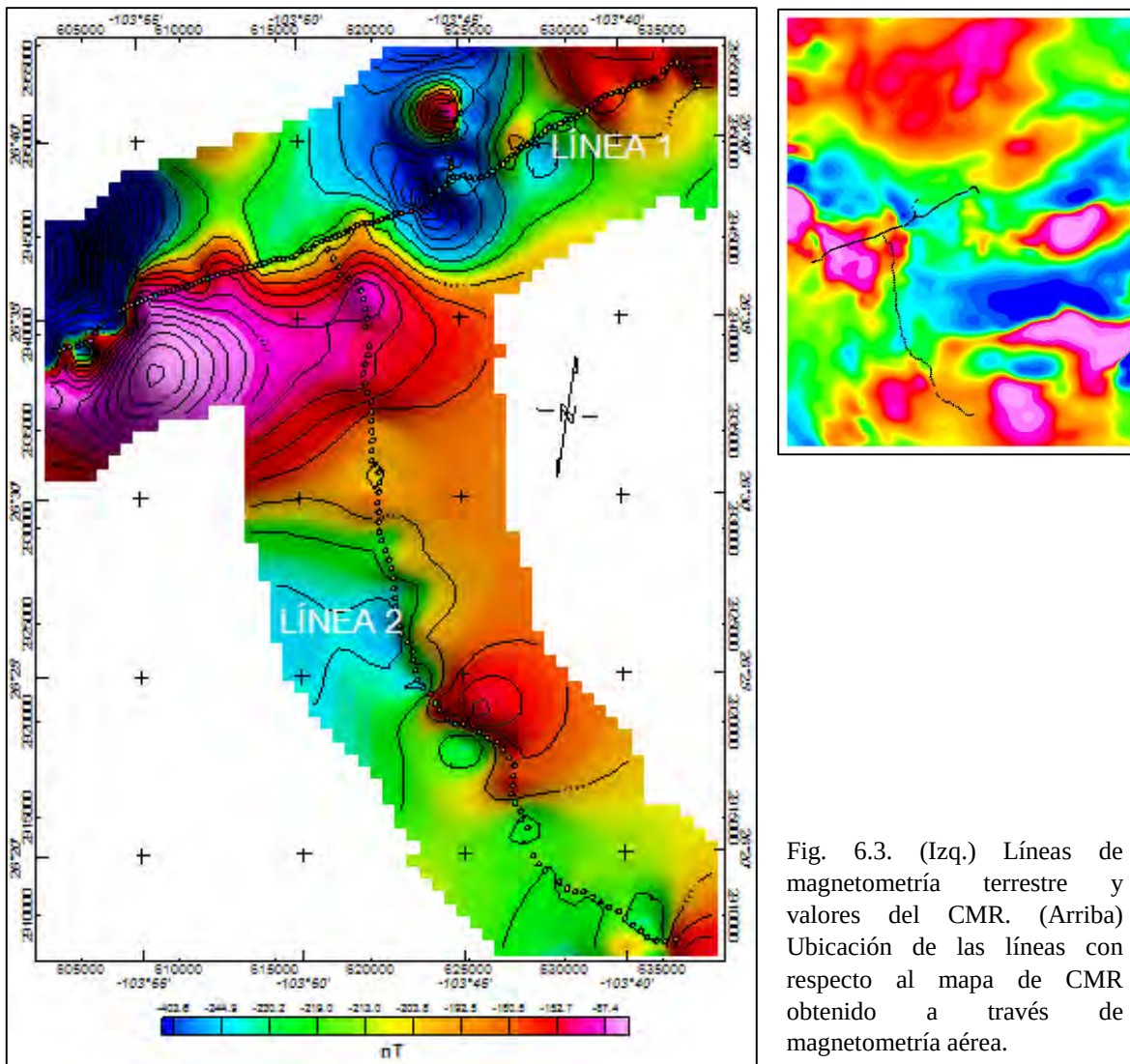


Fig. 6.3. (Izq.) Líneas de magnetometría terrestre y valores del CMR. (Arriba) Ubicación de las líneas con respecto al mapa de CMR obtenido a través de magnetometría aérea.

La realización de dos líneas de magnetometría terrestre una transversal y otra longitudinal permitieron comparar localmente los valores del campo magnético residual determinados en los sondeos aeromagnéticos con los resultantes de dicho levantamiento. De manera general al comparar los mapas se observa que existe una correlación entre ambos y bajos sobre las líneas de medición aunque la distribución obtenida a través de la interpolación no es tan consistente. No obstante debe tomarse en cuenta que existe gran incertidumbre con respecto a los valores obtenidos fuera de las líneas del levantamiento ya que no existen valores circundantes con los cuales la interpolación pueda ser realmente representativa. Dentro de los rasgos más característicos observables llama la atención en la distribución de anomalías del levantamiento terrestre la aparente presencia de una zona de falla que parece seguir el rumbo de la línea 1 la cual aunque menos visible también puede inferirse en el mapa aeromagnético.

Para realizar una comparación más precisa de las secciones terrestres con respecto a la aeromagnetometría se realizaron perfiles de cada una de líneas del levantamiento donde se representan las variaciones en el campo magnético residual en ambos casos a través de longitudes de onda. Claramente en ambos casos existe una consistencia entre la distribución y comportamiento general de las anomalías presentándose únicamente variaciones locales dentro de dichos patrones. Cabe mencionar que en el caso de los datos aeromagnéticos el rango de valores es ligeramente distinto posiblemente debido al criterio utilizado durante la separación del efecto del campo magnético total o debido al efecto de las distintas alturas de medición.

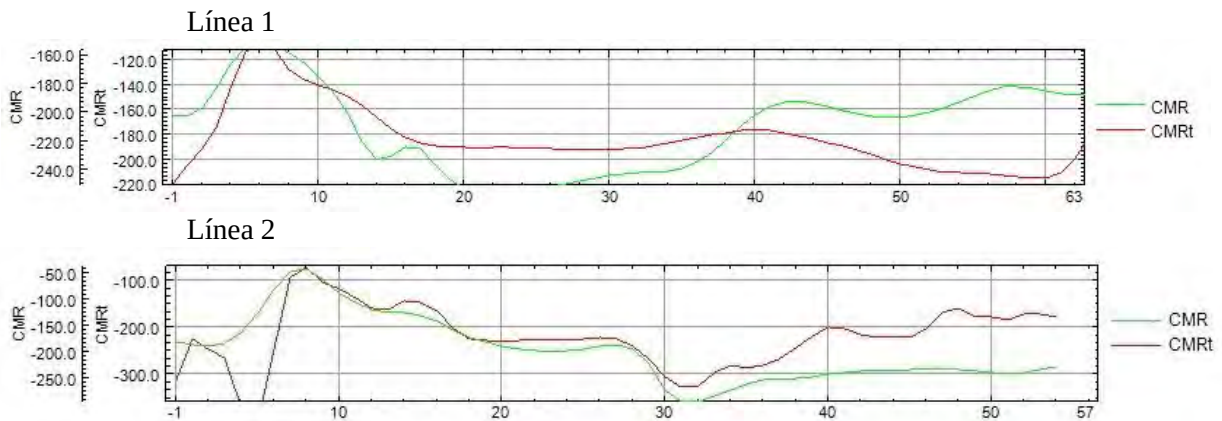


Fig. 6.4. Perfiles magnéticos del CMR determinado en la magnetometría terrestre (CMRt) vs aeromagnetometría (CMR). Estos se realizaron a lo largo de las secciones representadas por las líneas terrestres.

6.1.2 Gravimetría

6.1.2.1 Anomalía de Bouguer Completa

Las anomalías gravimétricas correspondientes al efecto regional de la corteza terrestre presentan una distribución predominantemente longitudinal con valores que oscilan entre los -156 mGal y los -114 mGal. El elemento más representativo de dicha configuración es una

asociación de altos gravimétricos que atraviesan el área de estudio longitudinalmente en dirección NW-SE. Esta región se acuña en su parte sur, a la altura de Sierra el Zapatero, donde cambia su orientación y conforma junto con otros cuerpos una alternancia de franjas alargadas con dirección N-S a NNW-SSE de altos y bajos gravimétricos representados por las regiones de Sierra La Campana, Sierra Banderas y Sierra de Tlahualilo.

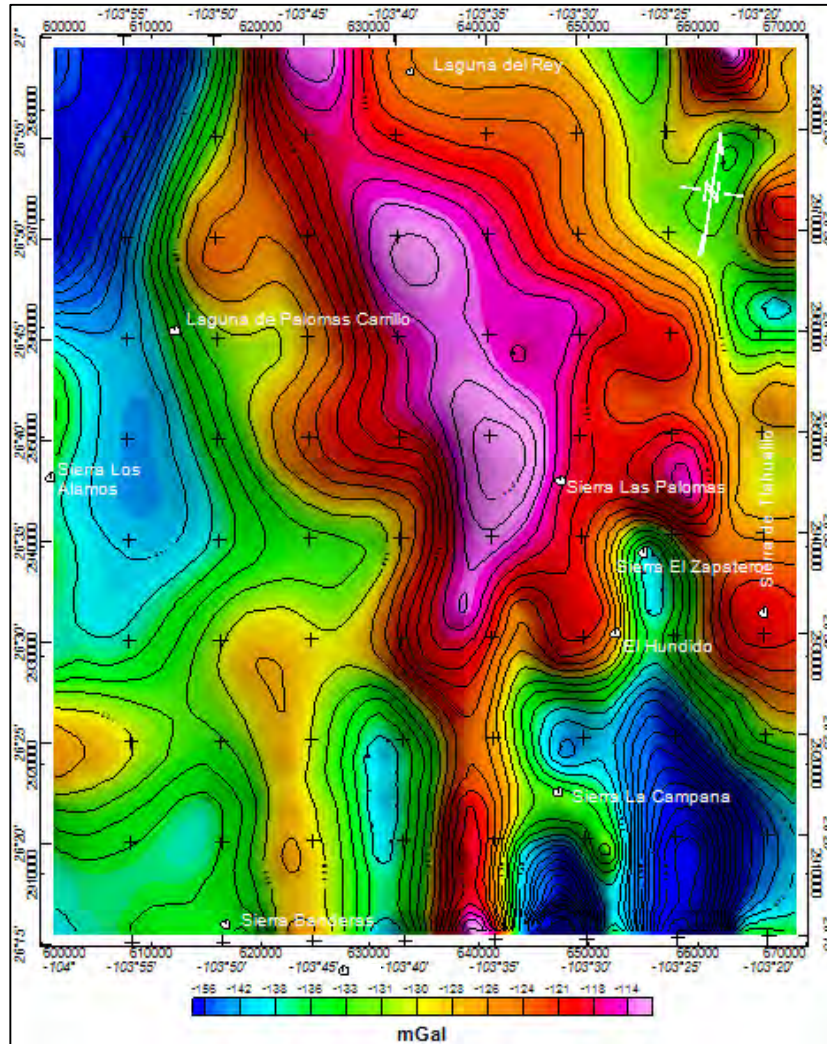


Fig. 6.5. Mapa de Anomalía de Bouguer Completa. Resalta la presencia de una asociación de altos gravimétricos que atraviesan longitudinalmente el área de estudio.

Otro elemento característico de este mapa es la presencia de la depresión gravimétrica que delimita la parte occidental del conjunto de altos gravimétricos coincidiendo con una orientación NNW-SSE. Esta zona comprende la región de Laguna de Palomas Carrillo hasta aproximadamente 20 km más al sur de Sierra Los Álamos (aunque no comprende ésta última). Cabe mencionar que el límite sur de dicha estructura parece coincidir con el inicio de la alternancia de franjas de altos y bajos gravimétricos.

6.1.2.2 Anomalía Residual de Bouguer

Al separar el efecto regional de la respuesta de las anomalías gravimétricas es posible estudiar el efecto de las estructuras más superficiales en la corteza terrestre pudiendo estudiarse con mayor detalle los efectos de variaciones locales de densidad por lo que en este

caso el rango de valores que se presenta es mucho más pequeño variando entre los -1.27 mGal hasta 0.75 mGal.

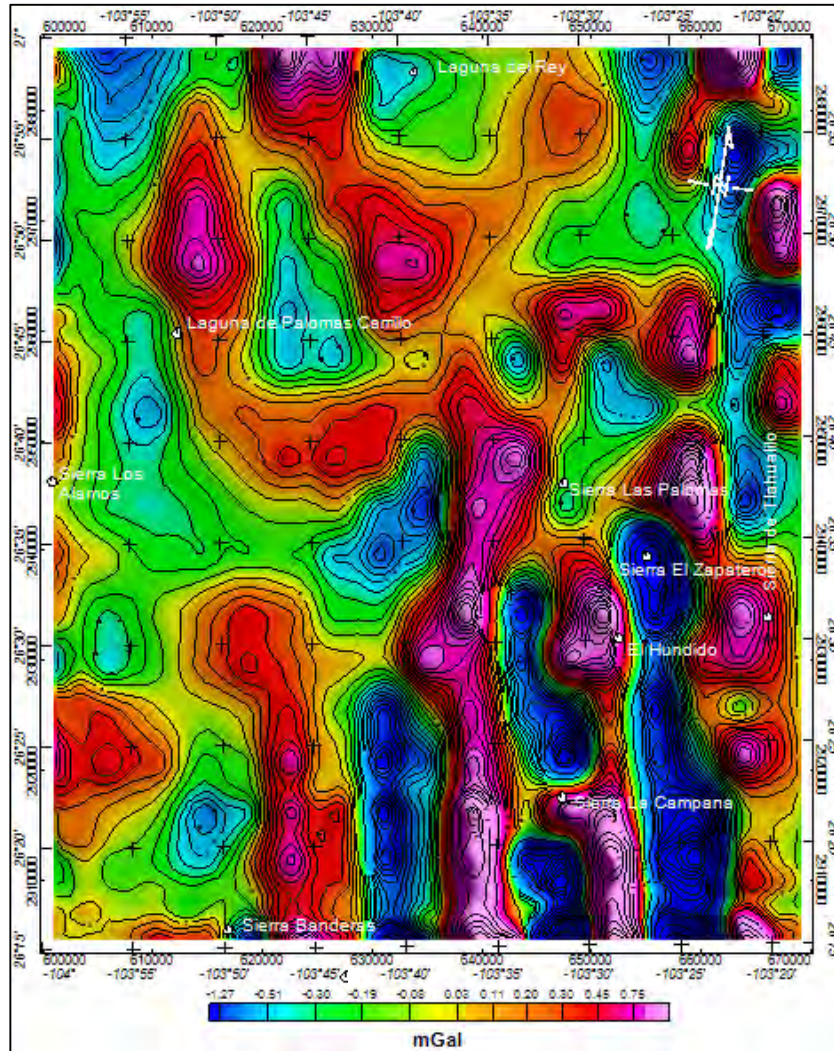


Fig. 6.6. Mapa de Anomalía Residual de Bouguer. El efecto de dicho filtro resalta la distribución de estructuras locales y someras dando como resultado la desconsolidación de los dominios regionales.

En este caso se observa que la asociación de altos gravimétricos configurada anteriormente como una región relativamente masiva y uniforme en este caso se define como un conjunto de estructuras alargadas que circundan bajos gravimétricos. Estas estructuras coinciden en su parte media con la configuración de la Anomalía de Bouguer Completa presentando una distribución longitudinal en dirección NW-SE hasta la zona de Sierra Las Palomas donde continua predominando el efecto N-S a NNW-SSE de las anomalías. No obstante otras estructuras aparecen en la asociación tal es el caso de la estructura N-S que se localiza sobre la Laguna de Palomas Carrillo y el elemento transversal que se continua hacia el este a partir del mismo.

Otro de los efectos más importantes como resultado de la aplicación de este filtro es el resaltado de la alternancia de estructuras de la parte sur del área de estudio las cuales aparecen mucho mejor definidas así como la delimitación de esta asociación con respecto a la zona norte por lo que parece ser un lineamiento regional en dirección NE-SW. Por último

se destaca también el desagrupamiento del bajo gravimétrico de la zona de Laguna de Palomas Carrillo y la aparición del efecto de Sierra Los Álamos en su borde occidental como un alto gravimétrico de distribución longitudinal.

6.1.2.3 Gravimetría terrestre

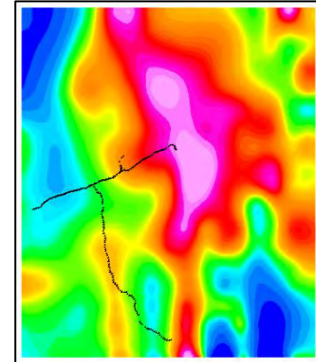
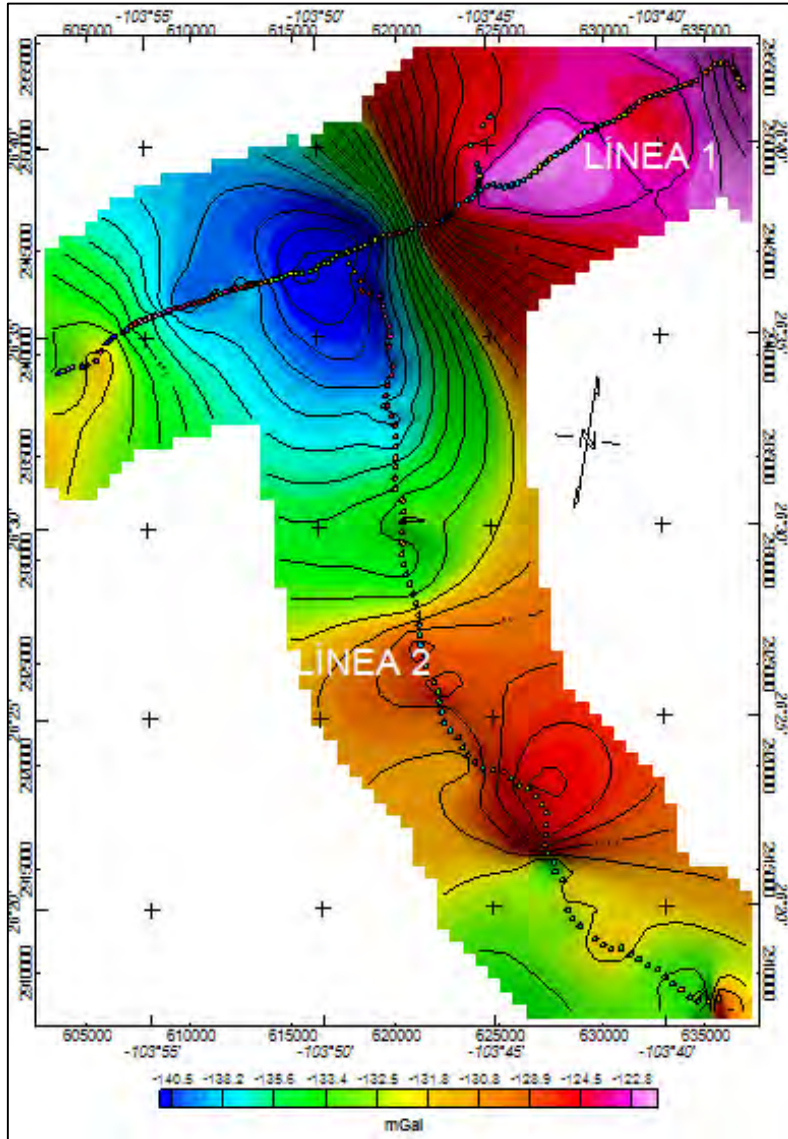


Fig. 6.7. (Izq.) Líneas de gravimetría terrestre y valores de la AB. (Arriba) Ubicación de las líneas con respecto al mapa de AB obtenido por medio de datos satelitales.

A través del mismo levantamiento terrestre se midieron los valores del campo gravimétrico y después de las debidas correcciones se obtuvieron los valores de la Anomalía de Bouguer Completa. En este caso también se realizó una interpolación para visualizar mejor el comportamiento de las anomalías, no obstante como se mencionó anteriormente esta distribución presenta mayor incertidumbre entre más lejos se localice de los punto de medición.

A grandes rasgos es posible identificar la correlación en la distribución de las anomalías sobre las secciones en ambos mapas encontrándose claramente representada la

transición entre la zona de bajos y la asociación de altos gravimétricos a lo largo de la línea 1. En el caso de la línea 2 la transición de las anomalías es más sutil sin embargo también se observa la correspondencia del alto gravimétrico localizado en la parte media del levantamiento con respecto al alto representado por la estructura de distribución NNW-SSE. No obstante en el primer caso esta estructura presenta valores aparentemente más altos de gravedad y se extiende más al sur de la sección.

Al igual que en el caso de los levantamientos magnéticos para las secciones gravimétricas se realizaron dos perfiles de longitud de onda para cada línea de mediciones, uno de los valores de la Anomalía de Bouguer del levantamiento terrestre y otro correspondiente a la gravimetría satelital.

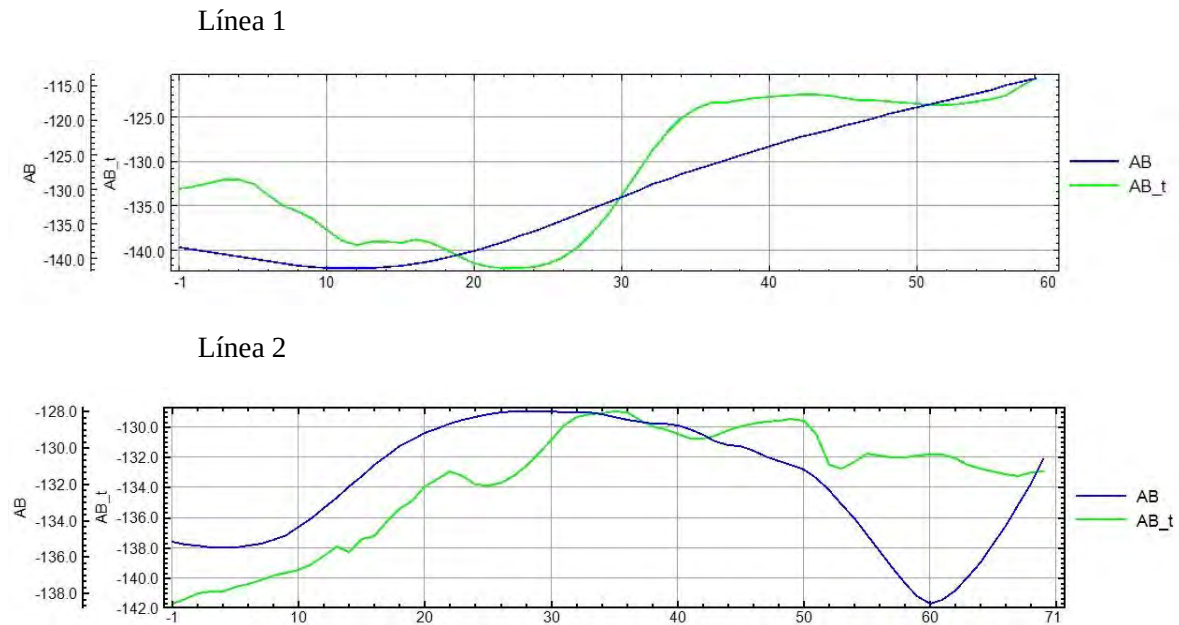


Fig. 6.8. Perfiles gravimétricos de la AB determinada por medio de levantamientos terrestres (AB_t) y datos satelitales (AB). Nótese la respuesta regional de las anomalías de los datos satelitales con respecto al levantamiento terrestre donde se presenta mayor detalle en las estructuras.

En ambas líneas se observa que aunque la tendencia general de las anomalías representadas en ambos perfiles es concordante, los datos satelitales tienen una respuesta más regional con respecto a los terrestres. Así mismo, al igual que en los perfiles del CMR se presentan diferentes rangos de valores en cada caso. Probablemente este comportamiento se deba al nivel de observación del que fueron tomados los datos en cada caso así como el espaciamiento mucho menor entre los puntos de medición realizados en el levantamiento terrestre.

En el caso de la línea 1 la transición entre la región de bajos y altos gravimétricos se presenta gradualmente en los datos satelitales mientras que en levantamiento terrestre se representa por una zona de alto gradiente pudiendo representar una posible zona de falla. Por otro lado como se observó en la configuración de las secciones en ambos mapas de anomalías

la presencia de un alto gravimétrico en la parte media-sur de la línea 2 coincide en ambos casos no obstante éste es mucho menos extenso aunque de gradiente más pronunciado en el caso de los datos satelitales.

6.2 Lineamientos

6.2.1 Lineamientos topográficos

6.2.1.1 Lineamientos en el área regional

Con la finalidad de poder asociar las posibles estructuras presentes en el área de estudio con el contexto geológico regional, los lineamientos topográficos fueron identificados en un área más extensa intentando abarcar algunos de los elementos paleotectónicos principales como es la Falla San Marcos, los límites del Bloque Coahuila.

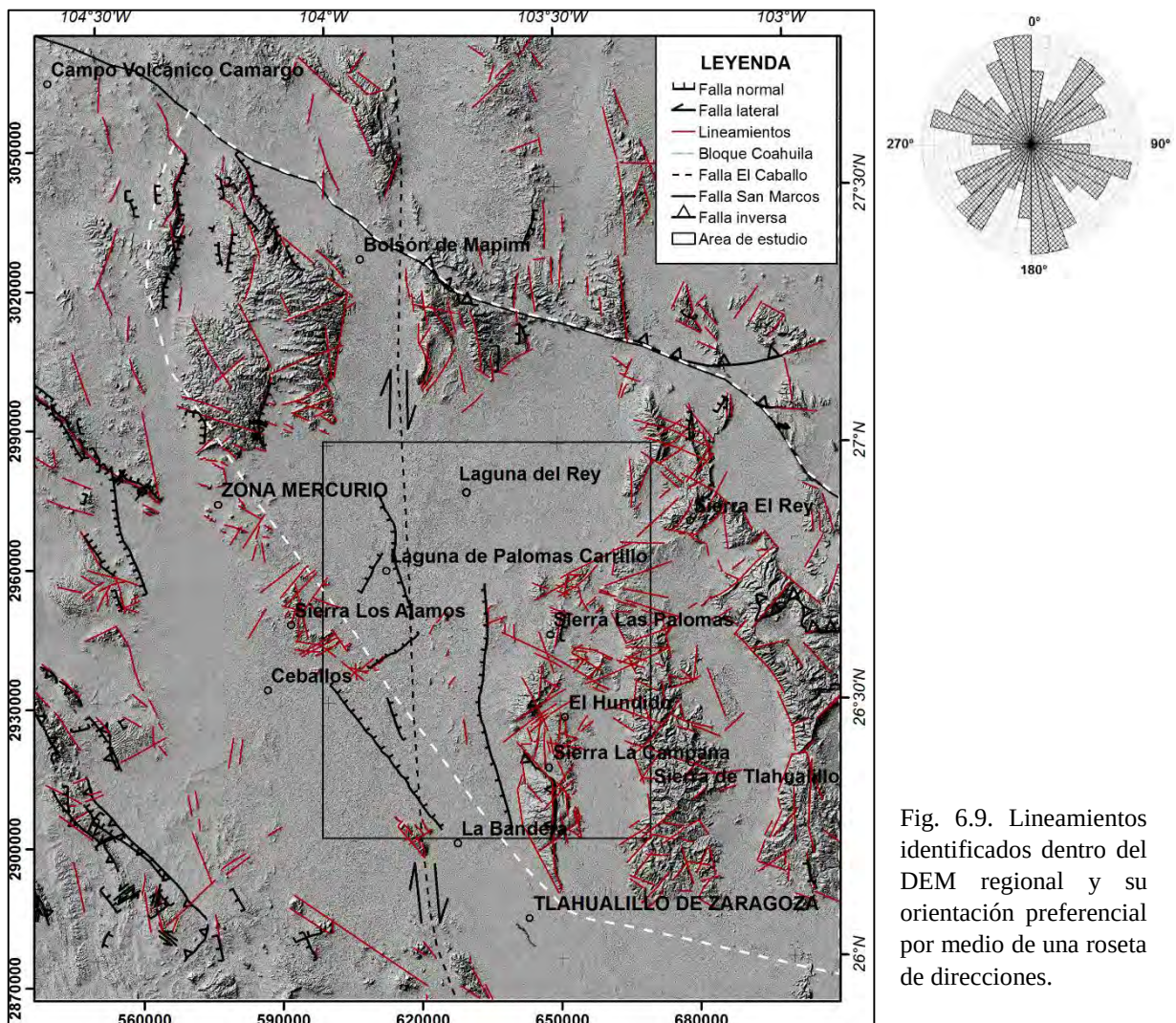


Fig. 6.9. Lineamientos identificados dentro del DEM regional y su orientación preferencial por medio de una roseta de direcciones.

En este mapa también aparecen representadas las fallas cartografiadas e inferidas por el SGM (1998) las cuales son muy escasas en el área de estudio aunque en los alrededores del Bloque Coahuila son más abundantes caracterizándose principalmente por fallas

normales, algunas de las cuales presentan componente lateral así como algunas fallas inversas que conforman cabalgaduras. Cabe mencionar que es evidente el contraste entre la dirección predominante en las estructuras localizadas al oeste del Bloque Coahuila donde los rumbos preferenciales de las fallas se orientan al NW-SE mientras que dentro de este elemento así como al norte del mismo el rumbo predominante es NNW-SSE lo cual es claramente visible en la topografía. Dentro de las estructuras cartografiadas también se representa la Falla El Caballo, un lineamiento regional identificado como una posible falla lateral izquierda (Eguiluz, 1984).

A partir del procesado del DEM para resaltar los posibles lineamientos topográficos fue posible observar una gran cantidad de estructuras transversales con orientaciones oblicuas que aparentemente cortan los elementos geomorfológicos principales de orientación NNW. Estas estructuras se presentan tanto en el área de estudio como en los alrededores y se encuentran claramente representadas en el diagrama de rosas donde se presentan dos conjuntos de lineamientos transversales los cuales presentan direcciones NW-SE y NE-SW. En este contexto un rasgo estructural notorio es el extenso valle ubicado al norte del área de estudio previamente identificado como Cuenca del Rey en la sección 3.3 (Figura 3.4) cuya orientación coincide con los lineamientos NE-SW localizándose aparentemente delimitado por dichas estructuras. Cabe mencionar el notable truncamiento de las serranías a partir de la localización de la cuenca.

Otra característica que llama la atención es el paralelismo entre los lineamientos NW-SE y la traza de la Falla San Marcos, la cual en la región estudiada presenta prácticamente el mismo rumbo de entre los 60° y 70° NW modificándose éste a alrededor de los 40°NW en la inflexión ubicada a la altura de la Sierra El Rey.

6.2.1.2 Lineamientos en el área de estudio

Como se observó en el mapa regional existen diferencias entre la orientación preferencial de las estructuras de acuerdo a la zona donde se localizan por lo que fue necesario estudiar el comportamiento específico de los lineamientos del área de estudio. En este caso se obtuvieron las orientaciones preferenciales de los lineamientos previamente identificados pero tomando en cuenta exclusivamente los que se ubican en el área de estudio.

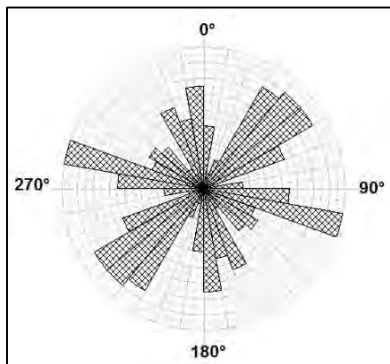


Fig. 6.10. Direcciones preferenciales de los lineamientos dentro del área de estudio.

El resultado obtenido fue muy similar al del área regional pero en este caso predominaron los lineamientos transversales presentándose mejor definida la dirección de los mismos. En el caso de los lineamientos con dirección NW-SE el rumbo predominante es de entre los 70 y 80° NW mientras que en el caso de los lineamientos NE-SW los rumbos preferenciales oscilan entre los 30 y 60° NE. Las orientaciones NNW-SSE también fueron identificadas aunque menos predominantes.

Los lineamientos dentro del área de estudio fueron también identificados en un segundo mapa donde se representaron las curvas de nivel a diferentes intervalos de elevación buscando resaltar las posibles estructuras en las zonas bajas y de poca pendiente. Como se observa en la Figura 6.11 procedimiento dio buen resultado al resaltarse la topografía de la parte norte del área de estudio así como algunos rasgos de la zona occidental.

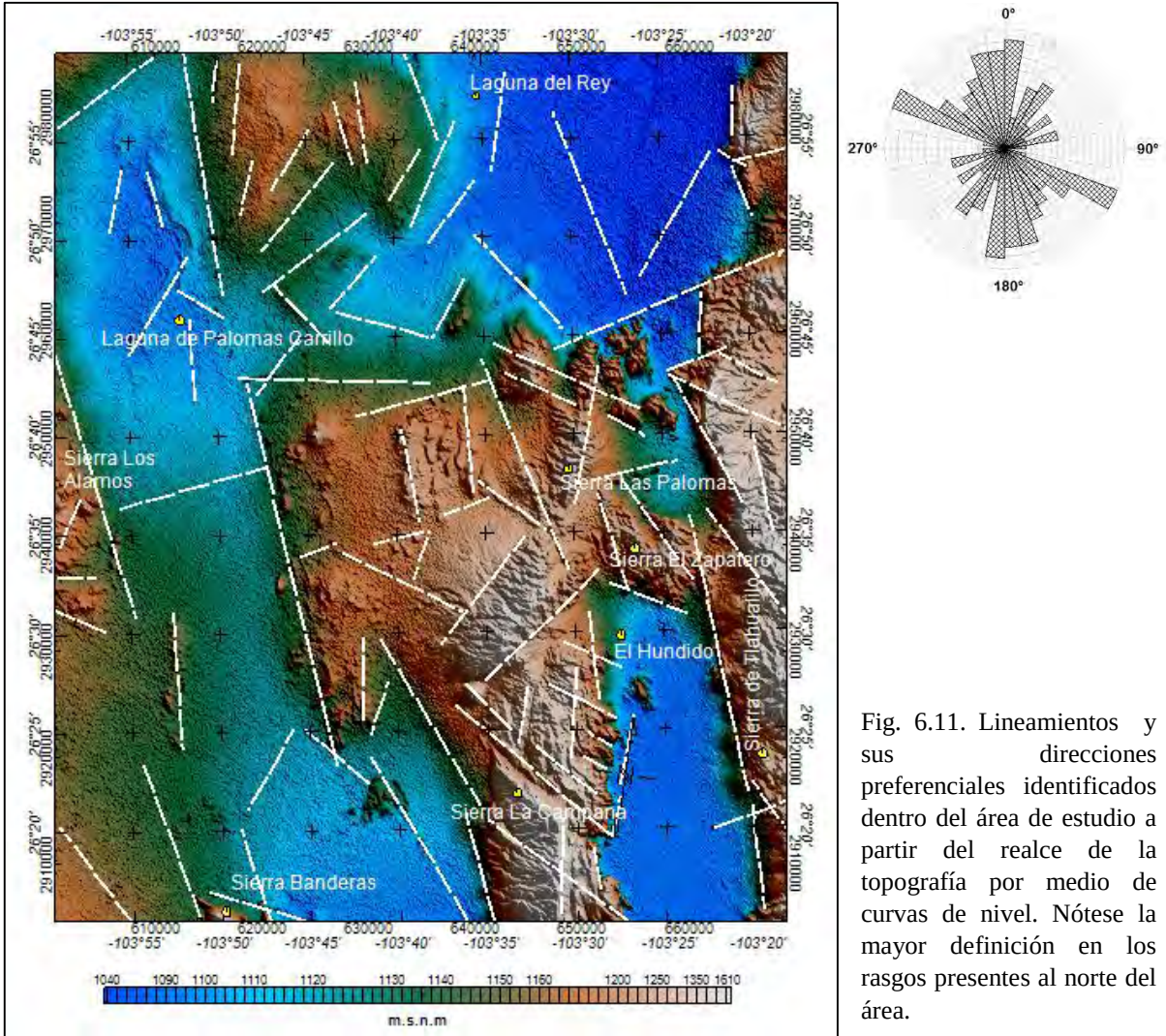


Fig. 6.11. Lineamientos y sus direcciones preferenciales identificados dentro del área de estudio a partir del realce de la topografía por medio de curvas de nivel. Nótese la mayor definición en los rasgos presentes al norte del área.

A partir de los lineamientos identificados existen algunos rasgos muy notorios los cuales presentan una extensión regional dentro del área de estudio dentro de los cuales se identifican tanto las estructuras NE-SW que afectan el relieve y definen la Cuenca del Rey, así como un conjunto de lineamientos NNW-SSE que delimitan altos y bajos topográficos representados por sierras y valles extendidos en la misma dirección. Cabe mencionar que en este mapa es más evidente la aparente relación de corte entre el lineamiento regional que define el límite sur de la Cuenca del Rey con respecto a las serranías y valles NNW. Así mismo

en dicho mapa se observa la continuidad del “*trending*” de la topografía en el norte de la cuenca, la cual por su baja pendiente no se identifica en la figura 6.9.

Dentro de los elementos delimitados por los lineamientos NNW-SSE aparece mejor definida la configuración de la Laguna de Palomas Carrillo la cual como se había sugerido previamente en la sección 3.3 aparentemente tiene continuidad hacia al SSE con el valle que presenta entre Sierra Banderas y Sierra La Campana. Por otro lado también se identifica que aunque la distribución general de los altos topográficos tiene una configuración NNW existen estructuras locales dentro de estos con rumbos con tendencia hacia el NE como se presenta en Sierra Las Palomas y al norte de Sierra La Campana. Lineamientos con esta orientación se presentan de manera abundante dentro de la Cuenca del Rey, cabe mencionar que estos no presentan un rumbo determinado sino que varían entre direcciones NNE hasta alrededor de los 70° al NE siendo claramente representado dicho sesgo en la roseta de direcciones.

Por último resta señalar que los lineamientos con rumbos al NW-SE continúan representando la dirección predominante en el área de estudio.

6.2.2 Lineamientos magnéticos

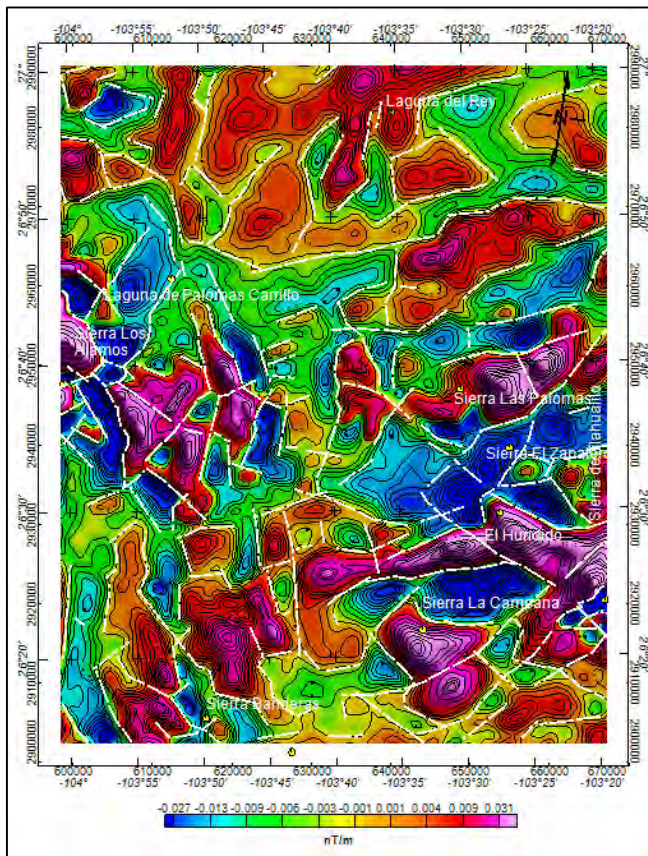


Fig. 6.12. Lineamientos identificados en el mapa de 1aDz del CMRP con C.A. a 500 m. dentro del cual se identifican estructuras locales y regionales.

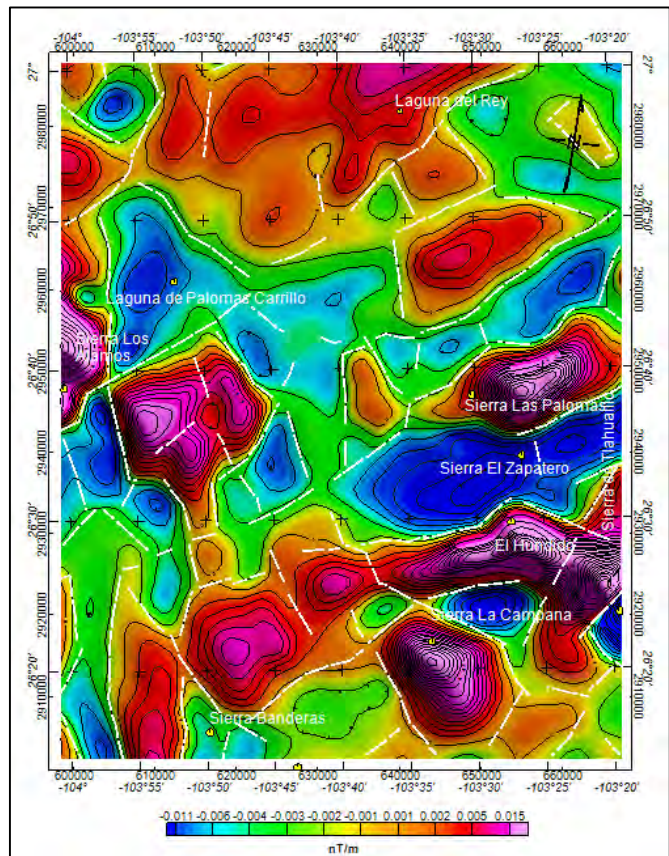


Fig. 6.13. Lineamientos identificados en el mapa de 1aDz del CMRP con C.A. a 2.5 km permitiendo reconocer rasgos de carácter regional.

Los lineamientos magnéticos fueron reconocidos a dos escalas, una local y otra regional, por medio de la aplicación de un filtro de continuación ascendente a 2.5 km. En ambos casos es notoria la configuración predominantemente transversal de las anomalías definiéndose más claramente en el mapa de estructuras regionales una dirección preferencial NE-SW como se observa en la roseta de direcciones (Figura 6.14)

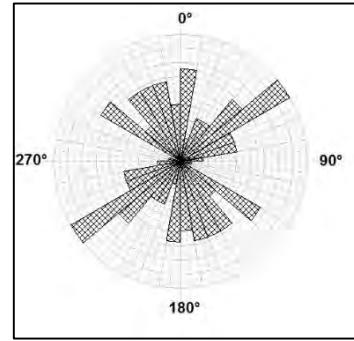


Fig. 6.14. Direcciones preferenciales de los lineamientos regionales identificados en el mapa de 1aDz del CMRP con C.A. a 2.5 km.

Aunque la distribución de los lineamientos locales es difícil de analizar por la gran cantidad de estructuras, utilizando como referencia el mapa de estructuras regionales es posible determinar que los primeros siguen las orientaciones preferenciales de éstas presentándose también estructuras secundarias más locales y/o superficiales asociadas. De este modo de acuerdo con el mapa regional se reconoce un comportamiento característico de acuerdo a diferentes sectores los cuales se describen a continuación.

En el caso de los alrededores de Sierra Banderas se identifica una dirección predominante NNW con tendencia hacia el NNE a medida que las anomalías se acercan a un lineamiento de comportamiento regional que atraviesa el área de estudio en dirección NE-SW desde el noreste de Sierra Las Palomas hasta el noroeste de Sierra Banderas. Este lineamiento forma parte de un conjunto de estructuras regionales paralelas las cuales son consistentes con los lineamientos previamente identificados en los mapas topográficos, no obstante en este caso se reconocen otras estructuras. Dentro de las mismas se identifican también los lineamientos que delimitan la orientación de las anomalías en la parte oriental del área de estudio cuya distribución NE-SW ya había sido identificado en el mapa de CMRP, sin embargo aquí se reconoce que su extensión no corresponde sólo a esta zona sino que afecta toda el área de estudio.

Otra singularidad observada es la morfología ovalada de las anomalías positivas de Sierra Los Álamos y su distribución NW-SE es consistente con los máximos ubicados en Sierra La Campana y en el flanco oriental de Valle El Hundido. Nótese que dicha orientación se presenta también en varios lineamientos dentro del área de estudio. Por último en el caso del sector norte del área de estudio con valores intermedios de magnetización los lineamientos magnéticos no son tan claros por lo que se identifica ésta como una zona de bajo gradiente no obstante dicho sector se encuentra delimitado tanto por las estructuras NE-SW como por aquellas con dirección NW-SE, coincidiendo en extensión y distribución con la denominada Cuenca del Rey. Así mismo, si se observa el mapa de estructuras locales dentro de esta zona se presentan de manera secundaria varios lineamientos con orientaciones NNE-SSW de los cuales la expresión más evidente es la conformación de un bajo magnético aparentemente asociado a la ubicación de la Laguna del Rey.

Cabe mencionar que aunque se ha referido el comportamiento más característico presente en cada sector es claro que los conjuntos de lineamientos en cierta dirección no parecen restringirse a una zona en específico sino que aparentemente se extienden en toda el área de estudio conformando un entramado de estructuras que combina las diferentes orientaciones tal como se presenta en el mapa de estructuras locales.

6.2.3 Lineamientos gravimétricos

Como se mencionó previamente la distribución de las anomalías gravimétricas exhibe una morfología predominantemente longitudinal conformando formas alargadas en dirección NNW con tendencia hacia el NNE en algunas regiones. En este caso a partir de la aplicación del filtro de primera derivada en la vertical (z) se resaltaron los contactos entre las estructuras previamente identificadas buscando definir al igual que en los mapas de CMRP, los lineamientos locales y regionales.

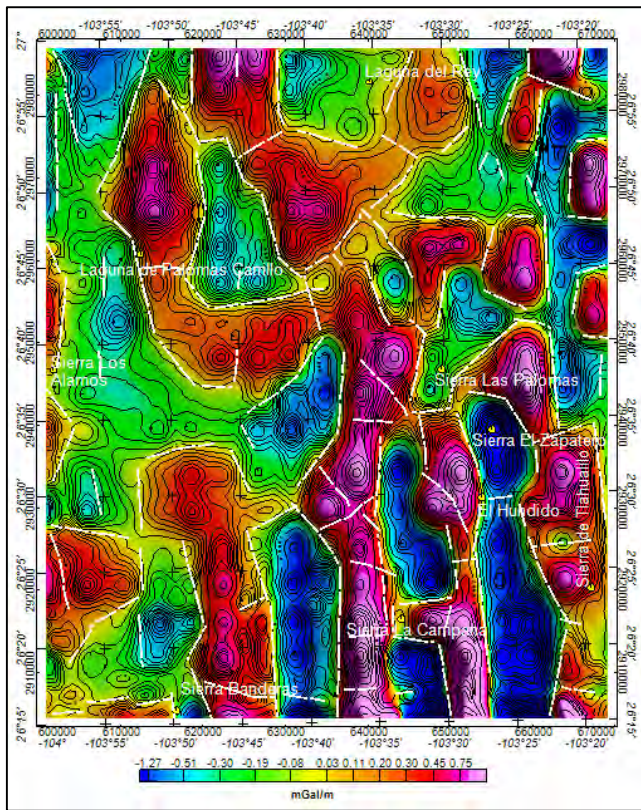


Fig. 6.15. Lineamientos identificados en el mapa de 1aDz de la AB con C.A. a 500 m. dentro del cual se identifican estructuras locales y regionales.

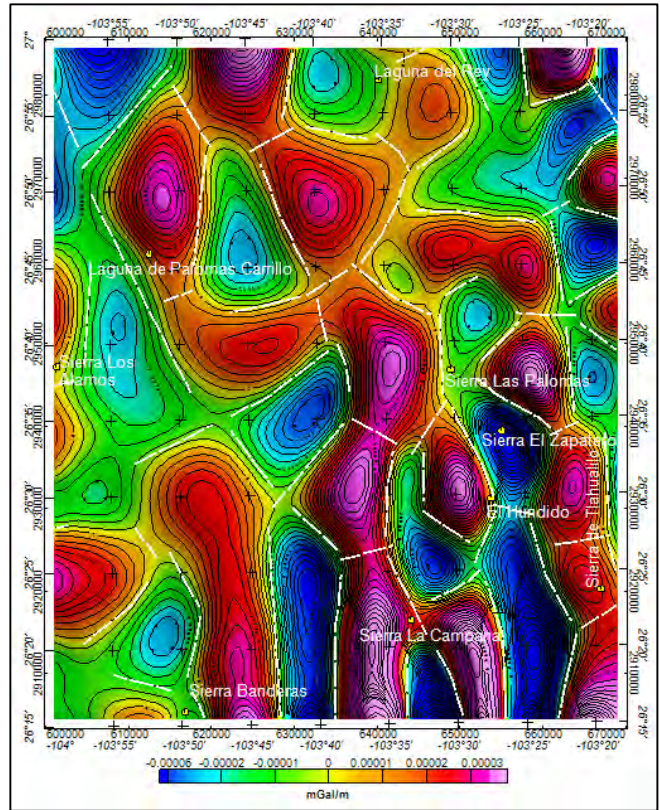


Fig. 6.16. Lineamientos identificados en el mapa de 1aDz de la AB con C.A. a 2.5 km permitiendo reconocer rasgos más regionales.

Una vez identificados los lineamientos resalta la presencia de dos configuraciones distintas separadas por una estructura regional que atraviesa el área de estudio en dirección NE-SW entre las latitudes 26°50' y 26°30', la cual es consistente con aquella identificada en el DEM del área de estudio que conforma el límite sur de la Cuenca del Rey. Al sur de esta estructura se presenta la alternancia de altos y bajos gravimétricos separados por lineamientos

predominantemente NNW-SSE mientras que al norte de la misma la configuración es más errática. En este último caso aunque continúa presentándose la disposición de anomalías NNW se presentan algunas anomalías transversales que se distribuyen adyacentemente al límite sur de la cuenca y cuya orientación coincide con el lineamiento regional NE-SW antes mencionado (Figura 6.17).

Al igual que en el patrón de lineamientos identificados el mapa de 1aDz del CMRP, esta estructura forma parte de un conjunto de lineamientos con la misma dirección que se encuentran afectando las anomalías gravimétricas. Aunque a excepción de la estructura antes mencionada su extensión no se encuentra tan bien definida como en los lineamientos magnéticos. En este caso los lineamientos presentan menor longitud y aparentemente cortan las anomalías de distribución NNW e incluso en algunos casos parecen desplazar éstas hacia el noreste como se observa en el centro del área de estudio.

Por otra parte en los mapas gravimétricos anteriores se identificó una depresión gravimétrica de morfología alargada con distribución NNW-SSE delimitada por una posible falla mejor identificada en el levantamiento terrestre, localizada en el borde oriental de la Laguna Palomas Carrillo. Ésta estructura se observa claramente en los mapa topográfico del área de estudio (Figura 6.11) donde separa un aparente pilar estructural de la zona de valle representada por la Laguna de Palomas Carrillo y su extensión hacia el sur-sureste así como en el DEM regional (Figura 6.9) donde coincide con la trayectoria de una falla previamente identificada ubicada en Laguna de Palomas Carrillo. En el caso de los mapas gravimétricos de 1aDz esta estructura, aunque no es tan marcada, coincide con un conjunto de lineamientos que atraviesan el área desde su borde norte a una longitud aproximada de $103^{\circ}50'$ hasta el borde sur a una longitud de $103^{\circ}42'$ conformando el límite oriental del alto gravimétrico ubicado en la Laguna Palomas Carrillo así como su aparente continuidad hacia Sierra Banderas.

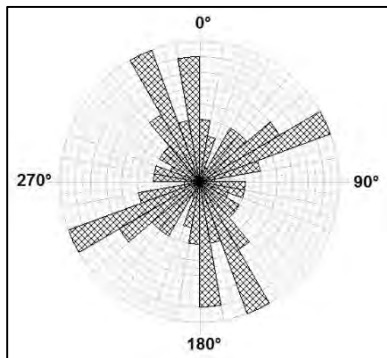


Fig. 6.17. Direcciones predominantes de los lineamientos regionales presentes en el mapa de 1aDz de la AB con C.A a 5 km.

Los sistemas de estructuras antes mencionados son corroborados en la roseta de direcciones donde se observa la predominancia de estructuras de rumbo NNW-SSE los cuales son el rasgo más notable en la configuración de las anomalías. Así mismo aparecen representados los lineamientos con orientaciones hacia el NE-SW que aparentemente se encuentran afectando la configuración original NNW de las anomalías.

6.3 Dominios geofísicos

6.3.1 Dominios magnéticos

6.3.1.1 CMRP y geología del área de estudio

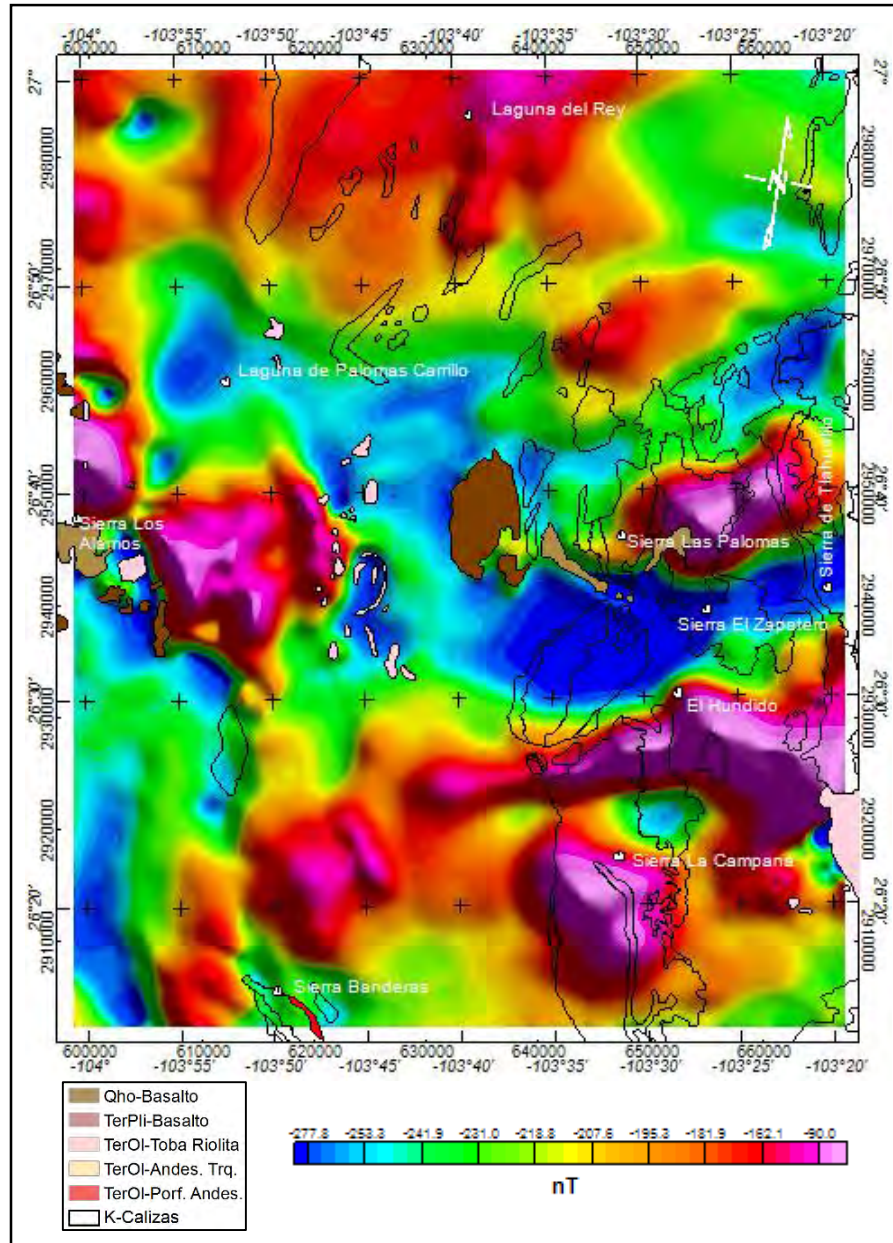


Fig. 6.18. Distribución de las unidades geológicas y configuración del CMRP.

Como se ha mencionado anteriormente la configuración geológica del área de estudio se encuentra dominada por la presencia de unidades sedimentarias Cretácicas deformadas las cuales se componen principalmente de rocas carbonatas. Dichas rocas conforman una serie de anticlinales y sinclinales con algunas zonas de cabalgadura que a su vez representan las sierras y valles que afloran en la zona oriental del área de estudio. Si se observa en el mapa geológico regional la orientación de estas estructuras es predominantemente NNW (Figura

3.2) no obstante hacia el norte del área de estudio existe un desplazamiento de las estructuras hacia el NE. Esta orientación predomina en afloramientos aislados de calizas presentes en el valle ubicado al norte del área de estudio que en este trabajo se define como Cuenca del Rey. En este contexto resalta la correspondencia en las anomalías magnéticas las cuales aparentemente se diferencian por tener una respuesta de menor intensidad en la parte norte respecto a los altos magnéticos del resto del área de estudio y cuyos lineamientos locales previamente identificados (Figura 6.12) coinciden con las estructuras geológicas.

Cabe mencionar que aunque la configuración de las anomalías magnéticas no es muy consistente con la orientación de los anticlinales y sinclinales existe una aparente asociación entre la presencia de altos magnéticos y la distribución de dichas estructuras. Así mismo la orientación de los lineamientos regionales de rumbo NE-SW previamente identificados es consistente en las estructuras de las anomalías ubicadas de sur a norte en Valle El Hundido, Sierra El Zapatero y Sierra Las Palomas, zona a partir de la cual existe una correspondencia en la orientación tanto de las anomalías como de los afloramientos. Este cambio en la distribución de la geología coincide con la presencia de la posible falla geológica previamente identificada tanto en los mapas topográficos como en los mapas de anomalías que delimitaría la parte sur de la Cuenca del Rey.

La presencia de unidades geológicas que pudieran asociarse a los altos magnéticos presentes en la zona es muy limitada. No obstante existe una posible correlación entre la distribución de derrames basálticos del Terciario y Cuaternario con el alto magnético ubicado en Sierra Los Álamos y posiblemente con el de Sierra Las Palomas. Por otro lado la presencia de dos pequeños afloramientos de cuerpos intrusivos ubicados en Sierra Banderas y al noreste de Sierra La Campana podrían también asociarse a zonas de alta magnetización. Por último cabe mencionar la presencia de un conjunto de afloramientos de tobas riolíticas y riolitas distribuidas longitudinalmente con una orientación N-S en el centro del área de estudio. En este caso existe una respuesta magnética negativa cuya distribución es consistente con la falla de orientación NNE-SSW previamente identificada en los lineamientos gravimétricos y topográficos, así como en la sección de geología local (sección 3.3) la cual constituiría el límite oriental del aparente graben representado en su parte norte por la Laguna de Palomas Carrillo (Figuras 3.4, 6.9, 6.11, 6.15 y 6.16).

6.3.1.2 Continuaciones ascendentes del CMRP

Como primera parte para la caracterización de la configuración de los materiales del subsuelo respecto a sus propiedades magnéticas se determinaron dominios magnéticos en el CMRP utilizando continuaciones ascendentes. Este procedimiento permite evaluar la continuidad de las aparentes zonas con propiedades magnéticas similares al alejarse de la fuente causal de las anomalías permitiendo identificar si se trata de uno o varios dominios magnéticos.

En este caso se realizaron continuaciones a 500 m., 1 km. y 2.5 km. logrando identificar 3 dominios magnéticos principales con sus correspondientes subdominios. Cabe mencionar que dentro del criterio de separación de los dominios se tomó también en cuenta

la respuesta obtenida a través de la señal analítica y la segunda derivada en “z” del CMRP (Figura 6.19).

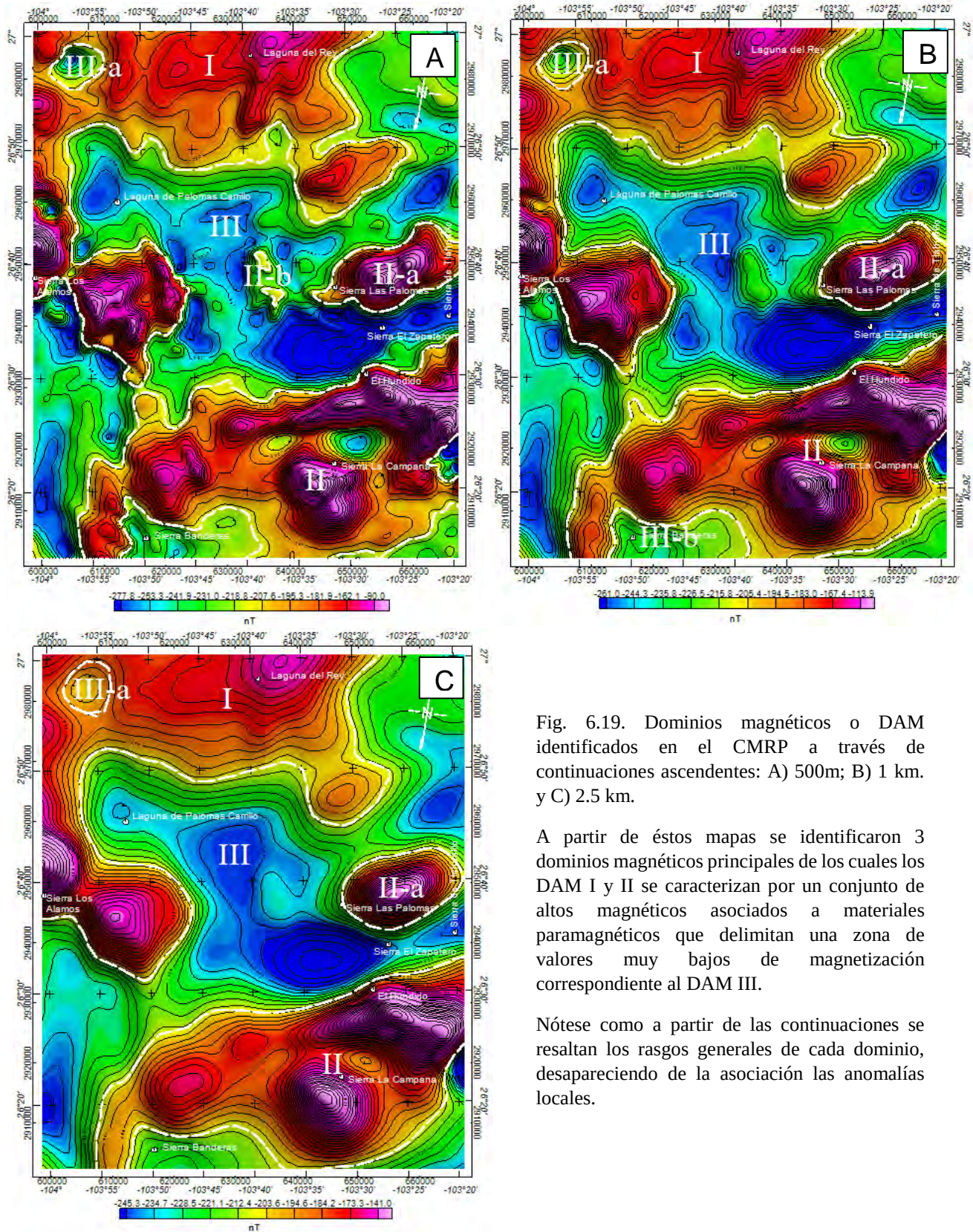


Fig. 6.19. Dominios magnéticos o DAM identificados en el CMRP a través de continuaciones ascendentes: A) 500m; B) 1 km. y C) 2.5 km.

A partir de éstos mapas se identificaron 3 dominios magnéticos principales de los cuales los DAM I y II se caracterizan por un conjunto de altos magnéticos asociados a materiales paramagnéticos que delimitan una zona de valores muy bajos de magnetización correspondiente al DAM III.

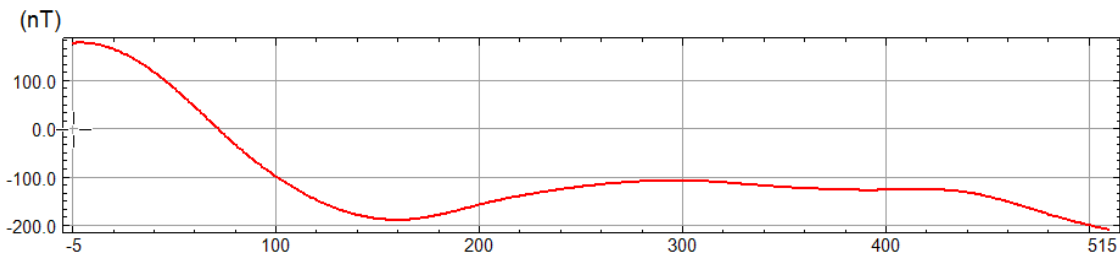
Nótese como a partir de las continuaciones se resaltan los rasgos generales de cada dominio, desapareciendo de la asociación las anomalías locales.

DAM I

Este dominio se encuentra conformado por un conjunto de 3 altos magnéticos dos ubicados en Sierra Los Álamos y otro en Laguna del Rey los cuales están incorporados dentro de una extensa zona de magnetización intermedia. En el caso de los altos de Sierra Los Álamos estos conforman dos cuerpos adyacentes con orientación NW-SE, el cuerpo ubicado al noroeste presenta un valor máximo de 180.2 nT y una morfología cónica mientras que el segundo cuerpo conforma una meseta con un valor máximo de -105.5 nT. Por otro lado es notable que la zona norte de dicho dominio es de gradiente mucho más suave y de menor intensidad, localizándose un máximo de -133.2 nT y una extensa zona intermedia de alrededor de las -190 nT disminuyendo gradualmente hasta llegar a un valor mínimo de -209.1 nT (Figura 6.20).

Respecto a la geología, los altos de Sierra Los Álamos se encuentran aparentemente bordeados por un conjunto de derrames basálticos del Terciario y Cuaternario así como algunos afloramientos puntuales de tobas riolíticas y riolitas del Oligoceno (Figura 6.18). En el caso de la zona ubicada sobre Laguna del Rey no existe evidencia de rocas que pudieran estar asociadas a la magnetización de dicha zona, no obstante se hace referencia a la orientación de los afloramientos de calizas la cual es consistente con la orientación de los lineamientos magnéticos dentro de dicha zona. Cabe mencionar que dentro de dicho dominio es visible la presencia de un bajo magnético que aparentemente tiene continuidad hacia el SSW posiblemente asociado a la presencia de la Laguna de Palomas Carrillo.

Perfil 1 NW-SE Altos de Sierra Los Álamos



Perfil 2 NNE-SSW Alto de Laguna del Rey a límite sur del dominio I

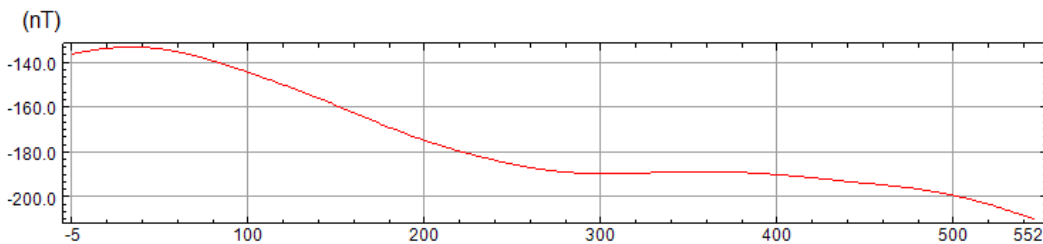


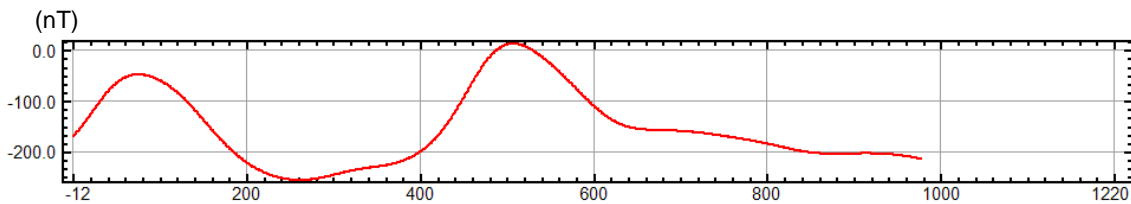
Fig. 6.20. Perfiles magnéticos del Dominio I del CMRP. Nótese el bajo gradiente del segundo perfil donde se muestran intervalos de 20 nT mientras que en el primer caso se presentan intervalos de 100 nT.

DAM II

Se ubica al sur del área de estudio y comprende un conjunto de 4 altos magnéticos principales de los cuales uno se presenta con un subdominio localizado a la altura de Sierra Las Palomas. El resto se presentan al noreste de Sierra Banderas, otro sobre Sierra La Campana y el último se distribuye mayormente en Valle El Hundido aunque presenta una apófisis que se alarga al oeste-suroeste abarcando parte del norte de Sierra La Campana. De manera general se puede decir que este dominio se distribuye en la zona donde se ubican las sierras y valles del área de estudio aunque la continuidad de estas estructuras se pierde hacia el occidente, presentándose Sierra Banderas como un levantamiento aislado del resto de las serranías por una depresión topográfica anteriormente sugerida como la continuidad del graben representado por la Laguna Palomas Carrillo. Cabe mencionar que los altos magnéticos que se ubican en dicho valle presentan menores intensidades, con un valor máximo de -149.4 nT en Sierra Banderas, que los que se ubican hacia el oriente con máximos de -32.2 nT en Sierra La Campana, -46.1 nT en Sierra Las Palomas y 14.6 nT en Valle El Hundido (Figura 6.20).

Respecto a la morfología de los cuerpos, los máximos de Sierra Banderas y Sierra La Campana presentan una forma semicircular, alargada ligeramente en en dirección NNW y NW respectivamente. Por otro lado los máximos ubicados en el Valle El Hundido y Sierra Las Palomas presentan una distribución alargada, en el primer caso en dirección NE y NW debido a su conformación en dos segmentos, y en dirección predominante NE para el segundo caso. Dentro de esta configuración resalta también el paralelismo entre las estructuras de Sierra Las Palomas y la apófisis del alto de Valle El Hundido con la depresión magnética presente sobre Sierra El Zapatero.

Perfil 1 W-E Altos de Sierra Banderas-Sierra La Campana-borde sur El Hundido



Perfil 2 N-S Altos de Sierra Las Palomas-El Hundido y límite sur del dominio II

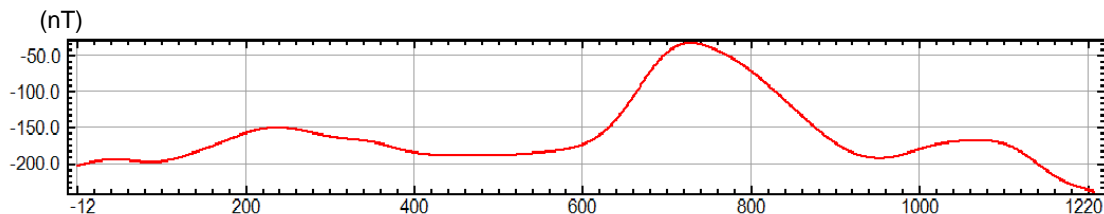


Fig. 6.21. Perfiles magnéticos del Dominio II del CMRP. Nótese la similitud en la morfología de los máximos representados por escarpes de alto gradiente.

Por último cabe destacar la presencia de dos intrusivos identificados como pórfidos de composición andesítica que se presentan emplazados en las calizas de Sierra Banderas y de un pequeño afloramiento ubicado al norte de Sierra La Campana (Figura 6.18). Estos intrusivos pudieran estar asociados a la magnetización presente en dichas zonas donde es clara la presencia de depósitos hidrotermales asociados los cuales se encuentran evidenciados por zonas de explotación de mármol en los alrededores de Sierra La Campana (Figura 3.2). Así mismo, al igual que en el dominio I, se presentan algunos derrames basálticos, riolitas y tobas en los alrededores coincidiendo la presencia de un extenso derrame de basalto con el subdominio II-b, el cual se identifica como una estructura superficial, local y de poco espesor debido a que su respuesta prácticamente desaparece en los mapas con continuaciones. Por otro lado los derrames presentes en Sierra Las Palomas aparentemente siguen una distribución alargada consistente con lineamientos NW-SE y NE-SW identificables en el CMRP.

DAM III

Este dominio se encuentra representado por una amplia distribución de bajos magnéticos localizados al noreste, centro y suroeste del área de estudio. La morfología de estas depresiones es consistente con la de los altos magnéticos circundantes, pudiéndose caracterizar dentro de 4 sectores principales. En el caso de los sectores noreste y este estos se identifican por una morfología alargada en dirección NE-SW, los cuales delimitan el máximo de Sierra Las Palomas y se comunican hacia el centro del área de estudio con el sector central. Estos sectores presentan valores mínimos de -261.36 nT y -294.56 nT respectivamente. El sector central se encuentra conformado por un conjunto de bajos de menor extensión los cuales presentan valores mínimos de alrededor de los -270 nT y se distribuyen transversalmente en dirección NW-SE. Por último el sector ubicado al suroeste tiene una configuración longitudinal NNW-SSE con tendencia al NNE y presenta mínimos de hasta -273 nT.

Respecto a la configuración geológica presente en dicha zona existe aparentemente cierta relación entre la configuración transversal NE-SW predominante del dominio y la estructura inferida como la Cuenca del Rey. Por otro lado también es consistente la orientación del sector suroeste con las fallas que de delimitan el graben previamente identificado (Figura 3.4, 6.11, 6.16) ubicándose esta zona en lo que conformaría el pilar occidental de dicha estructura. Como se mencionó anteriormente dicho graben aparentemente representa la extensión sur de la Laguna de Palomas Carrillo la cual también es consistente con el bajo ubicado al occidente del sector central así como con el subdominio III-a. Cabe mencionar que el límite oriental de dicha estructura coincide con los dos bajos magnéticos del sector central los cuales bordean el alto SE de Sierra Los Álamos, así como con los afloramientos de tobas y riolitas distribuidas en dirección NNW-SSE (Figura 6.18).

6.3.1.3 Señal analítica y 2ª derivada en z del CMRP

Para facilitar delimitación de los dominios aeromagnéticos se utilizó como herramienta los mapas de señal analítica y de 2aDz del CMRP. En el primer caso, este filtro permite localizar los límites de los cuerpos al determinar la distribución de máximos y

mínimos por medio del cálculo del valor absoluto del gradiente de las anomalías del CMRP. Así mismo al definir los cambios laterales en el campo ayuda a definir patrones estructurales y los posibles contactos litológicos. Por otro lado el filtro de segunda derivada en la vertical permite mejorar la identificación de los dominios de acuerdo a la geología al definir los cambios en el gradiente del CMRP lo que permite ubicar las discontinuidades y delimitar los cuerpos causales.

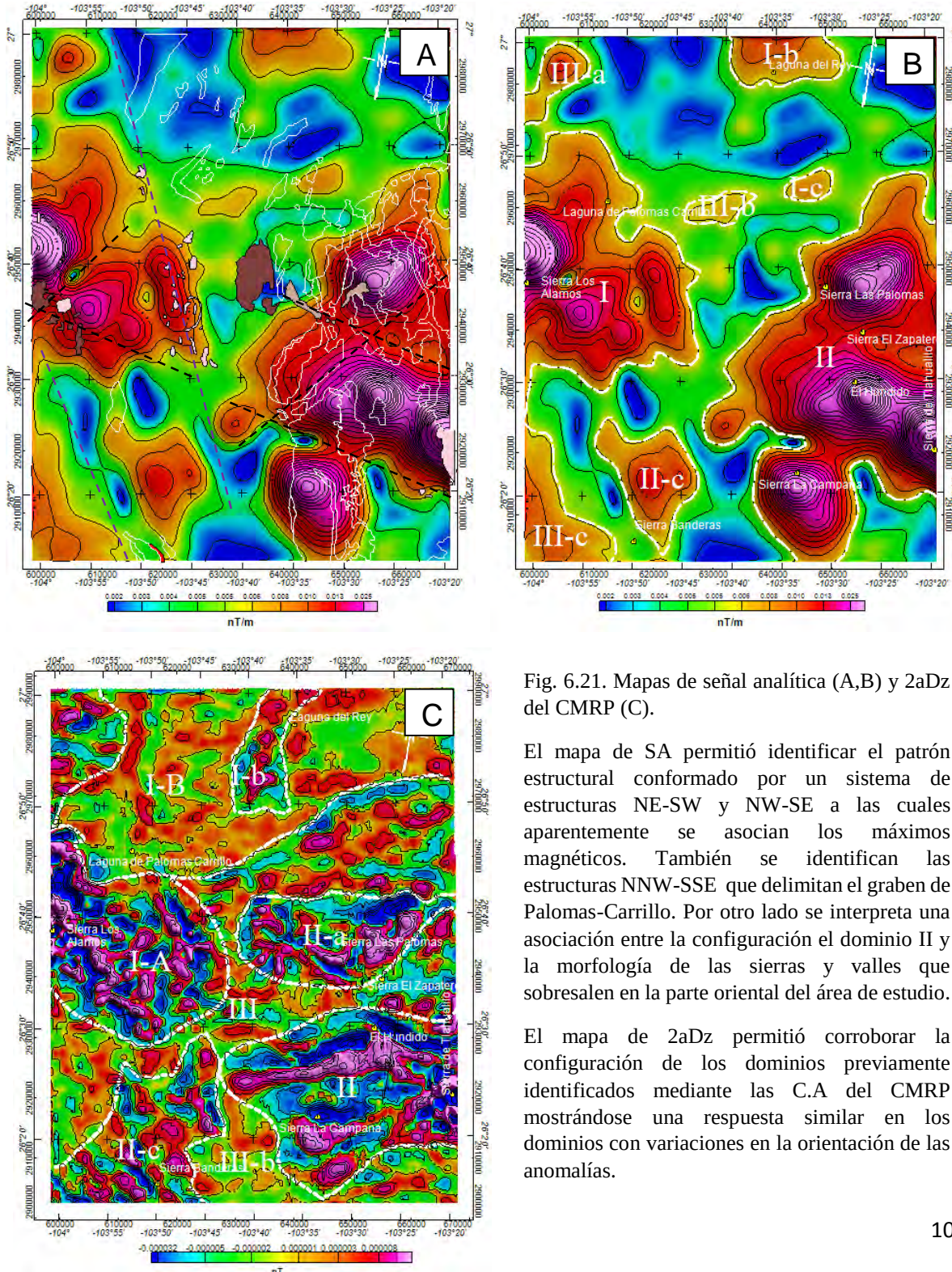


Fig. 6.21. Mapas de señal analítica (A,B) y 2aDz del CMRP (C).

El mapa de SA permitió identificar el patrón estructural conformado por un sistema de estructuras NE-SW y NW-SE a las cuales aparentemente se asocian los máximos magnéticos. También se identifican las estructuras NNW-SSE que delimitan el graben de Palomas-Carrillo. Por otro lado se interpreta una asociación entre la configuración del dominio II y la morfología de las sierras y valles que sobresalen en la parte oriental del área de estudio.

El mapa de 2aDz permitió corroborar la configuración de los dominios previamente identificados mediante las C.A del CMRP mostrándose una respuesta similar en los dominios con variaciones en la orientación de las anomalías.

Debido a que la señal analítica calcula un valor absoluto la configuración resultante presenta una anomalía positiva tanto en los sitios donde se presentan los máximos valores de magnetización como en donde se presentan los mínimos. En este caso la presencia de los

pequeños subdominios III-a y I-c tienen que ver con dicho efecto, donde el primero corresponde a uno de los mínimos de la asociación de bajos de este dominio y en el segundo caso a la apófisis que sobresale del dominio I a la altura de Laguna del Rey, cuya estructura es paralela al máximo del subdominio II-a. Así mismo las zonas de valores intermedios que rodean los máximos en los dominios I y II del mapa de SA, en el CMRP corresponden a valores bajos de magnetización; no obstante si se observa la configuración de éstas, se puede interpretar que aparentemente están asociadas en un mismo dominio. Posiblemente el dominio I pudiera asociarse a las rocas basálticas de Sierra Los Álamos donde los valores máximos probablemente correspondan a cuerpos intrusivos cuyo emplazamiento está asociado a las estructuras que canalizaron los derrames.

En el caso de los máximos de Sierra La Campana y Valle El Hundido del dominio II éstas tienen una configuración similar al dominio I la cual es predominantemente NW-SE, mientras que el máximo de Sierra Las Palomas tiene una distribución oblicua a dicha dirección. En este caso evidentemente existe una correspondencia entre la morfología de las serranías y la distribución de dicho dominio. Esto se observa sobre todo en las zonas de valores intermedios de SA, que en el CMRP corresponden a bajos magnéticos, donde claramente se observa que el “*trending*” de las serranías es consistente con la orientación de las anomalías. Como se ha descrito anteriormente en este dominio también se presentan algunos derrames basálticos de los cuales uno tiene una estructura alargada hacia el NW que parece coincidir con la orientación de Sierra El Zapatero, misma que a su vez concuerda con la orientación de las anomalías. Así mismo la presencia del intrusivo que se ubica al norte de Sierra La Campana coincide con la presencia de un lineamiento estructural NE-SW. Al igual que en el dominio I a partir de estas asociaciones se interpreta una asociación entre las estructuras de deformación que conformaron y/o afectaron a las serranías (sin o post-tectónicas) y el emplazamiento de magmas que conformaron los altos magnéticos de dicho dominio.

En la figura 6.22-a se trazaron en color negro algunas de las estructuras principales reconocidas dentro de los dominios I y II las cuales presentan las direcciones oblicuas NE-SW y NW-SE que se han identificado anteriormente, presentándose a lo largo de todo el área de estudio y se identifican como el patrón estructural al que se asocian los cuerpos magnetizados. Así mismo se identifican también en morado las estructuras identificadas como parte del graben que delimita el valle conformado por la Laguna Palomas Carrillo.

Por último respecto al mapa de segunda derivada en la vertical éste fue utilizado junto con los mapas continuados de CMRP para identificar los posibles dominios magnéticos de acuerdo a su configuración geológica. En este caso se presenta una respuesta muy similar en los dominios I-A, I-b, II, II-a y II-c aunque con variaciones en la orientación de las estructuras, lo cual es claramente visible en los mismo mapas de CMRP. Este

comportamiento es muy notorio en el subdominio identificado en los mapa de 2aDz y SA como II-c correspondiente al alto de Sierra Banderas cuya distribución concordante con la estructura del graben de Palomas-Carrillo es identificable en la SA y lo diferencia del resto en el mapa de 2aDz. En este último mapa también resalta la diferenciación del dominio I con distinta respuesta en la zona norte por lo que se identificó esta área como I-A dentro de la cual se identifica el subdominio I-b asociado al máximo magnético ubicado dentro de dicha región. Aparentemente esta zona aunque guarda relación con los altos de Sierra los Álamos teniendo la misma respuesta en el subdominio I-b, se encuentra conformada por otro tipo de materiales geológicos posiblemente a diferencia de los máximos que se interpretan como estructuras profundas y masivas, en este caso se trate de una extensa zona de derrames aparentemente superficiales y de poco espesor.

6.3.2 Dominios gravimétricos

A diferencia de los dominios magnéticos donde se identificaron zonas donde el comportamiento de las anomalías magnéticas es similar pudiéndose interpretar como materiales geológicos con propiedades físicas similares, en este caso la delimitación de dominios se basó principalmente en las aparentes características estructurales que exhiben las anomalías. Esto debido a que la configuración de las anomalías gravimétricas en el área de estudio es muy uniforme, sin detectarse grandes cambios que pudieran interpretarse como cambios litológicos dentro del basamento sino que las variaciones que se presentan se encuentran ligadas a la configuración estructural del mismo y la cubierta de rocas que lo sobreyacen. Es debido a esto que los rasgos topográficos presentes en el área de estudio se encuentran estrechamente correlacionados con la configuración de las anomalías gravimétricas ya que son la expresión superficial de los mismos procesos estructurales.

DG-I

Uno de los rasgos más notables del área de estudio es la presencia de un aparente pilar estructural que atraviesa longitudinalmente en dirección NNE-SSW el cual es visible tanto en la gravimetría como en el DEM donde se resaltan los niveles de elevación (Figura 6.23). Debido a su respuesta particular como una zona de altos valores gravimétricos delimitada por zonas con valores bajos asociados a depresiones topográficas, dicha estructura se define como un dominio gravimétrico cuya delimitación está dada por dos lineamientos regionales de la misma orientación. Esta configuración es más visible en el mapa de Anomalía de Bouguer Completa (Figura 6.23-a) donde la respuesta de las anomalías es regional por lo que es más fácil observar las características generales de la zona. No obstante la delimitación de este dominio como una zona de máximos gravimétricos continúa observándose en las anomalías residuales (Figura 6.23-b,d). Este comportamiento es constatado a través de un perfil de longitud de onda donde el dominio I está representado por una curvatura multimodal donde el valor máximo (-110.9 en la ABC y 0.2 en la ARB) se sitúa aproximadamente en el centro del dominio (Figura 6.22-perfil 1). Ésta característica se acentúa más aún en el caso de las anomalías residuales ya que mediante este filtro se resaltan las variaciones locales dentro del dominio, presentándose dicha curva como una alternancia de máximos y mínimos aunque dentro de una zona considerada un alto de basamento.

Claramente este dominio se encuentra diferenciado en dos secciones que se denominaron I y I-a separados de un lineamiento regional de rumbo NE-SW. Esta estructura atraviesa el área de estudio desde la parte norte de la Sierra Tlahualilo continuando en dirección suroeste por el sur de Sierra Las Palomas y finalmente atravesando entre Sierra Los Álamos y Sierra Banderas.

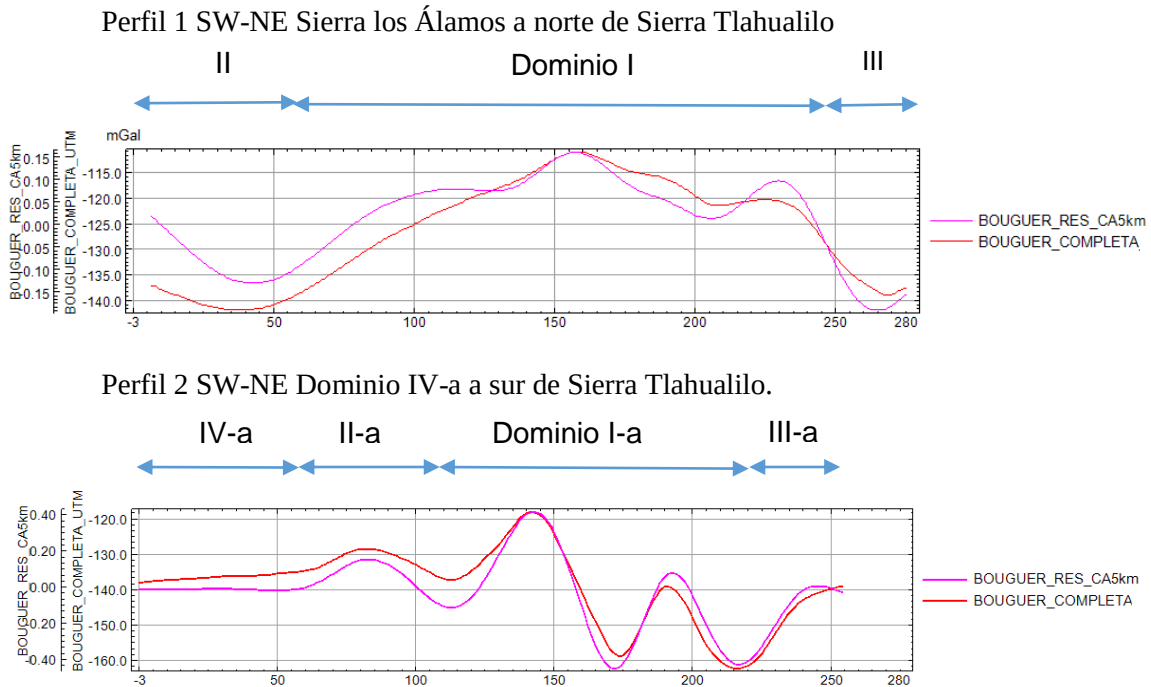


Fig. 6.22. Perfiles de longitud de onda de la ARB y ACB donde se distingue la diferente configuración del dominio I en el noreste del área de estudio respecto al subdominio I-a ubicado en la zona sureste. En el primer caso se caracteriza como un alto gravimétrico de comportamiento más uniforme con algunos bajos ligeramente pronunciados mientras que en el Dominio I-a este se caracteriza por una alternancia de altos y bajos muy pronunciados de alto gradiente.

A diferencia del Dominio I antes descrito, el dominio I-a aunque se encuentra delimitado por las mismas estructuras regionales éste se encuentra compuesto por una alternancia de altos y bajos gravimétricos la cual es mucho más marcada que en el caso anterior, presentándose dicho comportamiento tanto en las anomalías regionales como en las residuales. Esta configuración se interpreta como un conjunto de altos y bajos estructurales alineados en dirección NNW-SSE donde intervienen fallas profundas de basamento. Cabe mencionar que dicha disposición es consistente con la estructura de los anticlinales (Figura 6.23-c, d) cuya orientación es paralela a las anomalías gravimétricas en el dominio I-a. Por otro lado en el caso del Dominio I las estructuras de deformación presentan un aparente desplazamiento o rotación hacia el NE-SW la cual es consistente con la orientación del lineamiento regional que separa ambos dominios y con el sistema de lineamientos geofísicos y topográficos de dicha dirección previamente identificados algunos de los cuales delimitan la depresión descrita en dicha zona como Cuenca del Rey (Figura 3.4). A diferencia de las estructuras geológicas en el dominio I-a, en este caso aparentemente las estructuras están asociadas a deformación más superficial por lo que la configuración de las anomalías no es tan consistente con la orientación de los anticlinales aunque existe una cierta tendencia de

éstas en dirección NE-SW, continúa predominando su comportamiento regional NNW-SSE más notable en el mapa de Anomalia de Bouguer Completa.

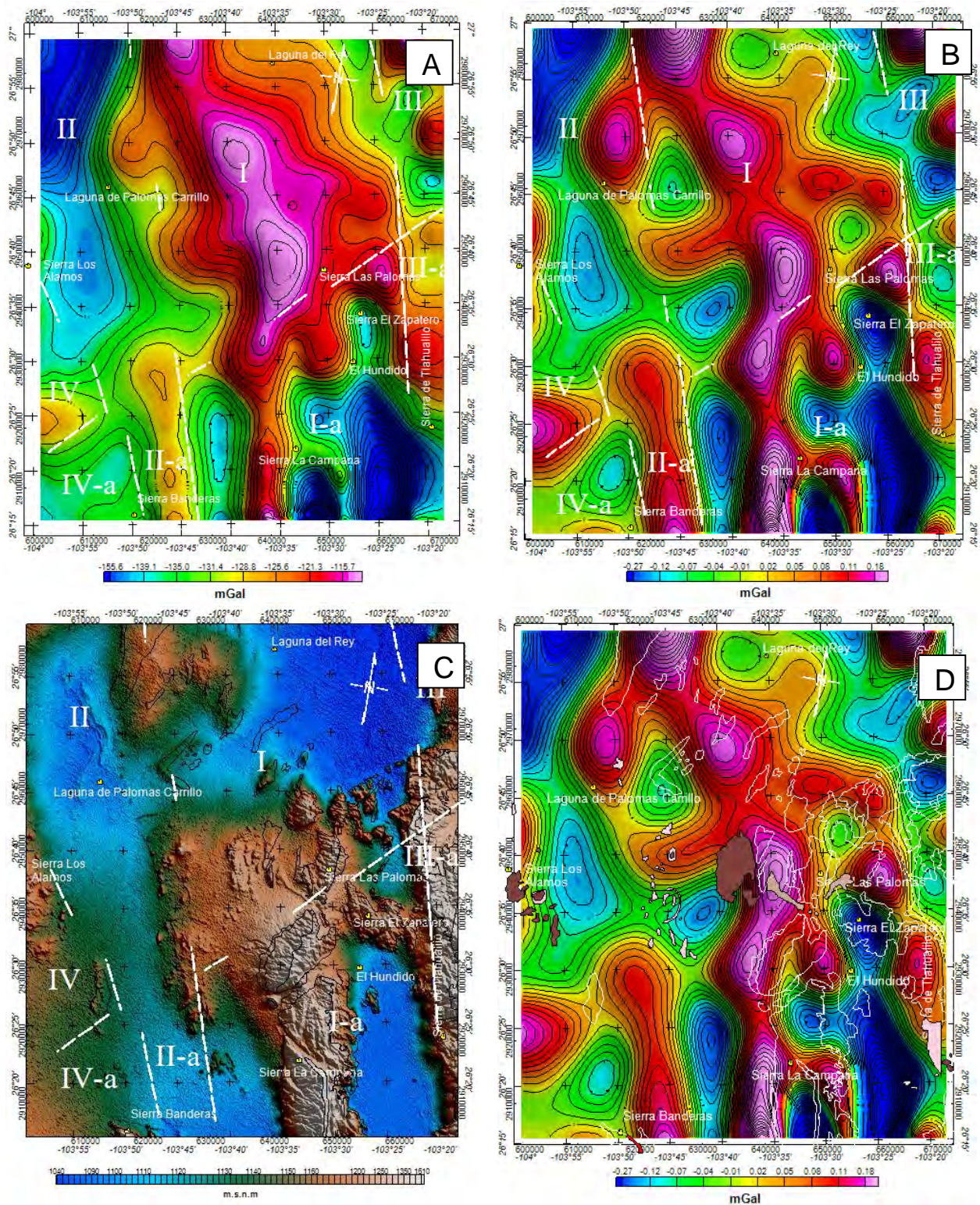


Fig. 6.23. Dominios gravimétricos identificados en el mapa de Anomalia de Bouguer Completa (A) y Anomalia Residual de Bouguer (B, D). Nótese la correspondencia entre la topografía (C) y la configuración de los dominios. En la figura D se representan las unidades geológicas respecto a la ARB.

DG-II

Esta zona ha sido previamente identificada por conformar una importante depresión gravimétrica de orientación NNW-SSE delimitada por lineamientos regionales tanto geofísicos como topográficos con la misma orientación, consistentes con fallas previamente cartografiadas (Figura 6.9). Dicha estructura es consistente con la configuración del valle representado por la Laguna de Palomas Carrillo cuya prolongación hacia el sur-sureste se ha venido refiriendo en este trabajo. Esta aparente estructura de graben también ha sido también caracterizada por la presencia de bajos magnéticos cuya disposición concuerda con dicha orientación (Figura 6.19) y sus límites fueron claramente identificados mediante la señal analítica del CMRP (Figura 6.21-a).

Dicho dominio también se encuentra diferenciado con respecto al lineamiento regional NE-SW que atraviesa el área de estudio. Aunque topográficamente esta estructura representa un valle extendido aparentemente continuo desde Laguna de Palomas Carrillo hasta la zona de Sierra Banderas (Figura 6.23-c), gravimétricamente se presentan diferencias respecto al comportamiento de las anomalías por lo que dicho dominio también fue subdividido en dos regiones. El dominio II como tal que representa una depresión gravimétrica muy marcada con mínimos de hasta -142.2 y 0.12 mGal (Figura 6.22, perfil 1), mientras que en el caso del subdominio II-a esta zona parece continuar con la alternancia de altos y bajos del dominio I-a donde de acuerdo a dicha configuración esta zona representa un alto de basamento con valores máximos de hasta -128.4 y 0.2 mGal (Figura 6.22, perfil 2). Debido a este motivo pudiera considerarse que el subdominio II-a pudiera más bien ser una extensión del I-a, en realidad se considera que ambos subdominios se encuentran relacionados como parte de la alternancia de sierras y valles orientados en dirección NNW-SSE, no obstante aparentemente esta zona pudiera haberse visto afectada por un evento posterior a la deformación que dio origen a los anticlinales y sinclinales llegándose a configurar una depresión estructural donde el basamento antes levantado probablemente experimentó hundimiento. Es debido a esto que la intensidad de los valores de gravedad en este subdominio son menores que en el resto de los altos que conforman la secuencia del subdominio I-a, esto se observa más claramente en la Figura 6.23-a.

Por último resta mencionar que los límites de dicho dominio coinciden en su margen este con la presencia de afloramientos extendidos en dirección NNW-SSE de riolitas y tobas riolíticas mientras que en el margen este parecen coincidir localmente a la altura de Sierra Los Álamos con la presencia de basaltos del Terciario (Figura 6.23-d). Así mismo, como se refirió anteriormente es visible que en los afloramientos de calizas en el dominio II, como en el resto de la zona norte del área de estudio, se presenta una rotación de las estructuras distinta a la configuración NNW predominante en las anomalías gravimétricas.

DG-III

La delimitación de este dominio es más visible en la topografía donde aparece representado por un alto estructural de orientación NNW-SSE conformado por la Sierra de Tlahualilo y en su parte norte la Sierra El Rey. Gravimétricamente su configuración es poco uniforme presentándose bloques aislados de máximos y mínimos los cuales aunque se

distribuyen longitudinalmente en dirección NNW parecen delimitarse tanto por lineamientos NE-SW y NW-SE.

Como se definió para el caso de Laguna de Palomas Carrillo, esta estructura pudiera representar en rasgos generales el bajo de basamento occidental que delimita el pilar estructural conformado por el Dominio I. No obstante, al igual que en el caso del Dominio II y II-a éste aparentemente se encuentra también afectado por el proceso de deformación que define altos y bajos estructurales los cuales son más pronunciados en la zona sur (dominio III-a). Cabe mencionar que como se mencionó anteriormente existe también otro sistema de estructuras NE-SW, consistente con la orientación de los anticlinales en el Dominio I que se encuentra afectando la continuidad de las anomalías gravimétricas NNW en esta región, produciendo un efecto de bloques aislados de máximos y mínimos.

DG-IV

Debido a que la distribución de éste dominio es limitada dentro del área de estudio, es difícil definir la configuración general de las anomalías gravimétricas en el mismo; no obstante al igual que en el caso del dominio III, dicha zona se caracteriza topográficamente como un alto estructural cuyos rasgos geomorfológicos más predominantes son la Sierra Los Álamos y la Sierra Banderas. Gravimétricamente esta región corresponde a una zona de valores intermedios donde los altos estructurales tienen una componente más superficial por lo que los altos gravitacionales más pronunciados se localizan en el mapa de ARB. La configuración de estos máximos gravitatorios parece a grandes rasgos concordar con la distribución principal NNE-SSW del resto de las estructuras, no obstante al igual que en el resto de los dominios, sobre todo en el II y III, la continuidad de la estructuras parece estar afectada por los lineamientos NE-SW y NW-SE.

6.4 Modelo geológico-geofísico

De acuerdo con los rasgos geofísicos previamente identificados y en conjunto con la información geológico-estructural con que se cuenta se interpretan 3 eventos principales de deformación mismos que son notables tanto en la configuración geomorfológica actual del terreno como en el registro geofísico los cuales se describen a continuación.

6.4.1 Rasgos Laramícos

Estructuras asociadas a deformación compresional ocurrida durante el Cretácico Tardío-Terciario a la cual se encuentran asociadas estructuras como anticlinales y cabalgaduras. De manera general las estructuras Laramícas en la región presentan una orientación NNW-SSE a NW-SE (Figura 6.9), no obstante en la parte norte del área de estudio afloran algunos anticlinales cuyos ejes presentan un rumbo NE-SW.

Este sistema de estructuras de acortamiento se encuentra evidenciado sobre todo en las anomalías gravimétricas mismas que son consistentes con la orientación de los anticlinales y cabalgaduras (Figura 6.15, 6.16, 6.23). La estructura general de las anomalías que siguen el “*trending*” de las estructuras de acortamiento se conforma de un sistema de altos y bajos gravimétricos donde se interpreta que representan la presencia de pliegues de propagación de falla o tipo “*drape*” caracterizados cada uno por un conjunto de alto y bajo

gravimétrico donde el contacto entre ambos define la presencia de las fallas inversas asociadas como se ejemplifica en la figura 6.24.

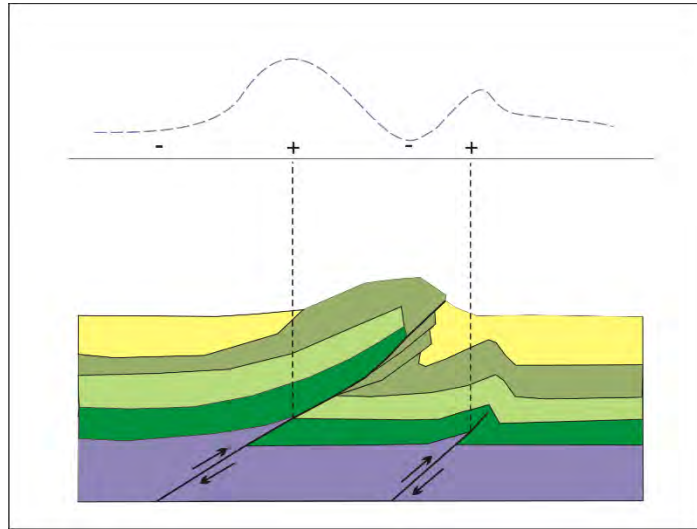


Fig. 6.24. Diagrama esquemático donde se muestra la configuración de anomalías gravimétricas que sugieren su correspondencia a pliegues formados por propagación de fallas de empuje (inversas) que involucran al basamento. Este comportamiento se presenta principalmente en la parte sur del área de estudio referido en los dominios I-a, II-a, III-a y IV-a.

Como se observa en los perfiles 1 y 2 de la figura 6.22 se interpreta que en la zona sur dichas estructuras se encuentran asociadas a rasgos profundos del basamento por lo que su respuesta es visible tanto en la Anomalía Completa de Bouguer como en la Anomalía Residual de Bouguer, lo que sugiere que el basamento está asociado en la deformación a través de la presencia de fallas inversas que lo desplazan. Este comportamiento aparentemente se presenta también la parte norte dentro del dominio I aunque es menos pronunciado, no obstante aunque las anomalías continúan presentando una componente NNW-SSE las estructuras de deformación que afloran en superficie no concuerdan con dicha orientación, presentando estas una orientación preferencial NE-SW la cual es consistente con el sistema de lineamientos que definen la estructura sugerida como Cuenca del Rey pero que también se presentan en toda el área de estudio.

Debido a que el patrón NNW-SSE sugerido para los rasgos Laramídicos donde el basamento participa en la deformación continúa presentándose en la respuesta gravimétrica de la zona norte y su discordancia con las estructuras superficiales se sugiere la posibilidad de que la orientación actual de las estructuras se relacione a un evento posterior de deformación aparentemente más superficial.

En el caso de las anomalías magnéticas estas también presentan cierta correspondencia con los rasgos Laramídicos presentándose algunos lineamientos magnéticos con orientación NNW-SSE aunque en este caso son menos significativos. Por otro lado la presencia de lineamientos con orientación NE-SW correlacionables con las estructuras superficiales de deformación contraccional de la zona norte (Dominios I y II) son más evidentes (Figura 6.12, 6.13 y 6.18).

6.4.2 Rasgos de Cuencas y Sierras

En el área de estudio y alrededores se reconoce la presencia de un sistema de fallamiento normal con orientaciones NNW-SSE a NW-SE cuya configuración ha sido reconocida tanto en la cartografía geológica previa como a través de las anomalías geofísicas (Figura 3.4, 6.9, 6.11, 6.23, 6.25) . La presencia de estas estructuras denota la presencia del evento extensional asociado a la conformación de la Provincia de Cuencas y Sierras ocurrido durante el Cenozoico Medio-Tardío. Los rasgos más notables asociados a dicho evento son estructuras de graben que conforman valles alargados como es el caso de la Laguna de Palomas Carrillo cuya extensión se ha propuesto en este trabajo se prolonga hacia el SSE hasta el borde oriental de Sierra Banderas. La configuración del valle de Palomas Carrillo exhibe una clara correspondencia con el graben presente en la zona conocida como Bolsón de Mapimí, ubicada al NE de la misma, en la cual han sido claramente identificadas las fallas normales que lo delimitan, corroborando que se trata de un sistema de fallas asociadas al mismo evento extensional.

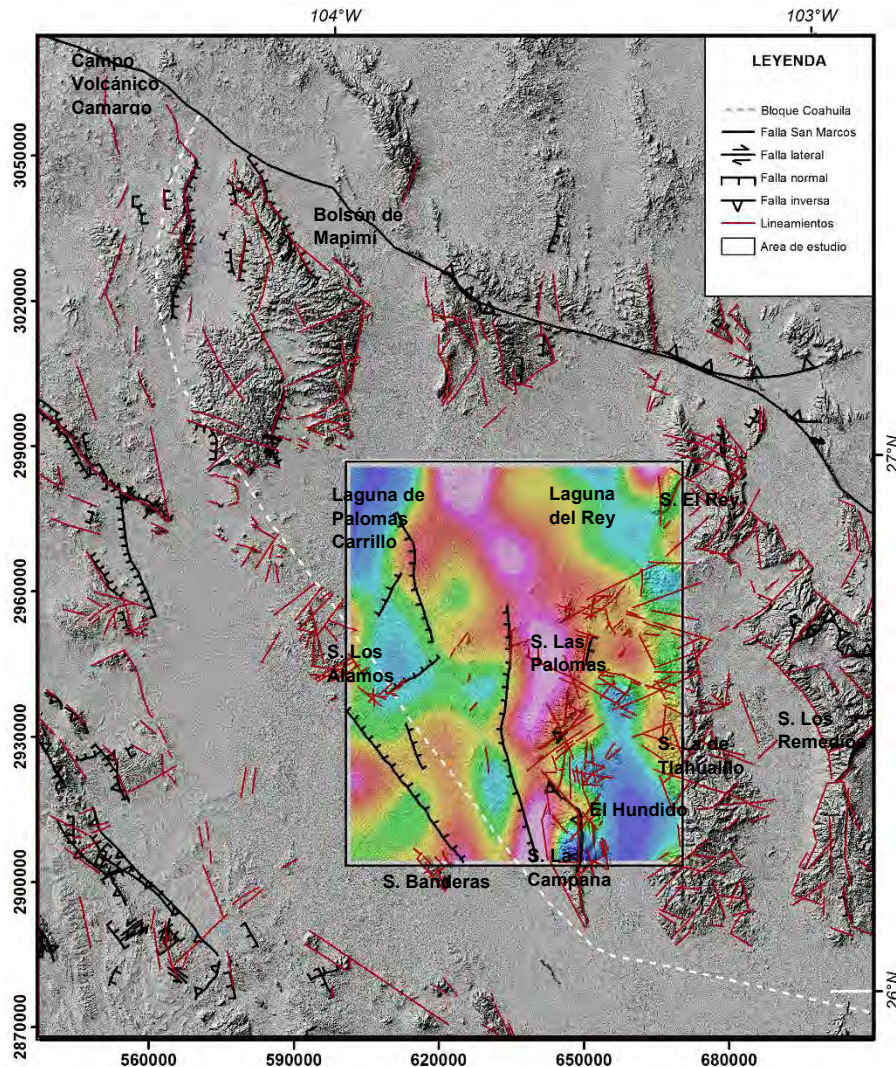


Fig. 6.25. Modelo digital de elevación (DEM) y anomalía Residual de Bouguer con C.A. a 8 km y rasgos estructurales del área de estudio.

Estos rasgos se encuentran mayormente representados en las anomalías gravimétricas donde se infiere que las estructuras asociadas a dicho evento tienen un carácter regional ya que su respuesta se encuentra claramente representada en la Anomalía Completa de Bouguer (Figura 6.23, 6.25). En este caso se considera que la configuración predominante de la ACB donde se presenta un pilar estructural con orientación NNW-SSE representa un alto de basamento asociado a los valores máximos gravimétricos caracterizado en el dominio I (Figura 6.22-1) se asocia a este sistema de fallas. Como se describió anteriormente esta estructura se encuentra delimitada por la presencia de los dominios II y III que representan depresiones gravimétricas con la misma orientación. Topográficamente estas zonas representan los valles alargados antes descritos aunque en el caso del dominio III abarca también en su parte oriental algunos segmentos de la Sierra El Rey. Estas zonas constituyen estructuras de graben que representan cuencas sedimentarias rellenas dando como resultado zonas topográficamente planas con presencia de depósitos evaporíticos como los que se presentan en Palomas Carrillo.

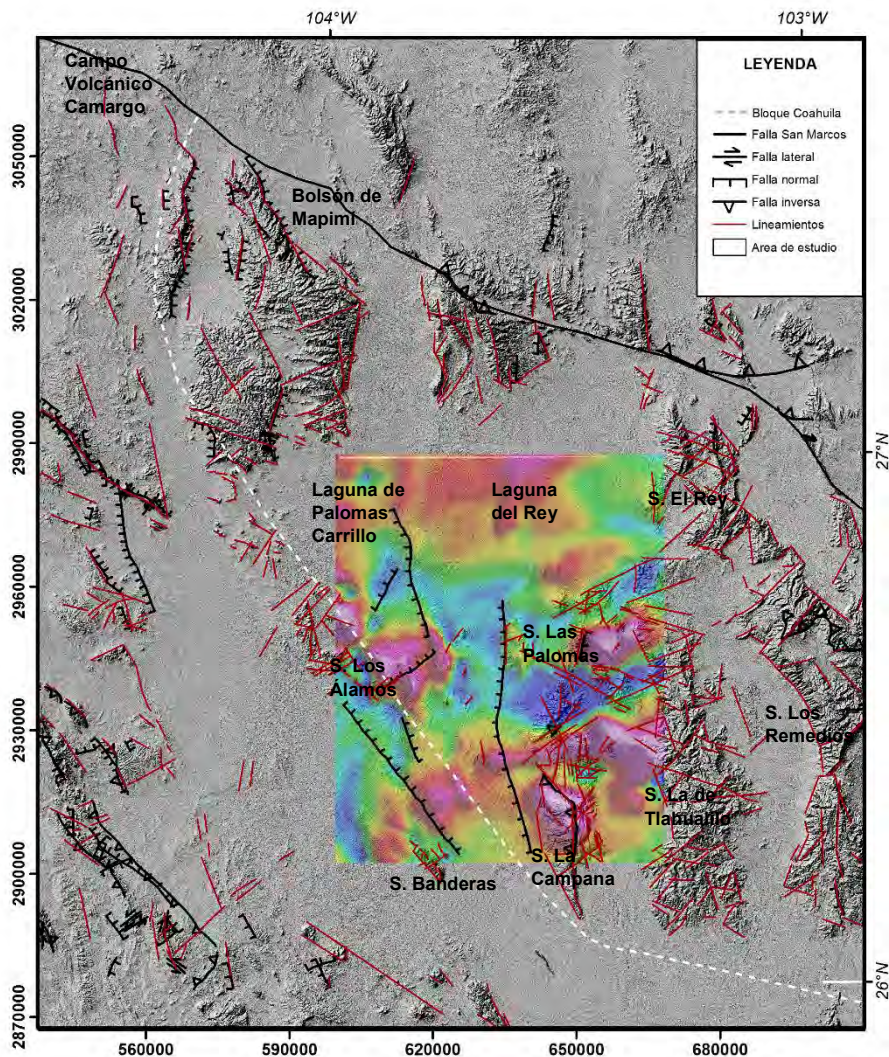


Fig. 6.26. Campo Magnético Residual y rasgos estructurales del área de estudio. Aunque existe un patrón en las anomalías con dirección NNW-SSE los rasgos predominantes presentan una distribución transversal NE-SW y NW-SE.

A pesar de que la respuesta en las anomalías magnéticas es menos predominante, existe también una correspondencia entre los lineamientos magnéticos identificados y las fallas normales reconocidas como se presenta en la Figura 6.26. En este caso, como se identificó previamente en la zona occidental del dominio III y el subdominio III-a (Figura 6.19), destaca la presencia del bajo magnético aparentemente asociado a la estructura de Palomas Carrillo.

Cabe mencionar que claramente existe una correspondencia en la orientación de las estructuras Laramídicas y las asociadas al régimen extensional lo que pudiera indicar la reactivación de fallas del basamento de una componente inversa a normal debido al cambio en el régimen tectónico de acortamiento NE-NNE a extensión NE-NNE. Debido a esto es posible que estructuras como el Valle El Hundido aparentemente asociada a rasgos Laramídicos pudieran también estar asociados a la inversión tectónica durante el evento extensional y conformar estructuras de graben explicando una respuesta regional de hundimiento del basamento muy similar a la que se presenta en el valle de Palomas Carrillo (Figura 6.25, 6.27).

Tomando en cuenta los criterios antes mencionados en la Figura 6.27 se presenta un modelo 3D con la configuración la Anomalía Completa de Bouguer respecto a la topografía donde se propone la configuración de las fallas normales que delimitan las depresiones de basamento interpretadas como estructuras de graben con dirección NNW-SSE mismas que rodean el pilar estructural que conforma la zona central del área de estudio.

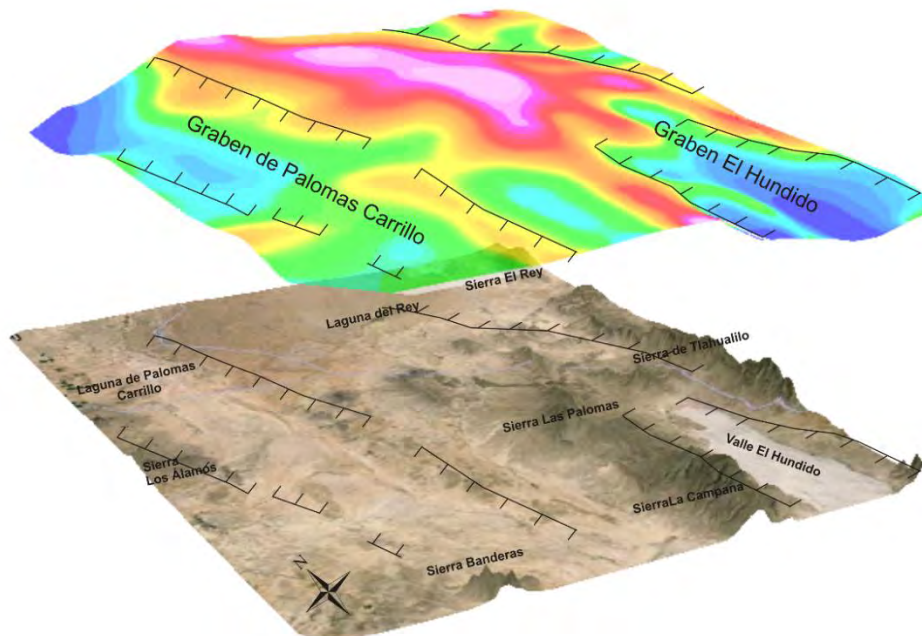


Fig.6.27. Modelo 3D donde se propone la configuración de las estructuras asociadas al régimen extensional de Basin and Range conformadas por fallas normales con orientación NNW-SSE que afectan al basamento de la zona conformando estructuras de tipo horst y graben.

6.4.3 Rasgos de sistema de cizalla siniestral

Como se ha descrito anteriormente afectando el área de estudio y alrededores se presentan una serie de estructuras transversales caracterizadas por dos sistemas de lineamientos con direcciones oblicuas NW-SE y NE-SW. Estas estructuras tienen una respuesta predominante en las anomalías magnéticas indicando la asociación de dicho sistema de fallas a actividad magmática contemporánea o posterior a la conformación de las mismas (Figura 6.26). Por otro lado en las anomalías gravimétricas es visible la presencia de desfases en la continuidad de las mismas a través de dichas estructuras evidenciando desplazamientos laterales que también son observables en la topografía (Figura 6.25). Este comportamiento es visible tanto en la ACB como en la ARB por lo que se considera que este sistema de fallas con componente lateral se encuentra afectando al basamento. Cabe mencionar que la orientación de las estructuras es correlacionable con la presencia de fallas normales y laterales-izquierdas cartografiadas en los alrededores del área de estudio y de manera muy importante los lineamientos NE-SW concuerdan con la traza de la Falla San Marcos ubicada al norte del área de estudio (Figura 3.4, 6.9, 6.25 y 6.26).

En el caso de las estructuras de deformación Laramídica es evidente que este sistema de fallas transversales se encuentra afectando su configuración principal NNW-SSE de manera que existe una aparente rotación de las estructuras en dirección NE-SW previamente referida en la sección 3.3 (Figura 3.4, 6.11, 6.18, 6.23, 6.25, 6.26). Como se mencionó anteriormente dicho desplazamiento es mayor hacia la zona norte del área de estudio en el área reconocida como Cuenca del Rey donde los ejes de los anticlinales presentan claramente una dirección NE-SW. No obstante la mayoría de las estructuras de la zona norte se encuentran cubiertas por sedimentos por lo que sólo constituyen afloramientos aislados conformados por pliegues cuyo eje se encuentra rotado en dirección horaria respecto a la zona sur.

De acuerdo con las evidencias de desplazamiento en las anomalías y en los elementos de deformación previos se identifica la presencia de un tercer evento de deformación que involucra la presencia de desplazamientos laterales en un sistema de cizalla simple para fallas con movimiento siniestral cuyo principal eje de desplazamiento estaría conformado por la Falla San Marcos y estructuras paralelas con dirección NW-SE. A través del análisis del patrón de esfuerzos ha sido posible identificar las estructuras asociadas dentro de dicha zona de deformación para posteriormente buscar la correspondencia con los lineamientos identificados en la región.

6.4.3.1 Cinemática de un sistema de cizalla siniestral

Para comprender la relación entre la cinemática de las fallas de rumbo y las relaciones geométricas entre éstas y las estructuras resultantes que acomodan deformación se han desarrollado modelos experimentales. Tal es el caso del modelo de Wilcox *et al.* (1973); Harding *et al.* (1985) los cuales se basan en dos asunciones básicas:

a) El desplazamiento entre dos bloques semi-rígidos es acomodado por deformación que ocurre en la zona móvil involucrada.

b) El patrón de la historia del elipse de esfuerzo en la deformación por cizalla simple es una guía para predecir la variedad de estructuras que se forman dentro de la zona de cizalla.

La pregunta básica que se busca resolver en dichos modelos es: ¿En una deformación heterogénea cómo es acomodada por distintas estructuras la elongación que se produce en el eje de tensión principal y el acortamiento en el eje menor? Esto pensando en que sobreyaciendo se encuentre una zona de cizalla dúctil con un componente principal de cizalla simple influenciando el patrón de estructuras quebradizas en la corteza superior.

Bajo este contexto existe la posibilidad que se desarrollen los siguientes sets de estructuras en échelon ya sea de manera aislada o en combinación:

Para el caso una zona de falla frágil pueden desarrollarse 3 sets fallas o fracturas (dependiendo la escala) de desgarre secundarias. Estas son los denominados planos de Riedel (R) 1 y 2 (R1 y R2; también denominados R y R') y los planos P (Figura 6.28).

Los planos sintéticos R1 se forman a un ángulo agudo ($\sim 15^\circ$) con la envolvente general de la zona de falla. Su arreglo geométrico es en échelon (escalonadas), es decir, paralelas entre ellas dentro de la zona de cizalla. Tienen el mismo sentido de desplazamiento que el de la zona principal.

Las fallas antitéticas R2 son conjugadas con respecto a R1 y forman un ángulo de unos 75° con respecto a la envolvente de la zona de falla. Presentan un sentido opuesto al de la zona principal.

La evolución dinámica de la zona de falla conlleva a la rotación de los sets R1 y R2. Los primeros se disponen progresivamente a ángulos inferiores ($< 15^\circ$) con respecto a la envolvente y los segundos evolucionan hacia un ángulo mayor ($> 75^\circ$). Por otra parte, durante esta evolución aparece un tercer set de fallas, esto es, los planos P, formando un ángulo agudo con la envolvente.

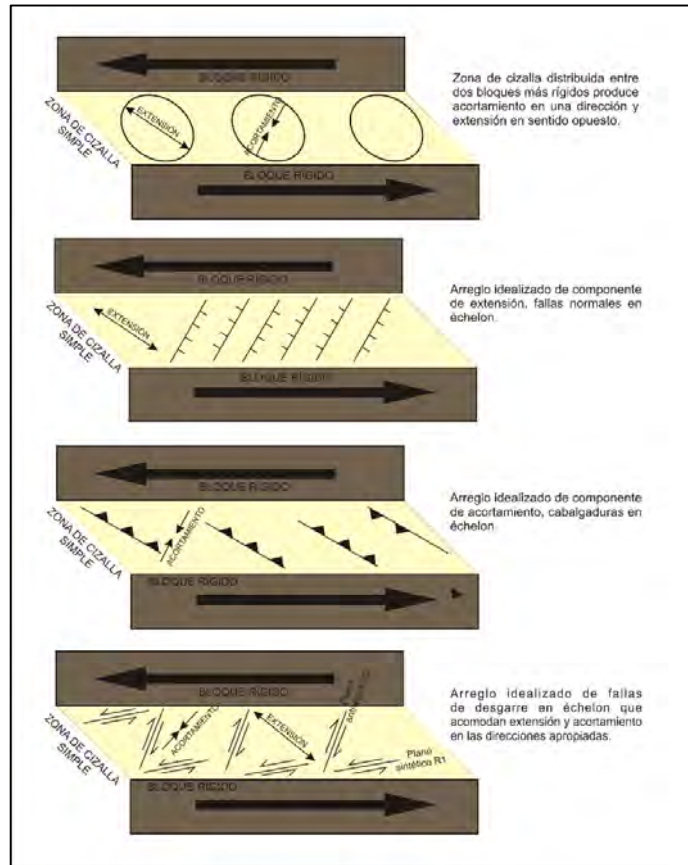


Fig. 6.28. Estructuras secundarias asociadas a un sistema de cizalla simple siniestral.

Otras estructuras que se pueden formar en esta zona sobre todo en materiales que presenten un comportamiento más bien dúctil-frágil son pliegues y cabalgaduras las cuales se desarrollan a alrededor de 45° con la envolvente de la zona de falla así como grietas de tensión hasta fallas normales en échelon en este caso también a 45° pero en sentido contrario a la envolvente (Figura 6.28).

6.4.3.2 Sistema de cizalla sinistral y estructuras asociadas en el área de estudio

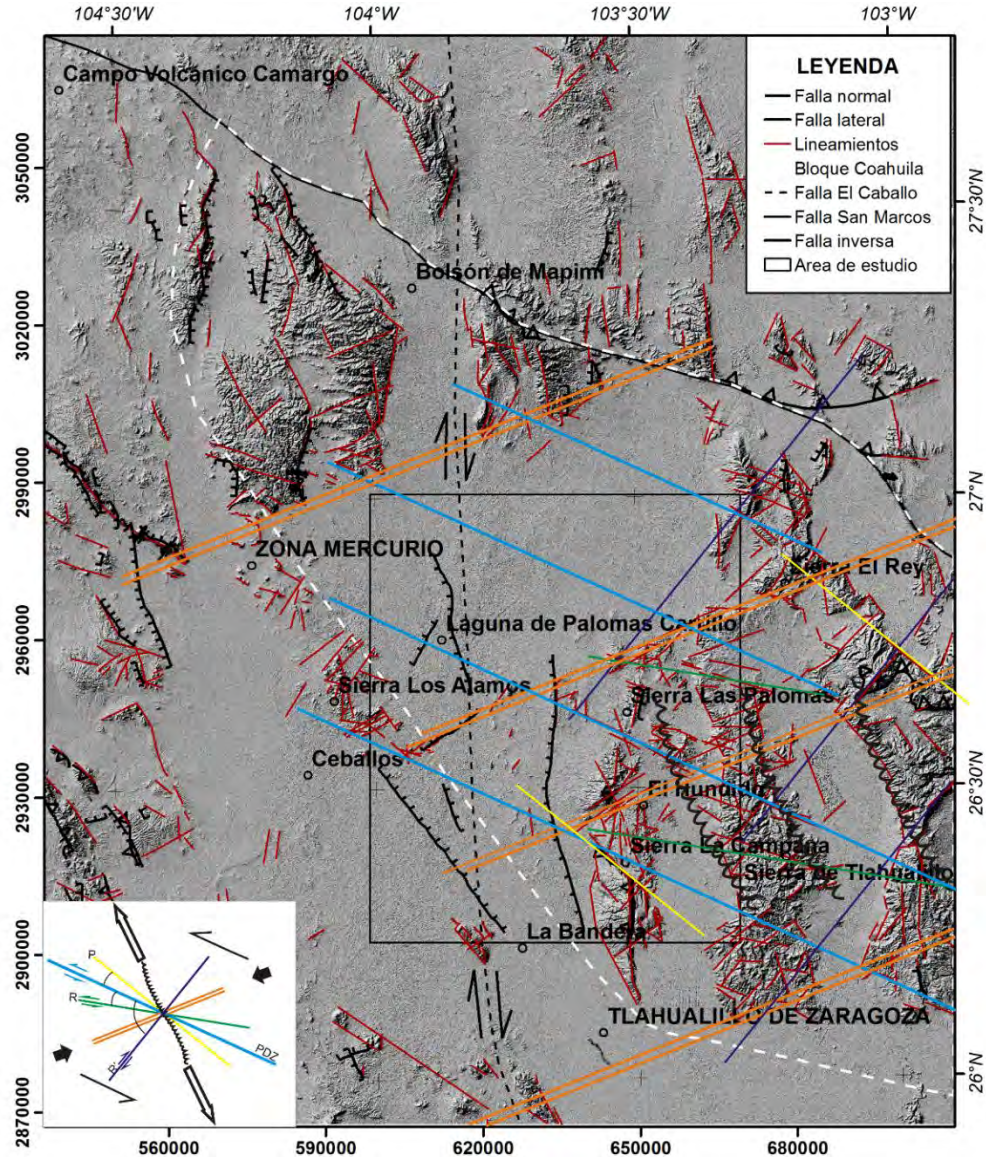


Fig. 6.29. Localización de principales elementos estructurales y lineamientos topográficos (rojo) previamente identificados versus estructuras que tienden a formarse en un sistema de cizalla sinistral de acuerdo con el modelo de Wilcox *et al.* (1973) tomando como zona de desplazamiento principal (PDZ) la Falla San Marcos y estructuras paralelas.

De acuerdo con la cinemática de un sistema de cizalla siniestral cuya principal dirección de desplazamiento (PDZ) es la Falla San Marcos y estructuras asociadas (color azul claro) fueron localizadas en el área de estudio diferentes familias de fallas cuyas relaciones geométricas son explicadas dentro de los modelos antes referidos. Dentro de las estructuras secundarias más sobresalientes se encuentra un sistema de fallas con dirección contraria a la dirección principal de desplazamiento, desarrolladas aproximadamente a 45° en dirección contraria a la envolvente. De acuerdo con el diagrama presentado en la Figura 6.29 estas estructuras representadas en color naranja se desarrollan en el plano representado por la dirección de extensión NNW-SSE (flechas blancas). Estas estructuras han sido claramente identificadas previamente dentro de los lineamientos topográficos, gravimétricos y sobre todo magnéticos y como se muestra en la figura 6.29 son consistentes con los elementos que delimitan la depresión topográfica sugerida como Cuenca del Rey (Figura 3.4). Así mismo coinciden con el lineamiento descrito en los dominios gravimétricos que aparentemente diferencia el comportamiento de las anomalías ubicadas el noroeste y sureste del mismo (Figura 6.23).

Tomando en cuenta la orientación de las estructuras de deformación por compresión asociadas a la cizalla es posible que la configuración actual de los anticlinales presente localmente zonas donde la deformación es más reciente y asociada al sistema de fallas laterales. En dicho caso son consistentes estructuras en dirección NNW-SSE representadas por una línea en espiral cuya dirección principal de acortamiento se encuentra representada en el diagrama de Wilcox *et al.*, (1973) con flechas en color negro (Figura 6.29). Por otro lado se localizaron algunas estructuras que pudieran representar fallas de desgarre secundarias dentro de los planos sintéticos (R) y antitéticos (R') del sistema de fallas, caracterizadas en color verde y color azul oscuro respectivamente. No obstante, las evidencias de desplazamiento en dichas fallas no son tan claras como en la zona principal de desplazamiento. Por último se localizan estructuras dentro de los planos P de las cuales fueron identificados dos lineamientos que aparentemente concuerdan con el rumbo de este set de fallas, una localizada en Sierra La Campana donde claramente se observa un desplazamiento lateral izquierdo sobre la traza del lineamiento y otra afectando estructuras de la Sierra del Rey y el borde norte de la Sierra de Tlahualilo aunque en este último no se observan a simple vista evidencias de desplazamientos.

En otros aspectos es importante también mencionar que las estructuras presentadas como fallas laterales que acomodan el desplazamiento principal son consistentes con algunas zonas de fallamiento normal, como el sistema de fallas que se presentan al noroeste de Sierra Los Álamos en el borde noroccidental del área de estudio. La presencia de dichas estructuras pudiera sugerir la existencia de un período de actividad distinto al de desplazamientos laterales de la Falla San Marcos y estructuras asociadas donde este sistema de fallas acomodó principalmente extensión.

6.4.4 Mapas geológico-estructurales

A través de las estructuras identificadas en las secciones anteriores en conjunto con los lineamientos geofísicos previamente ubicados se realizó un mapa geológico donde se

caracterizan los principales elementos estructurales que se encuentran afectando el área de estudio. De manera general se presentan una serie de cabalgaduras con orientación NNW-SSE las cuales se encuentran asociadas a fallas inversas que afectan el basamento Paleozoico. Dichas estructuras a fueron posteriormente afectadas por el evento de deformación extensional de *Basin and Range* el cual fue responsable de la reactivación de las fallas de basamento pero con una componente normal que aparentemente profundizó las estructuras produciendo una respuesta más regional en las anomalías gravimétricas (Figura 6.27). Finalmente se sugiere la presencia de un evento de deformación a través de fallas laterales en un sistema de cizalla siniestral el cual tuvo como resultado la conformación de estructuras secundarias asociadas de las cuales las más notables fueron un conjunto de fallas normales con orientación NW-SE cuya traza fue claramente identificada en las anomalías tanto gravimétricas como magnéticas. La cinemática de dichas estructuras no está del todo clara en los rasgos geofísicos sin embargo se interpretan como fallas normales de acuerdo al modelo de Wilcox *et al.* (1973) antes presentado y por la presencia de fallas normales previamente cartografiadas consistentes con la orientación de los lineamientos identificados (Figura 6.30, 6.31). Asociados a este sistema de deformación se presentan también lineamientos donde pudieran presentarse algunos pliegues forzados de acuerdo con el modelo antes mencionado. Aunque no existen elementos para reforzar la posibilidad de la presencia de dichas estructuras como pliegues forzados ya que su identificación no es muy clara a través del DEM, para el caso del primer lineamiento existe una respuesta geofísica característica en las anomalías gravimétricas. En dicho caso se muestra una alineación de los máximos a través de dicha estructura lo que indica la presencia de una falla con dicha orientación la cual pudiera haber acomodado compresión.

Como se ha mencionado anteriormente la presencia del sistema de fallas laterales claramente afectó tanto las estructuras en superficie como en el basamento produciendo el desplazamiento o aparente desfase en la configuración de anomalías sobre todo en las gravimétricas ya que estas reflejan de manera más importante los rasgos estructurales NNW-SSE (Figura 6.30). Por otro lado en el caso de las anomalías magnéticas aunque representan ciertos rasgos de deformación Laramídica-*Basin and Range* su configuración general parece más bien estar estrechamente ligada a este último evento de deformación al presentar orientaciones NE-SW y NW-SE consistentes con las fallas laterales y fallas normales asociadas (Figura 6.31).

Una característica notable tanto en los rasgos superficiales como en las anomalías geofísicas es configuración de la zona propuesta como Cuenca Palomas-Carrillo, la cual fue definida previamente a través de lineamientos topográficos los cuales coinciden con lineamientos geofísicos de orientación NE-SW finalmente interpretados como fallas normales. Dentro de esta zona y hacia sus límites, la cual se encuentra definida en su límite oriental por la parte norte de Sierra El Rey y en el borde occidental la Sierra Los Álamos (Figura 3.4, 6.31, 6.32), tanto los ejes de los anticlinales como el “*trending*” de las anomalías gravimétricas tienen una distribución NE-SW. Éstas últimas aunque de manera general mantienen la configuración NNW-SSE presentan una rotación dextral hacia el límite sur de la cuenca, presentándose algunas anomalías que incluso siguen el rumbo de la falla que

conforma el mismo. Como se observa en la Figura 6.23 y 6.25 este comportamiento tiene una respuesta a nivel regional aunque de menor intensidad lo que pudiera representar que tanto la cubierta sedimentaria como el basamento mismo experimentaron rotación durante la deformación lateral.

Así mismo en el caso de las anomalías magnéticas esta área se caracteriza por conformar una zona extendida de magnetización intermedia (parte norte del dominio I y subdominio I-B en la 2aDZ).

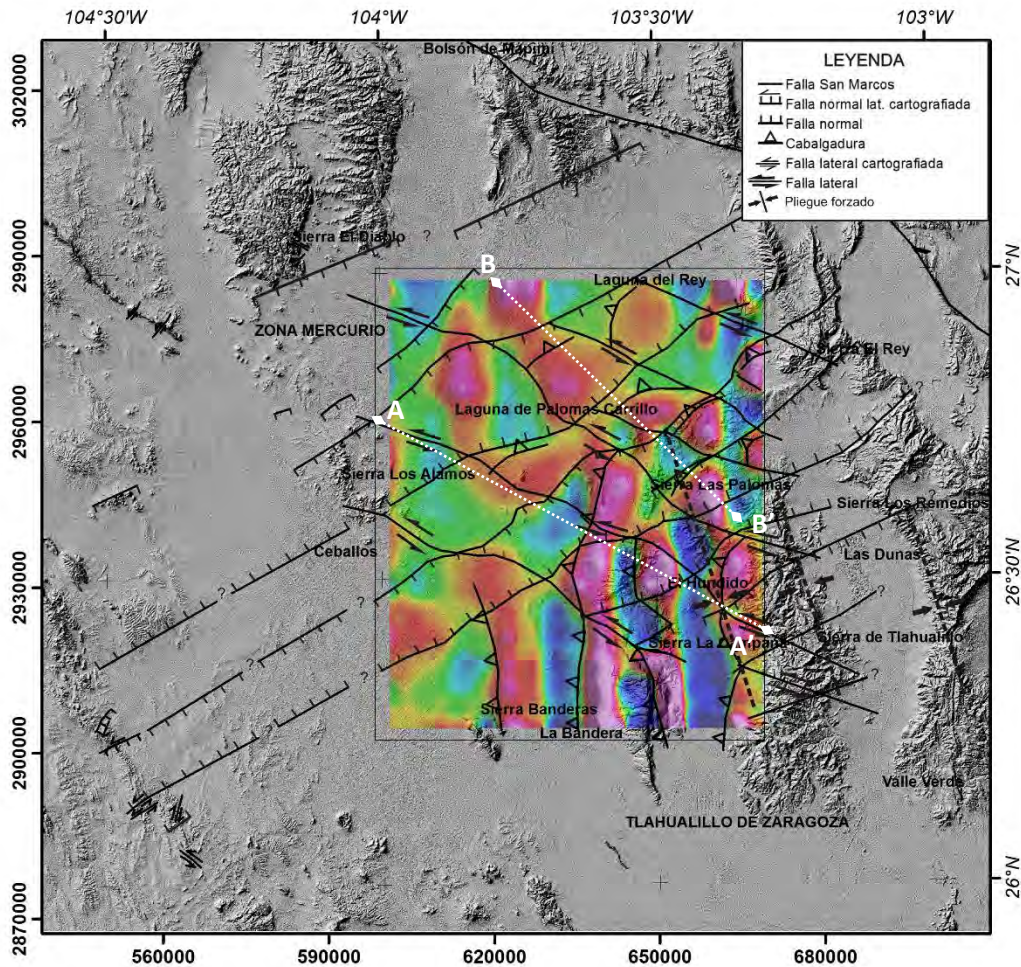


Fig. 6.30. Mapa geológico-estructural que representa los principales elementos estructurales interpretados y su configuración respecto a la 1aDZ de la Anomalía Residual de Bouguer.

Es importante mencionar que dentro de los mapas presentados no se representaron los rasgos de Cuencas y Sierras debido a que su respuesta es más regional siendo más clara en la Anomalía Completa de Bouguer previamente presentada en la Figura 6.27. En este caso se hace referencia a los rasgos Laramídicos cuya respuesta sigue predominando en los rasgos más superficiales. Por otro lado resta mencionar que la continuidad regional de las estructuras identificadas dentro del área de estudio aunque se encuentra claramente marcada por la

presencia de lineamientos topográficos, se deja en interrogación debido a no contar con mayores elementos para su interpretación.

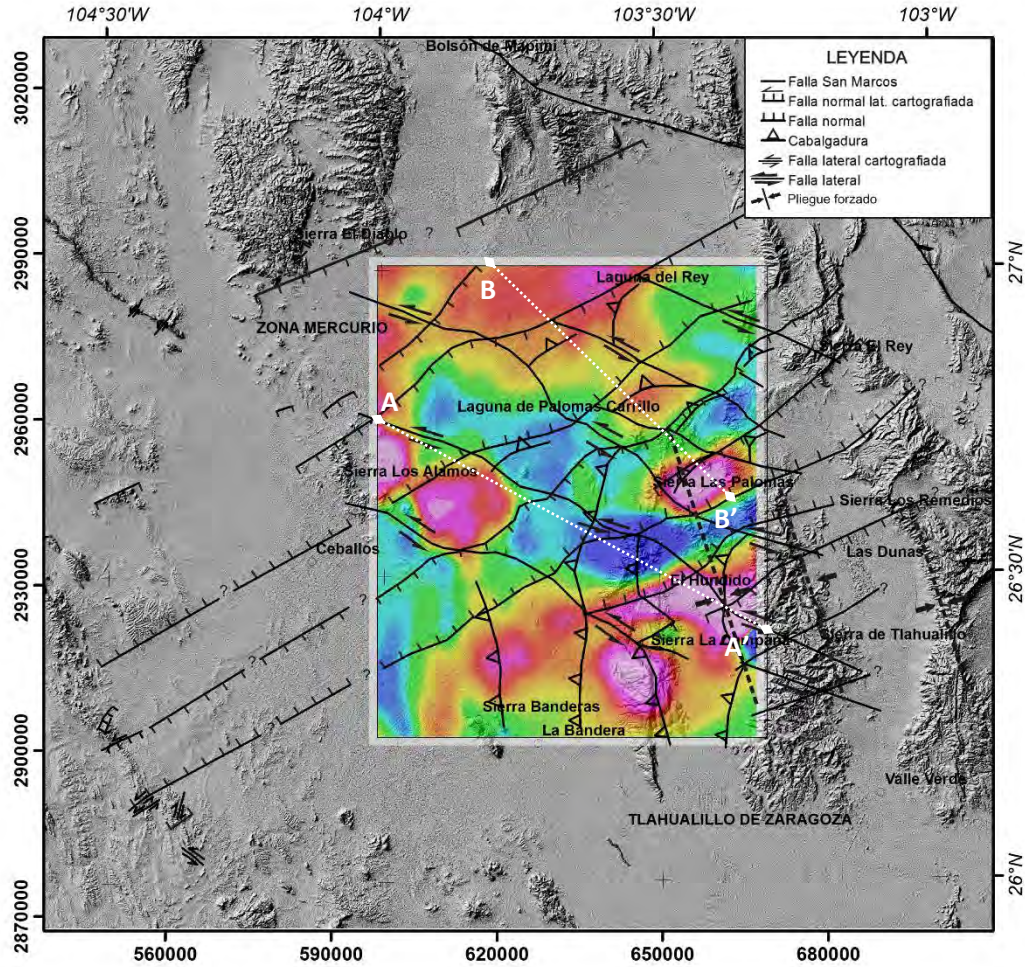


Fig. 6.31. Mapa geológico-estructural que representa los principales elementos estructurales interpretados y su configuración respecto al Campo Magnético Residual.

6.4.5 Modelos 2D

Utilizando los mapas geológico-estructurales así como la información geológica preexistente y por medio de la configuración de las anomalías geofísicas se elaboraron dos secciones geológico-geofísicas por medio de modelación directa (*forward modeling*).

Sección A-A' (Sierra Los Álamos – Valle El Hundido)

En la primera sección destaca la presencia de 3 altos magnéticos, los dos primeros localizados en Sierra Los Álamos y el tercero sobre Valle El Hundido. Como muestra la modelación estas zonas se encuentran asociadas a cuerpos intrusivos ubicados a una profundidad promedio de alrededor de los 1500 metros bajo el nivel del mar. No obstante en el caso del cuerpo ubicado más al sureste este llega a acercarse a la superficie a través de una

zona de falla hasta profundidades cerca de los 300 metros s.n.m. Los intrusivos aparentemente siguen la topografía del basamento y su relación respecto a las secuencias carbonatadas que recubren el mismo no es muy clara ya que únicamente en el intrusivo ubicado más al noroeste se identifica a través de la modelación la posibilidad de emplazamiento dentro de las calizas. Debido a esto no se descarta que los intrusivos sean más antiguos que las secuencias Cretácicas por lo que su emplazamiento estaría limitado únicamente al basamento metasedimentario. En este aspecto llama la atención la presencia de fallamiento normal el cual aparentemente delimita las estructuras magmáticas (Figura 6.3) el cual se encuentra asociado al sistema de cizalla sinistral previamente descrito. Si los intrusivos guardan relación con este sistema, pudiendo haber sido emplazados por medio de dichas estructuras el emplazamiento habría sido mucho más reciente durante la instauración del régimen de *Basin and Range* identificado en la región como Oligoceno Temprano (Chávez-Cabello *et al.*, 2005).

Otro aspecto importante identificado a través de este modelo es la presencia de fallamiento inverso asociado a la conformación de pliegues forzados y la presencia de cabalgaduras en las secuencias del Cretácico. Como se identificó previamente (Figura 6.24) el basamento mismo intervino en la deformación a través de dichas zonas de falla que produjeron la ruptura y levantamiento de bloques del mismo produciendo una respuesta gravimétrica característica al configurar una alternancia de valores máximos y mínimos.

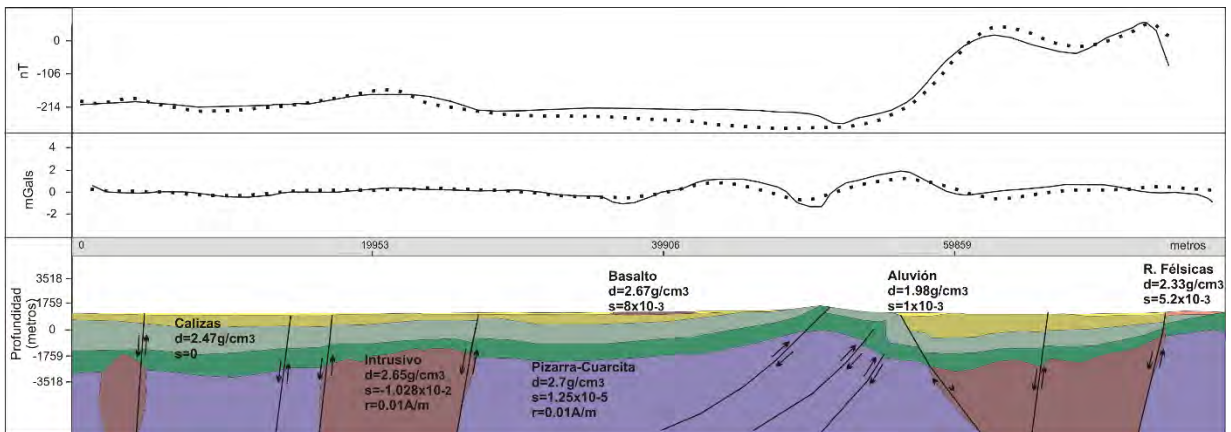


Fig. 6.32. Sección A-A' (Sierra Los Álamos – Valle El Hundido). Para esta sección se utilizaron el CMRP con CA 1km y la ARB CA 1km. Nótese la presencia de zonas de altos valores de magnetización asociados a cuerpos intrusivos que siguen la topografía del basamento. Valores altos de gravedad corresponden a la presencia de fallamiento inverso que involucra al basamento.

Sección B-B' (Laguna del Rey-Sierra Las Palomas)

Esta región se caracteriza por conformar una extensa zona con valores de magnetización intermedios previamente descrita como la parte norte del dominio I. Dicha zona se extiende principalmente a través de la región identificada como Laguna del Rey y se extiende hacia el oeste hasta limitar con un bajo magnético perteneciente a la Laguna de Palomas-Carrillo. Esta zona a su vez presenta regiones locales de máximos magnéticos los

cuales siguen la orientación de la sección B-B' hasta llegar al máximo ubicado a la altura de Sierra Las Palomas. Topográficamente esta región se caracteriza por conformar un valle con una extensa cubierta de sedimentos que recubren prácticamente todo el norte del área de estudio presentándose únicamente afloramientos aislados de la Fm. Indidura.

Debido a la geomorfología de la zona y su aparente delimitación a través de fallas normales y laterales (Figura 6.30 y 6.31) se respalda la idea de que dicha zona pudiera configurar una cuenca alargada en dirección NE-SW donde la presencia de fallas normales asociadas al sistema de cizalla aparentemente canalizaron magmatismo mismo que fue identificado por medio de la modelación tanto por emplazamiento de intrusivos como por derrames lávicos en superficie (Figura 6.33). En el caso de los derrames se interpreta que estos se encuentran recubiertos por sedimentos de relleno de la Cuenca del Rey a una profundidad aproximada de 75 metros por lo que no existen afloramientos en superficie. Por otro lado el intrusivo interpretado como el máximo magnético de Sierra Las Palomas previamente descrito como dominio II-a se encuentra claramente emplazado en las secuencias carbonatadas del Cretácico a diferencia de los intrusivos identificados en la sección A-A'. Este cuerpo se ubica a una profundidad de 800 metros bajo en n.d.m., lo que equivale cerca de 2,000 metros de profundidad desde la superficie.

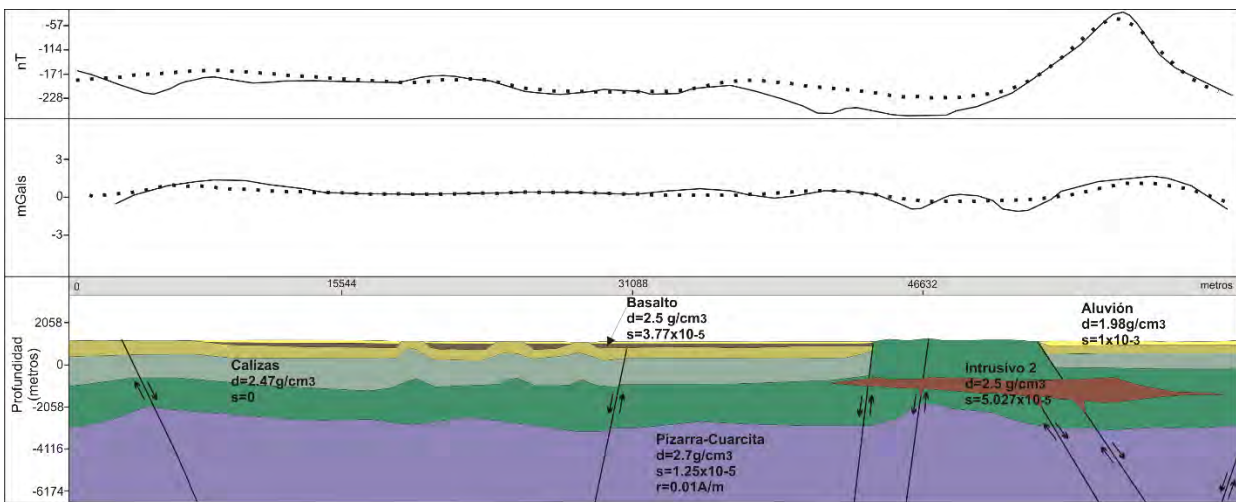


Fig. 6.33. Sección B-B' (Laguna del Rey Sierra Las Palomas). Para esta sección se utilizaron el CMRP con CA 1km y la ARB CA 1km. En este modelo destaca la presencia de derrames que recubren las secuencias Cretácicas en el valle conformado por Laguna del Rey así mismo el máximo magnético ubicado a la altura de Sierra Las Palomas se asocia a un cuerpo intrusivo emplazado en las rocas carbonatadas.

El modelo también muestra el límite sureste de la cuenca conformado en esta zona por la Sierra Las Palomas y más al sureste se encuentra representada la porción norte del Valle El Hundido mismo que igualmente conforma una zona de sedimentación limitada por fallamiento normal. Cabe mencionar que en este caso la respuesta gravimétrica es muy uniforme tal como se puede visualizar en la Figura 6.30 al ubicarse la sección sobre una zona de valores altos de gravedad sin presencia de bajos importantes dentro de la misma. Debido

a dicho comportamiento, a diferencia de la sección A-A' en este caso no se identificaron fallas inversas importantes que afectaran el basamento asociadas a las estructuras de deformación compresional en esta zona por lo que se interpreta que en este caso se trata de deformación más superficial o deformación de cobertura (*thin skinned deformation*).

CAPÍTULO VII

DISCUSIONES

Los resultados previamente descritos se basan en la integración de la información geológica previa en conjunto con la interpretación de los datos geofísicos los cuales fueron integrados en un modelo geológico-geofísico cuya configuración es respuesta de la amalgamación de eventos tectónicos que han afectado el área de estudio. La historia de esta zona, como el resto del Noreste de México, parte desde finales del Paleozoico durante la colisión de Laurentia y Gondwana la cual dio como resultado la configuración del cinturón orogénico Ouachita-Apalachiano del cual se deriva el Cinturón Orogénico Ouachita-Marathon a la sección que bordea la margen sur del cratón de Norteamérica (Poole *et al.*, 2005). Aunque se ha considerado la posibilidad de que el basamento del área de estudio como parte del Terreno Coahuila es encuentra conformado por depósitos de dos arcos magmáticos del Paleozoico Tardío (McKee *et al.*, 1988, Torres *et al.*, 1999) y Triásico Tardío-Jurásico (Grajales-Nishimura *et al.*, 1992 y Jones *et al.*, 1995) la relación de este terreno respecto al cratón de Norteamérica continua en debate. Aunque dichos eventos no forman parte de la discusión central de este trabajo es importante tomar en cuenta el origen del basamento posiblemente como parte de los depósitos turbidíticos Permo-Triásicos y su relación estructural con respecto a la sutura Ouachita-Marathon ubicada al oeste del área de estudio son importantes para un mejor entendimiento del papel que pudieran haber jugado estos rasgos en eventos de deformación posteriores.

En el caso de los eventos tectónicos más recientes han podido identificarse en el área de estudio y regiones aledañas la presencia de estructuras de deformación que han afectado tanto las secuencias sedimentarias marinas correspondientes a la apertura y evolución del Golfo de México durante el Triásico Tardío-Cretácico como el mismo basamento Paleozoico. Estas estructuras han sido clasificadas como se presentan en el capítulo 7 dentro de rasgos Laramídicos, rasgos de Cuencas y Sierras y rasgos asociados a un sistema de cizalla sinistral. A continuación se discuten algunos puntos importantes referentes a dichos sistemas de deformación.

7.1 Rasgos Laramídicos

Dentro de los rasgos asociados a deformación compresional asociados a la Orogenia Laramide se identificaron estructuras asociadas a dos tipos de deformación:

- A. Estructuras que involucran fallas inversas de alto ángulo con orientación NNW-SSE que afectan el basamento y la cubierta sedimentaria generando pliegues tipo *drape*. Este tipo de deformación se localiza en la zona sur del área de estudio (Dominios I-a al IV-a) y se caracterizan por la alternancia de franjas de altos y bajos gravimétricos.
- B. Estructuras asociadas a plegamiento superficial que aparentemente solo afectan a la cubierta sedimentaria. Identificadas en la zona norte del área de estudio como parte de los afloramientos aislados de anticlinales de la Fm. Indidura (Dominio I).

Estos estilos de deformación han sido reconocidos en el Cinturón Laramídico tanto en Estados Unidos como en México y se conocen como “tectónica Laramide típica” para la deformación que involucra al basamento y deformación de cobertura (*thin-skinned*) para aquella que ocurre debido al despegue de la cubierta sedimentaria. Aunque inicialmente se consideraba que el tipo de deformación estaba en función de la zona, su evolución paleogeográfica y por ende el tipo de materiales que la conforman, recientemente Chávez-Cabello y colaboradores (2005) localizaron en la parte sur de la Cuenca de Sabinas evidencias que indican la presencia de ambos estilos en la deformación ocurrida durante el Paleógeno. Así mismo se identificó que dichos estilos no son contemporáneos sino que ocurrieron en dos fases distintas una fase temprana representada por despegues sedimentarios y una tardía caracterizada por reactivación inversa de fallas del basamento (Figura 2.8).

El determinar si se trata de dos fases distintas de deformación en el Bloque Coahuila se encuentra fuera del alcance de este trabajo ya que no es posible de determinar por medio de herramientas geofísicas, no obstante se considera un hallazgo importante el detectar los dos estilos de deformación en dicha provincia tomando en cuenta que en trabajos previos esta zona se describe como un elemento estructural rígido debido a la escasa presencia de depósitos evaporíticos y el menor espesor de las secuencias sedimentarias que lo recubren (en comparación con zonas de sedimentación importante y extensos depósitos evaporíticos como la Cuenca de Sabinas).

7.1.1 Respecto a la rotación de los ejes de anticlinales en la zona norte

En una primera aproximación a través del mapa geológico y el DEM es notable que existe un cambio de rumbo en los ejes de los anticlinales y cabalgaduras al norte del área de estudio en dirección NNE-NE con respecto a la zona sur donde se presenta el “*trending*” Laramídico característico NNW-NW. No obstante la mayoría de las estructuras de la zona norte se encuentran cubiertas por sedimentos por lo que sólo constituyen afloramientos aislados conformados por pliegues cuyo eje se encuentra rotado en dirección horaria respecto a la zona sur.

De acuerdo con los resultados geofísicos obtenidos fue también visible un comportamiento particular en las anomalías tanto en la magnetometría y la gravimetría donde se identifican dos regiones principales, una al NW y otro al SE, separados por un lineamiento regional con orientación NE-SW el cual separa los dominios gravimétricos identificados en el apartado 6.3.2 (Figura 6.23). Como se menciona en dicha sección en el caso del modelo de anomalía residual de Bouguer, es visible que el comportamiento de las anomalías del dominio SE (Ia-IVa) coincide con la zona de cabalgaduras cuyo eje presenta orientaciones NNW-SSE las cuales tienden a rotar en dirección noreste en la frontera con el dominio NW (I-IV).

En este caso se discute la posibilidad de que las variaciones en la orientación de las estructuras se encuentre relacionada al estilo de deformación previamente referido para estas dos zonas. La presencia de dos fases distintas de deformación como se ha descrito en la

Cuenca de Sabinas pudiera explicar la oblicuidad en las estructuras tomando en cuenta un cambio en la dirección de compresión máxima de ~NE-SW para la deformación por tectónica Laramide típica a ~NW-SE para la deformación de cobertura.

Otra posibilidad pudiera estar relacionada con una rotación dextral de las estructuras de la parte norte posterior a su configuración original NNE-SSW. Es posible que dicha rotación haya afectado únicamente la cubierta sedimentaria produciendo un efecto local en las anomalías gravimétricas. Dentro de esta hipótesis llama la atención la concordancia entre los ejes de los pliegues en la zona norte y la orientación del sistema de fallas normales NE-SW asociado al desplazamiento lateral izquierdo de la Falla San Marcos y estructuras paralelas a la misma. Aunque en este caso las estructuras experimentaron una rotación horaria que no concuerda con un sistema de cizalla siniestral existe la posibilidad de que la Falla San Marcos y el resto de las estructuras hayan presentado una fase de actividad anterior con componente lateral derecha y que posteriormente como resultado de la instauración del régimen extensional las fallas cambiaran de dirección como resultado de una inversión tectónica.

7.1.2 Respecto al origen de las fallas de basamento

Se interpreta que en el área de estudio los rasgos de deformación Laramídica con orientación NNW-SSE del sector sur se encuentra asociada a fallas del basamento. Afloramientos donde la deformación Laramídica se encuentra afectando rocas del basamento han sido también reconocidos sobre rocas Precámbricas en Chihuahua y Sonora, rocas Paleozoicas y Mesozoicas en Chihuahua, Sierra Mojada y Valle de San Marcos y suroeste de la Cuenca de Sabinas, Coahuila, así como los sectores de la Sierra Madre Oriental de San Pedro del Gallo, Transversal de Parras, Anticlinorio de Huayacotla, Plataforma Valles-San Luis Potosí y Zongolica.

Respecto a las fallas del basamento existen dos posibles hipótesis sobre su origen: a) Fueron conformadas durante el período de deformación Laramídico (sin-tectónicas); b) Son fallas previamente conformadas y reactivadas durante la deformación. Aunque el objetivo de éste trabajo de investigación es limitado respecto a la posible presencia de fallas de basamento más antiguas que las ya reconocidas en el sistema de fallas regionales de orientación NW- conformado durante el Jurásico Tardío SE (ej. Falla San Marcos y La Babia) se enfatiza lo siguiente:

Al observar las zonas de afloramientos de rocas Paleozoicas en los alrededores del área de estudio es notable que estos se distribuyen en los flancos de cabalgaduras y anticlinales. Como se presenta en la Figura 3.2 afloramientos de rocas intrusivas y metasedimentarias así como de las secuencias vulcanosedimentarias de la Serie Las Delicias bordean el flanco occidental de la Sierra Los Remedios. Aunque no existe un análisis estructural donde se determine la presencia de zonas de falla que afecten a las unidades Paleozoicas y que pudieran haber sido reactivadas durante el Cretácico Tardío-Paleógeno no se descarta esta posibilidad.

De acuerdo con Eguiluz *et al.*, (2000) rasgos asociados a la orogenia Ouachita-Marathon y Apalachiana se presentan ocasionalmente en algunos sitios dentro de la Sierra Madre Oriental manifestados a través de afloramientos de rocas del basamento Precámbrico, Paleozoico y Triásico. No obstante se desconoce la influencia que pudieran haber tenido durante la apertura del Golfo de México y posteriormente la deformación Laramídica.

7.2 Rasgos de Cuencas y Sierras

La configuración NNW-SSE observada en las estructuras de deformación Laramídica continúa predominando en la configuración de valles y mesetas que caracterizan la topografía actual de la zona de estudio. Como se presenta en el capítulo 6, dichas estructuras han sido interpretadas como altos y bajos estructurales asociados a fallamiento normal conformado durante el régimen extensional de Cuencas y Sierras.

En este aspecto llama la atención la concordancia entre la configuración gravimétrica regional visible en la Anomalía Completa de Bouguer y los rasgos topográficos que caracterizan las estructuras Mesozoicas y Cenozoicas que recubren la zona de estudio y alrededores (Figura 6.23). Esta característica exhibe la correspondencia entre las estructuras superficiales y los rasgos estructurales del basamento Paleozoico. Por lo tanto se puede interpretar que las rocas Paleozoicas pudieran haberse deformado en conjunto con los estratos superficiales o en su caso las estructuras del basamento Paleozoico controlaron el desarrollo de las estructuras más recientes. Esta última teoría respaldaría la idea de que tanto los rasgos Laramídicos y posteriormente aquellos asociados a la Provincia de Cuencas y Sierras corresponden a rasgos estructurales heredados del basamento cuya cinemática fue distinta de acuerdo al régimen tectónico. De cualquier manera es clara la presencia de una reactivación con componente normal durante el evento de *Basin and Range* de las fallas que anteriormente acomodaron acortamiento durante el Paleógeno evidenciada por fallas normales cartografiadas e inferidas, zonas de sedimentación como la Laguna Palomas-Carillo y el Valle El Hundido así como estructuras de horst-graben que concuerdan con la orientación de rasgos Laramídicos. Cabe mencionar que la reactivación extensional de estructuras que involucran fallas de basamento como pliegues por propagación de fallas ha sido un fenómeno previamente identificado en zonas de deformación Laramídica donde se yuxtapone el régimen de Cuencas y Sierras (Lageson, 1991; Bump *et al.*, 2003; Oviedo-Padrón; 2008).

La hipótesis de la reactivación extensional de los rasgos Laramídicos es a su vez consistente con el modelo de inversión tectónica mencionado en el punto 7.1.1. donde se considera también la posibilidad de otro sistema de fallas activo conformado por fallas con orientación NW-SE como la Falla San Marcos y con un comportamiento o en su caso una componente lateral derecha. En este modelo debido al cese de la Orogenia Laramide y la instauración del régimen de Cuencas y Sierras ambos sistemas de fallas se vieron reactivados pero con una componente normal y lateral izquierda respectivamente (Figura 7.1). Este último sistema de estructuras se discute en el apartado siguiente.

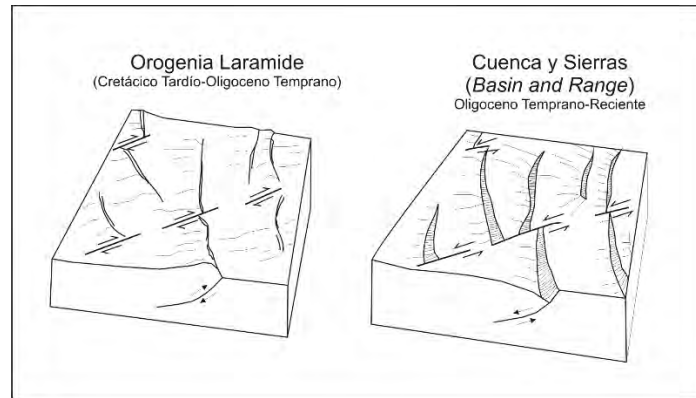


Fig. 7.1. Modelo de inversión tectónica ocurrido durante el cese del régimen compresional ocurrido durante la Orogenia Laramide y la sucesiva instauración de la Provincia extensional de Cuencas y Sierras.

7.3 Rasgos de zona de cizalla siniestral

Estructuras que coinciden con el rumbo NW de la Falla San Marcos, La Babia y Mojave-Sonora (Figura 2.5, 3.1) son reconocidas en el área de estudio como parte de un sistema de fallas regionales transcurrentes con movimiento lateral izquierdo. Se considera que dichas estructuras posiblemente tuvieron actividad durante la deformación del Paleógeno y fueron reactivadas durante el evento de Cuencas y Sierras.

En este contexto sobre la traza de la Falla San Marcos, ubicada al norte de la zona de estudio, han sido reconocidos al menos 4 eventos de reactivación a partir del Neocomiano (Chávez-Cabello. *et al.*, 2005). De estos eventos destaca las últimas dos etapas de reactivación ocurrida posteriormente a la Orogenia Laramide durante el Basin and Range se caracterizan: 3ra. (Mioceno Tardío-Plioceno Temprano) Por una componente predominantemente normal y una pequeña componente lateral izquierda y 4ta. (Plioceno-Cuaternario) Por una componente predominantemente normal. Se considera que los movimientos laterales caracterizados en este trabajo pudieran estar asociados a la actividad del Mioceno Tardío-Plioceno Temprano previamente reconocida.

7.3.1 Presencia de cuenca tipo pull-apart

En capítulos anteriores se ha referido la presencia de un valle alargado en dirección NE-SW para la parte norte del área de estudio el cual es consistente con la orientación de la Laguna del Rey sin embargo su extensión abarca más hacia el sureste hasta la altura de Sierra Los Álamos por lo que se propone el nombre de Cuenca del Rey para esta zona de sedimentación. Estructuras paralelas a la Falla San Marcos conforman los límites norte y sur de la cuenca los cuales son muy claros en el DEM por acotar la continuidad de las serranías. Así mismo en el caso de las anomalías tanto magnéticas como gravimétrica esta zona presentó características distintivas. En el caso de la magnetometría dicha región se caracteriza por una extensa zona de magnetización intermedia que a través de la modelación fue correlacionada con la presencia de derrames de lava recubiertos por sedimentos superficiales de la cuenca. Por otro lado en la respuesta gravimétrica residual se presentan estructuras

secundarias al “*trending*” regional NNW-SSE con orientaciones NE-SW consistentes con fallas secundarias de tipo normal asociadas al sistema de cizalla. La estructura de la cuenca es muy notoria en el mapa de contornos topográfico (Figura 6.11, 6.23-c) donde el depocentro de la cuenca estaría conformada por la zona más profunda (color azul) que conforma una franja estrecha en dirección NE-SW.

Con respecto a la evolución de la cuenca se hace referencia a la presencia de un cambio de dirección el a Falla San Marcos en el segmento ubicado al norte de Sierra El Rey de dirección NW-SE a NNW-SSE. No obstante en un sistema de desplazamiento lateral izquierdo el cambio de dirección de la FSM y estructuras asociadas conformaría una zona de “*restraining bend*” asociado a estructuras transpresionales y no una zona de “*releasing bend*” que pudiera haber generado la cuenca debido a esfuerzos de transtensión. No obstante Aranda-Gómez y colaboradores (2005) sugieren un cambio en la orientación de los esfuerzos regionales durante el Plioceno Tardío (<4.8 Ma) que modificaron la dirección preferencial de extensión en la región de NW a ENE. De acuerdo con dichos autores debido a este proceso el sistema de esfuerzos sobre la inflexión en la Falla San Marcos localizada donde actualmente se ubica el Campo Volcánico Camargo (CVC) (Figura 6.9) fue modificado de una zona de “*restraining bend*” a “*releasing bend*” lo que a su vez dio como resultado la conformación de una pequeña cuenca pull-apart favoreciendo el fallamiento normal y ascenso de magmas intraplaca que componen el CVC. Este modelo explicaría la presencia de otra cuenca pull-apart asociada a otra inflexión de la FSM. La presencia de derrames volcánicos presentes en la zona es también consistente con este tipo de estructuras por lo que se propone que muy probablemente estos sean productos máficos alcalinos asociados a vulcanismo intraplaca como los que se presentan en el CVC.

7.4 Sobre las anomalías magnéticas

De acuerdo con el análisis de los datos magnéticos fue detectada la presencia de magmatismo ampliamente distribuido dentro del área de estudio representado tanto por cuerpos intrusivos asociados a zonas con máximos magnéticos que configuran cuerpos lenticulares de alto gradiente como por derrames volcánicos recubiertos por sedimentos correlacionables con zonas extendidas de poco gradiente y valores intermedios de magnetización. Es importante mencionar que la conformación de las anomalías magnéticas parece comportarse de acuerdo al patrón de estructuras asociadas al sistema de cizalla siniestral NW-SE por lo que pudiera interpretarse que tanto los intrusivos como los derrames volcánicos conservaron dicho patrón durante su emplazamiento/extravasado. No obstante es también notoria la respuesta secundaria de rasgos NNW-SSE como es la configuración de la extensión de la Laguna de Palomas Carrillo y las estructuras regionales que lo delimitan (Figura 6.21-a).

Respecto a la presencia de intrusivos no existen afloramientos que pudieran estar asociados a las zonas de magnetización salvo la presencia de dos pequeños intrusivos conformados por pórfidos andesíticos de posible edad Oligoceno (SGM, 2008) uno de ellos ubicado sobre la apófisis que se extiende en dirección WSW del cuerpo ubicado en Valle El Hundido (Dominio II). Tomando en cuenta dichos afloramientos es posible que los intrusivos

se encuentren asociados al magmatismo por subducción del Eoceno-Oligoceno, como al que se asocian la mayoría de los intrusivos del CICM en el centro de Coahuila. No obstante la presencia de productos de composición basáltica superficiales consistentes con el fallamiento normal asociado al sistema de cizalla y con la ubicación de las zonas de alta magnetización de Sierra Los Álamos y Sierra Las Palomas sugieren también la correlación del magmatismo y el régimen extensional instaurado en el Oligoceno.

Sin el aporte de mayor información litológica es difícil asociar los intrusivos a un evento tectónico en específico no obstante de acuerdo a las evidencias de magmatismo en la zona se considera lo siguiente:

1. Que el magmatismo en el área de estudio ha sido canalizado a través de fallas regionales tanto de orientación NE-SW asociadas al sistema de fallas laterales de la Falla San Marcos y estructuras asociadas como evidencian los derrames basálticos superficiales, como por medio de estructuras NNW-SSE claramente representados por el lineamiento que conforma el límite oriental del graben de Palomas Carrillo en el que se distribuyen rocas de composición riolítica.

2. Dicho magmatismo pudiera haber sido canalizado a través de dichas fallas posiblemente desde la segunda fase de deformación Laramídica del Paleógeno a la cual se asocia la reactivación de fallas del basamento. Esto debido a la presencia de intrusivos del Oligoceno de composición intermedia y la presencia de intrusivos previamente referida en Monclova asociados a dicho régimen. No obstante no se descarta que algunos intrusivos pudieran ser más antiguos ya que como se observó en la modelación de la sección A-A' (Figura 6.32) por lo menos los intrusivos de Sierra Los Álamos y Valle El Hundido parecen restringirse al basamento Paleozoico.

3. Existe también la posibilidad de que los magmas hayan sido emplazados en un ambiente de subducción poco profunda durante la transición entre la terminación de la subducción y la instauración del régimen extensional de Cuencas y Sierras al cual se asocian magmas contaminados y vulcanismo bimodal. En este contexto los derrames basálticos superficiales del Plioceno y Cuaternario así como aquellos asociados a las fallas normales de la cuenca pull-apart pudieran ser resultado de la avance del régimen extensional y la evolución térmica de la litósfera en la región. De acuerdo con Aranda *et al.* (2005) los magmas continentales asociados al inicio del régimen extensional corresponden al Oligoceno Temprano-Mioceno mientras que aquellos correspondientes a la completa instauración del régimen son del Plioceno-Cuaternario.

CAPÍTULO VIII

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

La respuesta de los campos potenciales gravimétrico y magnético del área de estudio revela el efecto de los eventos tectónicos ocurridos desde el Paleozoico hasta la actualidad. Cada uno de estos eventos tuvo como resultado la conformación de estructuras de deformación características de acuerdo al régimen tectónico presentado, esto conlleva a que las anomalías geofísicas representen una amalgama de estructuras cuya interpretación se dificulta si se desconoce a detalle el contexto geológico de la región.

En este caso se ha identificado que existe una fuerte correlación entre los rasgos estructurales del basamento Paleozoico y las estructuras presentes en los estratos superficiales, la cual es demostrada por la fuerte concordancia entre los datos gravimétricos regionales y la configuración estructural visible en la superficie. Aunque se desconoce la presencia de estructuras asociadas a eventos tectónicos más antiguos encontrándose la mayoría de los rasgos interpretados en las anomalías asociados al evento de deformación compresiva de la Orogenia Laramide así como al evento extensional de Cuencas y Sierras, es clara la influencia de fallas antiguas del basamento sobre las estructuras más recientes. Tal es el caso de aquellas asociadas a la apertura del Golfo de México (ej. Falla San Marcos y Falla La Babia) y posiblemente también estructuras asociadas a los eventos tectónicos del Paleozoico.

Dentro de los rasgos más prominentes en las anomalías se identifica la influencia de dos sistemas de fallas regionales, el primero con orientaciones NNW-SSE cuya respuesta predomina en la Anomalía de Bouguer y el segundo con orientaciones NE-SW y estructuras secundarias asociadas NW-SE el cual representa a su vez la configuración característica del Campo Magnético Residual.

El sistema de fallas NNW representado por la Anomalía Residual de Bouguer es consistente con la orientación de las estructuras de deformación Laramídica que afloran en la zona sur asociándose dicha respuesta a fallas de basamento que configuraron pliegues por propagación de fallas. Hacia la zona norte la deformación es visiblemente más superficial y con un notable desfase hacia el NE lo que sugiere la posibilidad de una fase de deformación distinta a la que involucra fallas del basamento. Evidencias estructurales y geomorfológicas como la presencia de fallamiento normal, la configuración de zonas de horst y graben que configuran zonas de sedimentación con orientación NNW y la congruente respuesta gravimétrica regional evidencian la reactivación con componente normal de estructuras Laramídicas debido a la tectónica extensional del régimen de Cuencas y Sierras. Por último el sistema de estructuras con orientación NW-SE se interpreta como un sistema

de fallas laterales izquierdas posiblemente relacionado al 3er. evento de reactivación de la Falla San Marcos en el cual dicha estructura presentó una componente lateral durante un lapso de compresión mínima NW entre los 14 y 5 Ma (Chávez-Cabello *et al.*, 2005). Este conjunto de fallas conforman un sistema de cizalla siniestral con estructuras secundarias asociadas de las cuales las más notables son un conjunto de fallas normales con orientación NE-SW mismas que canalizaron productos volcánicos probablemente de tipo intraplaca en la zona norte del área de estudio. Esta zona a su vez ha sido reconocida en este estudio por caracterizar una extensa zona de sedimentación asociada a una cuenca tipo pull-apart cuya conformación posiblemente se relacione con la inflexión de la FSM ubicada al norte de la Sierra El Rey.

Aunque claramente existe una estrecha relación entre las estructuras transversales asociadas al sistema de fallas NW-SE y la respuesta del campo magnético existe también una componente vertical correlacionable con las estructuras NNW-SSE que pudiera indicar que el magmatismo se encuentre asociado a ambos sistema de fallas. Así mismo de acuerdo con la modelación 2D se interpreta que el emplazamiento de magmas afecta tanto a las unidades Paleozoicas, encontrándose los intrusivos de Sierra Los Álamos y Valle El Hundido aparentemente limitados al basamento, como a las unidades Cretácicas en el caso del intrusivo de Sierra Las Palomas, por lo que se determina que el magmatismo pudiera corresponder a diferentes eventos tectónicos. En este contexto es importante mencionar que por las edades y la composición de rocas ígneas presentes en superficie existen evidencias que sugieren la posibilidad de un emplazamiento tanto durante el régimen de subducción o finales del mismo como durante la completa instauración de la tectónica extensional del *Basin and Range*. Un análisis geoquímico más detallado, en conjunto con registros de perforaciones que pudieran aportar mayor información sobre los intrusivos es requerido para esclarecer el origen de los mismos permitiendo una mayor comprensión de la evolución tectónica de la zona.

La combinación de los resultados de este trabajo basado principalmente en la utilización de métodos indirectos, en conjunto con trabajo de campo donde se realice un análisis estructural de los sistemas de fallas interpretados es recomendado para lograr establecer con mayor exactitud la secuencia entre los eventos de deformación. Esto permitiría también la posibilidad de identificar la presencia de estructuras más antiguas en los afloramientos Paleozoicos que pudieran haberse reactivado durante los eventos de deformación posterior. Se sugieren también trabajos de paleomagnetismo que pudieran corroborar la posible rotación de las estructuras de la zona norte con respecto a la zona sur, o si en su caso estas no experimentaron rotación sino que fueron generadas en una fase de deformación distinta cuya dirección de compresión máxima difiere a la de las estructuras de la zona sur. Por último se recomienda el monitoreo de movimientos de bloques tectónicos por medio de GPS de

alta resolución mediante el cual se pudiera establecer si el fallamiento asociado al régimen extensional se encuentra actualmente activo.

REFERENCIAS

Aldrich, M. J., Jr., Chapin, C. E., Laughlin, A. W., 1986. Stress history and tectonic development of the Rio Grande Rift, New Mexico: *Journal of Geophysical Research*, v. 91, p. 6199-6211.

Anderson, T. H., y Schmidt, V. A., 1983. The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time: *Geological Society of America Bull.*, v. 94, p. 941-966.

Anderson t.h. & Nourse J.A., 2005. Pull-apart basins at releasing bends of the sinistral Late Jurassic Mojave-Sonora fault system: *Geological Society of America. Sp. Paper*, v. 393, p. 97-122.

Aranda-Gómez, J. J., Luhr, J. F., Housh, T. B., Connor, C. B., Becker, T., Henry, C. D., 2003. Synextensional, Plio-Pleistocene eruptive activity in the Camargo volcanic field, Chihuahua, México: *Geological Society of America Bulletin*, v. 115, n.3, p. 298-313.

Aranda-Gómez, J. J., Housh, T. B., Luhr, J. F., Henry, C. D., Becker, T., Chávez-Cabello, G., 2005. Reactivation of the San Marcos fault during mid-to late Tertiary extension, Chihuahua, México: *Geological Society of America S. P.*, v. 393, p. 509-521.

Atwater, T., 1970. Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America: *Geological Society of America Bull.*, v. 75, p. 3513–3536.

Atwater, T., Stock, J., 1998. Pacific–North America plate tectonics of the Neogene southwestern United States — an update: *Int. Geol. Rev.* v. 40, p. 375–402

Axen, G.J., Taylor, W.J., Bartley, J.M., 1993. Space-time patterns and tectonic controls of Tertiary extension and magmatism in the Great Basin of the western United States: *Geological Society of America. Bull.*, v. 105, p. 56–76.

Baranov, V., & Naudy, H., 1964. Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole: *Geophysics*, v. 29, n. 1, p. 67-79.

Barboza-Gudino, J.R., Tristán-González, M., y Torres-Hernández, J.R., 1999. Tectonic setting of pre-Oxfordian units from central and northeastern Mexico: A review, en Bartolini, C., Wilson, J.L., and Lawton, T.F., eds., *Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico: Geological Society of America S. P.*, v. 340, p. 197–210.

Barboza-Gudino, J.R., Tristán-González, M., y Torres-Hernández, J.R., 1998. The late Triassic-Early Jurassic active continental margin of western North America in northeastern Mexico: *Geofísica Internacional*, v. 37, n. 4, pp. 283-292.

Bird, P., 1988. Formation of the Rocky Mountains, western United States: A continuum computer model: *Science*, v. 239, p. 1501-1507.

- Bird, P., 1998. Kinematic history of the Laramide orogeny in latitudes 35°– 49° N, western United States: *Tectonics*, v. 17, p. 780-801.
- 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 Bull.*, v. 89, p. 311–328.
- Blakely, R. J., 1996. *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*: Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido, 445 p.
- Bump, A. P., 2003. Reactivation, trishear modeling and folded basement in Laramide uplifts: Implications for the origins of intracontinental faults: *GSA Today*, v. 13, p. 4-10.
- Burk, K., 1988. Tectonic evolution of the Caribbean: *Annual Reviews of Earth and Planetary Science*, v. 16, p. 201-230.
- Burkard, R. K., 1984. *Geodesy for the Layman*: National Imagery and Mapping Agency, Washington, D. C.
- Byrd, W. E. Jr., 1967. *Potencial Applications of Magnetic Gradients to Marine Geophysics*: Massachusetts Institute of Technology, Department of Geology and Geophysics, M. of Sc. Thesis, 133 p.
- Calmus, T., 2011. Evolución geológica de Sonora durante el Cretácico Tardío y el Cenozoico, en Calmus, Thierry, ed., *Panorama de la geología de Sonora, México*: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 118, cap. 7, p. 227–266.
- Cameron, C.S., 1981, *Geology of the Sugarloaf and Delamar mountain areas, San Bernardino Mountains, California*: unpublished Ph.D. Dissertation, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, Massachusetts, 399 p.
- Campa, M.F., and Coney, P.J., 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in México: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 1040–1051.
- Campa, U. M. F., 1985. The Mexican Thrust Belt. Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region: Howell, D. G., Ed., *Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources*, Houston, Texas. *Earth Sciences Series*, n. 1, p. 299-313.
- Carciumaru D., Ortega R., 2008. Geologic structure of the northern margin of the Chihuahua through: Evidence for controlled deformation during Laramide Orogeny: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 60, n. 1, p. 43-69.
- Cárdenas, A., Castillo, L. A., 2013. Interpretación de datos gravimétricos con la señal analítica 3D. Estudio de caso: Los Naranjos – Facatativá (Colombia): *Boletín de Geología*, v. 35, n. 1.

Carpenter, D. L., 1997. Tectonic history of the metamorphic basement rocks of the Sierra del Carmen, Coahuila, México. *Geological Society of America Bull.*, v. 109, n. 10, p. 1321-1332.

Cather, S. M., 1999. Implications of Jurassic, Cretaceous and Proterozoic piercing lines for Laramide oblique-slip faulting in New Mexico and rotation of the Colorado Plateau: *Geological Society of America Bull.*, v. 111, p. 849-868.

Centeno-García, E., y Silva-Romo, G., 1997. Petrogenesis and tectonic evolution of central México during Triassic-Jurassic time: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 14, n. 2, p. 244-260.

Centeno-García, E., 2005. Review of Upper Paleozoic and Lower Mesozoic stratigraphy and depositional environments of central and west Mexico: Constraints on terrane analysis and paleogeography: *Geological Society of America S. P.*, v. 393, p. 233-258.

Chamberlin, R. M., 1983. Cenozoic domino style crustal extension in the Lemitar Mountains, New Mexico: A summary: *New Mexico Geological Society 34th Field Conference Guidebook*, p. 111-118.

Charleston, S., 1981. A summary of the structural geology and tectonics of the State of Coahuila Mexico: en Smith, C. I. y Katz, S. B., eds., *Lower Cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico, West Texas Geological Society Field Trip Guidebook*, pub. 81-74, p. 28-36.

Chapin, C. E., 1971. The Rio Grande rift, part I: Modifications and Additions: *New Mexico Geological Society Guidebook, 22nd Field Conference San Luis Basin, Colorado*, p. 191-202.

Chapin, C. E., Cather, S. M., 1981. Eocene tectonics and sedimentation in the Colorado Plateau – Rocky Mountain area: *Arizona Geological Society Digest*, v. 14, p. 173-198.

Chávez-Cabello, G., 2005. Deformación y magmatismo Cenozoico en el sur de la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México: UNAM, Centro de Geociencias, Juriquilla Qro., Tesis doctoral, 226 p.

Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J. J., Molina-Garza, R. S., Cossio-Torres, T., Arvizu-Gutiérrez, I., y González-Naranjo, G. A., 2005. La falla San Marcos: una estructura Jurásica de basamento multireactivada del noreste de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LVII, n. 1, p. 27-52.

Chávez-Cabello, Aranda-Gómez, J. J., Iriondo, A., 2011. Culminación de la Orogenia Laramide en la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, A. C.*, v. 56, n. 1-2, p. 80-91.

Christiansen, R. L., and Lipman, P. W., 1972. Cenozoic volcanism and plate-tectonic evolution on the Western United States; Part II, late Cenozoic: *Royal Society of London Philosophical Transactions*, ser. A, v. 271, p. 249-284.

- Cifuentes, N. G., 2009. Monitoreo Geomagnético del Volcán Popocatepetl: UNAM, Instituto de Geofísica, Tesis de maestría.
- Clark, K. F., Foster, C. T., and Damon, P. E., 1982. Cenozoic mineral deposits and subduction related magmatic arcs in Mexico: Geological Society of American Bull., v. 93, p. 533-544.
- Coney, P. J., 1972. Cordillerian tectonics and North American plate motion: American Journal of Science, v. 272, p. 603-628.
- Coney, P. J., 1976. Plate tectonics and the Laramide Orogeny: New Mexico Geological Society Special Publication, v. 6, p. 5-10.
- Coney, P. J., 1978. Mesozoic-Cenozoic Cordilleran plate tectonics: en Schmidt, R. B. y Eaton, G. P., eds., Cenozoic tectonics and regional geophysics of the western Cordillera. Geological Society of America Memoir, v. 152, p. 33-50.
- Coney, P. J., Harms, T. A., 1984. Cordilleran metamorphic core complexes: Cenozoic extensional relics of Mesozoic compression: Geology, v. 12, p. 550-554.
- Coney, P. J., y Evenchick, C.A., 1994. Consolidation of the American Cordilleras. Journal of South American Earth Sciences, v. 7, n. ¾, p. 241-262.
- Consejo de Recursos Minerales, 1998. Informe de la carta geológico-minera y geoquímica Tlahualilo G13-6, escala 1:250,000, Estados de Coahuila, Durango y Chihuahua.
- Constenius, K., 1982. Relationship between the Kishenehn Basin, and the flathead listric normal fault system and the Lewis thrust salient: Geologic Studies of the Cordillerean Thrust Belt, Rocky Mountain Association of Geologists, v. 2, p. 817-830.
- Cook, F. A., Decker E. R., and Smithson, S. B., 1978. Preliminary heat flow model of the Rio Grande rift in southern New Mexico, Earth and Planetary Science Letters, v. 40, n. 3, p. 316-326.
- De Cserna, Z., 1956. Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México entre Torreón y Monterrey. Publicaciones del XX Congreso Geológico Internacional, 60 p.
- De Cserna, Z., 1970. Mesozoic Sedimentation, Magmatic Activity and Deformation of Northern Mexico: en Seewald, K., y Sundeen, D., Eds., The Geologic Framework of the Chihuahua Tectonic Belt, a Symposium in Honor of Prof. Ronald, K. De Ford: Midland, West Texas Geological Society, p. 99-117.
- DeFord, R. K., 1964. History of geologic exploration in Chihuahua: en Geology of Mina Plomosas-Placer de Guadalupe area, Chihuahua, Mexico. West Texas Geological Society, Field Trip Guidebook v. 64-50, p. 116-129.

- Denison, R. E., Kenny, G. S., Burke, W. H. Jr., y Hetherington, E. A. Jr., 1969. Isotopic age of igneous and metamorphic boulders from the Haymond Formation, Marathon Basin, Texas and their significance: *Geological Society of America Bull.*, v. 80, p. 245-256.
- Dickinson, W. R., 1975. Potash-depth (K-h) relations in continental-margin and intraoceanic magmatic arcs: *Geology*, v. 3, p. 53-56.
- Dickinson, W. R., y Synder, W. S., 1978. Plate tectonics of Laramide Orogeny: *Geological Society of America Memories*, v. 151, p. 355-370.
- Dickinson, W. R., y Lawton, T. F., 2001. Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: *Geological Society of America Bull.*, v. 113, p. 1142-1160.
- Dickinson, W. R., 2014. The Gulf of Mexico and the southern margin of Laurentia: *Geology*, v. 37, p. 479-480.
- Eaton, G. P., 1980. Geophysical and geological characteristics of the crust of the Basin and Range province, en: *Continental Tectonics*, chm. B. C. Burchfiel, J. E. Oliver, L. T. Silver, p. 96-110.
- Eguiluz de A. S., y Campa, M. F., 1982. Problemas tectónicos del sector San Pedro del Gallo, en los estados de Chihuahua y Durango: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 34, p. 5-42.
- Eguiluz, de A. S., 1984. Tectónica Cenozoica del norte de México: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 36, n.1, p.43-62.
- Eguiluz, de A. S., 1997. Potencial gasífero de las rocas mesozoicas en la Cuenca de Sabinas, Estado de Coahuila, México: en *Oil and gas exploration and production in fold and thrust belts*, American Association of Petroleum Geologists / Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Second Joint Hedberg Research Symposium Field Guide, p. 1-14.
- Eguiluz de A. S., Aranda-García, M., y Marrett R., 2000. Tectónica de la Sierra Madre Occidental, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. LIII, p. 1-26.
- Elston, W. E., Bornhorst, T. J., 1979. The Rio Grande rift in context of regional post-40 m.y. volcanic and tectonic events, en: *Rio Grande rift: Tectonics and Magmatism*, ed. R. E. Riecker: American Geophys. Union, p. 416-438.
- Engelbreton, D. C.; Cox, A., y Gordon, R. G., 1985. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin: *Geological Society of America S. P.* v. 206, 59 p.
- Erslev, E. A., 1993. Thrust, back-thrust, and detachment of Laramide foreland arches: en Schmidt, C. J., Chase, R., Erslev, E. A., (Eds.), *Laramide basement deformation in the Rocky Mountains foreland of the western United States*. *Geological Society of America S. P.*, v. 280, p. 339-358.

Estrada, L., 2012. Prospección Gravimétrica para Ingenieros: Universidad Nacional de Tucuman, FACET, 31p.

Florinski, I. V., 2012. Digital terrain analysis in soil science and geology: Academic Press-Elsevier, 379 p.

Fullea, J., Fernandez, M., Zeyen, H., 2008. FA2BOUG - A FORTRAN 90 code to compute Bouguer gravity anomalies from gridded free-air anomalies: Application to the Atlantic-Mediterranean transition zone: Computers & Geosciences, v. 34, n. 12, p. 1665-1681.

Gans, P. B., Mahood, G. A., Schermer, E., 1989. Synextensional magmatism in the Basin and Range province; a case study from the eastern Great Basin: Geological Society of America S. P., v. 233, p. 53.

Garzón-Varón, F., 2012. Modelamiento estructural de la zona límite entre la microplaca de Panamá y el bloque norandino a partir de la interpretación de imágenes de radar, cartografía geológica, anomalías de campos potenciales y líneas sísmicas: Universidad Nacional de Colombia, Departamento de Geociencias, Tesis de Maestría.

Glazner, A. F., Bartley, J. M., 1984. Timing and tectonic setting of Tertiary low-angle normal faulting and associated magmatism in the southwestern United States: tectonics, v. 3, p. 385-396.

Goldhammer, R. K., 1999. Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast of Mexico: en Bartolini, C., Wilson, J. L., and Lawton, T. F., eds., Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico, Geological Society of America S. P. v. 340, p. 1-58.

González-Sánchez, F., Puente-Solís, R., González-Partida, E., Camprubí, A., 2007. Estratigrafía del Noreste de México y su relación con los yacimientos estratoligados de fluorita, barita, celestina y Zn-Pb: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 59, no. 1, p. 43-62.

Grajales-Nishimura, M., Terrell, D.J., and Damon, P.E., 1992. Evidencias de la prolongación del Arco Magmático Cordillerano del Triásico Tardío- Jurásico en Chihuahua, Durango y Coahuila: Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros Boletín, v. 42, no. 2, p. 1-18.

Gries, J. C., 1970. Geology of the Sierra de la Parra area, northeast Chihuahua, Mexico: Ph.D. Thesis, University of Texas at Austin.

Haenggi, W. T., 2002. Tectonic history of the Chihuahua trough, Mexico and adjacent USA, Part II: Mesozoic and Cenozoic: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo LV, n. 1, p. 38-94.

Hall, S. A., Najmuddin, I. J., 1994. Constraints on the tectonic development of the eastern Gulf of Mexico provided by magnetic anomaly data: Journal of Geophysical Research, v. 99, p. 7161-7175.

Hamilton W. B., Myers, W. B., 1966. Cenozoic tectonics of the western United States: *Reviews of Geophysics*, v. 4, p. 1145-1164.

Hamilton, W. B., 1988. Laramide crustal shortening: *Geological Society of America Memoir*, 171, 27-39.

Handschy, J.W., Keller, G. R., y Smith, K.J., 1987. The Ouachita System in Northern México: *Tectonics*, v. 6, p. 323-330.

Harding, T.P., Vierbuchen, R.C., and Christie-Blick, N., 1985. Structural styles, plate tectonic settings, and hydrocarbon traps of divergent (transtensional) wrench faults, en Biddle, K., and Christie-Blick, N., eds., *Strikeslip deformation, basin formation, and sedimentation: Tulsa, Oklahoma, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, v. 31, p. 51-75.

Hatcher Jr., R.D., 2002. Alleghanian (Appalachian) orogeny, a product of zipper tectonics: rotational transpressive continent-continent collision and closing of ancient oceans along irregular margins: en Martínez Catalán, J.R., Hatcher Jr., R.D., Arenas, R., Díaz García, F. (Eds.), *Variscane-Appalachian Dynamics: The Building of the Late Paleozoic Basement*, *Geological Society of America S. P.*, v. 364, p. 199-208.

Henry, C. D., Aranda-Gómez, J. J., 1992. The real southern Basin and Range: mid-to late Cenozoic extension in Mexico: *Geology*, v. 20, p. 701-704.

Henry, C. D., Aranda-Gómez, J. J., 2000. Plate interactions control middle-late Miocene, proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range: *Tectonophysics*, v. 318, p. 1-26.

Humphrey, W. H., 1956. Tectonic framework of Northern Mexico: *Gulf Coast Association of Geologists, Society Transactions*, v. 6, p. 25-35.

Iriondo, A., 2001. Proterozoic basements and their Laramide juxtaposition in NW Sonora, Mexico: Colorado, University of Colorado, Ph D. Thesis, 222 p.

Iriondo, A., Premo, W. R., 2003. The Caborca Block, an inhomogeneous piece of Paleoproterozoic crust in Sonora: *Geological Society of America, Cordilleran Section, 99th annual meeting, Abstr. Programs*, v. 35, n. 4, p. 67.

Iriondo, A., Premo, W. R., Martínez-Torres, L. M., Budahn, J. R., Atkinson, W. W. Jr., Siems, D. F. y Guaras-González, B., 2004. Isotopic, geochemical, and temporal characterization of Proterozoic basement rocks in the Quitovac region, northwestern Sonora, México: Implications for the reconstruction of the southwestern margin of Laurentia: *Geological Society of America Bull.*, v. 116, p. 154-170.

James, E. W. and C. D. Henry, 1993. Southeastern extent of the North American craton in Texas and northern Chihuahua as revealed by Pb isotopes: *Geological Society of America Bull.*, v. 105, p. 116-126.

Jones, N. W., F. Dula, L. E. Long, y McKee, J. W., 1982. An exposure of a fundamental fault in Permian basement granitoids, Valle San Marcos, Coahuila, Mexico: Geological Society of America Abstr. Programs, v. 14, p. 523-524.

Jones, N. W., McKee, J. W., Márquez D. B., Tovar, J., Long, L. E., y Laudon, T. E., 1984. The Mesozoic La Mula island, Coahuila, Mexico: Geological Society of America Bull., v. 95, p. 1226-1241.

Jones, N. W., Lopez, R., and Cameron, K. L., 1995. Linda Vista pluton and latest Permian-Late Triassic orogeny, Las Delicias area, Coahuila, México: Geological Society of America Abstr. Programs, v. 27, no. 6, p. 388.

Jurdy, D.M., 1984. The subduction of the Farallon plate beneath North America as derived from relative plate motions: Tectonics, v. 3, p. 107–113.

Karlstrom, K. E., Daniel, C. G., 1993. Restoration of Laramide right lateral strike slip in northern New Mexico using Proterozoic piercing points: tectonic implication from the Proterozoic to the Cenozoic: Geology, v. 21, p. 1139-1142.

Kellum, Lewis B., Imlay, R. W., y Kane, W. G., 1936. Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico, Part 1, Relation of Structures, Stratigraphy and Igneous Activity to an Early Continental Margin: Geological Society of America Bull., v. 47, p. 969-1008.

Lageson, D. R., 1989. Reactivation of a Proterozoic Continental Margin, Bridger Range, Southwestern Montana: Montana Geological Society Field Conference Guidebook, Montana Centennial Edition, Geologic Resources of Montana, Volume II, Road Logs, 13 p.

Lageson, D. R., 1992. Possible Laramide influence on the Teton normal fault, western Wyoming: Geological Society of America Memoirs, v. 179, p. 183-196.

Lehmann, C., Osleger, D.A., Montañez, I.P., Sliter, W., Arnaud-Vanneau, A., Banner, J., 1999. Evolution of Cupido and Coahuila carbonate platforms, Early Cretaceous, northeastern Mexico: Geological Society of America Bull., v. 111, p. 1010-1029.

Lillie, R. J., 1999. Whole Earth Geophysics: Prentice Hall, Londres, 361 p.

Lister G.S., Etheridge M.A. & Symonds P.A., 1986. – Detachment faulting and the evolution of passive continental margins: Geology, v. 14, p. 246-250.

Livaccari, R. F., 1991. Role of crustal thickening and extensional collapse in the tectonic evolution of the Sevier – Laramide orogeny, Western United States: Geology, v. 19, p. 1104-1107.

Logachev, A. A., Zajarov, V. P., 1978. Exploración Magnética: Reverté, 346 p.

- Longoria, J. F., 1994. Recognition and characteristics of a strike-slip fault system in Mexico and its mesozoic transpressional regime—implications in plate tectonics and paleogeographic reconstruction: Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Boletín, v. 11, p. 77-104.
- Lopez, R., Cameron, K.L., y Jones, N.W., 2001. Evidence for Paleoproterozoic, Grenvillian, and Pan-African age Gondwanan crust beneath northeastern Mexico: Precambrian Research, v. 107, p. 195–214.
- López-Loera, H., Urrutia-Fucugauchi, J., Alva-Valdivia. L., 2011. Estudio aeromagnético del complejo volcánico de Colima, occidente de México – implicaciones tectónicas y estructurales: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 28, n. 3, p. 349-370.
- López-Ramos, E., 1981. Jurásico en Chihuahua, Durango y Coahuila: Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros Boletín, v. 42, no. 2, p. 1-18.
- Mares, S., 1984. Introduction to Applied Geophysics. Kluwer Academic Publishers, Czechoslovakia, 587 p.
- Marton, G., and R. T. Buffler, 1994, Jurassic reconstruction of the Gulf of Mexico Basin: International Geology Review, v. 36, p. 545– 586.
- Maxson, J. A., Tikoff, B., 1996. A hit and run collision model for the Laramide Orogeny, Western U.S: Geology, v. 24, p. 968-972.
- McCullar, D. B., and Smithson, S. B., 1977. Unreversed seismic crustal refraction profile across the southern Rio Grande rift: EOS Trans. Amer. Geophys. Un., v. 58, p. 1184-1977.
- McKee, E. H., 1971. Tertiary igneous chronology of the Grand Basin of Western United States - Implication for tectonic models: Geological Society of America Bull., v. 82, p. 3497-3502.
- McKee, J. W., Jones, N. W., and Long, L. E., 1984: History of recurrent activity along a major fault in northeastern Mexico: Geology, v. 12, p. 103-107.
- Mckee, J. W., Jones, N. W., y Anderson, T. H., 1988. Las Delicias basin: A record of late Paleozoic volcanism in northern Mexico: Geology, v. 16, p. 37-40.
- McKee, J.W., Jones, N.W., y Anderson, T.H., 1990. Stratigraphy and provenance of strata along the San Marcos fault, central Coahuila, Mexico: Geological Society of America Bull., v. 102, p. 593-614.
- Molina-Garza, R. S., and Geissman, J. W., 1999. Paleomagnetic data from the Caborca terrane, Mexico: Implication for Cordillera Tectonics and the Mojave-Sonora megashear: Tectonics, v. 18, p. 293-325.

Molina-Garza, R. S., and Geissman, J. W., 1996. Timing of deformation and accretion of the Antimonio terrane, Sonora, from paleomagnetic data: *Geology*, v. 24, p. 1131-1134.

Molina-Garza R. S., e Iriando, A., 2005. La Megacizalla Mojave-Sonora: la hipótesis, la controversia y el estado actual de conocimiento: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LVII, n. 1, p. 1-26.

Morán-Zenteno, D. J., 1986. Breve revisión sobre la evolución tectónica de México: *Geofísica Internacional*, v. 25, no. 1, p. 9-38.

Moreno, F. A., G. R. Keller, y K. L. Mickus, 1994. The extension of the Ouachita orogenic belt into northern Mexico: *West Texas Geol. Soc. public.* 94-95, p. 139- 148.

Muehlberger, W. R., 1980. Texas lineament revisited: en Dickerson, P.W., Hoffer, J.M., Callender, J.F., (Eds), *Trans-Pecos region, southeastern New Mexico and West Texas*. New Mexico Geological Society, Guidebook 31, p. 113-121.

Muñiz-Barreto, L., 1997. *El Geomagnetismo: UNAM, Instituto de Geofísica, Plaza y Valdez serie de cuadernos*, 50 p.

Noble, D. C., 1972. Some observation on the Cenozoic volcano-tectonic evolution of the Great Basin, Western United States: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 17, p. 142-150.

O'Learly, D. W., Friedman, J. D., Pohn, H. A., 1976. Lineament, linear, lineation: Some proposed new standards for old terms: *Geological Society of America Bull.*, v. 87, p. 1463-1469.

Oldow, J. S., Bally, A. W., Lallemand, A., Hans, G., 1990. Transpression, orogenic float and lithospheric balance: *Geology*, v. 18, p. 991-994.

Onorati, G., Poscolieri M., Ventura, R., Chiarini, V., Crucilla, V., 1992. The digital elevation model of Italy for geomorphology and structural geology: *Catena*, v. 19, p. 147-178.

Ortega-Guitérrez, F., Ruíz, J., and Centeno-García, E., 1995. Oaxaquia-A Proterozoic microcontinent accreted to North America during the Late Paleozoic: *Geology*, v. 23, p. 1127-1130.

Oviedo-Padrón, E. G., 2008. *Tectónica de la Sierra Cuesta El Infierno, Chihuahua y su relación con el Levantamiento de Plomosas: UNAM, Centro de Geociencias, Juriquilla, Qro., Tesis de Maestría*, 98 p.

Padilla y Sánchez, R. J., 1982. *Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepción del Oro, Saltillo and Monterrey, México: University of Texas, Austin, Ph D. Thesis*, 217 p.

Padilla y Sanchez, R.J., 1986. Post-Paleozoic tectonics of Northeast Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico: *Geofísica Internacional*, v. 25, no. 1, p. 157-206.

Padilla y Sánchez, R. J., 2007. Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto del Golfo de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, tomo LIX, n. 1, p. 19-42.

Parsons, T. 1995. The Basin and Range Province, in *Continental Rifts: Evolution, Structure and Tectonics*: Olsen, K., ed., Amsterdam, Elsevier, p. 277-324.

Pindell, J. L., y Dewey J. F., 1982. Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region: *Tectonics*, v. 1, p. 179-211.

Pindell, J. L., 1985. Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas and proto-Caribbean: *Tectonics*, v. 4, p. 1-39.

Pindell, J. L., y Kennan, L., 2009. Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update: *Geological Society of London*, v. 328, p. 1-55.

Poole, F. G., Perry, W. J., Jr., Madrid, R. J., y Amaya-Martínez, R., 2005. Tectonic history of the southern margin of North America: *Geological Society of America, Abstr. Programs*, v. 37, no. 7, p. 303.

Reynolds, J. M., 1997. *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*: John Wiley and Sons, Reynolds Geo-Sciences Ltd., Reino Unido, 796 p.

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

Saibi, H., Nishijima, J., Ehara., S., Aboud, E., 2006. Integrated Gradient Interpretation Techniques for 2D and 3D Gravity data Interpretation: *Earth Planet Space*, v. 58, p. 815-821.

Salvador A., y Green, A., 1980. Opening of the Caribbean Tethys (Origin and development of the Caribbean and the Gulf of Mexico): En Auboin, J., *et al.* eds., *Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys*: Bull. du Bureau de recherches géologiques et Minières Memories, v. 115, p. 224-229.

Salvador, A., 1991. Origin and development of the Gulf of Mexico basin: en Salvador, A., ed., *The Gulf of Mexico basin*, Geological Society of America, *Geology of North America*, v. J, p. 389-444.

Seager, W. R., Mack, G. H., 1985. Laramide Paleotectonics of Southern New Mexico: *American Association of Petroleum Geologists, Memoir* v. 41, p. 669-685.

Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., y Speed, R. C., 1993. Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico: *Geological Society of America S. P.*, v. 278, p. 1-143.

Servicio Geológico Mexicano, 1998. Carta geológico-minera Tlahualilo de Zaragoza, G13-6, Coahuila, Durango y Chihuahua (1:250,000).

Servicio Geológico Mexicano, 2000. Carta geológico-minera Ciudad Camargo, G13-2, Chihuahua (1:250,000).

Servicio Geológico Mexicano, 2000. Carta geológico-minera Hidalgo del Parral, G13-5, Chihuahua y Durango (1:250,000).

Servicio Geológico Mexicano, 2008. Carta geológico-minera Monclova, G14-4, Coahuila y Nuevo León (1:250,000).

Servicio Geológico Mexicano, 2008. Carta geológico-minera Ocampo, G13-3, Coahuila y Chihuahua (1:250,000).

Severinghaus, J., Atwater, T., 1990. Cenozoic geometry and thermal state of the subducting slabs beneath western North America: Geological Society of America Mem. v. 176, p. 1-22.

Silver, L.T., y Anderson, T.H., 1974. Possible left-lateral early to middle Mesozoic disruption of the southwestern North American craton margin: Geological Society of America Abstr. Programs, v. 6, p. 955-956.

Simmons G.R., 1992. The regional distribution of salt in the northwestern Gulf of Mexico: styles of emplacement and implications for early tectonic history: Unpub. Ph.D. Dissert., Texas A & M Univ., p. 180.

Smith, C. I., 1981: Review of the geologic setting, stratigraphy and facies distribution of the Lower Cretaceous in northern Mexico, en: Lower Cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico: West Texas Geological Society Field Trip Guidebook 81-74, p. 1-27.

Telford, W. M., Geldhart, L. P., Sheriff, R. E., 1990. Applied Geophysics: Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido, 771 p.

Wernicke, B., 1992, Cenozoic extensional tectonics of the U.S. Cordillera, en: Burchfiel, B.C.; Lipman, P.W.; y Zoback, M.L., eds., The Cordilleran Orogen—Conterminous U.S., The Geology of North America G-3: Geological Society of America, p. 553–581.

Sosson, M., y Bouroz, C., 1989. Sur l'existence de deux directions de compression créacé supérieur à paléogène dans l'ouest américain (E-U): Comptes Rendus de l'Académie des Sciences (París), v. 309(II), p. 1231–1238.

Stewart, J.H., Poole, F.G., 1975. Extension of the Cordilleran miogeocline belt to the San Andreas fault, southern California: Geological Society of America Bull., v. 86, p. 205-212.

Stewart, J. H., Anderson, T.H., Haxel, G.B., Silver, L.T., y Wright, J.E., 1986. Late Triassic Paleogeography of the Southern Cordillera: The Problem of a Source for Voluminous

Volcanic Detritus in the Chinle Formation of the Colorado Plateau Region: *Geology*, 14, p. 567-570.

Stewart, J.H., 1998. Regional characteristics, tilt domains, and extension history of the late Cenozoic Basin and Range province, western North America, en: *Faulds, J. E., and Stewart, J. H., eds., Accommodation zones and transfer zones: The regional segmentation of the Basin and Range Province. Geological Society of America S. P.*, v. 323, p. 47-74.

Stock, J.M., y Molnar, P., 1988. Uncertainties and implications of the Late Cretaceous and Tertiary position of North America relative to the Farallon, Kula, and Pacific plates: *Tectonics*, v. 6, p. 1339-1384.

Suter, M., 1984. Cordilleran deformation along the eastern edge of the Valles-San Luis Potosí carbonate platform, Sierra Madre Oriental fold-thrust belt, East-Central Mexico. *Geological Society of American Bull.*, v. 95, p. 1387-1397.

Tardy, M., 1980. Contribution a l'étude Geologique de la Sierra Madre Oriental du Mexique: Université Pierre et Marie Curie de Paris, Tesis doctoral, 445 p.

Tikoff, B., Maxson, J., 2001. Lithospheric buckling of the Laramide foreland during Late Cretaceous and Paleogene, western United States: *Rocky Mountain Geology*, v. 36, p. 13-35.

Torres, R., Ruiz, J., Patchett, P. J., and Grajales, J. M., 1999: A Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico: Tectonic implications for reconstruction of southern North America, en: *Bartolini, C., Wilson, J. L., and Lawton, T. F., eds., Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico: Geological Society of North America S. P.*, 340, p. 1-58.

Tosdal, R. M., Haxel, G. B, Wright, J. E., 1989. Jurassic geology of the Sonoran Desert region, southern Arizona, southeastern California, and northernmost Sonora: Construction of a continental-margin magmatic arc, en: *Jenney, J. P., Reynolds, S. J., (eds.), Geologic Evolution of Arizona: Arizona Geological Society Digest*, v. 17, p. 397-434.

Urrutia-Fucugauchi, J., 1984. On the tectonic evolution of Mexico: paleomagnetic constraints. Plate reconstruction from Paleozoic paleomagnetism: *Am. Geophys. Un. Geodynam. Ser.*, v. 12, p. 18-28.

Urrutia-Fucugauchi, J., Campos-Enríquez, J. O., 1993. Geomagnetic Secular Variation in Central Mexico since 1923 AD and Comparison with 1945-1990 IGRF Models: *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, v. 45, p. 355-363.

Valdez, M.G., 2001. *Geoquímica y Petrología de las Rocas Ígneas de los Campos Volcánicos de Las Esperanzas y Ocampo, Coahuila, México: UNAM, Instituto de Geología, Tesis de Maestría*, 128 p.

Vélez, Scholvin, K. D., 1990. Modelo transcurrente en la evolución tectónico sedimentaria de México: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 40, n. 1, p. 1-35.

Woodward, L. A., Anderson, O. J., Lucas, S. G., 1997. Tectonics of Four Corners region of the Colorado Plateau. *New Mexico Geological Society Guidebook*, v. 48, p. 57-64.

Wernicke, B. P., Christiansen, R. L., England, P. C., Sonder, L. J., 1987. Tectonomagmatic evolution of Cenozoic extension in the North American Cordillera, en: Coward, M. P., Dewey, J. F., Hancock, L. (Eds.), *Continental Extensional Tectonics*, Geol. Soc. London, Spec. Publ., v. 28, p. 203-221.

Wernicke, B. P., 1992. Cenozoic extensional tectonics of the U. S. Cordillera, en: B. C. Burchfiel, P. W. Lipman, and M. L. Zoback (Editors), *The Cordilleran Orogen; conterminous U. S.*, *The Geology of North America*, Geological Society of America, v. G-3, p. 553-581.

Wilcox, R. E., Harding, T. P., Seely, D. R., 1973. Basic wrench tectonics: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 57, p. 74-96.

Wilson, B. M., 1989. *Igneous petrogenesis*. London: Chapman & Hall, 466 p.

Wilson, J. L., 1990. Basement structural controls on Mesozoic carbonate facies in Northeastern México—a Review, en: Tucker, M.E., Wilson, J.L., Crevello, P.D., Sarg, J.R., Read, J.F., (eds.), *Carbonate platforms—facies, sequences and evolution: International Association of Sedimentologists Special Publication*, v. 9, p. 235–255.

Winker, C. D., and R. T., Buffler, 1988. Paleogeographic evolution of early deep-water Gulf of Mexico and margins, Jurassic to middle Cretaceous (Comanchean): *AAPG Bull.*, v. 72, p. 318– 346.

Wust, S. L., 1986. Regional correlation of extension directions in Cordilleran metamorphic core complexes: *Geology*, v. 14, p. 828-830.

Ye, H., 1997. The arcuate Sierra Madre Oriental orogenic belt, NE Mexico: Tectonic infilling of a recess along the Southwestern North America continental margin, en: *Structure, stratigraphy and paleontology of Late Cretaceous-Early Tertiary Parras-La Popa foreland basin near Monterrey, northeast Mexico: American Association of Petroleum Geologists Field Trip n. 10*, p. 85-115.

Zoback, M. L., Anderson, R. E., Thompson, G. A., 1981. Basin and Range rifting in northern Nevada: clues from a mid-Miocene rift and its subsequent offsets: *Geology*, v. 6, p. 111-116.