

**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN**  
**FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



**TESIS**

**MODELACIÓN GEOFÍSICA CON MÉTODOS POTENCIALES EN UN  
AMBIENTE GEOLÓGICO MULTICAPA DE DENSIDADES  
INVERSAS, APLICADO A LA CUENCA DE LA POPA, NE DE  
MÉXICO**

**PRESENTA:**

**ANTONIO TAMEZ PONCE**

**COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL GRADO DE:  
DOCTOR EN CIENCIAS CON ESPECIALIDAD EN GEOCIENCIAS**



**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN**

**FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**  
HDA. DE GUADALUPE, CARR. A CERRO PRIETO KM 8, A.P. 104  
67700 LINARES NUEVO LEÓN, MÉXICO  
TELS Y FAX (821) 214 20 10 Y 214 20 20



LA TESIS

**MODELACIÓN GEOFÍSICA CON MÉTODOS POTENCIALES EN UN  
AMBIENTE GEOLÓGICO MULTICAPA DE DENSIDADES  
INVERSAS, APLICADO A LA CUENCA DE LA POPA, NE DE  
MÉXICO**

ELABORADA POR:

**ANTONIO TAMEZ PONCE**

HA SIDO ACEPTADA COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL  
GRADO DE:

**DOCTOR EN CIENCIAS**

**CON ESPECIALIDAD EN GEOCIENCIAS**

Vo. Bo.  
DIRECTOR DE TITULACIÓN

**DR. VSEVOLOD YUTSIS**

LINARES, N.L.

AGOSTO 2015



**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN**  
**FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



**LA TESIS**

**MODELACIÓN GEOFÍSICA CON MÉTODOS POTENCIALES EN UN  
AMBIENTE GEOLÓGICO MULTICAPA DE DENSIDADES  
INVERSAS, APLICADO A LA CUENCA DE LA POPA, NE DE  
MÉXICO**

**ELABORADA POR:  
ANTONIO TAMEZ PONCE**

**HA SIDO ACEPTADA COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL  
GRADO DE:**

**DOCTOR EN CIENCIAS CON ESPECIALIDAD EN GEOCIENCIAS**

**Vo. Bo.  
COMITÉ DE REVISIÓN DE TITULACIÓN**

---

**Dr. Vsevolod Yutis**  
DIRECTOR DE TITULACIÓN

---

**Dr. Juan Carlos Montalvo Arrieta**  
CO-DIRECTOR DE TITULACIÓN

---

**Dr. Cosme Pola Símuta**  
CO-DIRECTOR DE TITULACIÓN

---

**Dr. Sóstenes Méndez Delgado**  
CO-DIRECTOR DE TITULACIÓN

---

**Dr. Uwe Jenchen**  
CO-DIRECTOR DE TITULACIÓN

LINARES, N.L.

AGOSTO 2015

<b>CAPÍTULO I.- GENERALIDADES</b>	<b>Pág.</b>	<b>1</b>
<b>1.1.- Localización</b>		<b>4</b>
<b>1.2.- Objetivos</b>		<b>6</b>
<b>1.3.- Metas</b>		<b>6</b>
<b>1.4.- Metodología</b>		<b>8</b>
<b>CAPÍTULO II.- MARCO GEOLÓGICO REGIONAL Y LOCAL</b>		<b>10</b>
<b>2.1.- Tectónica actual de México</b>		<b>10</b>
<i>2.1.1- Jurásico Superior-Cretácico Superior (hace 140 a 70 millones de años)</i>		<b>14</b>
<i>2.1.2.- Cretácico Superior-Paleoceno (hace 70 a 58 millones de años)</i>		<b>15</b>
<i>2.1.3.- Eoceno Superior-Oligoceno-Mioceno Inferior (hace 42 a 18 millones de años)</i>		<b>18</b>
<i>2.1.4.- Mioceno Medio-Plioceno Temprano (13 a 4.5 millones de años)</i>		<b>20</b>
<i>2.1.5.- Plioceno-Cuaternario (hace 4.5 millones de años a la época actual)</i>		<b>24</b>
<b>2.2.- Geología regional del área de estudio</b>		<b>26</b>
<i>2.2.1.- Configuración Estructural y Estratigráfica del Noreste de México</i>		<b>28</b>
<i>2.2.1.1.- Altos de basamento y Cuencas</i>		<b>29</b>
<i>2.2.1.2.- Fallas de basamento en el Noreste de México</i>		<b>32</b>
<i>2.2.1.2.1.-Falla Mojave-Sonora</i>		<b>33</b>
<i>2.2.1.2.2.-Fallas San Marcos y La Babia</i>		<b>33</b>
<b>2.3.- Orogenia Laramide</b>		<b>35</b>
<i>2.3.1.- Aspectos importantes de la deformación Laramide en el noreste de México</i>		<b>36</b>
<b>2.4.- Estratigrafía del Noreste de México</b>		<b>38</b>
<b>2.5.- Geología local de la Cuenca de la Popa</b>		<b>40</b>
<i>2.5.1- Estratigrafía de la Cuenca de la Popa</i>		<b>42</b>

2.5.2.- <i>Jurásico Superior</i>	44
2.5.3- <i>Cretácico Inferior</i>	45
2.5.3.1.- <i>Lentil Inferior “Boca La Carroza”</i>	46
2.5.3.2.- <i>Formación la Peña</i>	46
2.5.3.3.- <i>Lentil Superior “Boca La Carroza”</i>	46
2.5.3.4.- <i>Lentil Inferior y Medio “El Toro”</i>	46
2.5.4.- <i>Rocas del Cretácico Superior</i>	47
2.5.4.1.- <i>Formación Indidura</i>	47
2.5.4.2.- <i>Lentil “El Toro Superior”</i>	47
2.5.4.3.- <i>Lutita Parras</i>	48
2.5.5.- <i>Rocas del Cretácico Superior – Eoceno (grupo difunta)</i>	48
2.5.5.1- <i>Lentiles El Gordo, El Papalote y San José.</i>	49

## **CAPÍTULO III.-FUNDAMENTOS TEÓRICOS** 50

### **3.1.- Introducción** 50

### **3.2.-Metodos potenciales** 51

### **3.3.-Método magnético** 53

#### *3.3.1.- Reseña histórica* 53

#### *3.3.2.- Cómo funciona el campo magnético de la Tierra* 55

#### *3.3.3.- Componentes vectoriales del campo magnético* 56

#### *3.3.4.- Fuentes principales del campo magnético* 60

#### *3.3.5.- Magnetización de los materiales de la Tierra* 65

#### *3.3.6.- Unidades utilizadas en el método magnético* 65

#### *3.3.7.- Magnetómetros* 67

##### *3.3.7.1.- Magnetómetro tipo Fluxgate o de Saturación* 67

##### *3.3.7.2.- Magnetómetro de Precesión Protónica o Resonancia Magnética Nuclear* 69

#### *3.3.8.- Reducción de datos magnéticos* 71

### **3.4.- Método gravimétrico** 75

#### *3.4.1.- Reseña histórica* 75

3.4.2.- <i>¿Que es la gravedad?</i>	77
3.4.3.- <i>Teoría de la gravedad</i>	78
3.4.4.- <i>Energía potencial y trabajo</i>	79
3.4.5.- <i>Aceleración de la gravedad</i>	80
3.4.6.- <i>Potencial gravimétrico</i>	82
3.4.7.- <i>Aceleración y potencial gravitacional para un cuerpo de distribución puntual de masa</i>	83
3.4.8.- <i>Composición de la Tierra y el geoide</i>	85
3.4.8.1.- <i>Capas de la Tierra</i>	86
3.4.8.2.- <i>El geoide</i>	90
3.4.9.- <i>Unidades utilizadas en el método gravitacional</i>	91
3.4.10.- <i>Tipos de mediciones gravimétricas</i>	92
3.4.11.- <i>Gravímetros</i>	94
3.4.11.1.- <i>Medida de la gravedad usando un péndulo</i>	95
3.4.11.2.- <i>Tipos de gravímetros</i>	96
3.4.12.- <i>Densidad de las rocas</i>	99
3.4.12.1.- <i>Método de Nettleton</i>	100
3.4.13.- <i>Reducción de datos gravimétricos</i>	102
3.4.13.1.- <i>Corrección por deriva</i>	102
3.4.13.2.- <i>Corrección por mareas</i>	104
3.4.13.3.- <i>Corrección por latitud</i>	105
3.4.13.4.- <i>Corrección por aire libre</i>	107
3.4.13.5.- <i>Corrección de Bouguer</i>	108
3.4.13.6.- <i>Corrección por terreno (topográfica)</i>	109
3.4.13.7.- <i>Corrección isostática</i>	111
3.4.13.8.- <i>Anomalía de Aire Libre</i>	113
3.4.13.9.- <i>Anomalía de Bouguer</i>	114

## **CAPÍTULO IV.- ANÁLISIS GEOFÍSICO REGIONAL** 115

<b>4.1.- Introducción</b>	<b>115</b>
<b>4.2.- Estructuras observadas en superficie</b>	<b>116</b>
<b>4.3.- Datos gravimétricos y aeromagnéticos</b>	<b>117</b>

4.3.1.- <i>Datos del levantamiento gravimétrico</i>	119
4.3.2.- <i>Datos del levantamiento magnético</i>	120
<b>4.4.- Análisis magnético</b>	<b>120</b>
4.4.1.- <i>Anomalía magnética y su residual sobre el Modelo digital de elevaciones (MDE)</i>	123
4.4.2.- <i>Anomalía magnética 3D</i>	125
<b>4.5.- Análisis gravimétrico</b>	<b>126</b>
4.5.1.- <i>Residual de la anomalía de Bouguer sobre el Modelo digital de elevaciones (MDE)</i>	127
<b>4.6.- Modelos regionales</b>	<b>130</b>
4.6.1.- <i>Perfiles seleccionados para el modelado</i>	131
4.6.1.1.- <i>Modelo (A-A'), diapiros despegados</i>	135
4.6.1.2.- <i>Modelo (B-B'), anticlinales de despegue</i>	136
4.6.1.3.- <i>Modelo (C-C'), soldadura de la Popa</i>	137
 <b>CONCLUSIONES</b>	 <b>141</b>
 <b>BIBLIOGRAFÍA</b>	 <b>143</b>

## ÍNDICE DE FIGURAS

- Figura 1.1 (a) Localización regional del área de estudio dentro de los estados de Nuevo León y Tamaulipas, marcada con un rectángulo rojo, (b) Ubicación de la Cuenca de la Popa en el antepaís de la Sierra Madre Oriental, marcada con un recuadro en color azul. Abreviaciones: BC, Bloque de Coahuila; LG, Anticlinal de la Gavia; LP, Cuenca de la Popa; SM, Saliente de Monterrey; MV, Anticlinal Minas Viejas; CP, Cuenca de Parras; PG, Anticlinal Potrero de García; CS, Cuenca de Sabinas; ABS, Archipiélago Burro Salado (Tomado de Lawton, 2001). Pág. 5
- Figura 2.1 Configuración actual de México, la cual se debe al movimiento simultáneo de las cuatro placas tectónicas que lo rodean (marcadas con flechas en color azul): 1) la de Norteamérica, con desplazamiento hacia el suroccidente; 2) la del Pacífico oriental, hacia el noroeste; 3) la de Cocos, hacia el noreste, y 4) la del Caribe, hacia el oriente franco. (a) México y las placas que lo circundan, (b) Vista global de las placas que circundan a México así como la dirección del movimiento de éstas (Aguayo, 1987). 11
- Figura 2.2 Cinturón Volcánico Transmexicano (CVT) es cual representa un sistema de fisuras corticales por donde son expulsadas a la superficie las rocas volcánicas provenientes de la fusión de la corteza oceánica de la Placa de Cocos debajo de la Placa **NorteAmericana** (Aguayo, 1987). 12
- Figura 2.3 Durante el Jurásico Superior (140 M. a.) y el Cretácico Superior (70 M. a.) el continente asimiló la placa oceánica de Farallón, generándose así el Arco Volcánico Marginal en el borde occidental de México y del noroeste de Sudamérica; la corteza oceánica del antiguo Océano Pacífico también estaba en colisión con el fondo oceánico del ancestral Océano Atlántico, y en su unión se formaron los arcos volcánicos insulares de la región caribeña (Aguayo, 1987). 14
- Figura 2.4 Durante el Cretácico Superior (70 M. a.) y el Paleoceno (58 M. a.) la placa continental estaba próxima a asimilar una cordillera oceánica, y el arco volcánico marginal migraba hacia el interior del continente en México. En la porción sur del país se iniciaba un rompimiento y su desplazamiento hacia el noreste (Aguayo, 1987). 15



- Figura 2.5 (a) Desde el Eoceno Superior (42 M. a.) hasta el Mioceno Inferior (18 M. a.), el arco magmático marginal continental de México iniciaba su retroceso hacia el Pacífico. La porción sur del continente se siguió desplazando hacia el noreste y la Península de Yucatán giraba en el sentido del movimiento de las manecillas del reloj. (b) La antigua dorsal o cordillera oceánica inferida, aparentemente fue asimilada por el continente durante el Oligoceno Medio (30 M. a.) y quedan como testigos las fracturas que inciden en el borde continental del Pacífico. El arco volcánico siguió en retroceso desde el interior del continente hacia el occidente y la Dorsal o Cordillera del Pacífico oriental estaba próxima al continente (Aguayo, 1987). 19
- Figura 2.6 (a) Durante el Mioceno Medio (13 M. a.) al Plioceno temprano (4.5 M. a.) el borde noroccidental de México traslapó a la Dorsal o Cordillera del Pacífico oriental, asimilando a la vez a la trinchera oceánica en esa porción. Hacia el sur, la trinchera siguió activa, lo que se manifestó por el Arco Volcánico Marginal. (b) En una etapa tectónica posterior, la porción sur de la actual Península de Baja California se separó del resto del continente y las aguas oceánicas del Pacífico inundaron esa porción. La parte meridional del país se levantaba y se fracturaba, facilitándose así la formación de la Cadena Volcánica Transversal, desde el Océano Pacífico hasta el Golfo de México. En el Pacífico se formó otra cordillera o dorsal conocida como Galápagos, que se unió con la del Pacífico oriental y dio límites a la Placa de Cocos (Aguayo, 1987). 21
- Figura 2.7 Durante el Plioceno y el Cuaternario la actual configuración de México siguió gobernada por los desplazamientos continuos del continente y de las placas oceánicas. La Península de Baja California se mueve hacia el noroccidente, gobernada por las fallas del Sistema San Andrés; los márgenes meridional y sur del continente, en el Pacífico, asimilan la corteza oceánica de la Placa de Cocos. La Península de Yucatán se desplaza en sentido de las manecillas del reloj y el Cinturón Volcánico Transmexicano sigue en actividad desde el Pacífico hasta el Golfo de México (Aguayo, 1987). 25
- Figura 2.8 Localización del área que abarcan las mallas regionales dentro del terreno Coahuila (Adaptada de Chávez-Cabello, 2005; Sedlock et al., 1993 y Jones et al., 1995), marcada con un rectángulo en color rojo, dentro de esta área se encuentra la Cuenca de la Popa. Abreviaciones: COOM: Cinturón Orogénico Ouachita-Marathon, FSM: Falla San Marcos, FLB: Falla La 28

Babia, CCT: Cratón Coahuila-Texas, CPC: Cinturón Plegado de Coahuila, y BC: Bloque Coahuila.

- Figura 2.9 Configuración estructural y rasgos tectónicos del Noreste de México (estado de Coahuila y áreas adyacentes). Modificado de Chávez-Cabello et al. (2005). 30
- Figura 2.10 Mapa geológico-estructural regional del terreno Coahuila. Se muestra la distribución de afloramientos principales y su relación con las estructuras generadas durante la deformación Laramide del Terciario Temprano, así como la relación de éstas con respecto a las principales fallas de basamento y zonas de sutura dentro y en los bordes del terreno. LT: Lineamiento de Texas; CCT: Cratón Coahuila Texas; FLB: Falla La Babia; COOM: Cinturón Orogénico Ouachita Marathon; CPC: Cinturón Plegado de Coahuila; ILM: Isla La Mula; IM: Isla de Monclova; CLP: Cuenca La Popa; BC: Bloque Coahuila; FSM: Falla San Marcos; CP: Cuenca de Parras; MSM: Megacizalla Sonora-Mojave; SP: Sierra de Parras y CM: Curvatura de Monterrey (Chávez-Cabello, 2005). 34
- Figura 2.11 Mapa geológico de la Cuenca de la Popa en donde se ubican las estructuras halocinéticas como lo son los diapiros: El Gordo, El Papalote y San José, además de la soldadura secundaria que aflora en superficie (Giles y Lawton, 2002). 41
- Figura 2.12 Columna estratigráfica generalizada de los estratos expuestos en superficie en la Cuenca de la Popa y áreas adyacentes, mostrando también la interpretación de los ambientes de depositación (Giles y Lawton, 1999). 43
- Figura 3.1 Campos potenciales de la Tierra. (a) El campo gravimétrico es simétrico, los vectores de fuerza de atracción tienen aproximadamente igual magnitud y dirección, las líneas de fuerza van con dirección hacia el centro de la Tierra. (b) La magnitud y dirección del campo magnético es dominado por dos polos, el positivo (en el Sur) de donde salen las líneas de fuerza y el polo negativo (en el Norte) donde entran las líneas de fuerza (Lilie, 1999). 51
- Figura 3.2 Técnicas para medir los campos potenciales en superficie. (a) Un gravímetro mide la aceleración gravitacional ( $g$ ), es sensible a los cambios locales de densidad. (b) Los magnetómetros miden el campo magnético total de la Tierra ( $F$ ), influenciado por la susceptibilidad magnética ( $x$ ) y la magnetización remanente ( $J_{rem}$ ) de los materiales de la superficie terrestre. La intensidad 52

de estos campos decrece cuando se está más alejado de la fuente del campo medido.

Figura 3.3	El campo magnético de la Tierra se comporta como si tuviera en su centro un gigantesco imán o una barra magnética, como se observa en la comparación entre la imagen a y b. El polo magnético negativo se ubica en el hemisferio Norte y el polo positivo magnético en el hemisferio Sur (Lilie, 1999).	55
Figura 3.4	(a) Modelo para ilustrar cómo funciona el dínamo autoexcitado en el núcleo de la Tierra cuando crea el magnetismo terrestre, (b) esquema general de los procesos que explica el modelo (Merrill & McElhinny, 1983).	56
Figura 3.5	Componentes del campo magnético Total (Lilie, 1999).	57
Figura 3.6	(a) Inclinación magnética, representa el ángulo entre una línea imaginaria orientada de acuerdo a la posición de los polos magnéticos y la horizontal (superficie terrestre). (b) La declinación magnética de la Tierra es el ángulo entre el norte geográfico y las líneas del campo magnético (Merrill & McElhinny, 1983).	58
Figura 3.7	Representación esquemática de la expansión del fondo oceánico y de la formación de anomalías magnéticas alineadas debidas a las inversiones del campo geomagnético. Las zonas de polaridad normal son oscuras (Merrill & McElhinny, 1983).	60
Figura 3.8	Las regiones de la magnetósfera vista en corte según un plano meridional mediodía – medianoche. La magnetósfera es la capa de la Tierra que nos protege de los intensos vientos solares (Merrill & McElhinny, 1983).	62
Figura 3.9	(a) Brújula orientándose o respondiendo al campo magnético terrestre; (b) magneto causando una desviación local del campo magnético terrestre debido a la atracción que este produce.	65
Figura 3.10	El magnetómetro Fluxgate o de Saturación, basa su principio en dos barras paralelas de hierro (núcleo ferromagnético) las cuales son colocadas cerca. La susceptibilidad de las dos barras es lo suficientemente grande como para detectar cambios relativos en el campo magnético terrestres, los cuales pueden ser tan débiles para producir saturación magnética en las barras (fuente: <a href="http://www.phy6.org/earthmag/Mmagmetr.htm">www.phy6.org/earthmag/Mmagmetr.htm</a> ).	68
Figura 3.11	Funcionamiento básico del magnetómetro de protones. (a)	70

Protones alineados en posiciones antiparalelas con respecto a los protones cercanos a cada uno; (b) al aplicar una corriente, los protones se alinean en la misma dirección; (c) al cesar la corriente, los protones adquieren un movimiento de precesión que induce una corriente eléctrica y proporcionara una lectura directa de la fuerza del campo en nT (Kearey y Brooks, 1991).

- Figura 3.12 Ley de gravitación universal formulada por Isaac Newton, afirma que la fuerza de atracción que experimentan dos cuerpos dotados de masa es directamente proporcional al producto de sus masas e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia que los separa. 77
- Figura 3.13 (a) En un cuerpo sólido cada pequeña partícula ejerce una atracción gravitacional en diferentes direcciones en un punto externo P. (b) Componentes del potencial gravimétrico para una distribución continua de masa. 84
- Figura 3.14 Sección vertical que representa “El Modelo Geoestático” de la estructura interna de la Tierra. 88
- Figura 3.15 Sección vertical que representa “El Modelo Geodinámico” de la estructura de la Tierra. 89
- Figura 3.16 Existe una gran diferencia entre una esfera perfecta y el elipse de rotación (Esferoide) que es la forma de la tierra (Tamez, 2007). 91
- Figura 3.17 El geoide es tomado como referencia y teóricamente es una superficie equipotencial y a partir del cual se hacen las correcciones necesarias a las mediciones gravimétricas (Telford et al., 1990). 91
- Figura 3.18 Principio elástico básico de un gravímetro: (a) aceleración gravimétrica débil de un cuerpo de baja densidad; (b) aceleración gravimétrica más grande debido a un cuerpo de densidad alta. Actualmente los gravímetros modernos utilizan sistemas electrónicos muy sofisticados (fuente: [http://html.rincondelvago.com/gravimetro-lacoste\\_romberg.html](http://html.rincondelvago.com/gravimetro-lacoste_romberg.html)). 94
- Figura 3.19 Principio básico del funcionamiento en los gravímetros dinámicos. El sistema elástico trata de mantenerse en equilibrio y medir los cambios de gravedad que sufre la masa (Reynolds, 2005). 96
- Figura. 3.20 Gravímetro Scintrex CG-5, el cual fue utilizado en la Cuenca de 98

la Popa. (a) Gravímetro CG-5, montado sobre el tripié con el cual se nivela. (b) Ubicación del sensor en vista lateral (este sensor tipo Rugged Premium es el que mide los cambios extremadamente pequeños de aceleración de la gravedad). (c) Ubicación del sensor desde la parte superior del aparato (tomado de [www.scintrex.com](http://www.scintrex.com)).

Figura 3.21	Método de Nettleton para estimar la densidad en base a un perfil seleccionado y probando distintas densidades para seleccionar la curva que sea menos similar a la topografía del área (Telford et al., 1990).	101
Figura 3.22	La corrección por deriva en un perfil gravimétrico se realiza a partir de una estación base donde se hacen una serie de mediciones a distintas horas del día, se le hace la corrección a todos los datos.	103
Figura 3.23	La gravedad varía con la latitud por lo que a los datos se les aplica la corrección por altitud y gravedad normal.	105
Figura 3.24	La corrección de Bouguer ( $\delta g_B$ ) es usada para cuantificar la masa de la roca entre el punto de medición con una densidad $\rho$ y altura $h$ y el nivel del mar.	109
Figura 3.25	Efecto de una montaña o un valle cerca de la estación gravimétrica, lo que produce la disminución de la medida de gravedad, por ello es necesaria la corrección por terreno.	110
Figura 3.26	Esquemas de las hipótesis de Pratt (a) y Airy (b); para simplificar la corteza se representa mediante un número de prismas independientes flotando sobre un líquido más denso.	112
Figura 4.1	Estructuras geológicas ubicadas en el Modelo de elevación digital 3D. 1.- Sierra Madre Oriental (Curvatura de Monterrey); 2.- El Fraile (Potrero de García) (Anticlinal); 3.- Cuenca de la Popa; 4.- Minas Viejas (Anticlinal); 5.- Anticlinal de En medio; 6.- Las Gomas – Bustamante (Anticlinal); 7.- San Marcos – La Babia (Anticlinal); 8.- Plataforma de Coahuila; 9.- Cuenca de Parras; 10.- Cuenca de Sabinas; 11.- La Rata (Anticlinal); 12.- El Venadito (Anticlinal); 13.- La Gloria (Anticlinal); 14.- Isla de Monclova; 15.- Jardines; 16.- Lampazos – Sabinas.	117
Figura 4.2	Área que abarca la malla gravimétrica facilitada por PEMEX PEP marcada en color rojo, donde se observan las 9857 mediciones. En esta misma se tiene la malla de datos aeromagnéticos, los puntos de medición no se grafican porque	118

debido a la densidad de mediciones aparecería solo un rectángulo en color negro.

- Figura 4.3 (a) Anomalía magnética obtenida con la base de datos adquirida en el SGM, la cual varía en un rango de valores que van de los -88.9 a los 252 nT. (b) Separación de las provincias geológicas que abarca el área, utilizando datos magnéticos ubicando a la Cuenca de Sabinas en la Parte Norte, La Cuenca de la Popa en la Parte central, a la Cuenca de Parras en la Parte SW y a la Curvatura de Monterrey en la Parte SE. (c) Separación de isógonas en 4 rangos de valores ubicando a la Cuenca de la Popa y algunos bloques aislados en la parte Norte de este mapa en el rango de valores mínimos (-88.9 a 0 nT). 122
- Figura 4.4 (a y c) Estructuras geológicas ubicadas en el Modelo de elevación digital (MDE): 1.- Sierra Madre Oriental (Curvatura de Monterrey); 2.- El Fraile (Potrero de García) (Anticlinal); 3.- Cuenca de la Popa; 4.- Minas Viejas (Anticlinal); 5.- Anticlinal de En medio; 6.- Las Gomas – Bustamante (Anticlinal); 7.- San Marcos – La Babia (Anticlinal); 8.- Plataforma de Coahuila; 9.- Cuenca de Parras; 10.- Cuenca de Sabinas; 11.- La Rata (Anticlinal); 12.- El Venadito (Anticlinal); 13.- La Gloria (Anticlinal); 14.- Isla de Monclova; 15.-Jardines; 16.- Lamazos – Sabinas. (b) Relación entre el MDE con las estructuras ubicadas en este y el mapa de la anomalía magnética para observar un reflejo del basamento. (d) Relación entre el MDE con las estructuras ubicadas en este y el mapa de la anomalía magnética residual para observar en reflejo de los cuerpos magnetizados más someros. 124
- Figura 4.5 Modelo de la anomalía magnética en 3D con la ubicación de la Cuenca de La Popa (1) y altos de basamento que abarca el área de estudio: (2) - Arco de Tamaulipas, (3) - Sierra Madre Oriental, (4) - Isla de Saltillo dentro de la Cuenca de Parras, (5) - Bloque Maguey, (6 y 7) - Cinturón Intrusivo Candela – Monclova. 125
- Figura 4.6 (a) Anomalía de Bouguer con la corrección por terreno (2.67 g/cm<sup>3</sup>); (b) Anomalía residual en donde se observan mínimos gravimétricos importantes. La cuenca de la Popa en la parte central de estos mapas está representada con un círculo en color negro. 126
- Figura 4.7 (a) Relación entre el Modelo digital de elevaciones con las estructuras geológicas ubicadas dentro de éste y marcada con una línea color amarillo el área que abarca la malla gravimétrica; (b) Mapa residual de la anomalía de Bouguer, en el cual se ubican 128

mínimos gravimétricos importantes en los anticlinales 2, 4, 6, 7 y 13. Además se ubica la Cuenca de La Popa en círculo rojo y negro, en donde se encuentran valores mayores a los 0.7 mGals y algunos mínimos ubicados en distintas partes de la cuenca. También se marcan algunas posibles trazas de fallas, por ejemplo Falla de San Marcos que pasa por debajo de la Cuenca de La Popa. Véase la Fig. 1 para ver el nombre de las estructuras marcadas con números.

- Figura 4.8 (a) Modelo digital de elevaciones dentro del cual se ubica la Cuenca de la Popa con un círculo amarillo y con flechas se indica la posible dirección de evacuación de la sal hacia su periferia, las estructuras con la probable mayor acumulación de sal según los mínimos gravimétricos son: 1.- Cuenca de Parras; 2.- Anticlinal de Potrero de García; 3.- Anticlinal de Minas Viejas; 4.- Anticlinal las Gomas – Bustamante; 5.- Cuenca de Sabinas; 6.- Anticlinal de la Babia. (b) Reflejo geofísico que nos indica las acumulaciones más importantes de sal relacionadas con los mínimos gravimétricos especialmente en los núcleos de anticlinales. 128
- Figura 4.9 (a) Modelo digital de elevaciones en donde se ubica a la Cuenca de La Popa (CLP) dentro de la cual se encuentran los diapiros El Gordo (DG) y El Papalote (DP), los perfiles (A–A´) y (B–B´), así como algunos anticlinales. Ver claves en la Figura 2; (b) Mapa de la anomalía de Bouguer  $2.67 \text{ g/cm}^3$ ; (c) Mapa de la distribución regional de la anomalía de Bouguer; (d) Mapa del residual de la anomalía de Bouguer. 133
- Figura 4.10 (a) Mapa de la anomalía magnética total en donde se ubica la Cuenca de La Popa (CLP) dentro de la cual se encuentran los diapiros El Gordo (DG) y El Papalote (DP), los perfiles (A–A´) y (B–B´), así como algunos anticlinales. Ver claves en la Figura 2; (b) Mapa de la anomalía magnética total reducida al polo; (c) Mapa de la distribución regional de la anomalía magnética reducida al polo; (d) Mapa del residual de la anomalía magnética reducida al polo. 134
- Figura 4.11 Modelo geológico-geofísico 2D (diapiros despegados), realizado con base en la anomalía magnética total y la anomalía residual de Bouguer  $2.4 \text{ g/cm}^3$ . Abreviaturas: AM = anticlinal de los Muertos; CP = Cuenca de Parras; CLP = Cuenca de la Popa; MV = anticlinal Minas Viejas. 138

- Figura 4.12 Modelo geológico-geofísico 2D (anticlinales de despegue), realizado por inversión de la anomalía de Bouguer  $2.4\text{g/cm}^3$  y la anomalía magnética total. Abreviaturas: PG = Potrero de García; PC = Potrero Chico; MV = Minas Viejas. 139
- Figura 4.13 Modelo geológico-geofísico 2D (soldadura de la Popa), realizado con base en la anomalía de Bouguer  $2.4\text{g/cm}^3$  y la anomalía magnética total. 140



## I.- Agradecimientos

За поддержку, доверие и мотивацию всего, что я делаю, я благодарю и посвящаю эту диссертацию моей любимой жене Toshik, которая является самым важным человеком в моей жизни, и моему сыну Тоñito, рождение которого мы сейчас ждем.

A mis padres Antonio Tamez Vargas e Irma Priscila Ponce Méndez por todos los esfuerzos que hicieron por darme todas las oportunidades para desarrollarme como persona y profesionalmente, el ejemplo que me dieron y todos sus consejos me servirá el resto de mi vida. A mi hermano Cuahutemoc Tamez Ponce por la paciencia que me ha tenido y su apoyo en todo momento.

Agradezco las facilidades proporcionadas por PEMEX, PEP. Desde el año 2008 por los datos y permisos proporcionados para el desarrollo de esta investigación, así como el apoyo recibido para la publicación de las publicaciones producto de este trabajo.

A mi asesor el Dr. Vsevolod Yutsis, por haberme guiado desde la licenciatura y enseñarme que lo más importante de realizar un posgrado es aprender a pensar, analizar y tomar decisiones basado en una investigación previa, sin depender de alguien que nos diga cómo y cuándo hacer las cosas. De igual manera por todo el apoyo que me ha brindado desde que lo conozco.

Al Dr. Héctor de León Gómez por el apoyo brindado para el trabajo de campo así como para la estancia que se realizó en Rusia y por la invitación para realizar este posgrado.

A los doctores Sóstenes Méndez Delgado, Juan Carlos Montalvo Arrieta, Cosme Pola **Simuta** y Uwe Jenchen por sus valiosos comentarios y sugerencias, lo cuales ayudaron para mejorar este trabajo de investigación.

## **II.-Resumen**

En este trabajo de investigación se presenta el análisis integral de datos gravimétricos y aeromagnéticos en el área de la Cuenca de La Popa y las estructuras geológicas que la rodean. El análisis fue complementado con un Modelo Digital de Elevaciones (MDE) que, combinado con la revisión de estudios geológicos previos, sirvió para comparar las estructuras en superficie y bloques del basamento en el área de estudio. Se hizo la separación de los bloques tectónicos más importantes, llegando por último al desarrollo de tres modelos geológicos-geofísicos 2D que representan de manera general las características estructurales más importantes del noreste de México.

## **III.-Abstract**

In this work, the integral analysis of gravity and aeromagnetic data in the La Popa Basin and the adjacent geologic structures is presented. The analysis was complemented with a Digital Model of Elevations that, combined with the review of previous geological studies, served to compare the surface structures and basement blocks in the study area. The most important tectonic blocks were distinguished and finally three 2.5D geological-geophysical models were developed. These models represent in a general way the most important structural characteristics of the northeast of Mexico.

*Por este medio declaro bajo protesta, haber realizado esta tesis de manera personal y haber utilizado únicamente los métodos, procedimientos asesorías descritas en la misma.*

---

Antonio Tamez Ponce

## I.-GENERALIDADES

El interés de las investigaciones acerca de tectónica salina comenzó a tomar fuerza después de 1990, debido a que de las aproximadamente 5500 publicaciones que existen acerca de tectónica salina, más de la mitad de éstas han sido escritas después de este año (Hudec y Jackson, 2007; GeoRef database). Esto fue provocado, como en la mayoría de los casos, debido a un interés económico que en este caso tiene su origen en los importantes depósitos de hidrocarburos que se han localizado dentro de algunas de las cuencas salinas más importantes del mundo como lo son: el Golfo de México, el Golfo Pérsico, el Mar del Norte, la Cuenca inferior del Congo, la Cuenca Campos y la Cuenca Pricaspian.

La presencia de la sal (término que generaliza regularmente a todas las evaporitas) en cuencas sedimentarias es un factor importante que favorece el desarrollo del play petrolero. La sal se convierte en un factor importante para sellar trampas que pueden almacenar, en algunos casos, importantes cantidades de hidrocarburos (Warren, 1999).

En el Noreste de México se localiza la Cuenca de la Popa, área de principal interés en esta investigación, la cual es considerada como un análogo del Golfo de México (Willis, 2001) y una de las estructuras en continente más espectaculares de tectónica salina en el mundo. La Cuenca de la Popa reúne muchas de las estructuras y características representativas de tectónica salina que afloran en superficie (Lawton, 2008). Por lo anterior, en México, esta Cuenca ha sido utilizada como laboratorio en continente para estudiar, visualizar y entender procesos análogos que dieron origen a estructuras salinas en el Golfo de México. Las estructuras salinas debajo del mar son más difíciles de caracterizar y entender debido al tirante de agua debajo del que se encuentran; además del costo de investigación que se multiplica por las dificultades que esto implica.

Hacia el Norte de la Cuenca de la Popa se ubica la Cuenca de Sabinas, en la cual existen yacimientos de gas que actualmente son explotados; lo que ha generado un importante movimiento por parte de PEMEX, PEP., para ubicar más yacimientos. Debido a lo anterior,

en el siglo pasado comenzaron a realizarse un número importante de estudios estratigráficos como los de Kellum *et al.* (1936), Imlay (1937a, b, 1938), Humphrey y Díaz (1956), González-García (1976), Smith (1981), Padilla y Sánchez (1982), McKee *et al.* (1984); Jones *et al.* (1984); Longoria (1984); McKee *et al.* (1988, 1990); Eguiluz *et al.* (2000) y Eguiluz (2001), entre muchos otros. También se pueden mencionar los trabajos de síntesis regional del Noreste de México, por medio de los cuales se definieron los principales elementos paleogeográficos que ejercieron una influencia determinante en la estratigrafía presente en el área como: Wilson (1990), Goldhammer *et al.* (1991, 1993), Goldhammer (1999), Lehman *et al.* (1999) y Goldhammer and Johnson (2001).

Los trabajos realizados por McBride *et al.* (1974) y Laudon (1975) sentaron las bases para entender y conocer la estratigrafía de La Cuenca de la Popa, y combinados con estudios recientes como el de Lawton (2001) donde sintetiza la estratigrafía de la cuenca, se ha podido llegar a la conclusión de que las relaciones entre las estructuras salinas presentes en el área (halocinesis) y las unidades estratigráficas presentes revelan que el diapirismo estuvo activo y fue continuo durante la depositación de todo el paquete sedimentario Mesozoico, o al menos desde el Aptiano hasta el Eoceno Medio, lo anterior explica que el diapirismo fue sin-sedimentario.

Esta Cuenca muestra un inusual mapa de patrones que son el resultado de extensión lateral producida por la apertura del Golfo de México (Salvador, 1987; Winker y Buffler, 1988), y pliegues de despegue con aparición de sal en sus núcleos erosionados con una dirección preferencial de sus ejes de Sureste a Noreste, los cuales fueron originados por un proceso de tectónica contraccional en la orogenia Hidalguense, estos pliegues contienen rocas más jóvenes del Jurásico Tardío (Formación Minas Viejas) por lo cual se infiere que el despegue ocurrió en las evaporitas Jurásicas (Gray *et al.*, 1997; Marrett y Aranda-García, 1999).

La investigación que aquí se presenta se realizó en base a métodos potenciales, como lo son el campo de atracción gravitacional y magnético de la Tierra. Los valores medidos con estos métodos cambian de intensidad y dirección dependiendo de la posición de

observación dentro del campo. La intensidad de estos campos decrece cuando se está más alejado de la fuente del campo medido. Los valores del potencial para cada punto de la tierra se pueden calcular si se conocen las características de las rocas debajo de la superficie, siendo únicos estos valores dependiendo de la latitud para la cual se realice el cálculo (Lillie, 1999). Estos métodos se seleccionaron debido a dos características importantes que poseen para poder caracterizar completa la estructura geológica presente: (1) para mostrar la morfología del basamento se utiliza el método magnético ubicando las rocas cristalinas debajo de la columna sedimentaria del Mesozoico y (2) debido a que la sal debajo de una columna sedimentaria mayor a 1.2 km refleja valores gravimétricos negativos debido a una inversión de densidad, se espera poder ubicar los depósitos más importantes de sal en el área de estudio.

Aunque en la Cuenca de la Popa no se han identificado hasta el momento depósitos de gas o petróleo, el estudio y conocimiento de la geometría de su estructura, así como su funcionamiento, puede ser aplicado a áreas semejantes, con la ventaja de que se encuentra en continente y no debajo de un tirante de agua importante. Otra razón importante de esta investigación es que la Cuenca de la Popa se caracteriza, hasta el momento, por la falta de estudios geofísicos completos en la literatura; entonces se recurrió a datos gravimétricos facilitados por parte de PEMEX/PEP. Lo anterior combinado con datos tomados en campo y datos aeromagnéticos permitió analizar la respuesta geofísica que cada una de las estructuras geológicas (anticlinales, sinclinales, domos salinos, etc.) en el área de estudio presenta, para posteriormente realizar una interpretación combinada con los estudios geológicos que existen, es suficiente información para lograr obtener una serie de modelos geofísicos-geológicos y finalizar con un análisis cuantitativo.

El primer paso en esta investigación fue la realización de un análisis geofísico-geológico regional cualitativo y cuantitativo de la Cuenca de la Popa y las estructuras que la rodean: La Curvatura de Monterrey, La Cuenca de Parras, las Isla de Coahuila y el Cinturón plegado de Coahuila; utilizando una malla con aproximadamente 10000 puntos gravimétricos que fueron facilitados por PEMEX, PEP y una malla de datos aeromagnéticos adquiridos en el Servicio Geológico Mexicano (SGM), con 540,000

puntos. Además, se realizó una campaña de mediciones en campo con la cual se lograron obtener dos mallas locales de datos gravimétricos y magnéticos en el área de San José de la Popa y sus alrededores. El objetivo de esta campaña de campo fue comparar estos datos con los de PEMEX/PEP y los adquiridos en el SGM, para poder seleccionar los datos con mayor precisión y utilizarlos para realizar los modelos locales planeados en esta investigación y posteriormente realizar una interpretación cuantitativa.

## **1.1.- Localización**

La Cuenca de la Popa es el área de estudio en esta investigación, se localiza en el antepaís (foreland) de la Sierra Madre Oriental, a 85 km al Noroeste de la ciudad de Monterrey N.L., abarcando parte de los estados de Nuevo León y Coahuila. Se ubica entre las provincias de la Sierra Madre Oriental, Plataforma de Coahuila y el Cinturón Plegado de Coahuila (Figura 1.1). Esta Cuenca dominada por tectónica salina se encuentra dentro del terreno Coahuila (Campa and Coney, 1983) o Coahuiltecano (Sedlock *et al.*, 1993), el cual es uno de los terrenos tectonoestratigráficos más complejos; ya que por un lado se cree que tiene una afinidad fuerte con los terrenos gondwánicos de México, disgregados durante la ruptura de Pangea (Handschy *et al.*, 1987 y Dickinson and Lawton, 2001), y por el otro, que puede corresponder a un terreno transportado del margen pacífico (McKee *et al.*, 1988, 1990 y 1999 y Grajales *et al.*, 1992). Este terreno está limitado al sur por el terreno Sierra Madre (Campa and Coney, 1983), y al norte por el frente tectónico del Cinturón Orogénico Ouachita Marathon. De acuerdo a Sedlock *et al.* (1993), denomina a este mismo conjunto como terreno Coahuiltecano, indicando que está separado al sur a través de la falla de San Marcos (FMS) de los terrenos Tepehuano, Guachichil y Maya.

Las vías de acceso que se utilizaron para entrar a la Cuenca de la Popa cuando se realizó el levantamiento de datos gravimétricos o magnéticos en campo, así como el reconocimiento de estructuras importantes fueron dos: (1) por la parte sur de la Cuenca se tomó la carretera federal número cuarenta, ubicada en el Noroeste de la ciudad de Monterrey, N.L., después pasando por el municipio de García N.L. y el pequeño poblado de Icamole hasta tomar la desviación de un camino de terracería que se dirige hacia Carricitos (pequeño poblado

cerca del diapiro el Gordo); (2) por la parte Norte de la Cuenca, se tomó la carretera federal número cuarenta para después tomar la desviación hacia la carretera federal número cincuenta y tres, que va con dirección hacia el estado de Coahuila, pasando por Sabinas Hidalgo y Mina N.L. hasta encontrar la desviación a un camino de terracería que se dirige a San José de la Popa, poblado ubicado prácticamente sobre el diapiro San José y al pie del lentil San José. El clima en esta área del estado de Nuevo León es seco estepario cálido, siendo templado en las partes más altas, y muy cálido en las partes bajas, con una temperatura media anual de 24° C, la mínima registrada de 0° C y la máxima de 40° C.

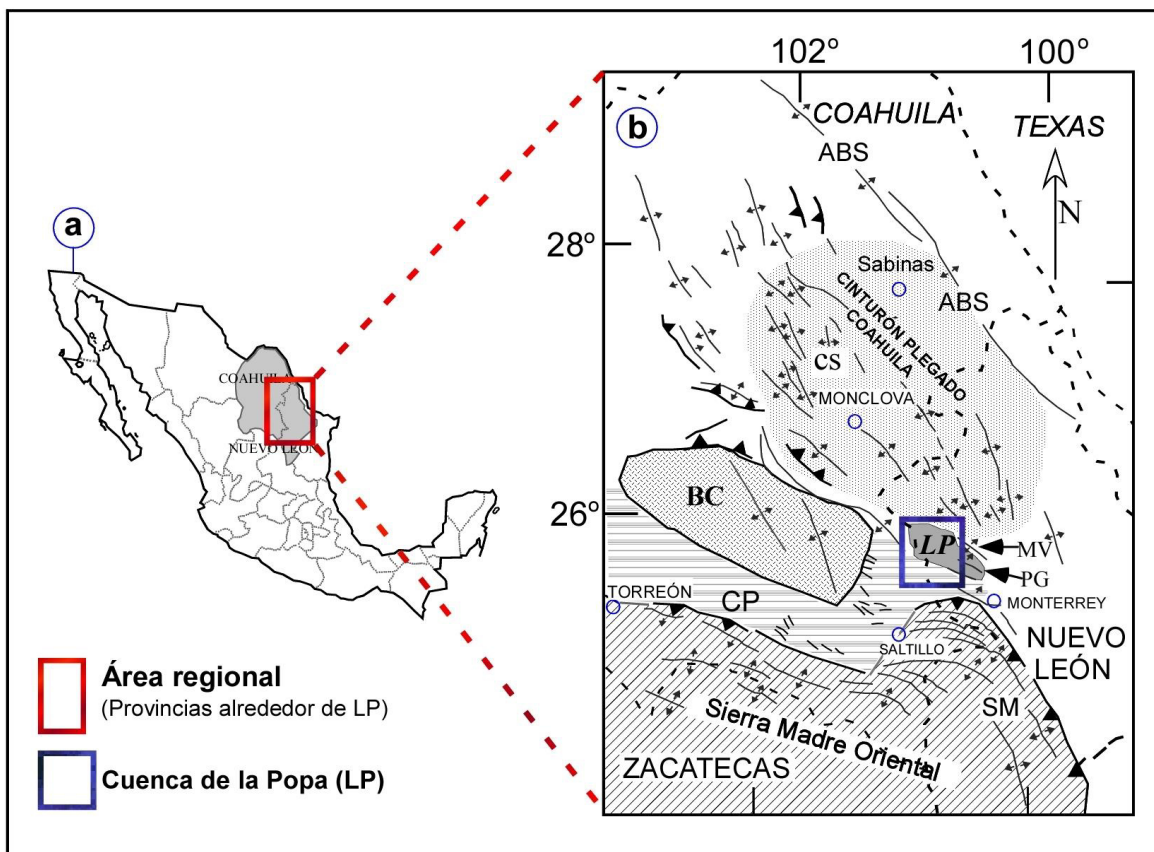


Figura 1.1.- (a) Localización regional del área de estudio dentro de los estados de Nuevo León y Tamaulipas, marcada con un rectángulo rojo, (b) Ubicación de la Cuenca de la Popa en el antepaís de la Sierra Madre Oriental, marcada con un recuadro en color azul. Abreviaciones: BC, Bloque de Coahuila; LG, Anticlinal de la Gavia; LP, Cuenca de la Popa; SM, Saliente de Monterrey; MV, Anticlinal Minas Viejas; CP, Cuenca de Parras; PG, Anticlinal Potrero de García; CS, Cuenca de Sabinas; ABS, Archipiélago Burro Salado (Tomado de Lawton, 2001).

## 1.2.- Objetivos

El objetivo principal de este trabajo de investigación es estudiar la estructura de la Cuenca de la Popa y obtener una imagen con la mayor precisión posible de su estructura llegando hasta su basamento. Lo anterior se desarrollará con base a la utilización de métodos geofísicos potenciales combinado con la información geológica que existe del área de estudio en la literatura. Los métodos potenciales a los cuales se hace referencia son la gravimetría y la magnetometría, a partir de los cuales se analizará la respuesta geofísica que las estructuras geológicas muestran y con base a este análisis cualitativo y cuantitativo poder *desarrollar el primer modelo geológico-geofísico multicapa de la Cuenca de la Popa.*

Se integrarán secciones estructurales interpretadas anteriormente en las zonas donde existen diapiros salinos (Lawton *et al.*, 2001, Rowan *et. al.*, 2003 y Milan Garrido *et al.*, 2004), para posteriormente realizar modelado directo 2D y así poder verificar si los espesores y geometría de las estructuras propuestas responden bien con el modelo de densidad, en las zonas donde el modelo observado y calculado difieran se propondrán cambios.

## 1.3.- Metas

Las metas que se lograrán para cumplir los objetivos de esta investigación son:

- Recopilar la información que exista de análogos a la cuenca de La Popa, para poder entender cómo se desarrollan y funcionan este tipo de estructuras geológicas, así será posible realizar el plan para integrar los métodos potenciales e información geológica en este tipo de estructuras y visualizar los alcances.
- Recopilar la información de trabajos existentes acerca de la Cuenca de la Popa en la literatura, para lograr llegar a tener un conocimiento completo del área de estudio.



- Ubicar en mapas topográficos (escala 1:50000) los perfiles gravimétricos y magnéticos que se modelaron, lo cual permitirá observar las características morfológicas más importantes de la Cuenca de la Popa.
- Utilizar datos gravimétricos en el área de la Cuenca de la Popa y sus alrededores, que sean útiles para cumplir con los objetivos planteados en esta investigación, además de mallas de datos aeromagnéticos de las mismas dimensiones las cuales fueron adquiridas por el Servicio Geológico Mexicano (SGM), todo esto con el objetivo de realizar un análisis regional cualitativo y cuantitativo.
- Procesar e interpretar los datos gravimétricos y magnéticos levantados en campo, para poder realizar el análisis cualitativo con los mapas de la anomalía de Bouguer y de intensidad magnética total, para posteriormente realizar el análisis cuantitativo en las zonas donde se planearon los modelos multicapa 2D y 3D de la estructura de la Cuenca de la Popa.
- Finalizados los modelos geológico-geofísicos multicapa, se comprobarán los espesores de cada bloque sedimentario presente en la columna litoestratigráfica de la cuenca de la Popa y donde sea necesario se propondrán cambios, siempre y cuando estos tengan sentido geológico.

## 1.4.- Metodología

Esta investigación se desarrolló en cinco etapas:

- Recopilación de información geológica y geofísica del área de estudio: se revisó información estratigráfica, cartográfica, geoquímica pre-existente, con el objetivo de entender los procesos geológicos que han afectado el área de estudio de manera regional y local. Con lo anterior se comenzó a armar la historia de estos procesos y conocer las características más importantes del área de estudio, como lo son: la litología a la que pertenecen los bloques presentes desde el basamento, las evaporitas de la Formación Minas Viejas y el Bloque sedimentario Mesozoico y la edad a la que pertenecen las fallas que afectan el área de estudio.
- Planeación del trabajo de campo para obtener los datos gravimétricos y magnéticos: (1) Por parte de PEMEX, PEP. se dieron facilidades para usar cerca de 10,000 datos gravimétricos y se adquirió una malla regional de datos aeromagnéticos en el Servicio Geológico Mexicano (SGM) para realizar un análisis regional cualitativo y cuantitativo. (2) Después de recibir la información anterior, se seleccionó la parte Norte de La Cuenca de la Popa en donde se localiza el pequeño poblado de San José de la Popa, para realizar levantamientos gravimétricos y magnetométricos de campo y posteriormente modelos locales en un área en donde se ubican estructuras características de la tectónica salina que domina la Cuenca, como lo son un diapiro y una soldadura secundaria (3) Una vez teniendo los datos gravimétricos y aeromagnéticos, se realizaron dos excursiones de reconocimiento al área de estudio para visualizar estructuras geológicas y ubicar áreas por donde se trazaron perfiles para la adquisición de datos gravimétricos.
- En la tercera etapa se realizó el procesado de los datos, que incluye el análisis cualitativo de los mapas de anomalía de Bouguer y anomalía de intensidad magnética total, en los cuales se observó la repuesta gravimétrica y magnetométrica

que las estructuras geológicas presentan, ubicando los principales lineamientos gravimétricos y magnéticos. Lo anterior fue posible después de aplicar una serie de filtros pasa banda a los datos facilitados por PEMEX, PEP., así como a los datos aeromagnéticos adquiridos en el SGM y los datos potenciales medidos en campo.

- La cuarta etapa fue el análisis cuantitativo, se ubicaron una serie de perfiles para obtener modelos geológicos-geofísicos 2D regionales y locales, con los cuales se pudieron dar resultados más concretos acerca de la estructura profunda de la Cuenca de la Popa como lo son: la morfología del basamento, los espesores de la sal jurásica de la formación Minas Viejas y las partes en donde se ubican las acumulaciones más importantes de ésta. Con base en lo anterior, se propone que en la Cuenca de la Popa se depositó un importante volumen de evaporitas que con la presión del bloque sedimentario que se depositó sobre yaciendo la sal, provocó que ésta migrara hacia algunos anticlinales alrededor de la Cuenca.
- Por último, se presentan las conclusiones de esta investigación, mostrando la estructura modelada de la Cuenca de la Popa, posibles espesores de los bloques que la componen y una breve explicación de las semejanzas y diferencias con los modelos geológicos propuestos anteriormente por Lawton *et al.*, 2001; Rowan *et al.*, 2003 y Milan Garrido *et al.*, 2004, por mencionar algunos. Acerca del basamento en el área de estudio se concluye que su morfología es una evidencia de la depresión dentro de la cual fue posible la depositación de cantidades importantes de evaporitas.

## CAPÍTULO II

### MARCO GEOLÓGICO REGIONAL Y LOCAL

#### 2.1.- Tectónica actual de México

La forma actual de México es el resultado de múltiples procesos tectónicos que la han afectado durante toda su evolución; para poder explicarlos han sido necesarias décadas de investigaciones que han dado como resultado conocimientos geológicos y de todas las ramas que incluyen las Ciencias de la Tierra, dentro de las cuales se encuentra la geofísica.

La configuración geográfica actual de México es, asimismo, consecuencia de la interacción del bloque continental con las provincias oceánicas que lo circundan. Es decir, en la región del Pacífico, la Península de Baja California se está separando del resto del continente con un movimiento hacia el noroeste; en el Pacífico sur de México, desde Cabo Corrientes en el estado de Jalisco hacia Centroamérica, la placa oceánica de Cocos es asimilada por el continente; tal subducción ocurre a lo largo de una fosa oceánica a la que se conoce como *Trincheras de Acapulco* o *Mesoamericana*. Por otro lado, en las provincias geológicas del Golfo de México y del Caribe, se tienen esfuerzos tectónicos de separación cortical, identificados también como de tensión o distensivos, que están actuando en los márgenes continentales; éstos, a su vez, avanzan sobre los fondos más profundos de las cuencas oceánicas, como consecuencia del desplazamiento de la placa tectónica continental de Norteamérica hacia el poniente, y de la del Caribe hacia el oriente (Aguayo, 1987) (Figuras 2.1a y 2.1b).

Los procesos geodinámicos, que son aún más complejos, se pueden describir de una forma general explicando la dirección de movimiento de las placas tectónicas (Figura 2.1b). En términos globales, su influencia es muy importante por la contribución al conocimiento universal sobre el origen y evolución de nuestro planeta. A su vez, este entendimiento es básico en la prospección de recursos minerales, hidrotermales y petrolíferos que se generan

y acumulan en el interior de la corteza de la Tierra, como consecuencia de su evolución geotectónica (Aguayo, 1987).

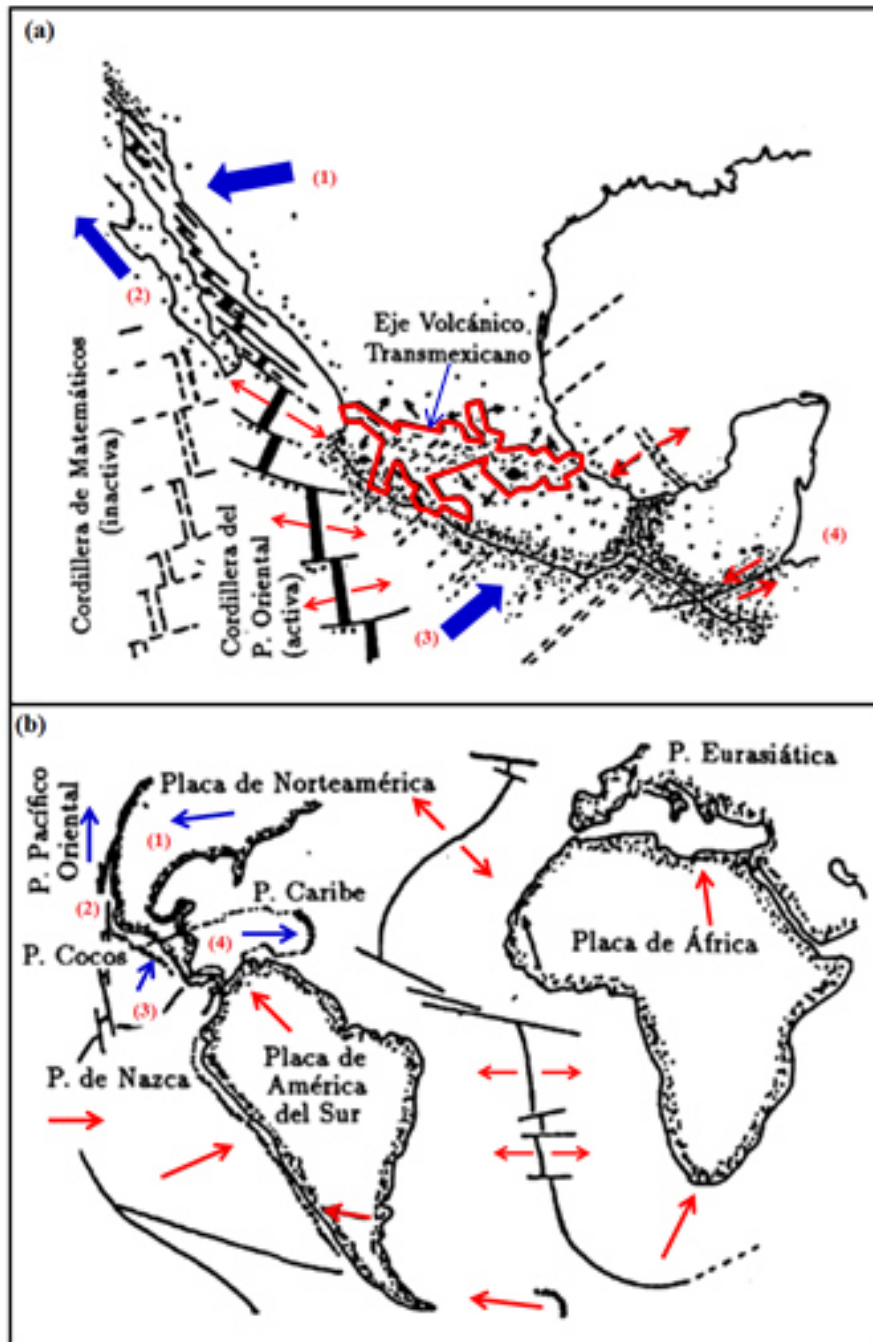


Figura 2.1.- Configuración actual de México, la cual se debe al movimiento simultáneo de las cuatro placas tectónicas que lo rodean (marcadas con flechas en color azul): 1) la de Norteamérica, con desplazamiento hacia el suroccidente; 2) la del Pacífico oriental, hacia el noroeste; 3) la de Cocos, hacia el noreste, y 4) la del Caribe, hacia el oriente franco. (a) México y las placas que lo circundan, (b) Vista global de las placas que circundan a México así como la dirección del movimiento de éstas (Aguayo, 1987).

La placa continental de Norteamérica, en el transcurso de su migración hacia el noroccidente y el occidente, asimiló progresivamente, en el pasado geológico, a las placas oceánicas Farallón y Kula, lo que dio como consecuencia que el arco magmático desarrollado durante el Jurásico Superior migrara hacia el Noreste en el interior del continente, seguido por otros arcos magmáticos del Cretácico (Anderson y Silver, 1974; Henry, 1975 y Coney, 1983).

Otra de las razones importantes de la identificación de las provincias geológicas y su caracterización, es que son fundamentales cuando se planifican nuevos centros de población, ya que para fundarlos es necesaria la disponibilidad de recursos naturales como el agua, así mismo es importante la ubicación de los sectores de alto riesgo sísmico para evitar cierto tipo de construcciones en esas zonas, debido a que estos procesos naturales afectan drásticamente a las porciones noroccidental y Sur de México, así como a la zona intermedia conocida como *Cinturón Volcánico Transmexicano* (CVT) (Figura 2.2), que cruza el país desde el Océano Pacífico hasta el Golfo de México.

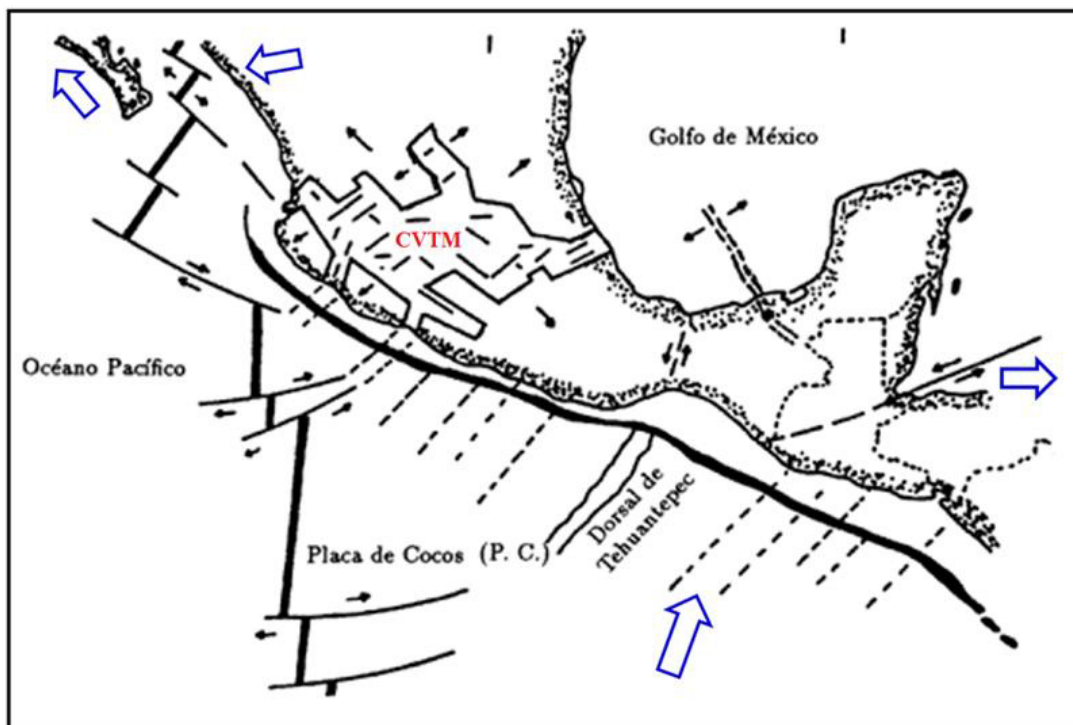


Figura 2.2.- Cinturón Volcánico Transmexicano (CVT) es cual representa un sistema de fisuras corticales por donde son expulsadas a la superficie las rocas volcánicas provenientes de la fusión de la corteza oceánica de la Placa de Cocos debajo de la Placa NorteAméricana (Aguayo, 1987).

De manera general, la historia geológica de México se puede resumir en las siguientes etapas: el Este y Sureste de México, fueron acrecionados contra el cratón de América del Norte a causa de una colisión entre América del Sur – África y América del Norte durante el Paleozoico Tardío (251-299 M.a.). El resultado fue el cinturón orogénico Ouachita – Marathon y su extensión en México. Después en el Triásico Tardío (199-228 M.a.) - Jurásico Medio (161-175 M.a.) se separan América del Sur – África y América del Norte, y el Atlántico central y el Golfo de México se abren (Coney, 1983).

Al mismo tiempo, se formó un arco magmático a lo largo del margen Pacífico de México desde el Suroeste de E.U. hasta el noreste de América del Sur. La discontinuidad Sonora – Monterrey o también conocida como “megashear” Mojave-Sonora se interpreta como una falla transformante que cruzó México en dirección Sureste Noroeste, desde el Golfo de México hasta el Pacífico. La apertura del Golfo de México, inició una transgresión marina de traslape tipo terraza continental que cubrió a casi todo México durante el Cretácico; sin embargo, ésta comenzó desde el Jurásico temprano, depositando en el Jurásico Tardío a las evaporitas de la Formación Minas Viejas.

Durante el Cretácico Tardío, terrenos de tipo arco magmático submarino se acrecionaron contra México, y la culminación fue la orogenia Laramide, que afectó a casi toda la República Mexicana. En el Cenozoico (los últimos 65 Millones de años), la placa del Caribe condujo a América Central al Este, desde una posición al Sur de México. Una regresión del arco magmático Laramide al Suroeste construyó la Sierra Madre Occidental durante el Cenozoico Medio. Más tarde se abrió el Golfo de California y se formó la Faja Volcánica Transmexicana. A pesar de que con lo anterior podría decirse que la tectónica de México está bien detallada, es necesario mencionar que el país tiene una complejidad propia que no se observa en la Cordillera del Norte, debido a que aquí se mezclan rasgos Paleozoicos (251-542 M.a.) de los Apalaches y rasgos Mesozoicos (65-251 M.a.) a partir del océano Atlántico y el Golfo de México, con elementos en su mayoría Mesozoico – Cenozoicos, que forman parte integral de las cordilleras de las Américas. Más que todo, esta unión compleja en la región mexicana tiene implicaciones paleogeográficas que no han sido totalmente aclaradas (Coney, 1983).

### 2.1.1- Jurásico Superior-Cretácico Superior (hace 140 a 70 millones de años)

Durante este tiempo, la velocidad de incidencia entre las placas oceánica de Farallón y continental Norteamericana, en el Pacífico, se incrementó de 6 a 7 cm/año aproximadamente. A la vez, la placa oceánica de Farallón sufrió un cambio en su inclinación de al menos 10° y, como consecuencia, la actividad magmática migró hacia el oriente (Coney, 1976, 1979 y 1983; Dickinson, 1979). Lo anterior dio inicio al evento tectónico de deformación y convergencia hacia el noreste que se conoce como Orogenia Laramide propuesta por Dana (1896) (Figura 2.3).

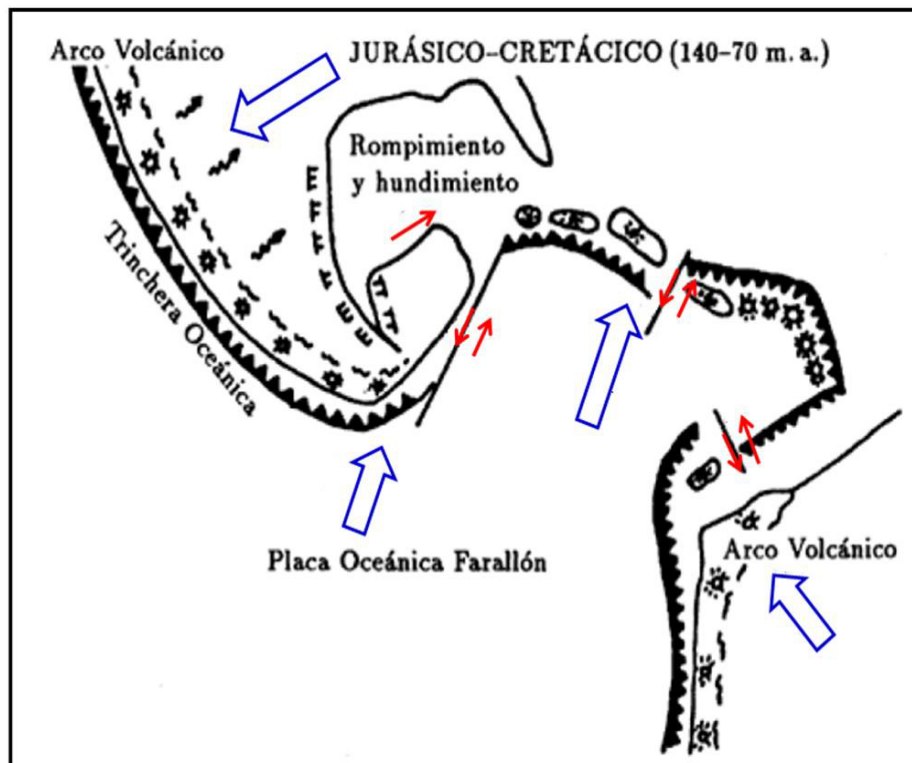


Figura 2.3.- Durante el Jurásico Superior (140 M. a.) y el Cretácico Superior (70 M. a.) el continente asimiló la placa oceánica de Farallón, generándose así el Arco Volcánico Marginal en el borde occidental de México y del noroeste de Sudamérica; la corteza oceánica del antiguo Océano Pacífico también estaba en colisión con el fondo oceánico del ancestral Océano Atlántico, y en su unión se formaron los arcos volcánicos insulares de la región caribeña (Aguayo, 1987).



### 2.1.2.- Cretácico Superior-Paleoceno (hace 70 a 58 millones de años)

Del Cretácico Superior al Paleoceno, en México, el arco magmático del margen pacífico continuó su migración hacia el oriente (Figura 2.4). En la zona que actualmente ocupan la Península de Baja California y las costas de Sonora y Sinaloa se inició un periodo de quietud volcánica que perduró hasta el Eoceno Superior.

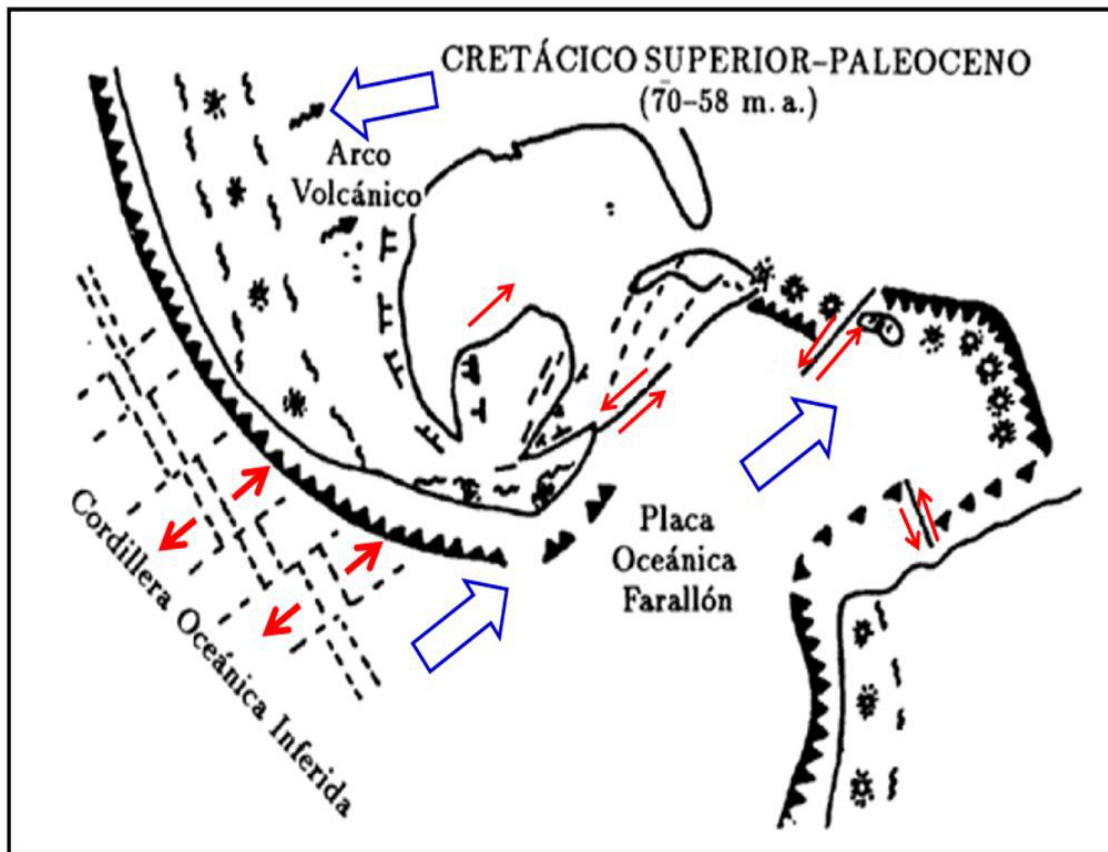


Figura 2.4.- Durante el Cretácico Superior (70 M. a.) y el Paleoceno (58 M. a.) la placa continental estaba próxima a asimilar una cordillera oceánica, y el arco volcánico marginal migraba hacia el interior del continente en México. En la porción sur del país se iniciaba un rompimiento y su desplazamiento hacia el noreste (Aguayo, 1987).

El fragmento continental desplazado o lo que actualmente es la parte norte de Centroamérica constituye ahora el basamento paleozoico del sur de Guatemala y del norte de Honduras (Malfait y Dinkelman, 1972); de acuerdo a estos autores, la traza del desplazamiento es la falla que corresponde a la actual Trinchera del Pacífico de México, y su prolongación hacia el noreste corresponde al sistema de fallas y fracturas que han

migrado hacia el oriente como consecuencia del movimiento de la Placa Protocaribeña en esa misma dirección.

La región sur de México que fue desplazado con la misma dirección a la actual América Central, es motivo de controversia; De Cserna (1960), King (1969) y Malfait y Dinkelman (1972), aceptan esta hipótesis mencionada; otros opinan que el truncamiento continental del sur de México es producto de un proceso de asimilación del fondo oceánico por el continente, que habría ocurrido durante el impacto tectónico entre la placa oceánica con la continental y posterior a una reorganización (Scholl et al., 1970 y Katz, 1971). Otra opinión que intenta conciliar las dos anteriores es la de Karig (1978), en la que postula la ruptura del margen continental, el cual se transportó lateralmente a lo largo de la falla de transcurrencia durante la subducción o asimilación de la placa oceánica en forma oblicua al continente. Esto debió ocurrir antes del Mioceno, ya que, con base en estudios geofísicos, en la Trinchera del Pacífico, en las cercanías del puerto de Acapulco, no se encontraron evidencias de que los sedimentos del Mioceno al Reciente estuvieran sujetos a procesos de deformación por esfuerzos de compresión.

Por otro lado, en el margen continental de la provincia del Golfo de México, la Sierra Madre Oriental siguió emergiendo por plegamiento y fallamiento, y al pie de la misma se formaban una serie de cuencas y subcuencas (dentro de las cuales se encuentra la Formación de la *Cuenca de la Popa*) debido al rompimiento del basamento que subsidía hacia el Golfo de México. Estas depresiones marginales se hundían intermitentemente y se rellenaban con sedimentos provenientes de la Sierra Madre Oriental, depositándose en ambientes que variaban desde litorales hasta marinos someros y profundos, dependiendo de la actividad tectónica local dentro de un mismo patrón regional de deformación (Peterson, 1983 y Santiago *et al.*, 1984).

En particular, al Sur del Golfo de México, en las cuencas terciarias de Veracruz, Tabasco y Campeche, subsidieron en forma discontinua los bloques del basamento, a partir del Cretácico Superior y principios del Terciario. El mismo fenómeno ocurrió en el margen occidental del Banco de Campeche durante la migración del bloque de Yucatán hacia el

noreste, lo cual es evidente en las secuencias estratigráficas y por el estilo de fallamiento normal en bloques que se observa en el subsuelo (Viniegra, 1971; Santiago *et al.*, 1984 y Puerto, 1986).

El mecanismo de desplazamiento del bloque de Yucatán no está del todo entendido; sin embargo, Viniegra (1971), propone un movimiento del bloque yucateco hacia el norte para explicar los procesos distensivos que dieron lugar a la formación de las cuencas marginales del Terciario y a la formación y evolución del cañón de Campeche.

Por otro lado, Charleston *et al.*, (1984) propone un modelo tectónico para la subplaca chiapaneca que explica el plegamiento de la Sierra Madre de Chiapas como un desplazamiento de la Plataforma de Yucatán del noreste al sureste, durante el Mioceno Medio, a lo largo del sistema de fallas Motagua-Polochic. Este desplazamiento tuvo la particularidad, hasta ahora conocida, de que el movimiento tectónico de la plataforma de Yucatán se manifestó en la porción sur del Golfo de México a partir del Cretácico Superior y principios del Terciario, dando lugar al rompimiento del basamento en bloques y a la subsidencia diferencial de los mismos. Estos movimientos se intensificaron durante el Mioceno (Aguayo, 1987).

El desplazamiento hacia el oriente de la Placa del Protocaribe produjo el movimiento distensivo del borde oriental del bloque yucateco, lo que dio origen a la formación de la cuenca de Yucatán y a la Trinchera del Caimán en el mar Caribe. Por otro lado, la trinchera oceánica de la porción occidental de la Isla de Cuba se desactivó, provocando que esta isla se separara del bloque Honduras-Nicaragua y que, tras su migración, dejara fallas y fracturas inactivas (Figura 2.4). Simultáneamente a estos movimientos también disminuyó el dinamismo de la Placa de América del Sur hacia el noroeste, por lo que la subducción de la Placa del Caribe en la Trinchera de Venezuela comenzó a desactivarse (Malfait y Dinkelman, 1972; Bell, 1972).

### ***2.1.3.- Eoceno Superior-Oligoceno-Mioceno Inferior (hace 42 a 18 millones de años)***

En el Eoceno Superior, el arco magmático tuvo su máximo avance hacia el interior de México. Desde el Oligoceno Inferior al Mioceno Inferior la actividad volcánica retrogradó hacia las costas del Pacífico (Coney y Reynolds, 1977; Keith, 1978; Gastil *et al.* 1980), y tuvo su máxima manifestación durante el Oligoceno Medio (Eberly y Stanley, 1978) (Figura 2.5a). Al evento magmático se le conoce como *Orogenia del Terciario Medio* (Damon, 1964, 1979; Damon *et al.*, 1981a).

Esta gran manifestación volcánica del Oligoceno Medio pudo ser consecuencia del traslape del margen continental occidental de México con alguna dorsal activa situada al este de la actual Dorsal del Pacífico oriental. La evidencia que se tiene es que las fallas geológicas y fracturas de transformación que inciden en el borde continental, incluyendo las de Orozco y de Tehuantepec, que están orientadas aproximadamente al Norte 50°, este 50° noreste, no corresponden al sistema actual de la Dorsal del Pacífico oriental, cuya orientación en general varía de Este-Oeste a Noroeste-Sureste (Aguayo, 1987) (Figura 2.1b).

Al occidente de esta dorsal oceánica se localiza otra, denominada del Matemático, en la que se observan las fallas de transformación orientadas suroeste 75° noreste; es decir, diferentes en posición a los otros dos sistemas estructurales de las dorsales oceánicas mencionadas anteriormente (Figura 2.1a). De la dorsal inferida y posiblemente asimilada en el Oligoceno Medio, quedaron como remanentes las fracturas que inciden casi perpendicularmente al borde continental del Pacífico, desde la fosa de Colima hasta la porción meridional de América del Sur, en el margen continental de Chile (Figura 2.5b).

Hacia el Pacífico Sur de México y en el Caribe, durante el Eoceno y el Oligoceno Inferior, el bloque Honduras-Nicaragua se siguió desplazando hacia el noreste, a lo largo de las trazas de las fallas del Sistema Motagua-Polochic. Por otro lado, la fosa o trinchera oceánica del Océano Pacífico en México se prolongó hacia el sureste y, a la vez, se extendió el arco magmático insular de Centroamérica (Bell, 1972).

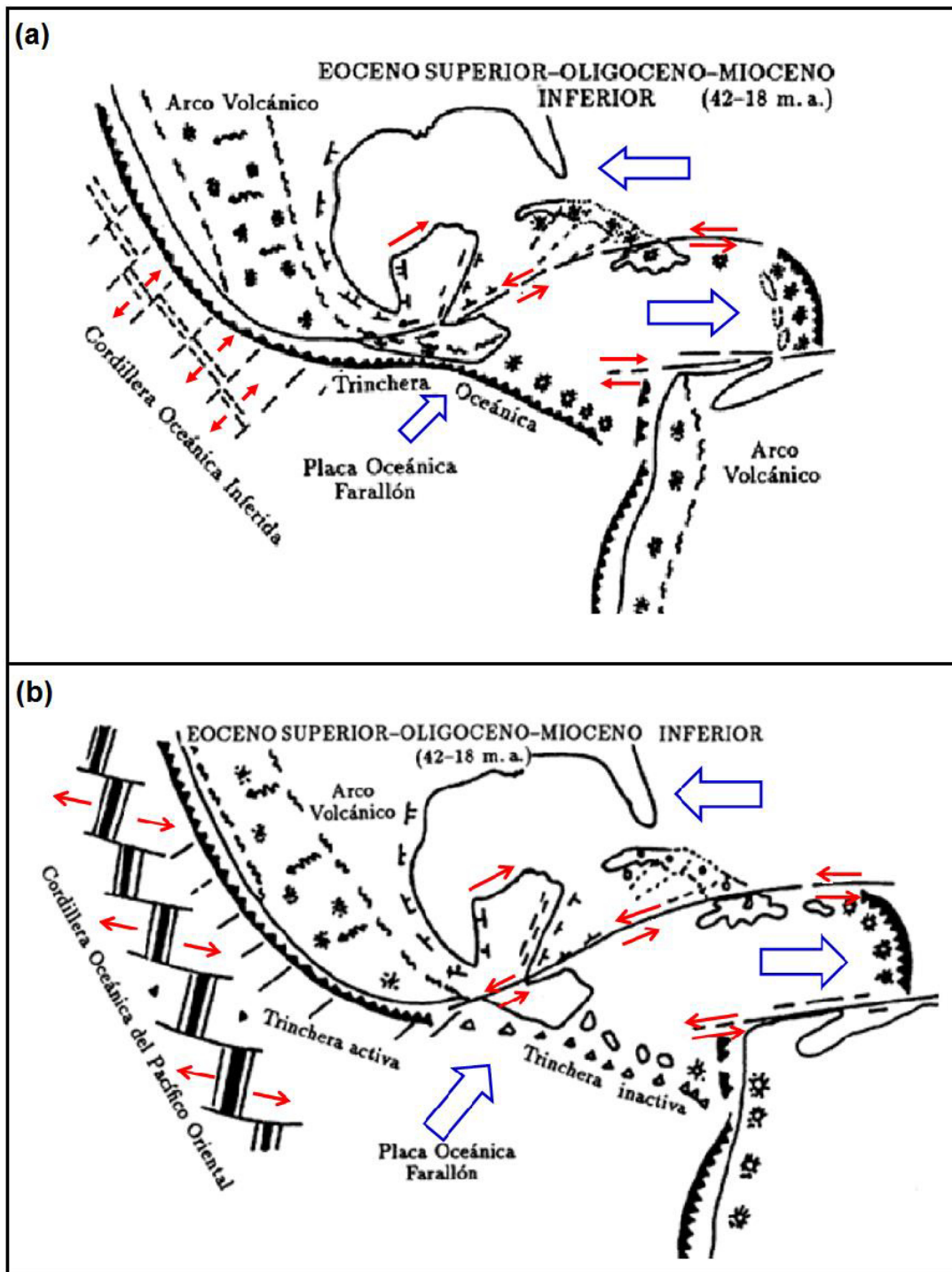


Figura 2.5.- (a) Desde el Eoceno Superior (42 M. a.) hasta el Mioceno Inferior (18 M. a.), el arco magmático marginal continental de México iniciaba su retroceso hacia el Pacífico. La porción sur del continente se siguió desplazando hacia el noreste y la Península de Yucatán giraba en el sentido del movimiento de las manecillas del reloj. (b) La antigua dorsal o cordillera oceánica inferida, aparentemente fue asimilada por el continente durante el Oligoceno Medio (30 M. a.) y quedan como testigos las fracturas que inciden en el borde continental del Pacífico. El arco volcánico siguió en retroceso desde el interior del continente hacia el occidente y la Dorsal o Cordillera del Pacífico oriental estaba próxima al continente (Aguayo, 1987).

En las costas de Venezuela, como ya se mencionó, se desactivó totalmente la trinchera oceánica y se formó la falla geológica de transcurrencia denominada *Oca*, para determinar el límite sur de la Placa del Caribe (Bell, 1972). Hacia el norte, las trincheras de Cuba y de Puerto Rico se reactivaron y las fallas de Bartlett y de Puerto Rico conformaron, en conjunto, el límite norte de la Placa del Caribe durante el desplazamiento de ésta hacia el oriente, formándose las Antillas Menores (Aguayo, 1987).

En la provincia del Golfo de México, las cuencas terciarias siguieron evolucionando con subsidencias continuas durante el Oligoceno y el Mioceno Inferior, lo que es evidente en las columnas estratigráficas en las que se observan frecuentes horizontes discordantes (Santiago *et al.* 1984; Wilson, 1987). Hacia la provincia de la actual América Central no se manifestó ninguna actividad magmática durante este tiempo debido al cambio en la dirección de la Placa del Caribe, o bien a la disminución del ángulo de subducción de la placa oceánica al ser asimilada la dorsal inferida en el noroeste de México durante el Oligoceno Medio, o quizás debido a otras causas, aún en proceso de investigación.

#### ***2.1.4.- Mioceno Medio-Plioceno Temprano (13 a 4.5 millones de años)***

Durante el Mioceno Medio el margen occidental de la Placa de Norteamérica traslapó a la Dorsal Oceánica del Pacífico oriental, y dio origen a un sistema estructural complejo con dos juntas triples de fracturas y fallas geológicas transformantes que, posteriormente, facilitaron el desplazamiento del margen noroccidental de México (Figura 2.6a). Este traslape se manifestó en el continente como un sistema de fosas y pilares elongados y paralelos al margen occidental de México. La evolución de las fosas distensivas permitió las efusiones de lavas y piroclastos de composición andesítica. La actual Península de Baja California fue afectada por las fallas de transcurrencia con movimiento lateral del Sistema San Andrés, fallas que evidentemente son la proyección en superficie de las fallas de transformación de la dorsal oceánica asimilada por el continente (Atwater, 1970).

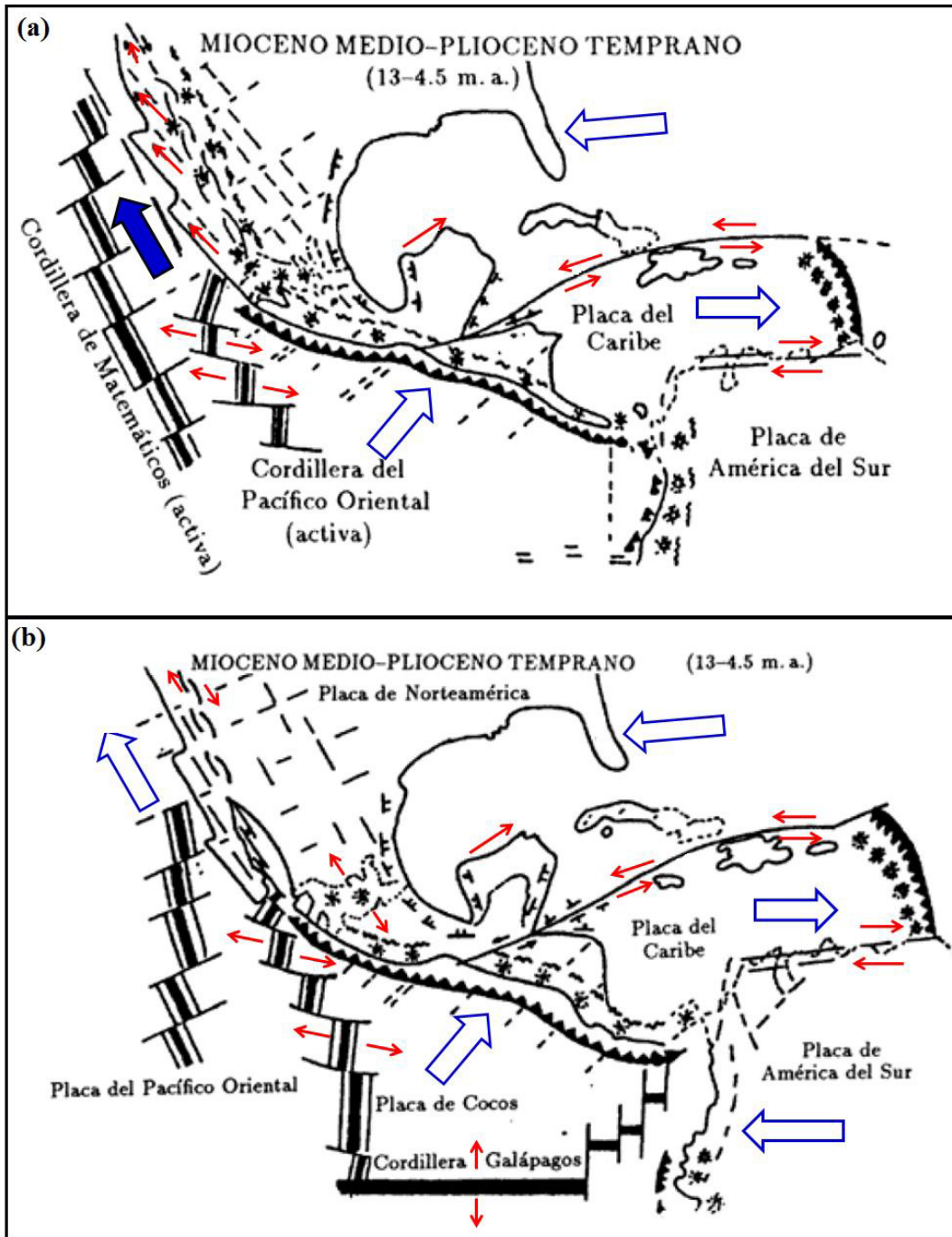


Figura 2.6.- (a) Durante el Mioceno Medio (13 M. a.) al Plioceno temprano (4.5 M. a.) el borde noroccidental de México traslapó a la Dorsal o Cordillera del Pacífico oriental, asimilando a la vez a la trinchera oceánica en esa porción. Hacia el sur, la trinchera siguió activa, lo que se manifestó por el Arco Volcánico Marginal. (b) En una etapa tectónica posterior, la porción sur de la actual Península de Baja California se separó del resto del continente y las aguas oceánicas del Pacífico inundaron esa porción. La parte meridional del país se levantaba y se fracturaba, facilitándose así la formación de la Cadena Volcánica Transversal, desde el Océano Pacífico hasta el Golfo de México. En el Pacífico se formó otra cordillera o dorsal conocida como Galápagos, que se unió con la del Pacífico oriental y dio límites a la Placa de Cocos (Aguayo, 1987).

Hacia el sur, la provincia del Istmo de Tehuantepec alcanzó su máxima actividad tectónica a partir del Mioceno (Sánchez-Barreda, 1981), lo cual se refleja en la presencia de rocas volcánicas y en el rápido hundimiento del basamento, que a su vez se manifiesta en la formación del Golfo de Tehuantepec (Pedrazzini *et al.*, 1982). La evolución de esta gran provincia geológica es consecuencia de la reactivación del bloque Honduras Nicaragua, que se desplazaba a lo largo del sistema de fallas geológicas conocido como Motagua-Polochic. Esto provocó el máximo desarrollo del sistema de fallamiento lateral en el Macizo Granítico de Chiapas (Sánchez, 1969, 1978a y 1978b). Hacia el noreste, en la subplaca chiapaneca, la secuencia estratigráfica del Mesozoico también fue afectada por los sistemas de fallas transcurrentes ya mencionados, con orientación noroeste 55° sureste, y a la vez generó pliegues en forma abanicada (Meneses, 1977 y 1986; Charleston *et al.*, 1984; Ortuño, 1986; Ortuño y Ruiz 1986).

En Guatemala, Burkart (1978) también detectó e interpretó la deformación de la columna estratigráfica en términos de la actividad del Sistema Motagua-Polochic y para ello utilizaron imágenes del satélite LANDSAT. Con lo anterior llegó a la conclusión que desde el Mioceno Medio hasta el Plioceno el movimiento lateral entre los bloques fue de 130 kilómetros. Simultáneamente a la actividad del sistema mencionado, también actuaban esfuerzos compresivos generados por el desplazamiento de la Placa de Cocos hacia el noreste. Estos provocaron la ruptura del Macizo Granítico de Chiapas con sistemas de fracturas orientados en esa dirección, y la formación de los bloques del basamento limitados por escarpes de fallas que definen al límite occidental del Golfo de Tehuantepec. El frente Norte del Macizo Granítico plegó y falló a las secuencias estratigráficas del Mesozoico y, a su vez, el borde sur del macizo fue cabalgado por la secuencia alóctona sedimentaria ya metamorfozada del Cretácico Medio y Superior (Ortuño, 1986).

La actividad tectónica miocénica en México, en América Central y el Caribe fue muy importante, particularmente durante el Mioceno Medio. En la zona centromeridional de México existe una gran superficie de traslape de las secuencias estratigráficas del Mesozoico sobre las del Terciario Mauvois, (1977). Hacia la provincia del Golfo de México, desde el norte hasta el sur, el basamento del margen continental subsidió rápida y



simultáneamente con la emersión de la Sierra Madre Oriental y de la Sierra de Chiapas. Los sedimentos miocénicos de las cuencas del Terciario están constituidos por partículas provenientes de las zonas orogénicas expuestas y se depositaron conjuntamente con las arcillas y los limos de origen marino. El borde occidental del Banco de Campeche estuvo afectado por fallamientos distensivos, y los sedimentos marinos se acumularon y subsidieron rápidamente en forma diferencial, con franca tendencia de engrosamiento hacia las porciones occidental y suroccidental del mismo banco. La sal de los mantos jurásicos subyacentes se inyectó entre los sistemas de fallas y fracturas de los bloques sobreyacentes, migró hacia la superficie y produjo plegamientos y fallas en los estratos del Terciario (Aguayo, 1987).

La rápida subsidencia secuencial del basamento durante el Mioceno Medio, tanto en las costas de Veracruz, Tabasco y Campeche, como en la parte suroccidental del Banco de Campeche y en la parte occidental de la Península de Yucatán, induce a interpretar un desplazamiento rápido de esta última provincia geológica. Esta secuencia de pulsaciones tectónicas es a la vez coincidente con la reactivación del sur del Sistema Motagua-Polochic, la cual fue consecuencia del desplazamiento de la Placa del Caribe hacia el oriente franco. Por tal motivo, quedó bien definido el desplazamiento a lo largo de la Falla Oca en el margen continental de Venezuela (Malfait y Dinkelman, 1972). Es decir, el movimiento de la Placa del Caribe hacia el oriente reactivó la Falla Motagua-Polochic, lo que provocó a su vez que el bloque Maya (Banco de Campeche-Yucatán) girara en el sentido del movimiento de las manecillas del reloj. De este modo se generaron los sistemas de fallas de transcurrancia que deformaron las rocas del Mesozoico y del Terciario Inferior, y que edificaron la Sierra de Chiapas.

La interpretación que se ha hecho sobre la rotación del bloque de la Península de Yucatán y Campeche también se apoya en los datos paleomagnéticos reportados por Curran y MacDonald (1977), quienes estudiaron rocas volcánicas en la región de Siguatepeque, en Honduras. Para ello se determinó un ángulo de rotación de 30° entre los bloques Norte y Sur del Sistema Motagua-Polochic, lo cual ocurrió desde el Terciario Medio.

La zona de ruptura y de separación con la porción sur del Golfo de México (Figura 2.3), también se observa en el continente por el cauce del río Usumacinta, que separa a la provincia fisiográfica plana del Petén, en contraste con las montañas Maya en Guatemala y su continuación hacia el Norte con el frente de la Sierra de Chiapas en México.

Por otro lado, durante el Mioceno Medio en América Central continuó el vulcanismo, el arco magmático casi se unió con América del Sur, y la subplaca del Pacífico que conformaba a la Protocaribeña se separó de la oceánica de Farallón. Esta nueva Placa del Caribe se movió independientemente de la de Farallón, que se desplazaba hacia el noreste, y la del Caribe, en tránsito hacia el oriente franco (Aguayo, 1987).

Al borde de la Placa de América del Sur, en su parte noroccidental, la trinchera oceánica empezó a desactivarse y la de Galápagos entró en actividad aparentemente desde el Oligoceno Superior (Figura 2.6b). Esta fractura estaba inicialmente orientada este-noreste, pero adquirió su orientación franca Este-Oeste con el cambio en el movimiento de la Placa del Caribe hacia el oriente durante el Mioceno tardío y el Plioceno temprano. Así se definieron los límites de las placas oceánicas de Cocos y de Nazca, presentes hasta la actualidad (Hey, 1977).

En el noroeste de México, durante el Mioceno tardío y el Plioceno temprano, el extremo suroriental de la actual Península de Baja California se empezó a separar del resto del continente y las aguas del Océano Pacífico penetraron por esta abertura, conformándose el protogolfo de California (Moore y Buffington, 1968; Moore, 1973) (Figura 2.6b).

#### ***2.1.5.- Plioceno-Cuaternario (hace 4.5 millones de años a la época actual)***

A partir del Plioceno (4.5 M. a.  $\pm$  0.5), el margen continental se siguió desplazando hacia el noroeste hasta separarse casi totalmente del resto de México y dio como resultado la actual Península de Baja California (Figura 2.7) y su mar interior (Moore y Buffington, 1968; Larson *et al.*, 1968; Karing y Jensky (1972); Moore, 1973; Coney, 1979; Dickinson, 1979; Curray *et al.*, 1982; Aguayo, 1984).

El rompimiento y el desplazamiento de la península se debieron al movimiento de la Placa de Norteamérica hacia el occidente, que asimiló a la Dorsal del Pacífico oriental. Una vez en el interior, los esfuerzos distensivos formaron el Golfo de California. En el fondo centro-meridional del golfo afloran rocas ígneas de composición de corteza oceánica típica. Por otro lado, durante los desplazamientos de la Península de Baja California hacia el noroeste, de la Placa de Norteamérica hacia el occidente, de la de Cocos hacia el noreste y la del Caribe hacia el oriente, la porción media de México se convirtió en una zona de debilidad cortical con una expresión estructural conocida como *Cinturón Volcánico Transmexicano* (CVT), cuya mayor actividad magmática se manifestó durante el Plio-Cuaternario (Figura 2.7). Sin embargo, existen evidencias de vulcanismo precursor en diferentes sectores del mismo complejo volcánico: por ejemplo, en los estados de Nayarit y Jalisco McDowell y Keiser (1977) reportan andesitas del Oligoceno; en la Sierra de Juanacata, en Jalisco, hay una secuencia de ignimbritas del Oligoceno y Mioceno tardío (Watkins *et al.*, 1971); en el graben de Tepic, Herrera (1983) reporta vulcanismo desde el Eoceno hasta el reciente.

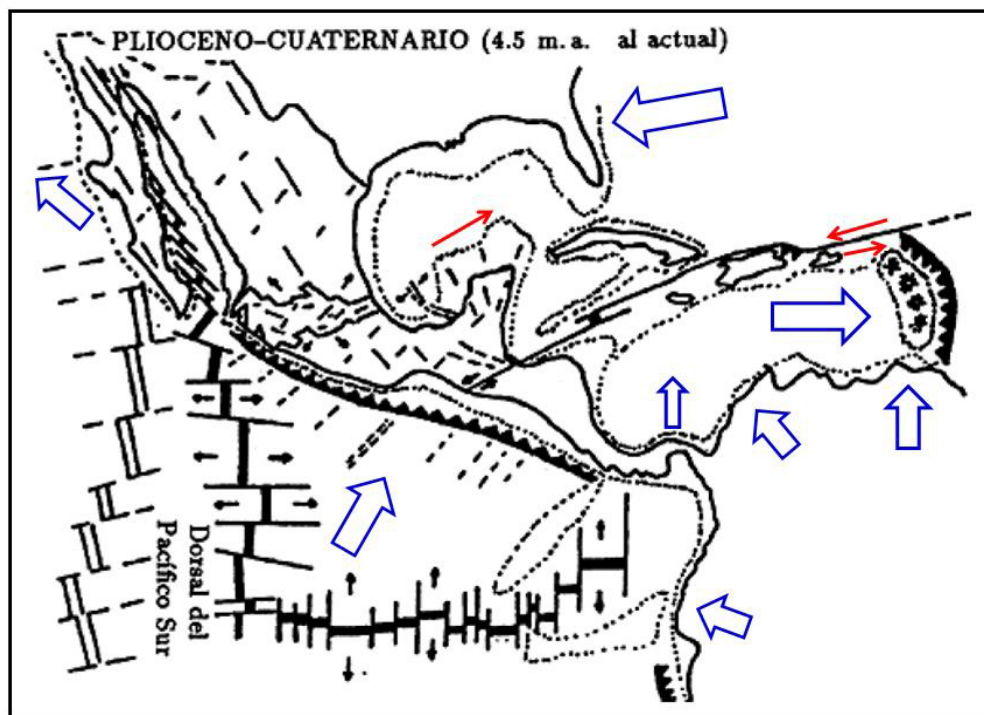


Figura 2.7.- Durante el Plioceno y el Cuaternario la actual configuración de México siguió gobernada por los desplazamientos continuos del continente y de las placas oceánicas. La Península de Baja California se mueve hacia el noroccidente, gobernada por las fallas del Sistema San Andrés; los márgenes meridional y sur del continente, en el Pacífico, asimilan la corteza oceánica de la Placa de Cocos. La Península de Yucatán se desplaza en sentido de las manecillas del reloj y el Cinturón Volcánico Transmexicano sigue en actividad desde el Pacífico hasta el Golfo de México (Aguayo, 1987).

## 2.2.- Geología regional del área de estudio

La configuración estratigráfica y estructural del Paleozoico al Mesozoico Temprano a Medio del NE de México, área en donde se ubican las mallas de datos magnéticos y gravimétricos en esta investigación, refleja una evolución tectónica compleja como se mencionó anteriormente. Ésta es difícil de discernir por la amplia cubierta sedimentaria marina depositada entre el Jurásico Medio-Tardío y el Cretácico Tardío, en donde se combinan procesos regionales de deformación combinados con la presencia de la sal Jurásica que representa la base de la columna sedimentaria Mesozoica (Fm. Minas Viejas, en la Cuenca de la Popa) (Padilla y Sánchez, 1982, 1986; Pindell, 1985; Salvador, 1987; Pindell *et al.*, 1988; Winkler and Buffler, 1988; Wilson, 1990; Pindell and Barrett, 1990; Pindell, 1993; Marton and Buffler, 1993 y Dickinson and Lawton, 2001).

Como se describió en la sección anterior el crecimiento de corteza continental en México se debe en gran manera a acreción de terrenos tectonoestratigráficos y por emplazamiento de magmas de arco en los últimos 250 Ma (Campa and Coney, 1983; Sedlock *et al.*, 1993 y Keppie, 2004). El país ha experimentado la acreción de por lo menos doce terrenos tectonoestratigráficos que componen cerca del 90% de su corteza (Campa and Coney, 1983), los cuales han sido de cierta manera “conectados” por el emplazamiento de magmas de los diferentes arcos continentales instaurados a partir del Pérmico (Sedlock *et al.*, 1993 y Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1994), entre los cuales están: el arco Permo-Triásico (Torres *et al.*, 1999), el arco Triásico-Jurásico (Grajales-Nishimura *et al.*, 1992 y Jones *et al.*, 1995), el arco Cretácico Tardío de la Sierra Madre Occidental (Clark *et al.*, 1982) y Sierra Madre del Sur (Morán-Zenteno *et al.*, 1999 y Morán-Zenteno *et al.*, 2000), el arco Mioceno-Reciente que compone al Cinturón Volcánico Mexicano (Ferrari *et al.*, 1999), en el centro del país, y el arco Miocénico de la Sierra de la Giganta (Sawlan and Smith, 1984), en Baja California. Lo anterior, ha controlado el crecimiento progresivo de la corteza de México del Este hacia el Oeste a partir del Pérmico (Campa and Coney, 1983; Sedlock *et al.*, 1993 y Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1994).

El área de estudio está ubicada dentro del terreno Coahuila (Campa and Coney, 1983) o Coahuiltecano (Sedlock *et al.*, 1993), el cual es uno de los terrenos tectonoestratigráficos más complejos. Por un lado se cree que tiene una afinidad fuerte con los terrenos gondwánicos de México disgregados durante la ruptura de Pangea (Handschy *et al.*, 1987 y Dickinson and Lawton, 2001), y por el otro, que puede corresponder a un terreno transportado del margen pacífico (McKee *et al.*, 1988, 1990 y 1999 y Grajales *et al.*, 1992).

Quizás la primer hipótesis es más plausible debido a que las rocas metamórficas de grado bajo y las rocas de afinidad de arco (Pensilvanico-Pérmico), presentes en la parte central y norte de Coahuila (Handschy *et al.*, 1987; McKee *et al.*, 1988 y Carpenter, 1997) están delimitadas al NW por la zona de sutura Ouachita-Marathon, que es más joven y marca la colisión de Gondwana y Laurasia (Pérmico Tardío). Es decir, con base en las relaciones estructurales regionales que guarda este terreno con la zona de sutura Ouachita-Marathon y la falla Mojave-Sonora, desde el punto de vista cinemático, un desplazamiento longitudinal grande para tiempos posteriores a Pangea es complicado de acomodar.

Este terreno se localiza en el noreste de México y está limitado al sur por el terreno Sierra Madre (Campa and Coney, 1983), y al norte por el frente tectónico del Cinturón Orogénico Ouachita Marathon. De acuerdo a Sedlock *et al.* (1993), denomina a este mismo conjunto como terreno Coahuiltecano, indicando que está separado al sur a través de la falla de San Marcos (FMS) de los terrenos Tepehuano, Guachichil y Maya; al oeste por el terreno Tarahumara; al norte, por el Cinturón Orogénico Ouachita Marathon; y al este por la línea de costa con el Golfo de México. Este terreno se puede dividir en tres sub-provincias: 1) Bloque Coahuila (BC), 2) Cuenca de Sabinas o Cinturón Plegado de Coahuila (CPC) y **La Popa**, y 3) Plataforma Burro-Peyotes o Cratón Coahuila-Texas (CCT). El área de interés en esta investigación está localizada dentro de la sub-provincia número 2, además es importante mencionar que cada una de estas sub provincias está separada por fallas corticales del Jurásico de orientación WNW, las cuales son de Sur a Norte: la Falla Mojave-Sonora (FMS), la Falla San Marcos (FSM) y la Falla La Babia (FLB) (Figura 2.8), estructuras que serán detalladas más adelante.

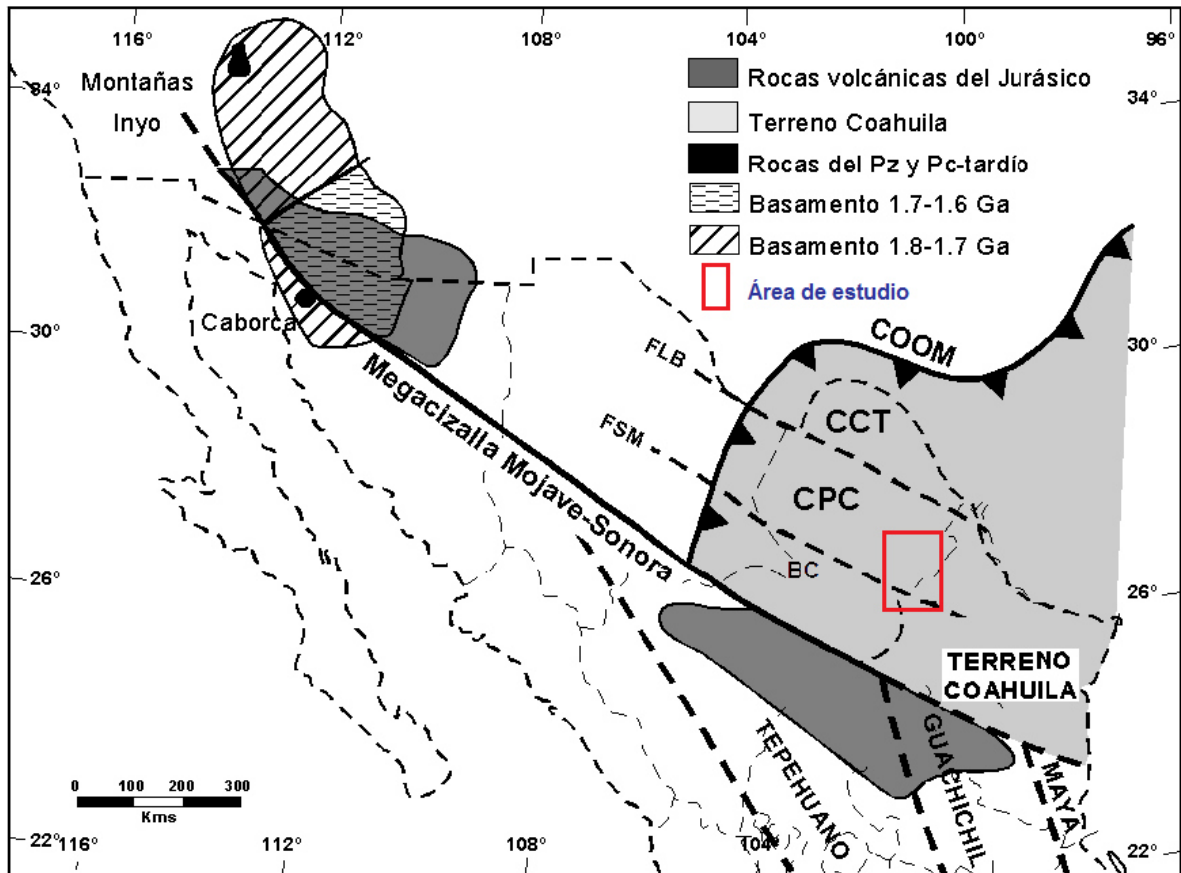


Figura 2.8.- Localización del área que abarcan las mallas regionales dentro del terreno Coahuila (Adaptada de Chávez-Cabello, 2005; Sedlock *et al.*, 1993 y Jones *et al.*, 1995), marcada con un rectángulo en color rojo, dentro de esta área se encuentra la Cuenca de la Popa. Abreviaciones: COOM: Cinturón Orogénico Ouachita-Marathon, FSM: Falla San Marcos, FLB: Falla La Babia, CCT: Cratón Coahuila-Texas, CPC: Cinturón Plegado de Coahuila, y BC: Bloque Coahuila.

### 2.2.1.- Configuración Estructural y Estratigráfica del Noreste de México

La configuración estructural y estratigráfica en el Noreste de México (Figura 2.9) inicia con el evento orogénico Ouachita-Marathon durante el Permo-Triásico (Goldhammer, 1999). A partir del mismo, la evolución paleogeográfica desde el Mesozoico hasta el Cenozoico del Noreste del país se relaciona estrechamente con la apertura y evolución del Golfo de México (Anderson y Schmidt, 1983; Winker y Buffler, 1988; Wilson, 1990). El origen del Golfo de México se remonta al rompimiento del supercontinente Pangea durante el Triásico Superior – Jurásico Medio, con la separación de las placas Norteamericana, Sudamericana y Africana (Padilla y Sánchez, 1986b). Ello condicionó la evolución estratigráfica de la

región durante el Cretácico, hasta la Orogenia Laramide, entre el Cretácico Superior al Terciario Inferior (Goldhammer, 1999).

El rompimiento y separación de Pangea propició la formación de altos de basamento y fosas tectónicas que contribuyeron a la distribución de altos y bajos estructurales, los cuales a su vez, controlaron en adelante los patrones sedimentarios de la región (Padilla y Sánchez, 1982b), y posteriormente determinaron los estilos estructurales laramides (Wilson, 1990). Los principales elementos tectónicos originados en esta región durante la etapa de *rifting* comprenden altos de basamento, entre los que destacan el *Bloque de Coahuila*, la *Península de Burro – Peyotes*, el *Archipiélago de Tamaulipas*, y las *Islas de La Mula y Monclova*, así como bloques bajos de basamento que conforman la Cuenca de Sabinas (Figura 2.9). La composición litológica de los bloques es diferente de un área a otra debido al acomodo de éstos por movimientos de fallas regionales con desplazamiento lateral.

#### **2.2.1.1.- Altos de basamento y Cuencas**

El Bloque de Coahuila (Figura 2.9) es un alto de basamento que está intrusionado por rocas graníticas a granodioríticas de edad Permo-Triásica (Wilson *et al.*, 1984). Hacia el oeste, en el área del Valle Acatita – Las Delicias, el Bloque de Coahuila presenta una sucesión volcanoclástica del Pensilvánico Medio al Pérmico (McKee *et al.*, 1988; Wilson, 1990). Aunque no aflora su basamento se infiere que probablemente es Proterozoico por las firmas isotópicas de los intrusivos Permo-Triásicos (López *et al.*, 2001). El Bloque de Coahuila está delimitado al norte por una falla lateral izquierda conocida como Falla San Marcos, muy posiblemente activa durante la etapa de *rifting* del Triásico Tardío al Jurásico Tardío (Charleston, 1981; Chávez-Cabello *et al.*, 2005). Al sur está delimitado por el lineamiento lateral izquierdo Torreón – Monterrey o mejor conocida como Megacizalla Mojave-Sonora (Anderson y Schmidt, 1983), a lo largo de la Cuenca de Parras. Actualmente, el área ocupada por el Bloque de Coahuila se caracteriza por la presencia de carbonatos de plataforma del Cretácico ligeramente deformados por la Orogenia Larámide (Imlay, 1936; Charleston, 1981; Johnson *et al.*, 1991).

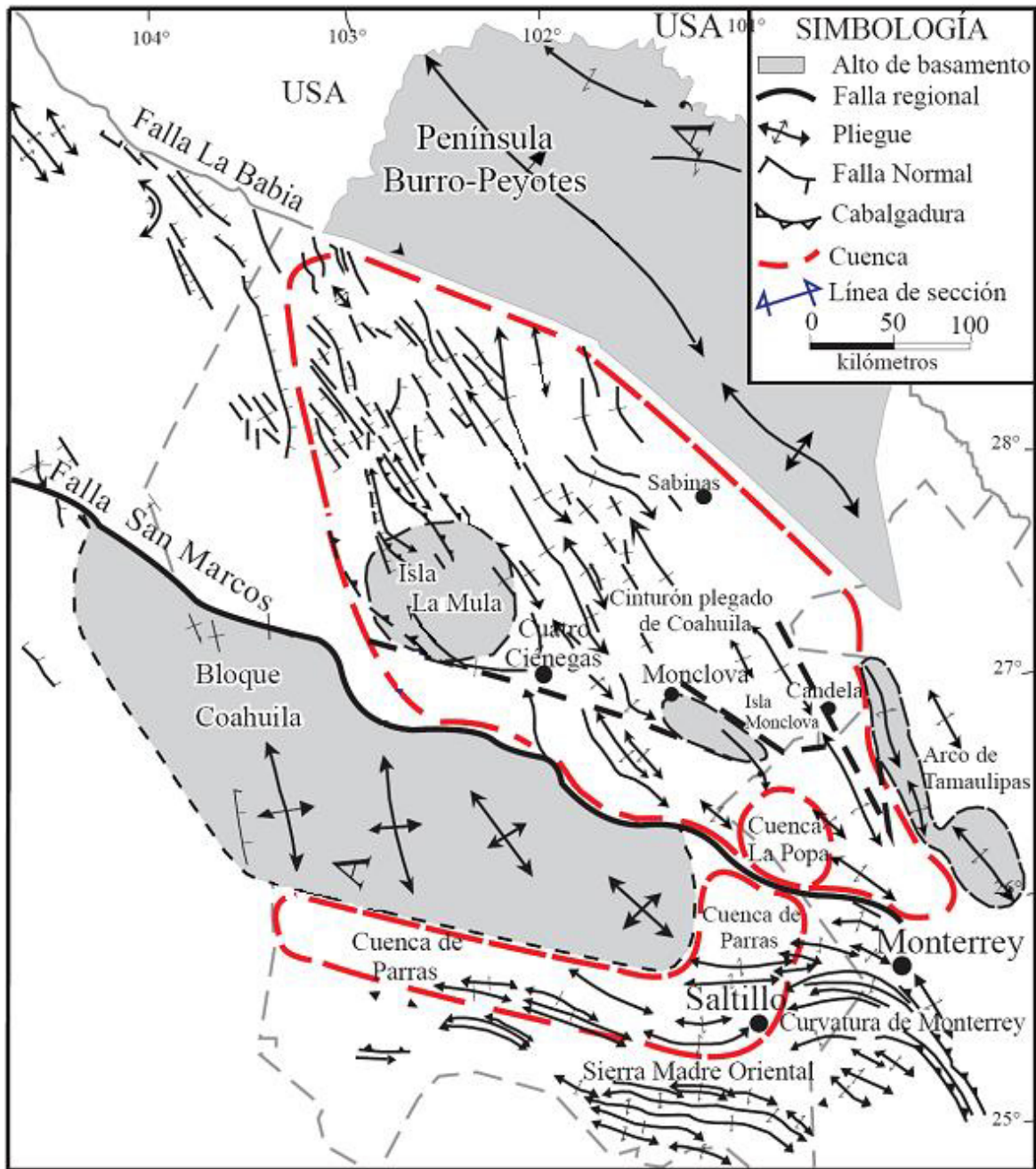


Figura 2.9.- Configuración estructural y rasgos tectónicos del Noreste de México (estado de Coahuila y áreas adyacentes). Modificado de Chávez-Cabello *et al.* (2005).



El Archipiélago de Tamaulipas (Figura 2.9) se localiza al Este de la Cuenca de Sabinas y presenta una distribución NW-SE. El basamento de este arco está constituido por intrusiones permo-triásicas consideradas como los remanentes de un arco de islas Paleozoico (Goldhammer, 1999). Su límite oriental lo forma una falla regional lateral derecha, denominada Falla Tamaulipas – Chiapas (Pindell, 1985; Wilson, 1990).

La Península Burro – Peyotes (Figura 2.9) constituye un alto de basamento al norte de la Cuenca de Sabinas, en aparente continuidad con el Arco de Tamaulipas (Wilson, 1990). Esta península está formada por rocas metasedimentarias deformadas del Paleozoico Superior, y está delimitada en su parte sureste por la Falla La Babia, la cual es una estructura lateral izquierda que estuvo activa durante la etapa de *rifting* continental del Triásico Superior al Jurásico Medio (Charleston, 1981).

La Cuenca de Sabinas (Figura 2.9), es una depresión delimitada por los bloques altos de Coahuila al Sur, Burro – Peyotes al Norte, y el Arco de Tamaulipas al Este. Dentro de la cuenca se conocen dos áreas con intrusiones graníticas de edad permo-triásica, estas corresponden a los altos de basamento de La Mula y Monclova (Jones *et al.*, 1984; Wilson, 1990).

A la deformación que caracteriza la Península Burro – Peyotes, el Arco de Tamaulipas y la Cuenca de Sabinas, incluyendo las Islas de La Mula y Monclova (Figura 2.9), se conoce como la “Faja Plegada de Coahuila” o Cinturón Plegado de Coahuila, producida durante la Orogenia Larámide (Goldhammer, 1999). Esta faja plegada consiste en numerosos anticlinales aislados, orientados al NW y separados por amplios valles sinclinales. Anticlinales ramificados, con núcleos formados por diapiros de evaporitas y pliegues con doble vergencia son rasgos frecuentes y característicos de este estilo de deformación (Padilla y Sánchez, 1986b; Goldhammer, 1999).

Aledañas a la Cuenca de Sabinas se desarrollaron durante el Cretácico Superior (Campaniano-Maastrichtiano) las Cuencas de Parras y La Popa al pie de la Sierra Madre Oriental, las cuales son de tipo antepaís (Figura 2.9). La primera está limitada al norte y

noreste por el Bloque de Coahuila y la Falla de San Marcos, y al sur y sureste por el frente de la Sierra Madre Oriental. La Cuenca de La Popa está limitada al norte, este y oeste por el Cinturón Plegado de Coahuila, y al sur por la Sierra de La Gavia que la separa de la Cuenca de Parras. Ambas cuencas presentan más de 5000 m de sedimentos siliciclásticos terrígenos marinos someros y deltaicos del Campaniano- Maastrichtiano pertenecientes al Grupo Difunta (Padilla y Sánchez, 1986b; Goldhammer, 1999). La deformación que se observa en estas cuencas es producto de la Orogenia Larámide. En las porciones sur y este de la Cuenca de Parras; en las zonas próximas al frente de la Sierra Madre, las estructuras son muy alargadas, vergentes hacia el Norte y presentan pliegues apretados y cabalgaduras menores con ejes paralelos al frente de la sierra. Hacia el norte de estas áreas de la cuenca, la intensidad de la deformación es menor (Goldhammer, 1999). En La Popa, la deformación se caracteriza por amplias elevaciones dómicas generadas por diapiros de sal y sinclinales erosionados (Johnson, 1989).

El evento orogénico del Cretácico Tardío al Paleógeno dio origen a las estructuras de la Sierra Madre Oriental (Figura 2.9), que se caracteriza por ser el área que presenta el más alto relieve en el Noreste de México. Ésta está limitada al Este por el Arco de Tamaulipas y al Norte por la Cuenca de Parras (Padilla y Sánchez, 1986a). La sección deformada comprende a la secuencia sedimentaria del Triásico Superior – Cretácico (Goldhammer, 1999). Las estructuras de esta región se distinguen por su gran variedad de pliegues con orientación E-W, isoclinales, con flancos verticales y pliegues vergentes hacia el Norte, formando incluso *nappes*, y pueden estar delimitados por cabalgaduras (Padilla y Sánchez, 1986a, b; Johnson, 1989; Eguiluz, 2001).

### ***2.2.1.2.- Fallas de basamento en el Noreste de México***

En la parte Noreste de México donde está ubicada el área de investigación existen una serie de fallas de basamento que han sido identificadas en trabajos anteriores, estas estructuras corticales son una parte fundamental para las interpretaciones tectónicas que se han desarrollado de esta área y que involucran claramente a procesos más regionales. Las fallas que se conocen y que están delimitadas en superficie, y principalmente que se encuentran

dentro o cerca del área de estudio son las siguientes: 1) la Falla Mojave-Sonora (FMS), 2) la Falla San Marcos (FSM) y 3) la Falla La Babia (FLB).

#### ***2.2.1.2.1.-Falla Mojave-Sonora***

La falla Mojave-Sonora (FMS) es una estructura regional que fue propuesta inicialmente por Silver y Anderson (1974) como una solución parcial a los problemas existentes entre la sobreposición de México y la parte norte de América del Sur en los modelos tectónicos para la reconstrucción de Pangea (Bullard *et al.*, 1965 y Pindell, 1985) (Figura 2.9). Adicionalmente, a fines de los 70's y principios de los 80's del siglo pasado, Anderson y Silver (1977a, 1977b, 1978, 1979 y 1981) encontraron evidencias geocronológicas que al parecer fundamentaban diferencias en edad entre el Bloque de Caborca y el basamento Proterozoico al noreste de la traza propuesta para la FMS, obteniendo edades Paleoproterozoicas (1.8-1.6 Ga) a Mesoproterozoicas (1.4 a 1.1 Ga), que utilizaron como elemento fundamental para la colocación de la traza de la FMS en esta región del suroeste de América del Norte y Noroeste de México. Estos mismos autores proponen que la FSM es una falla lateral izquierda de rumbo NW que estuvo activa en el Jurásico Tardío (~150 Ma) y que posiblemente acomodó de 700 a 800 Ma.

La FMS coincide aproximadamente con los límites entre los terrenos Coahuila, Sierra Madre y Guerrero propuestos por Coney y Campa (1987). Además, Sedlock *et al.* (1993) la utilizó para separar al terreno Coahuila, al norte, de los terrenos Tepehuano, Guachichil y Maya al sur

#### ***2.2.1.2.2.-Fallas San Marcos y La Babia***

Durante la primera etapa de apertura del Golfo de México debido a fragmentación cortical fue generada la Cuenca de Sabinas (Dickinson and Lawton, 2001 y Goldhammer, 1999) (Figura 2.9 y 2.10) la cual está limitada por las fallas San Marcos al sur y La Babia al norte. Hoy en día estas fallas son consideradas como fallas maestras del basamento que controlaron gran parte del paleorelieve y las litofacies durante el Mesozoico en la Cuenca

de Sabinas (Padilla y Sánchez, 1982, 1986; Salvador, 1987; 1991a, 1991b, 1991c; Goldhammer *et al.*, 1991; Wilson and Ward, 1993 y Goldhammer, 1999). Después que la Orogenia Laramide afectara el noreste de México, estas fallas limitan lo que hoy se conoce como el Cinturón Plegado de Coahuila (CPC; Charleston, 1981), y separan zonas con estilos de deformación fuertemente contrastantes (Padilla y Sánchez, 1982). La falla de La Babia, inicialmente propuesta por Charleston (1981), separa al CPC del cratón Coahuila-Texas. Al sur, en la parte central de Coahuila, el CPC limita con el Bloque de Coahuila a través de la falla de San Marcos, definida por Charleston (1973) (Figura 2.10).

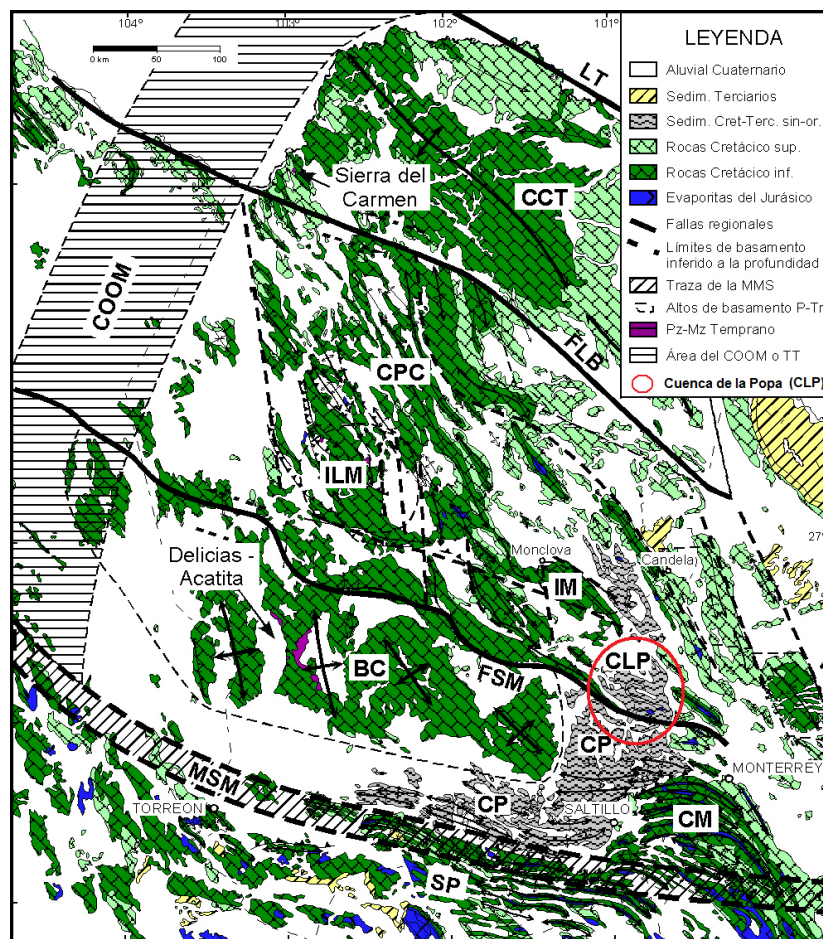


Figura 2.10.- Mapa geológico-estructural regional del terreno Coahuila. Se muestra la distribución de afloramientos principales y su relación con las estructuras generadas durante la deformación Laramide del Terciario Temprano, así como la relación de éstas con respecto a las principales fallas de basamento y zonas de sutura dentro y en los bordes del terreno. LT: Lineamiento de Texas; CCT: Cratón Coahuila Texas; FLB: Falla La Babia; COOM: Cinturón Orogénico Ouachita Marathon; CPC: Cinturón Plegado de Coahuila; ILM: Isla La Mula; IM: Isla de Monclova; CLP: Cuenca La Popa; BC: Bloque Coahuila; FSM: Falla San Marcos; CP: Cuenca de Parras; MSM: Megacizalla Sonora-Mojave; SP: Sierra de Parras y CM: Curvatura de Monterrey (Chávez-Cabello, 2005).

### 2.3.- Orogenia Laramide

La orogenia Laramide fue propuesta por Dana (1896), quien identificó un evento de formación de montañas contemporáneo a la acumulación de sedimentos de la Formación Laramide, en la localidad del mismo nombre en Wyoming, Estados Unidos de América (EUA). Este evento tectónico generó, en el Cretácico Tardío-Terciario Temprano, cadenas de montañas formadas por estructuras que involucran deformación del basamento dentro del antepaís de las Montañas Rocallosas (*Rocky Mountain Foreland*) de EUA y cuencas con depósitos clásticos del Paleoceno-Eoceno, que incluye las serranías de Montana, Wyoming, Utah, Colorado, Nuevo México y Arizona. El cinturón Laramide forma parte de la Cordillera de América del Norte, la cual se extiende hacia México e incorpora al Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (De Cserna, 1956, 1970; Tardy, 1980 y Suter, 1984), y al conjunto de terrenos tectonoestratigráficos del oeste y sur de México (Campa and Coney, 1983 y Coney and Evenchick, 1994). El término orogenia Laramide ha sido utilizado en México (Tardy, 1980 y Suter, 1984), y representa al evento que generó cadenas de montañas como los Cinturones de Pliegues y Cabalgaduras de Chihuahua, Coahuila y la Sierra Madre Oriental.

La deformación Laramide fue intensa en el terreno Coahuila y está representada por las estructuras que componen al Cinturón Plegado de Coahuila (CPC), afectando también a la Cuenca de Parras y a la Cuenca de la Popa. El estilo y edad de la deformación difieren del cinturón de pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental (Vega-Vera y Perrilliat, 1989b y Ye, 1997) pero ambos son incluidos dentro del cinturón de pliegues y cabalgaduras mexicano (Campa and Coney, 1983). En el área de estudio y parte del Noreste de México se presentan principalmente pliegues tipo forzados (pliegues por dobles y pliegues por propagación de falla orientados noroeste-sureste y delimitados por bloques de basamento). En la Sierra Madre Oriental y también dentro del CPC se presentan pliegues de despegue (Padilla y Sánchez, 1982 y Eguluz *et al.*, 2000), que varían en orientación desde noroeste-sureste hasta noreste-suroeste dependiendo de su posición respecto a las cuencas y bloques de basamento sobre los cuales cabalgó la secuencia.

### ***2.3.1.- Aspectos importantes de la deformación Laramide en el noreste de México***

Hacia la parte noreste de México (Sierra de Parras, Saliente de Monterrey, Cuenca de Sabinas, áreas cercanas la Cuenca de la Popa), se desconoce si existen reportes formales de edades de magmatismo que soporten el inicio de la deformación Laramide en esta región. Sin embargo, se tiene bien registrado el cambio abrupto de facies de carbonatos de agua profunda (Formación Cuesta del Cura), a terrígenos (Formaciones Indidura-Agua Nueva-San Felipe), que se cree marcan una alteración sedimentaria importante, contemporánea con las primeras manifestaciones de la deformación Laramide en el oeste de México (Chávez-Cabello, 2005).

Por otro lado, lo que al parecer está mejor documentado es la edad de las últimas manifestaciones del evento Laramide. Los trabajos de McBride *et al.* (1974) en la Cuenca de Parras, y de Vega-Vera y Perrilliat (1989b) en la Cuenca de La Popa, sugieren que el evento debió haber terminado en el Eoceno Tardío. Aunque no se puede definir con precisión la edad de culminación debido a la erosión de los sedimentos post-orogénicos y la parte superior de los sin-orogénicos del Grupo Difunta. Otro problema importante para conocer la edad más joven de los sedimentos sin-orogénicos del Grupo Difunta en la Cuenca de La Popa, es la ausencia de fósiles diagnóstico en la Formación Carroza que es la más joven del Grupo Difunta.

En la Cuenca de Burgos existe una discordancia que corresponde a un límite de secuencia en la cima de las formaciones Crockett-Cook Mountain con erosión profunda de las unidades estratigráficas. Sobre estas unidades se depositaron las formaciones Yegua y Jackson componiendo una cuña de facies transgresivas-regresivas, que definen una edad de 39.5 Ma (Eoceno Tardío), y que es considerada como la edad de culminación del evento Laramide en el área de la Cuenca de Burgos (Eguiluz, 2001). Respecto al diacronismo de la deformación, en la zona de la Sierra de Parras y en la Curvatura de Monterrey, está documentado que la cuenca de antepaís de Parras se desarrolló antes que la de La Popa, e inclusive los sedimentos clásticos más jóvenes de la Cuenca de La Popa provienen de la Cuenca de Parras (McBride *et al.*, 1974; Vega-Vera *et al.*, 1989; Vega-Vera y Perrilliat,

1989b y Soegaard *et al.*, 1997). Esta variación local en la edad de la deformación implica que las evidencias que soportarían la edad más joven de la deformación contractiva en el noreste de México, podrían estar presentes entre la Cuenca de La Popa y la parte sur de la Cuenca de Sabinas del CPC.

De acuerdo a De Cserna (1956), Tardy (1980), Ye (1997), Peterson-Rodríguez (2001), entre muchos otros, en la Curvatura de Monterrey y la Sierra de Parras, se observa un acortamiento claro hacia el norte y nor-noreste que debió terminar en el límite Paleoceno-Eoceno, ya que los pliegues este-oeste (Figura 2.9), no están presentes en sedimentos del Eoceno en la Cuenca de La Popa. Por el contrario, estos sedimentos presentan un acortamiento en dirección noreste que produjo pliegues con ejes noroeste-sureste (Figura 2.9). Los pliegues con ejes noroeste-sureste deforman a todo el Grupo Difunta (Mastrichtiano-Eoceno Tardío) pero tampoco se conoce cuando pudo haber iniciado y culminado esta fase de deformación más joven.

Aunque ya se menciono anteriormente que la Cuenca de la Popa es una estructura antepaís (foreland), es importante mencionar que existen otras además de estas, las cuales Ye (1997) reportó al integrar la información de las cuencas de antepaís de la Sierra Madre Oriental, las cuencas de la Sierra Madre Oriental son: a) Parras y **La Popa**, al norte, b) Tampico-Mizantla y, c) Veracruz, al sur.

En México, Iriondo (2001) fechó la edad de la deformación Laramide en el norte de Sonora utilizando el método  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ , y obtuvo una edad máxima de ~75 Ma y mínima de 39 Ma en muscovitas, bastante semejante a la obtenida por Dickinson *et al.* (1988) de 75 a 35 Ma en el suroeste de EUA. La edad de la deformación en el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental es Cretácico Tardío - Eoceno Temprano (De Cserna, 1956, 1970; Humphrey, 1956; Tardy, 1980 y Campa, 1985), basándose en la edad de sedimentos sin-orogénicos del Grupo Difunta depositados en las cuencas de Parras y La Popa (Vega-Vera y Perilliat, 1989b). Aunque algunos autores sugieren que pudiera alcanzar edades tan jóvenes como el Oligoceno Temprano (Eguiluz *et al.*, 2000) o hasta Mioceno en el sureste de México (Longoria, 1984).

## 2.4.- Estratigrafía del Noreste de México

La Cuenca de la Popa es considerada como un análogo del Golfo de México, sin embargo, es necesario conocer el contexto regional para entender los procesos sedimentarios que han ocurrido en el área de estudio. Debido al interés petrolero en esta región, ya sea en la Cuenca de Sabinas donde existen yacimientos de gas que actualmente son explotados o en la Cuenca de la Popa que representa un laboratorio de tectónica salina en continente para PEMEX, estructuras que originan posibles trampas de gas o aceite, como es el caso del Golfo de México, en donde existe un número importante de estudios estratigráficos como los de Kellum *et al.* (1936), Imlay (1937a, b, 1938), Humphrey y Díaz (1956), González-García (1976), Alfonso (1978), Smith (1981), Padilla y Sánchez (1982), McKee *et al.* (1984); Jones *et al.* (1984); Longoria (1984); McKee *et al.* (1988, 1990); Eguiluz *et al.* (2000) y Eguiluz (2001), entre muchos otros.

Además se pueden mencionar los trabajos de síntesis regional del noreste de México por medio de los cuales se definieron los principales elementos paleogeográficos que ejercieron una influencia determinante en la estratigrafía presente en el área como: Wilson (1990), Goldhammer *et al.* (1991, 1993), Goldhammer (1999), Lehman *et al.* (1999) y Goldhammer and Johnson (2001). Muchos de estos trabajos, al mencionar la estratigrafía o localización de la cuenca de Sabinas, ponen dentro de ésta a la Cuenca de la Popa, ya que se le considera la extensión meridional del CPC por presentar un estilo de deformación y dirección de ejes de pliegues semejantes (McBride *et al.*, 1974; Soegaard *et al.*, 1997 y Ye, 1997).

Para los bloques de basamento o altos de basamento que están aislados en distintas partes al del área de estudio, como lo son el Bloque de Coahuila (BC) y la Isla de Monclova (IM), por mencionar algunos (Figura 2.10), existen algunos trabajos como los de Denison *et al.* (1969), Jones *et al.* (1984), y Grajales *et al.* (1992), quienes en general concluyen que estas rocas son de arco continental y de edad Permo-Triásica. Otros trabajos se enfocan más en los intrusivos del Cinturón de Intrusivos Candela Monclova (CICM) del Eoceno, como



Sewell (1968), quién fechó algunos de los intrusivos del CICM y determinó que tienen edades entre 43 y 35 Ma (K/Ar). Chávez-Cabello *et al.* (2003a) presentaron edades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en hornblenda, biotita y feldespato potásico de estos mismos intrusivos indicando que los más antiguos alcanzan edades de hasta 44.3 Ma y llegan a ser tan jóvenes como 39 Ma.

Las rocas más antiguas están ubicadas en el Paleozoico Tardío y están expuestas en la región Delicias-Acatita (McKee *et al.*, 1988) en el centro del Bloque de Coahuila y en la Sierra del Carmen (Carpenter, 1997) en el extremo noroeste del estado de Coahuila, cerca de la frontera con los Estados Unidos de América (Figura 2.10). Las rocas de las Delicias Acatita son parte de un ensamble de arco con edades desde el Pensilvánico Medio al Pérmico (McKee *et al.*, 1988) y rocas Permo-Triásicas (Torres *et al.*, 1999), provenientes de una secuencia gruesa de rocas marinas y de cuerpos intrusivos del Triásico. Las rocas sedimentarias presentan un metamorfismo de grado bajo y son esencialmente depósitos producto de acumulaciones de gravedad de sedimentos transportados en masa. Los clastos están compuestos principalmente por: a) detritos y escombros derivados de rocas andesíticas y dacíticas; b) sedimentos pelágicos que experimentaron movimientos post-deposicionales; y c) detritos y escombros derivados de calizas y trasladados desde el margen de la cuenca (McKee *et al.*, 1988).

La secuencia marina del Mesozoico Tardío sobreyace discordantemente a las capas rojas del Jurásico. Una parte de las rocas mesozoicas marcan la transgresión marina del Caloviano-Oxfordiano, representada por evaporitas de las formaciones Olvido y Minas Viejas en el noreste de México (Padilla y Sánchez, 1986; Wilson, 1990; Goldhammer *et al.*, 1993; Goldhammer, 1999 y Eguiluz, 2001).

El trabajo más detallado sobre la estratigrafía y paleogeografía de la secuencia marina del Mesozoico Tardío, acumulada en la Cuenca de Sabinas es el de Eguiluz (2001), **quién** integró información de afloramientos y datos de casi 100 pozos profundos perforados por PEMEX. En **el** se estableció que más de 5000 m de rocas sedimentarias fueron depositadas

dentro de la Cuenca de Sabinas y se dividió al paquete en tres grupos: 1) el grupo sin-rift; 2) el grupo de deriva; y 3) el más joven.

El primer grupo comprende a los sedimentos *sin-rift* compuestos por conglomerados, evaporitas y rocas ígneas básicas asociadas del Caloviano?- Oxfordiano Inferior (formaciones La Gloria, Olvido-Minas Viejas), en general tiene un espesor de más de 2500 m, y las unidades fueron depositadas durante un periodo de subsidencia continua en ambientes de sabkha y marino-costero. El segundo grupo representa a la etapa de deriva (*drift*) y comprende tres ciclos de alta frecuencia. Los sedimentos son carbonatos, evaporitas y depósitos siliciclásticos costeros acumulados sobre plataformas extensas en un margen pasivo (144-96 Ma). El primer ciclo comprende a la parte superior de la Formación Olvido y las formaciones La Casita, Taraises y Menchaca. El segundo ciclo a las formaciones Barril Viejo, Padilla, La Mula y Virgen; finalmente y el tercer ciclo a las formaciones Cupidito, La Peña, Tamaulipas Superior, Kiamichi, Georgetown, Del Río y Buda. El tercer grupo más joven (96-39.5 Ma), consiste principalmente de facies clásticas terrígenas regresivas depositadas en un ambiente de cuenca de antepaís (*foreland*) y comprende a las formaciones: Eagle Ford, Austin, Parras, Upson, a los grupos Difunta-Taylor-Navarro, y a las formaciones Wilcox y Midway (Figura 2.10).

## **2.5.- Geología local de la Cuenca de la Popa**

La columna sedimentaria expuesta en la Cuenca de la Popa tiene un espesor mayor a 6500 m (Laudon, 1984, 1996), estas capas varían en edades que van desde el Jurásico Tardío hasta el Eoceno Medio (Figura 2.11). Estas rocas Mesozoicas representan la sección más completa del antepaís de la SMO (McBride *et al.*, 1974; Lawton *et al.*, 2001).

Las rocas del Jurásico Tardío incluye a las evaporitas de la Formación Minas Viejas (Oxfordiano- Kimeridgiano, 161 Ma a 45 Ma), siendo esta la causante de los procesos halocinéticos que dieron origen a los diapiros El gordo, El papalote y San José (Giles y Lawton, 2002); así como a la soldadura de tipo secundaria que se ha delimitado en

superficie. Con esta investigación se espera poder obtener una aproximación más real de la geometría de las estructuras halocinéticas en la Cuenca de la Popa.

Los trabajos realizados por McBride *et al.* (1974) y Laudon (1975) sentaron las bases para conocer la estratigrafía de La Cuenca de la Popa, combinados con estudios recientes se ha llegado a la conclusión el diapirismo estuvo activo y fue continuo durante la depositación de todo el bloque sedimentario que existe en la Cuenca, o al menos desde el Aptiano hasta el Eoceno Medio, lo anterior explica y apoya la idea de que el diapirismo fue sin-sedimentario.

Esta Cuenca muestra un inusual mapa de patrones que son el resultado de la extensión lateral producida por la apertura del Golfo de México (Salvador, 1987; Winker y Buffler, 1988), además de pliegues de despegue nucleados por sal y erosionados, los cuales fueron originados por un proceso de tectónica contraccional en la orogenia Hidalguense (Gray *et al.*, 1997; Marrett y Aranda-García, 1999).

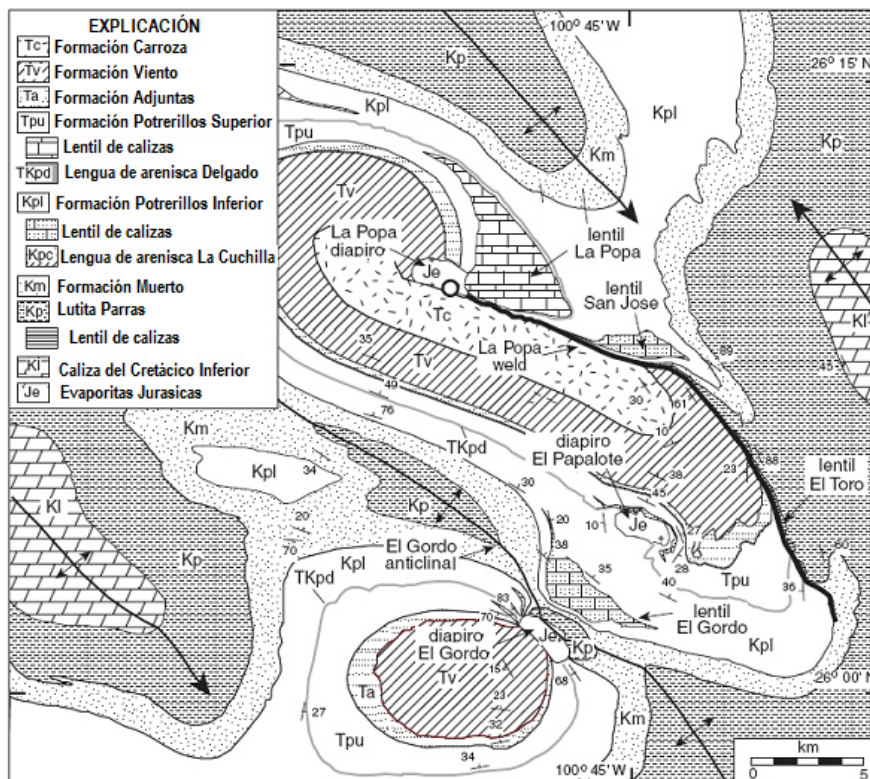


Figura 2.11.- Mapa geológico de la Cuenca de la Popa en donde se ubican las estructuras halocinéticas como lo son los diapiros: El Gordo, El Papalote y San José, además de la soldadura secundaria que aflora en superficie (Giles y Lawton, 2002).

### **2.5.1- Estratigrafía de la Cuenca de la Popa**

Las rocas expuestas en superficie se pueden dividir en dos tipos: (1) las rocas que pertenecen al Jurásico Superior (evaporitas) y que en superficie solo afloran en los cuerpos diapíricos (El Gordo, El Papalote y San José), y (2) estratos que van desde el Cretácico Inferior hasta el Eoceno. Las rocas de edades pre-Aptiano no están expuestas en superficie, ya que probablemente estén debajo de la superficie y no fueron expuestas (Eguiluz de Antuñano, 1994).

Una característica observada, en zonas aledañas a los diapiros, es la presencia de cuñas siliciclásticas, con crecimiento y deformación sin-sedimentaria, contemporánea al movimiento ascendente de sal (Giles y Lawton, 2002). Estas observaciones muestran que la deformación fue producida como estructuras de arrastre (tipo “S”), plegadas por el movimiento ascendente de sal y no como rasgo sedimentario asociado a halocinesis (Rowan *et al.*, 2003).

Aunque la estratigrafía es dominada por la lutita Parras y el Grupo difunta (MacBride *et al.*, 1974) del Cretácico Tardío hasta el Eoceno, recientes investigaciones bioestratigráficas confirman que rocas más antiguas al Cretácico están expuestas localmente. La estratigrafía de la Cuenca de la Popa es predominantemente siliciclástica, con intercalaciones de lentes carbonatados, estos lentiles representan batimetrías altas y generalmente se relacionan con las partes altas de los cuerpos diapíricos en su ascenso hacia la superficie (Laudon, 1984).

Las evaporitas Jurásicas que pertenecen a la Formación Minas Viejas, que fue depositada en un ambiente de tectónica extensional y las rocas post-Jurásicas en la Cuenca, como se mencionó anteriormente, pertenecen a depósitos carbonatados y siliciclásticos en ambientes deltaicos, de aguas someras, mareas y planos de costa (Lawton *et al.*, 2001) (Figura 2.12).

Acerca del basamento del área, solo existía un antecedente hasta antes de la realización de esta investigación, basado en contornos magnéticos, realizado por Eguiluz de Antuñano (1994) y reconstrucciones estratigráficas que sugerían que el basamento se encontraba a una profundidad desde los 5500 m hasta los 7000 m. Las profundidades se verificarán y si

los modelos 2D lo sugieren estas se modificaran que como uno de los resultados en esta tesis doctoral.

EDAD		LITOESTRATIGRAFÍA		AMBIENTE DE DEPOSITACIÓN
PALEOGENO	EOCENO		Erosionado	Fluvial
		Formación Viento		
	PALEOCENO	Formación Adjuntas		Mar somero
		GRUPO DIFUNTA		Miembro superior de arenisca
	Miembro superior de Mudstone		Deltas con localizaciones de carbonatos arrecifales adyacentes a los diapiros	
	Lentiles carbonatados: Superior El Gordo, El Papalote y San José			
	MIEMBRO DELGADO Ss.		Mar somero	
	MIEMBRO MEDIO SILTSTONE		Deltaico y offshore	
	Leungua Cuchilla Ss.			
CRRETACICO SUPERIOR	MAASTRICHTIANO		Miembro Inferior de Mudstone	Offshore y deltaico con localizaciones de carbonatos arrecifales
			Lentiles carbonatados: Inferior El Gordo, El Papalote y San Jose	
	CAMP.		Miembro Inferior de Siltstone	Deltaico
			Fm. Muerto	De Marginal a Mar somero
		CON. SAN.	Lutita Parras	Offshore Marino
		TUR.	Fm. Indidura	Offshore Marino/ Starved marino
INFERIOR	CEN.		Lentil El Toro Superior	Offshore Marino
			Cuesta del Cura	
	Albiano	Fm. Aurora	Lentiles carbonatados: El Toro Inferior Y Medio y Superior Boca La Carroza	Offshore Marino, deltaico? con localizaciones de carbonatos arrecifales
		Tamaulipas Superior		
Aptiano	Fm. La Peña			
	Fm. Cupido (Caliza)	Lentil Boca La Carroza Inferior	Truncado por la Soldadura	

Figura 2.12.- Columna estratigráfica generalizada de los estratos expuestos en superficie en la Cuenca de la Popa y áreas adyacentes, mostrando también la interpretación de los ambientes de depositación (Giles y Lawton, 1999).

### **2.5.2.- Jurásico Superior**

Las rocas del Jurásico Superior en la Cuenca de la Popa, que pertenecen a la formación Minas Viejas (Oxfordiano- Kimeridgiano, de 161 Ma a 45 Ma) definida por Imlay (1943). En superficie se encuentra aflorando únicamente en los cuerpos diapiricos (El Gordo, El papalote y San José); (Figura 2.11), que consisten de dos principales componentes: (1) el más importante que corresponde a las evaporitas, consisten únicamente de yesos y (2) los componentes que se encuentran intrusionados dentro de los yesos, corresponden a rocas carbonatadas y bloques metaígneos.

Las evidencias del yeso deformado en superficie sugieren que representa un residuo o remanente después de la disolución de halita en los diapiros. Lo anterior se sugiere a partir del pozo Minas Viejas-1, el cual se encontró una columna estratigráfica compuesta por 600 m de yeso, 900 m de intercalaciones de yeso y halita, 2100 m de halita con varios metros de olivino basáltico y dolerita, 520 m de intercalaciones de halita y caliza de color negro (López Ramos, 1982). La abundancia de yeso y la falta de halita en la parte superior del pozo, al igual que en los diapiros en la Cuenca de la Popa, pueden interpretarse como el resultado de la disolución de halita, tomando en cuenta que esto también pudo ocurrir debido a la reducción de la salinidad de las salmueras a partir de las cuales se depositaron esta evaporitas (Lawton *et al.*, 2001).

Estudios anteriores reportan la existencia rocas no-evaporíticas dentro de los diapiros (Laudon, 1984; Garrison, 1998; Garrison y MacMillan, 1999), estos bloques incluyen rocas carbonatadas y metaígneas, variando de tamaño en los afloramientos desde 1 m hasta los 200 m; las rocas ígneas presentan metamorfismo termal en facies de esquistos verdes e incluyen dos tipos de rocas: metaplutónicas y metavolcánicas. Para las rocas metaplutónicas, Garrison y MacMillan (1999) realizaron dataciones isotópicas  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  a dos muestras encontrando edades de  $146 \pm 1.6$  Ma y  $145 \pm$  Ma, que representan edades de metamorfismo cuando los bloques se enfriaron a una temperatura de  $350^{\circ}\text{C}$  en el Jurásico Tardío.

Los bloques carbonatados incluyen varias facies presentes en los diapiros, entre las cuales están; (1) dolostone laminado de color negro; (2) wackestone bioclástico con

intercalaciones de yeso y mudstone laminado carbonatado de color negro; y (3) sandstone calcáreo con presencia de fósiles. Los bloques de sulfatos, rocas ígneas y carbonatos que están incorporados al yeso del que están compuestos los diapiros dentro de la Cuenca de la Popa, representan un ensamble de litologías del Jurásico Superior (Oxfordiano-Kimeridgiano) formados durante la extensión de la corteza superior y la inicial subsidencia de la Cuenca de la Popa.

### ***2.5.3- Cretácico Inferior***

Los estratos del Cretácico Inferior son más delgados en comparación a las formaciones regionales a las cuales se correlacionan: Cupido, La Peña, Aurora y Cuesta del Cura (Figura 2.12). En superficie, estos estratos solo están expuestos en la parte Sureste de la Soldadura de tipo secundaria en La Cuenca de la Popa (Figura 2.11), que se interpreta como una pared de sal (Giles and Lawton, 1999). La litología de estos estratos está compuesta principalmente por calizas que varían en edad desde el Aptiano hasta el Turoniano con algunas intercalaciones de lutitas.

La sección expuesta del cretácico inferior tiene un espesor de aproximadamente 100 m, lo cual corresponde a una magnitud menor que el espesor típico regional. Esta reducción en el espesor presente en la Cuenca de la Popa se puede interpretar como el resultado del reducido espacio que existió para que estos sedimentos se acomodaran adyacentes a la pared de sal (La Soldadura), la cual estuvo activa durante la depositación de los sedimentos del Cretácico Inferior.

Dentro de las capas del Cretácico Inferior se encuentran lentes carbonatados (lentiles) llamados: lenticla Inferior Boca La Carroza, lenticla Superior Boca La Carroza y el lenticla Superior El Toro. Los nombres se deben a los lugares donde estos se encuentran ubicados, los cuales son: Boca La Carroza y el cerro Huevo del Toro, localizados cerca del extremo Sureste de la Soldadura (Figura 2.11).

### **2.5.3.1.- Lentil Inferior “Boca La Carroza”**

En el lentil Inferior Boca La Carroza, los estratos consisten en dos lentes que varían de edad desde el Tardío al temprano Albiano y que están compuestos por calizas y lutitas. La base de las calizas está estructuralmente truncada por la Soldadura y la base del lentil tiene aproximadamente 1 m de espesor, compuesto de ostras Packstone con la presencia de algunos clastos ígneos. Lawton *et al.* (2001) tentativamente correlacionan estos estratos con la formación Cupido, basándose en la posición estratigráfica (Figura 2); los clastos fueron productos arrastrados por el yeso que compone los diapiros y que descansaba adyacente a las calizas antes del desarrollo de la Soldadura.

### **2.5.3.2.-Formación la Peña**

La formación la peña se encuentra sobreyaciendo al lentil Inferior Boca La Carroza, se compone de intercalaciones de caliza mudstone, nódulos de pedernal de color negro y elongados (Figura 2.12). Se han reportado edades del Aptiano Superior para esta formación (Longoria, *et al.*, 1999); sin embargo, por recientes publicaciones basadas en estudios de zonificación **bioestratigráfica**, se piensa que esta formación abarca por lo menos una parte del Aptiano Inferior (Reboulet *et al.*, 2006; Barragán y Méndez, 2005). Esta formación en la Cuenca de la Popa tiene un espesor de 11 m.

### **2.5.3.3.- Lentil Superior “Boca La Carroza”**

Sobre la formación la Peña y ubicado dentro de la Formación Aurora, se encuentra el lentil Superior Boca La Carroza (Figura 2.12), el cual se compone de esponjas y wackstone fosilífero en su parte más inferior. Este lentil tiene un espesor de aproximadamente 90 m.

### **2.5.3.4.- Lentil Inferior y Medio “El Toro”**

En el extremo Sureste de la Soldadura, se encuentran ubicados los lentiles Inferior y Medio que tienen el nombre El Toro, los cuales se componen principalmente de mudstone carbonatado. Aunque las calizas de las que están compuestos son masivas, se hace la



división de dos lentiles nombrados Inferior y Superior El Toro, lo cuales se ubican en edades que abarcan el Albiano Superior.

#### ***2.5.4.- Rocas del Cretácico Superior***

La sección litológica del Cretácico Superior, en la Cuenca de la Popa, incluye a las formaciones: Indidura, Lutita Parras y a la parte inferior del Grupo Difunta (Figura 2.12). Al igual que en las formaciones del Cretácico Inferior, en el Cretácico Superior también se depositaron lentes carbonatados los cuales son: el lentil El Toro Superior y los lentiles El Gordo, El Papalote y San José.

##### ***2.5.4.1.- Formación Indidura***

En la Cuenca de la Popa, la Formación Indidura varía en un rango de edad que va desde el Cenomaniano hasta el Santoniano. Su parte Superior se correlaciona con la Formación Caracol de la Sierra Madre Oriental, la cual es de edad Santoniano Temprano – Campaniano (Longoria *et al.*, 1999). La Formación Caracol al Suroeste de Saltillo en la Sierra de Parras, definida por Imlay (1937), está compuesta por intercalaciones de lutitas con escombros depositados en ambientes turbidíticos; sin embargo, la Formación Indidura representa aguas profundas y depósitos de Cuenca.

La Formación Indidura está extensamente expuesta en el flanco Este de La Cuenca de la Popa y en la zona más cercana a los diapiros se encuentra presente en el anticlinal de la Gavia (Figura 2.11).

##### ***2.5.4.2.-Lentil “El Toro Superior”***

El lentil El Toro Superior está ubicado dentro de la Formación Indidura al Noreste de la Soldadura y a 100 m sobre el lentil El Toro Medio, presentando un espesor de aproximadamente 8 m. Está compuesto principalmente de wackstone con esponjas largas que llegan a alcanzar los 50 cm de longitud. Para este lentil se reporta que en edad

pertenece al Turoniano, edad que se puede correlacionar con parte del miembro Agua Nueva de la Formación Indidura (Figura 2.12).

#### **2.5.4.3.- Lutita Parras**

La Lutita Parras tiene un espesor de 1500 m en la Cuenca de Parras (Weidie, 1961; Weidie y Murray, 1967), en la Cuenca de la Popa este espesor es similar; sin embargo, en las áreas adyacentes a la soldadura este disminuye hasta los 400 m (Figura 2.12). Esta Formación es el resultado de depósitos prodelta (MacBride, 1973, 1975), la capas inferiores en la Lutita Parras registra una transición de depósitos de Cuenca a depósitos prodelta turbidíticos.

#### **2.5.5.- Rocas del Cretácico Superior – Eoceno (grupo Difunta)**

En la Cuenca de La Popa, el Grupo Difunta se divide de la base a la cima en las formaciones: El Muerto, Potrerillos con cinco miembros (Giles and Lawton, 2002), Adjuntas, Viento y Carroza (Figura 2.12). Su edad comprende desde el Maastrichtiano Medio hasta el Eoceno (Vega y Perrillat, 1989). Las capas más antiguas pertenecen a ambientes de frente deltaico, mientras que las capas más jóvenes son ambientes fluviales, denotando en su conjunto un período de regresión marina; sin embargo, esta regresión presenta ciclos transgresivos y regresivos de mayor frecuencia. Por ejemplo, la **Formación El Muerto** corresponde a un ambiente de frente deltaico en su base y varía a lagunar clástico - silíceo en su cima; mientras que el miembro de **Mudstone Superior de la Formación Potrerillos**, de edad Paleoceno, es de ambiente de plataforma abierta o prodelta pelítico (transgresión). De la misma forma, **la cima de la Formación Potrerillos** es de ambiente de frente de delta, cubierta por ambiente de planicie deltaica de la **Formación Adjuntas** (regresión) y ésta a su vez, por litofacies clásticas, de ambiente litoral de la **Formación Viento** (transgresión), culminando la sucesión expuesta con ambientes fluviales de la Formación Carroza (regresión) (Peterson-Rodríguez, 2008).

### **2.5.5.1- Lentiles *El Gordo, El Papalote y San José***

En la base grupo Difunta se observan, lentes carbonatados (lentes), ubicados en el Miembro Superior de Mudstone de la Formación Potrerillos, los cuales son: ***Lentil El Gordo Inferior, El Papalote Inferior y San José Inferior***. Están constituidos por “packstone” y “grainstone” de algas rojas, pisolitas y fragmentos de foraminíferos bentónicos del tipo Pseuorbiotides sp., Lepiorbitoides sp., y Calciesphaerula gigas, que sirven como guía para ubicar estos lentes carbonatados en el Maastrichtiano. Estos lentiles varían en espesor de 100, 38 y 60 m, respectivamente.

En la parte Superior de la Formación Potrerillos, la cual corresponde a la parte Transgresiva del Miembro Superior de Mudstone, están contenidos lentiles calcáreos superiores de las rocas que afloran en la Cuenca de la Popa, los cuales corresponden a: ***El Lentil El Gordo Superior, El Papalote Superior y San José Superior***, cerca de los diapiros estos lentiles tienen sus espesores más potentes el cual es mucho mayor a los 70 m (Lawton *et al.*, 2001).

### III.- FUNDAMENTOS TEÓRICOS DE LOS MÉTODOS GEOFÍSICOS UTILIZADOS

#### 3.1.- Introducción

Muchos de los contenidos científicos de la Geofísica son tan antiguos como la ciencia misma. Esto no es de extrañar, ya que la Tierra es el primer laboratorio en el que se realizan las observaciones y en donde se aplican las teorías científicas. Muchas de las disciplinas extienden sus raíces hasta los orígenes de las ciencias en la Antigüedad. Entre los antiguos griegos de los siglos III y IV a. de C., como, por ejemplo Eratóstenes y Aristóteles por solo citar a dos, se encuentran ya cálculos geodésicos del tamaño de la Tierra y discusiones sobre el origen de los terremotos. La Geofísica Moderna se desarrolla a la par de la ciencia en los siglos XVI y XVII con Galileo, Gilbert, Newton, Halley, etc., y progresa juntamente con ella en los siglos XVIII y XIX. Sin embargo, el término *Geofísica* de acuerdo con W. Kertz, aparece por primera vez en 1863 en el tratado de Adolf Mühry *Beitraege zur Geophysik und Klimatographie*. Georg von Neumayer, en 1871, quien define la Geofísica como el conocimiento de las relaciones físicas de la Tierra. En 1880, el profesor de geografía de Konisberg Karl J. Zoppritz define más concretamente la geofísica como aquella parte de las ciencias de la Tierra que trata del estudio de la actividad de las fuerzas físicas responsables del origen, evolución y estructura de la Tierra. La geofísica para él llena un vacío existente en las ciencias de la Tierra que entonces constituían la Geografía y la Geología (Udías, 1986).

Esta ciencia queda consagrada definitivamente a finales del siglo XIX con el texto *S. Gunther Handbuch der Geophysic*, publicado en 1887, con la primera revista especializada creada en 1893 por G. Gerland, *Beitrage zur Geophysik*, y con la primera cátedra de geofísica en la Universidad de Gottingen que fue impartida por Emil Wiechert (Udías, 1986). Actualmente las investigaciones del interior de la Tierra involucran mediciones hechas en la superficie de la Tierra, donde existe cierta influencia de los campos físicos de la Tierra, como lo son el gravimétrico y magnético, debido a la distribución interna de las propiedades físicas de las distintas capas que componen el planeta (Reynolds, 1997).

### 3.2.-Metodos potenciales

Las fuerzas magnéticas y de gravedad de la Tierra son campos potenciales que proveen información acerca de la naturaleza de los materiales dentro de la Tierra. Se puede definir a los **campos potenciales** como aquellos en los cuales la magnitud y la dirección del campo dependen de la posición de observación dentro del campo (superficie de la Tierra). Comparado con el método magnético, el campo gravimétrico es simple debido a que las líneas de fuerza en el campo gravimétrico son directamente hacia el centro de la Tierra; en el campo magnético la magnitud y la dirección del campo dependen de la posición de los polos positivos y negativo (Figura 3.1).

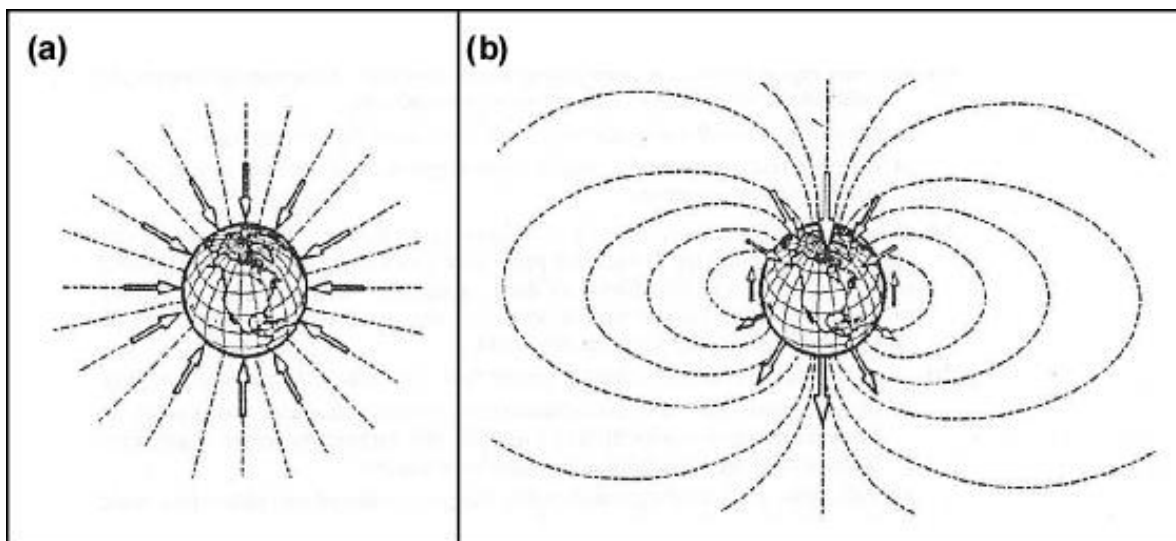


Figura 3.1.- Campos potenciales de la Tierra. (a) El campo gravimétrico es simétrico, los vectores de fuerza de atracción tienen aproximadamente igual magnitud y dirección, las líneas de fuerza van con dirección hacia el centro de la Tierra. (b) La magnitud y dirección del campo magnético es dominado por dos polos, el positivo (en el Sur) de donde salen las líneas del fuerza y el polo negativo (en el Norte) donde entran las líneas de fuerza (Lilie, 1999).

La investigación que aquí se presenta se realizó en base a métodos potenciales: el campo de atracción gravitacional, el campo magnético de la Tierra. Los valores medidos con estos métodos potenciales cambian de intensidad y dirección dependiendo de la posición de observación dentro del campo. La intensidad de estos campos decrece cuando se está más alejado de la fuente del campo medido (Figura 3.2). Los valores del potencial para cada punto de la tierra se pueden calcular si se conocen las características de las rocas debajo de

la superficie, siendo únicos estos valores dependiendo de la latitud para la cual se realiza el cálculo (Lillie, 1999).

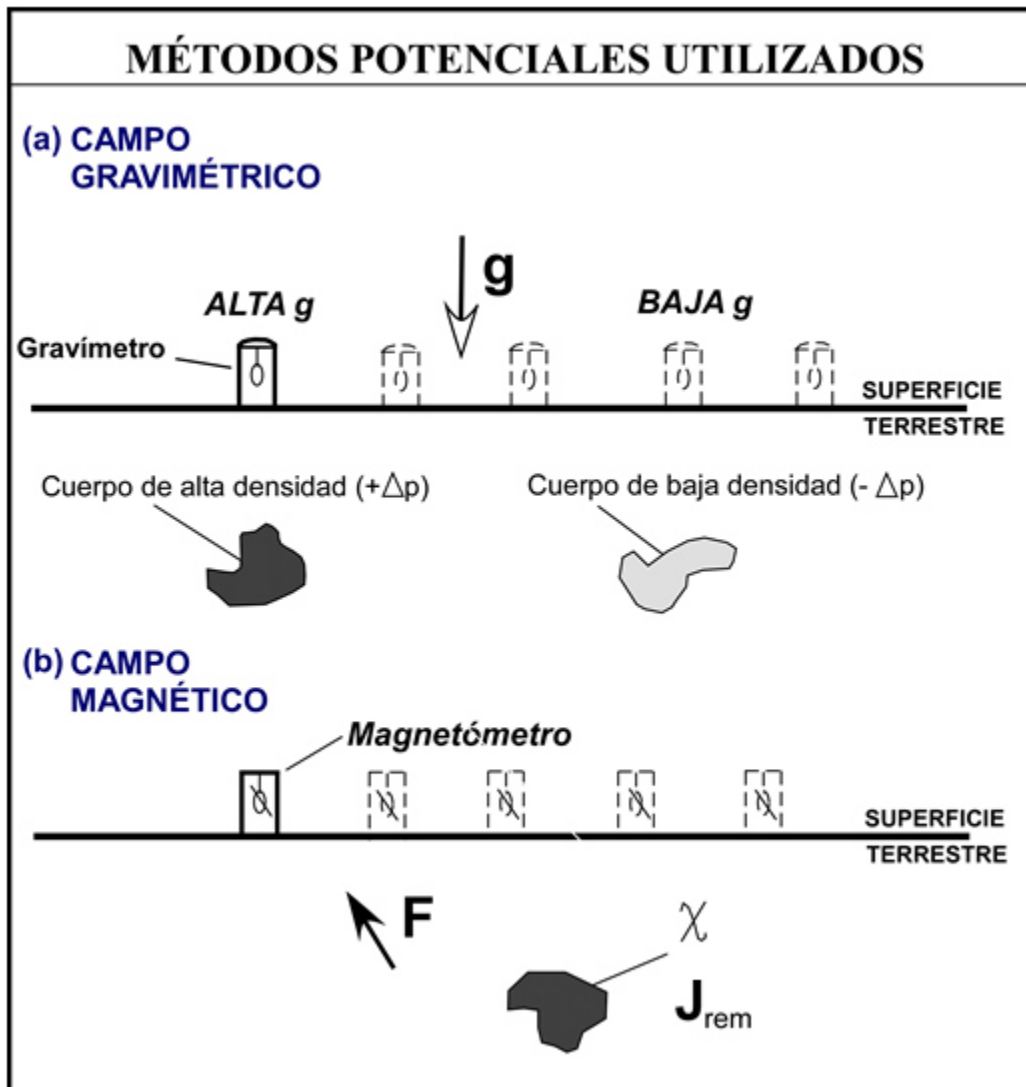


Figura 3.2.- Técnicas para medir los campos potenciales en superficie. (a) Un gravímetro mide la aceleración gravitacional ( $g$ ), es sensible a los cambios locales de densidad. (b) Los magnetómetros miden el campo magnético total de la Tierra ( $F$ ), influenciado por la susceptibilidad magnética ( $\chi$ ) y la magnetización remanente ( $J_{rem}$ ) de los materiales de la superficie terrestre. La intensidad de estos campos decrece cuando se está más alejado de la fuente del campo medido.

De los métodos geofísicos utilizados en la actualidad en la exploración de recursos, los potenciales son los más antiguos. La primera aplicación de la Magnetometría en la exploración de yacimientos minerales es publicada por Thalen en 1879 (Telford *et al.*, 1990), la gravimetría se remonta a la década de los 20's, cuando en 1924 un pozo de prueba

sobre un domo salino de Brazoria, Texas, U.S.A. verifica la interpretación gravimétrica (Telford *et al.*, 1990). Desde entonces se han desarrollado y mejorado las técnicas de interpretación que, combinadas con el avance tecnológico tan rápido que existe hoy en día, ayudan a que la interpretación que se hace de estos datos sea cada vez más cercana a la realidad.

### **3.3.-MÉTODO MAGNÉTICO**

El método magnético mide el campo magnético total de la Tierra (**F**), influenciado por la susceptibilidad magnética ( $\chi$ ) y la magnetización remanente (*Jrem*) de los materiales de la superficie terrestre.

#### **3.3.1.- Reseña histórica**

La existencia del campo magnético de la Tierra es conocida desde la antigüedad (siendo este el método geofísico más antiguo) por sus aplicaciones en la navegación mediante la *brújula*. El uso de ésta aparece por primera vez en Occidente hacia el S. XII, aunque es posible que en China se conociera algunos siglos antes y que allí ya la emplearan para orientarse. El primer documento escrito que la menciona es el de Alejandro Neckam, monje de St. Albans, en 1187 (Lilie, 1999).

La *declinación* magnética y su variación de un lugar a otro fue observada por los navegantes, en especial españoles y portugueses de los S. XV y XVI, y se encuentra ya descrita con detalle en una obra de Martín Cortés, publicada en 1551, en la que se distinguen los polos magnéticos de los geográficos. De hecho, la brújula empezó a considerarse indispensable para la navegación sólo a partir de finales del S. XV, cuando a raíz de los descubrimientos de Cristóbal Colón, comenzó la era de las grandes exploraciones (Lilie, 1999).

El descubrimiento de la *inclinación* fue obra de Robert Norman, que describió este fenómeno en un opúsculo publicado en Londres, en 1576. En 1600 aparece la obra de

Willian Gilbert (1540-1603), titulada *De magnete*, esta obra es considerada el primer tratado de magnetismo, aunque en ella se refiera a un trabajo anterior titulado *Epistola de magnete* de Pedro Peregrino de Picardy, del S. XIII (1269), en la que hablaba de las propiedades del imán. Gilbert describe sus experimentos con una esfera de magnetita que construyó como modelo de las propiedades magnéticas de la Tierra y afirma por primera vez que el globo de la Tierra es un inmenso imán (Llilie, 1999).

En los S. XVII y XVIII se desarrollan los principios fundamentales del geomagnetismo. En los cuales destacan: H. Gellibrand, quien observa en 1635 la variación del campo magnético; E. Halley (1656-1742), que publica entre 1698 y 1700 los primeros mapas magnéticos; Poisson (1781-1840), que definió el concepto de dipolo y la intensidad de magnetización, contribuyendo a la teoría general del potencial y su aplicación al campo magnético. Carl Friedrich Gauss (1777-1855) establece el primer observatorio propiamente geomagnético en 1832, en Göttingen y publica su obra en 1939 sobre el magnetismo terrestre en (Llilie, 1999).

Hoy en día, según recomendaciones de la I.A.G.A (International Association Geomagnetism and Aeronomy), se publican cada cinco año la declinación y cada diez el resto de los componentes del campo magnético, siendo los últimos en ser publicados los correspondientes al año 2005. Tomando en cuenta que este valor puede ser calculado, existen actualmente mapas magnéticos de toda la Tierra.

Es importante mencionar que a partir de la Segunda Guerra Mundial, estos métodos tuvieron un gran avance debido a que su uso fue indispensable en tareas como ubicar túneles en áreas enemigas así como submarinos y la gravimetría para los cálculos de la velocidad y la dirección de los misiles que se lanzaban en esos momentos (Caldwell, 2004). Actualmente estos métodos se utilizan para identificar el basamento cristalino de las cuencas sedimentarias, además de apoyar la identificación de altos estructurales y apoyo para la definición de cuerpos de sal.



### 3.3.2.- *Cómo funciona el campo magnético de la Tierra*

La Tierra se comporta como si tuviera un gigantesco imán en su centro (el núcleo) (Figura 3.3a y 3.3b). Sin embargo, las temperaturas del interior de la Tierra son demasiado altas, lo que evita la magnetización permanente de cualquier material conocido, esto se deduce a partir del descubrimiento de la temperatura de Curie; el material magnetizable de la corteza es insuficiente para producir el magnetismo. Lo anterior solo deja una sola alternativa, que el magnetismo de la Tierra debe surgir de corrientes eléctricas permanentes en el interior de la Tierra. Para lo anterior se tiene que explicar cuál es la fuerza electromotriz que crea y mantiene esas corrientes en el interior de la Tierra, lo que nos lleva a la *hipótesis del Dínamo Autoexcitado* formulada por el físico americano de origen alemán W. Elasser y el geofísico británico E. Bullard hace más de medio siglo.

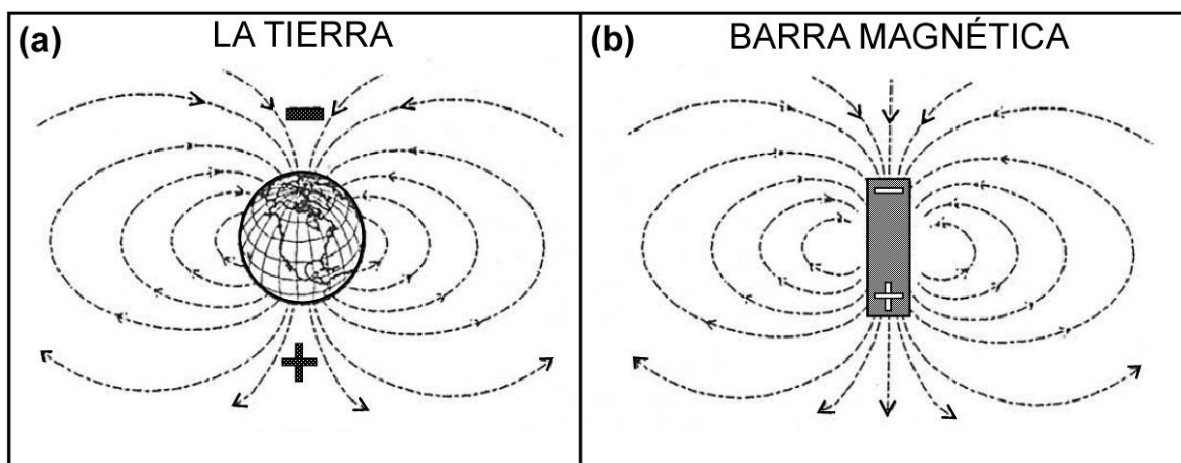


Figura 3.3.- El campo magnético de la Tierra se comporta como si tuviera en su centro un gigantesco imán o una barra magnética, como se observa en la comparación entre la imagen a y b. El polo magnético negativo se ubica en el hemisferio Norte y el polo positivo magnético en el hemisferio Sur (Lilie, 1999).

La Figura 3.4 sirve para ilustrar cómo funciona el dínamo autoexcitado en el núcleo de la Tierra, cuando se crea el magnetismo terrestre. El sistema consiste de un disco de metal A forzado a rotar por un torque externo y un conductor B en forma de anillo (el cual podría tener muchas vueltas) conectados mediante un par de cepillos C con el disco y el eje del disco. Suponemos que por azar aparece un campo magnético débil hacia arriba paralelo al eje del disco. De acuerdo con la ley de Faraday, un conductor que se mueve en un campo magnético produce una fuerza electromotriz (FEM) que induce una corriente en el disco

que fluye radialmente desde la periferia hasta el eje. La circulación de esa corriente, a través del conductor en forma de anillo (ley de Ampere-Oersted), aumentará aún más el campo magnético, lo que a su vez aumentará la corriente, etc. Por lo tanto, un campo magnético inicial débil aplicado al sistema será amplificado hasta llegar a una velocidad que dependerá de las propiedades eléctricas y mecánicas del sistema. Este sistema simula lo que sucede en el interior de la Tierra porque el núcleo de hierro de la Tierra rota respecto al manto del mismo modo que el disco.

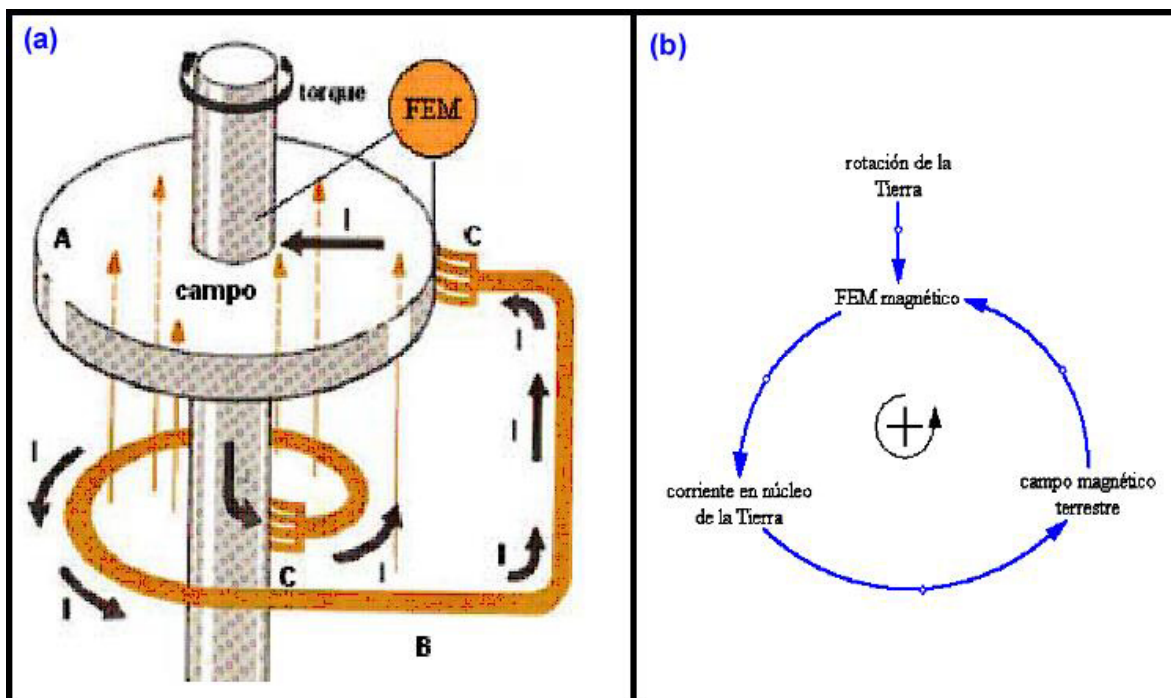


Figura 3.4.- (a) Modelo para ilustrar cómo funciona el dínamo autoexcitado en el núcleo de la Tierra cuando crea el magnetismo terrestre, (b) esquema general de los procesos que explica el modelo (Merrill & McElhinny, 1983).

### 3.3.3.- Componentes vectoriales del campo magnético

El campo magnético se describe como un vector, tiene magnitud y dirección. La orientación observada en una brújula muestra la dirección del campo magnético de la Tierra, los componentes del vector que representan al campo magnético se pueden obtener en un punto de medición P (Figura 3.5).

La *inclinación magnética* ( $i$ ) es el ángulo que representa una línea imaginaria orientada hacia el campo magnético Total ( $F$ ) y la horizontal o la superficie de la Tierra. Las líneas verticales en el polo Norte (geográfico y magnético) donde entran las líneas del campo, el valor es de  $+90^\circ$ ; mientras que en el polo Sur donde salen las líneas del campo el valor es de  $-90^\circ$ . En el Ecuador, donde las líneas del campo son paralelas a la superficie, el ángulo que representa la inclinación magnética es de  $0^\circ$  (Figura 3.6a).

Otro componente está representado por el ángulo que forma el Meridiano Magnético respecto de la dirección del Meridiano geográfico. A este ángulo se le llama *declinación magnética* ( $D$ ) y puede estar posicionado a la izquierda (W) o a la derecha (E) del meridiano geográfico. Por convención se estableció que las declinaciones magnéticas posicionadas al W (oeste) del meridiano geográfico que pasa por el lugar serán negativas ( $D -$ ) y las que estén a la derecha o E (este) serán positivas ( $D +$ ) (Figura 3.6b).

Partiendo de un punto P los componentes del campo magnético son los siguientes:

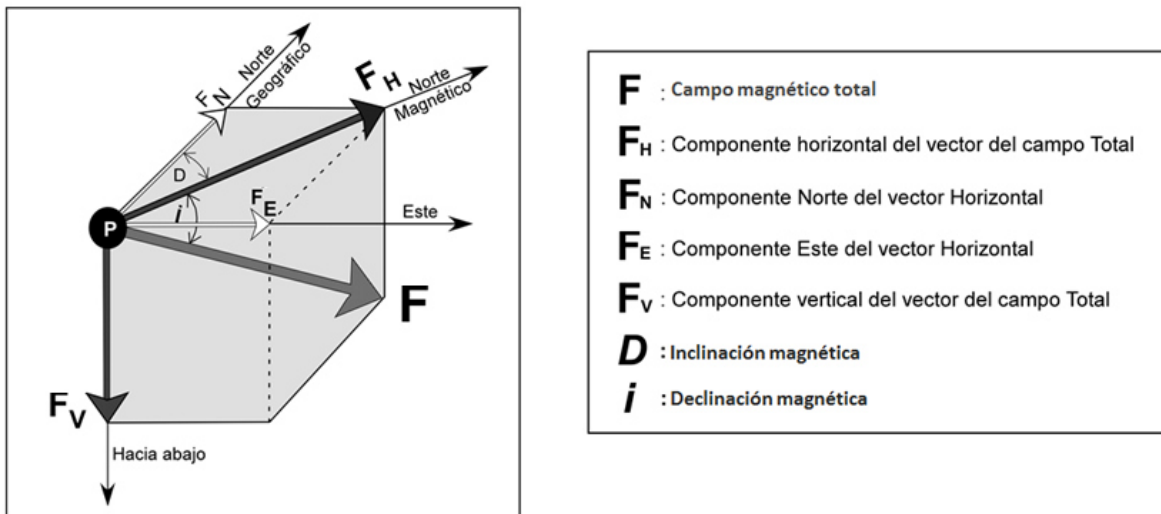


Figura 3.5.- Componentes del campo magnético Total (Lilie, 1999).

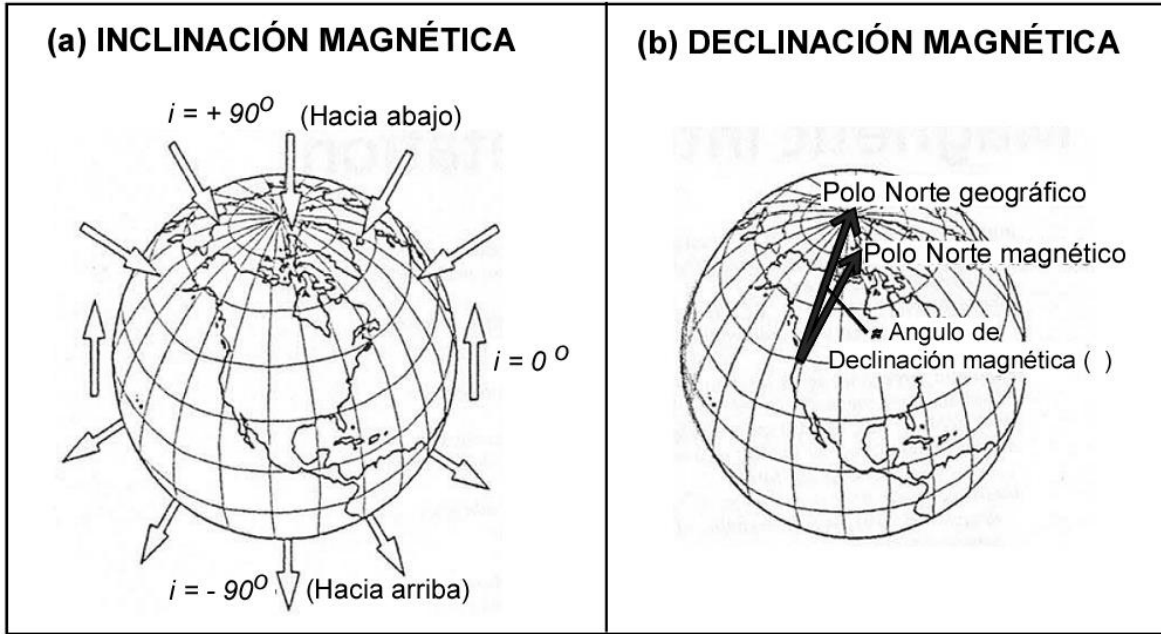


Figura 3.6.- (a) Inclínación magnética, representa el ángulo entre una línea imaginaria orientada de acuerdo a la posición de los polos magnéticos y la horizontal (superficie terrestre). (b) La declinación magnética de la Tierra es el ángulo entre el norte geográfico y las líneas del campo magnético (Merrill & McElhinny, 1983).

La magnitud ( $F$ ) del vector del campo magnético total (o intensidad total del campo) se explica por la siguiente ecuación:

$$F = \sqrt{F_H^2 + F_V^2} \quad \vee \quad \sqrt{F_N^2 + F_E^2 + F_V^2} \quad (\text{ec. 3.1})$$

La inclinación y la declinación magnéticas quedan definidas en las ecuaciones 3.2 y 3.3:

$$i = \tan^{-1} \frac{F_V}{F_H} \quad (\text{ec. 3.2})$$

$$D = \tan^{-1} \frac{F_E}{F_N} \quad (\text{ec. 3.3})$$

El modelo de un dipolo axial simplifica la discusión de un planeta con un campo magnético porque las ecuaciones pueden ser desarrolladas para describir la intensidad y la dirección del campo. Se pueden calcular las magnitudes vectoriales en la horizontal ( $F_H$ ), vertical ( $F_V$ ) y el campo total ( $F$ ) (Butler, 1992):

$$F_H = \frac{M \cos \phi}{R^3} \quad (\text{ec. 3.4})$$

$$F_V = \frac{2M \text{SEN} \phi}{R^3} \quad (\text{ec. 3.5})$$

$$F = \frac{M \sqrt{1 + 3 \text{SEN}^2 \phi}}{R^3} \quad (\text{ecu. 3.6})$$

En donde:

$R$  = radio de la Tierra

$M/R^3$  = intensidad del campo total en el ecuador magnético

$\Phi$  = latitud magnética (para un eje con una inclinación de  $11^\circ$  del eje verdadero de rotación).

La inclinación magnética para un dipolo axial también varía sistemáticamente con la latitud magnética:

$$\tan i = 2 \tan \Phi$$

A diferencia del método gravimétrico, el cual decrece por  $1/R^2$ , la intensidad magnética cae por un factor de  $1/R^3$ . El valor de  $F=M/R^3$  es de aproximadamente 30,000 nT en el ecuador magnético ( $\Phi = 0^\circ$ ), mientras que la intensidad total se duplica en los polos ( $\Phi = 90^\circ$ ), hasta llegar a valores de 60,000 nT.

### 3.3.4.- Fuentes principales del campo magnético

El campo magnético terrestre (CMT), cuya fuente principal se encuentra en el núcleo de la Tierra (Figura 3.1a), es en primera aproximación de naturaleza dipolar, con la dirección del dipolo algo inclinada respecto al eje de rotación ( $11^{\circ}$ ). En realidad tiene una contribución significativa de componentes no dipolares provenientes de la misma Tierra y de la influencia de los complejos sistemas de corrientes ionosféricas y magnetosféricas. La representación más precisa del campo geomagnético está dada por una serie de armónicos esféricos.

El campo creado por el núcleo se suele denominar *campo principal* y tiene una variación temporal muy lenta llamada *variación secular*. Más concretamente, la variación secular actual está caracterizada por una disminución en la magnitud del momento dipolar que es de alrededor del 0.5 % por año y por una rotación hacia el Oeste del vector dipolar de  $0.05^{\circ}$  de longitud por año. Considerando este campo en la escala de tiempo geológico (millones de años, Ma) se sabe que ha experimentado numerosas inversiones de polaridad, cuya naturaleza todavía no ha podido explicarse claramente, pero que se han podido registrar hasta una antigüedad de 170 millones de años. En la Figura 3.7 están representadas esquemáticamente las inversiones de los últimos 4.5 Ma.

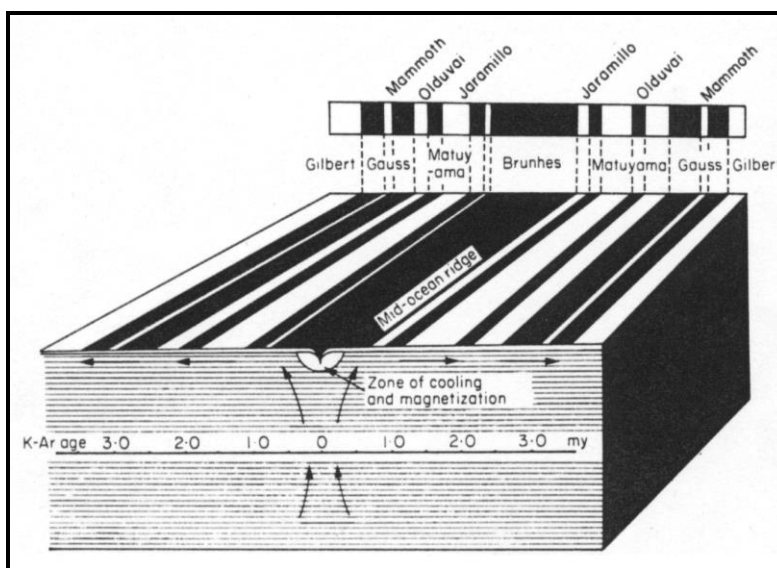


Figura 3.7.- Representación esquemática de la expansión del fondo oceánico y de la formación de anomalías magnéticas alineadas debidas a las inversiones del campo geomagnético. Las zonas de polaridad normal son oscuras (Merrill & McElhinny, 1983).

Si se considera el corrimiento hacia el Oeste del dipolo como representativo del desplazamiento de todo el campo, entonces la correspondiente velocidad superficial es de 20 km por año. Este valor es un millón de veces mayor que el movimiento en gran escala de la parte sólida de la Tierra. Estudios sismológicos evidencian que la parte fluida del núcleo de la tierra puede experimentar movimientos en gran escala, y se supone que la variación secular del campo geomagnético está relacionada con ellos. Por otra parte, consideraciones basadas en la densidad del núcleo y además en estudios geoquímicos, son consistentes con que su principal componente es el hierro, buen conductor con propiedades magnéticas. Consecuentemente, el estudio del origen del campo geomagnético es un problema magneto hidrodinámico. La Tierra entonces genera su campo magnético cuasi dipolar por procesos magneto hidrodinámicos que ocurren en su interior, especialmente en el núcleo externo, que es altamente conductor.

En la capa superior fría y sólida de la tierra, la corteza, se encuentran rocas con propiedades magnéticas diversas. El campo principal actúa sobre ellas, generando magnetización que es básicamente de dos tipos: *inducida*, que está determinada por el campo magnético actual, o *remanente*, que guarda información del campo presente en la época en que la roca se formó. Estos dos tipos de magnetización se deben a *magnetización espontánea*, un propiedad compleja de los minerales ferromagnéticos en la corteza terrestre (Blakely, 1996).

La magnetización espontánea depende de la temperatura. A medida que el material se calienta, el espaciamiento entre momentos magnéticos vecinos a nivel atómico aumenta, hasta que se alcanza un punto en que la magnetización espontánea se anula. La temperatura a la cual esto ocurre se denomina *temperatura de Curie*. Entonces, tanto la magnetización inducida como la remanente desaparecen a temperaturas mayores que la de Curie. Aun cuando algunos efectos paramagnéticos y diamagnéticos persisten a estas temperaturas, para un estudio de la corteza terrestre se puede considerar que las rocas con temperatura mayores que la de Curie son esencialmente no magnéticas.

Del análisis del magnetismo remanente de las rocas se puede inferir la historia del campo, tema tratado por la disciplina denominada *paleomagnetismo*; mientras que de la medición

del campo se pueden inferir las propiedades de la corteza subyacente, en base a esto se realiza la adquisición de datos ya sea en forma terrestre (caminamientos) o aeromagnéticos.

En el espacio exterior, el campo creado por la Tierra interactúa con el flujo de partículas cargadas que constituyen el viento solar y resulta severamente distorsionado, a esta cavidad "cerrada" se le denomina magnetósfera (Figura 3.8).

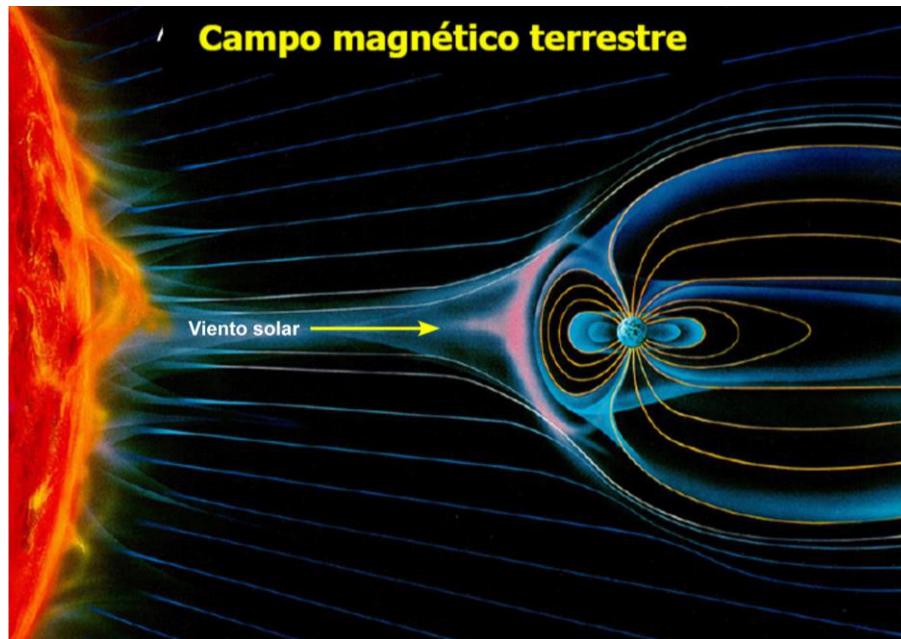


Figura 3.8.- Las regiones de la magnetósfera vista en corte según un plano meridional mediodía – medianoche. La magnetósfera es la capa de la Tierra que nos protege de los intensos vientos solares (Merrill & McElhinny, 1983).

Dentro de la magnetósfera existen complejos sistemas de corrientes, que dan lugar a variados fenómenos electromagnéticos, lo cuales están directamente relacionados con la actividad solar, cuya variación temporal típica se expande en un espectro bastante amplio: desde los segundos (micropulsaciones), hasta períodos típicos de los ciclos solares.

En la región comprendida entre los 50 y 1500 km de distancia a la superficie terrestre se encuentra la ionósfera, formada por partículas ionizadas como resultado de la acción de la radiación ultravioleta proveniente del sol sobre los constituyentes atmosféricos. Las corrientes debidas a estas partículas crean a su vez componentes magnéticas importantes. El estudio del campo externo es de fundamental importancia para el conocimiento del espacio exterior a la tierra (necesario para las comunicaciones, la navegación espacial, los satélites



artificiales, etc.), y también por la influencia que los eventos electromagnéticos tienen en la vida terrestre. Las erupciones solares provocan las llamadas tormentas magnéticas, que pueden afectar gasoductos, líneas de transmisión, etc.

El campo electromagnético externo induce campos eléctricos y magnéticos en la tierra, dada su conductividad. Estos campos afectan tanto a la corteza como al manto, y son también empleados para inferir las propiedades eléctricas y magnéticas.

Con lo anterior se puede concluir que cada medición del campo magnético realizada cerca de la superficie de la tierra nos da como resultado la suma de 4 principales fuentes de distintos orígenes:

1. El núcleo, la magnitud del campo magnético dipolar es de aproximadamente 50000 nT en los polos y 25000 nT en el ecuador ( $1 \text{ nT} = 10^{-9} \text{ Tesla}$ ;  $1 \text{ Tesla} = 10^4 \text{ Gauss}$ ).
2. Las rocas magnetizadas, cuya intensidad del campo magnético puede llegar a los 1000 nT.
3. Las corrientes externas, que pueden dar valores del campo magnético entre unos pocos nT, en los días solares tranquilos, hasta alrededor de 1000 nT en las tormentas magnéticas. Estos valores en levantamientos de campo pueden ser consideradas como ruido e incluso hacer que los datos levantados sean inservibles.
4. Las corrientes inducidas en la corteza y el manto, cuyos valores del campo magnético dependen de la conductividad de las rocas.

El campo magnético terrestre ha sido medido tradicionalmente en los observatorios geomagnéticos, que están distribuidos por todo el globo, aunque no de manera regular. Estas mediciones han sido usadas para caracterizar el campo principal de la tierra y su variación secular, y también para monitorear las diversas perturbaciones producidas por las corrientes ionosféricas.

La medición del campo, en levamientos terrestres o marinos, para estudiar las propiedades de la corteza ha desempeñado un rol fundamental en el desarrollo de las ciencias de la tierra. En estos relevamientos se busca determinar las llamadas ***anomalías magnéticas o residuos***, que son los valores que se obtienen después de sustraer de cada medición la contribución del campo principal, la externa y la inducida, quedando entonces sólo la contribución de la *fuerza 2 (las rocas magnetizadas)*. Las anomalías representan, entonces, la contribución de las rocas magnetizadas de la corteza y de su análisis se obtiene información sobre las propiedades magnéticas de dichas rocas, lo cual ayuda a conocer su historia geodinámica y geológica. En esta investigación se espera obtener la fuerza 2 de los datos que se tienen para poder conocer la morfología del basamento en el área de estudio.

Aunque en este trabajo no se utilizan datos marinos, vale la pena mencionar que la magnetometría marina ha sido decisiva en el desarrollo de la tectónica de placas al registrar las huellas de las inversiones del campo principal en el fondo de los océanos y comprobar que el fondo oceánico tiene una larga historia de expansión. Lo siguiente explica la magnetización de las rocas en el fondo marino: material caliente asciende desde el interior de la tierra en las llamadas *dorsales oceánicas*, al enfriarse se fue magnetiza en el sentido del campo magnético presente en ese momento y las rocas son desplazadas por nuevo material emergente (Figura 3.7). La continuación del proceso a lo largo de millones de años creó el fondo oceánico que hoy existe y guarda información que llega hasta los 170 Ma de antigüedad. No se registra corteza oceánica de mayor edad porque la expansión del fondo oceánico no sigue indefinidamente: la corteza vuelve a hundirse en las zonas de subducción.

Desde la segunda guerra mundial, con la necesidad de la detección de submarinos y túneles, se difundió la utilización de magnetómetros acoplados a barcos y aviones militares, pero su uso terminó propagándose ampliamente en la búsqueda de recursos naturales, especialmente minerales y petróleo. Interpretando las anomalías se detectan los materiales magnéticos y aquellos que normalmente se les asocian. Las formaciones sedimentarias, incluyendo las que contienen reservas de petróleo, poseen susceptibilidad muy baja o nula y se las puede detectar por el contraste con las rocas vecinas.

### 3.3.5.- Magnetización de los materiales de la Tierra

El campo magnético de la Tierra es perturbado localmente por materiales que son capaces de magnetizarse. Perturbaciones en la dirección del campo puede verse en la Figura 3.9, la inclinación y la declinación de una brújula cambian de dirección en respuesta a la posición de un magneto cercano. De manera similar, con la existencia de rocas magnetizadas en la superficie de la Tierra, la dirección y magnitud del campo magnético cambia débilmente. Es muy importante entender las propiedades físicas de los materiales en la corteza terrestre, ya que en esta capa es donde se encuentran los recursos naturales de interés para el ser humano y los que están a su alcance.

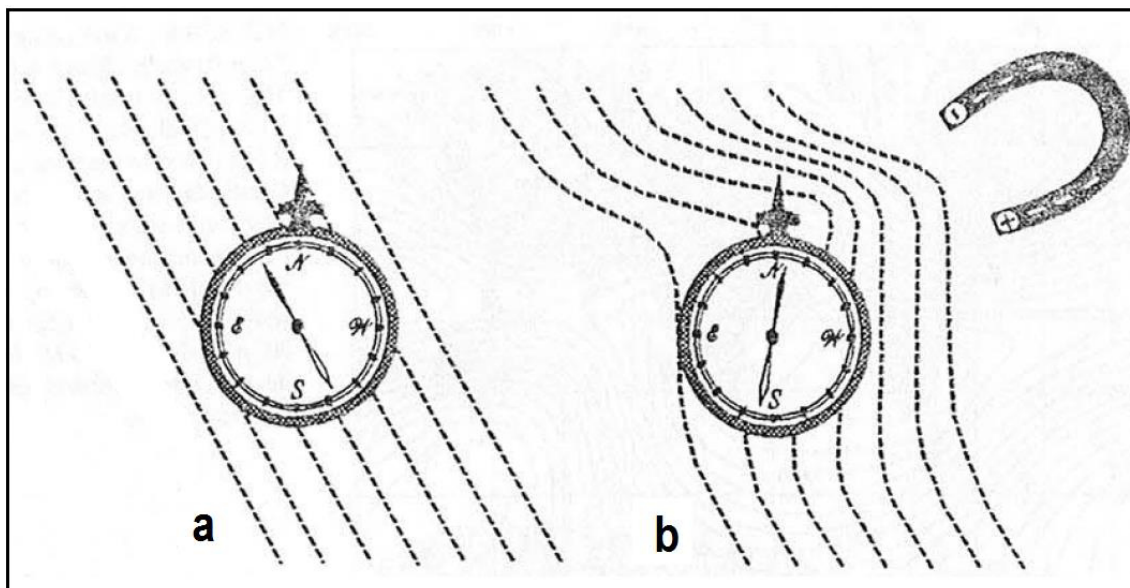


Figura 3.9.- (a) Brújula orientándose o respondiendo al campo magnético terrestre; (b) magneto causando una desviación local del campo magnético terrestre debido a la atracción que este produce.

### 3.3.6.- Unidades utilizadas en el método magnético

Las unidades de medida empleadas en el estudio del campo magnético terrestre pueden ser algunas veces confusas para personas que no son especialistas en esta materia. En el sistema Internacional de Unidades (SI) se usan tanto para la intensidad del campo magnético como para la magnetización el ampere/metro ( $1 \text{ Am}^{-1} = 1 \text{ Cs}^{-1}\text{m}^{-1}$ ). La unidad de inducción magnética es la Tesla (T) que es también equivalente a  $1 \text{ Am}^{-1}$ . Lo anterior se

realiza por comodidad y para evitar confusiones, la nanotesla ( $1 \text{ nT} = 10^{-9} \text{ T}$ ) es usada en este capítulo para expresar la intensidad del campo magnético y la magnetización. En textos antiguos algunas veces la intensidad fue expresada en gammas ( $1 \text{ } \gamma = 1 \text{ nT}$ ); también la intensidad puede aparecer en Oersted ( $1 \text{ Oe} = 10^3/4\pi$ ) y la magnetización en gauss ( $1 \text{ G} = 10^4 \text{ T}$ ) (Tabla 3.1). Ejemplos de las susceptibilidades que pueden presentar las distintas rocas en la corteza terrestre se muestran en la Tabla 3.2.

<b>CANTIDAD</b>	<b>cgs</b>	<b>SI</b>	<b>CONVERSIÓN</b>
Campo Magnético ( <i>F</i> )	gauss (G)	tesla (T)	1 gauss = $10^4 \text{ T}$
Campo Magnético ( <i>F</i> )	gamma <sup>a</sup>	nanotesla <sup>b</sup> (nT)	1 gamma <sup>a</sup> = $1 \text{ nT}^b$
Intensidad de Campo ( <i>J</i> )	oersted (Oe)	A/m	1 oersted = $10^3/4\pi \text{ A/m}$
Magnetización ( <i>M</i> )	emu/cc	A/m	1 gauss = $10^3 \text{ A/m}$
Susceptibilidad ( $\chi$ or <i>S</i> )	dimensionless		1 (cgs) = $4\pi$ (SI)

<sup>a</sup> 1 gamma =  $10^{-5}$  gauss  
<sup>b</sup> 1 nanotesla =  $10^{-9}$  tesla  
<sup>c</sup> También llamado emu/cc

<b>Rocas</b>	<b># de muestras</b>	<b>Rango en cgs</b>	<b>Prom. cgs</b>	<b>Prom. <math>\mu\text{cgs}</math></b>	<b>Prom. SI</b>
Rocas Ígneas	78	0.000044 – 0.009711	0.002596	2,596	0.0326
Rocas Acidas	58	0.000003 – 0.006527	0.000647	647	0.00813
Metamórficas	61	0 – 0.005824	0.000349	349	0.00439
Lutitas	137	0.000005 – 0.001478	0.000052	52	0.00065
Areniscas	230	0 – 0.001665	0.000032	32	0.00040
Calizas	66	0.000002 – 0.000280	0.000023	23	0.00028
Dolomitas	66	0 – 0.000075	0.000008	8	0.00010

### **3.3.7.- Magnetómetros**

Las mediciones magnéticas son llevadas a cabo actualmente por magnetómetros portables, como es el caso de esta investigación, realizadas a lo largo de perfiles trazados con el fin de obtener mallas de datos como la información obtenida. Frecuentemente, algunas de las primeras mediciones del campo magnético de la Tierra se realizaron con brújula, únicamente se ubicaba la dirección de los polos magnéticos. Posteriormente se utilizaron instrumentos llamados variómetros (ej. Variómetro tipo Schmidt y de compensación), los cuales consistían en barras magnéticas suspendidas, de tipo aguja inclinada. Estos instrumentos fueron capaces de sentir el campo magnético de la Tierra en todos sus componentes, lo cual permite la caracterización de la anomalía magnética de la corteza; sin embargo, con el tiempo estas mediciones se convirtieron en algo no muy práctico debido a que la información de salida no era muy fácil convertirla a información digital.

#### **3.3.7.1.- Magnetómetro tipo Fluxgate o de Saturación**

A partir de los 50's los magnetómetros Fluxgate tuvieron éxito y fueron utilizados ampliamente, ya que eran capaces de medir los componentes horizontal y vertical del campo magnético Terrestre, con una sensibilidad de aproximadamente 1 nT. Desarrollado durante la segunda Guerra Mundial, fue construido para realizar mediciones en aviones que realizaban vuelos bajos para detectar submarinos.

Este magnetómetro se compone de dos imanes o núcleo ferromagnético, cuyos ejes deben alinearse paralelamente a la dirección del campo terrestre (Figura 3.10). En un campo externo variándose cíclicamente el comportamiento de los imanes internos resulta en típicas curvas de histéresis. Cada uno de estos núcleos se ubica en el centro de una bobina con un arrollamiento en sentido opuesto en comparación al de la otra bobina. Las dos bobinas primarias están conectadas en serie y generan en los dos núcleos densidades de flujo magnético de la misma intensidad, pero de signos opuestos, es decir que los momentos magnéticos de los dos núcleos se orientan en direcciones opuestas por el arrollamiento en sentido opuesto de las dos bobinas. Cada bobina posee un arrollamiento secundario, cuyas

dos secciones están conectadas con un voltímetro para indicar la diferencia entre las dos salidas.

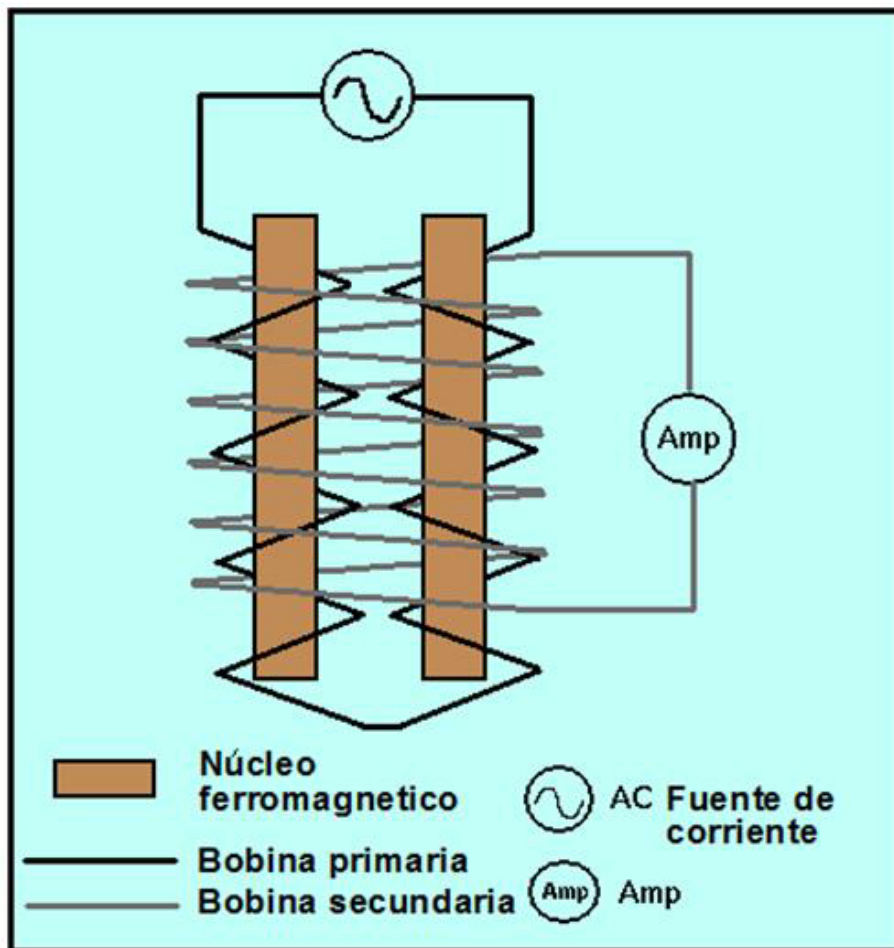


Figura 3.10.- El magnetómetro Fluxgate o de Saturación, basa su principio en dos barras paralelas de hierro (núcleo ferromagnético) las cuales son colocadas cerca. La susceptibilidad de las dos barras es lo suficientemente grande como para detectar cambios relativos en el campo magnético terrestres, los cuales pueden ser tan débiles para producir saturación magnética en las barras (fuente: [www.phy6.org/earthmag/Mmagmetr.htm](http://www.phy6.org/earthmag/Mmagmetr.htm)).

Por último, se produce el campo magnético estacionario cíclico por medio de una bobina, que rodea a un imán central y que está alimentada por una corriente alterna suficientemente intensa. Superponiendo el campo magnético cíclico inducido al campo terrestre, nos da como resultado que el campo magnético resultante saturará el imán. El punto en el cual el ciclo energizante permite a la saturación dar una medida del campo magnético existente al momento de la medición.

### ***3.3.7.2.- Magnetómetro de Precesión Protónica o Resonancia Magnética Nuclear***

El principio de la Resonancia Magnética Nuclear (RMN) fue descubierto en 1938 en Estados Unidos por el polaco Isidor Rabi y aplicado por Bloch y Purcell, 1946, fundamentándose en el movimiento precesional develado por el irlandés Joseph Larmor hacia 1900. En magnetometría prospectiva su uso empezó a fines de la década de 1950, utilizándose los protones de una muestra de agua, sometidos a un campo magnético exterior para orientar los momentos magnéticos de los protones. Al cesar el campo, los protones tenderán a orientarse según el campo magnético terrestre, de acuerdo a un movimiento de precesión amortiguado. Este movimiento supone una variación del flujo magnético y por lo tanto en una bobina se produce una fem de frecuencia que puede medirse. Como el oxígeno no da respuestas magnéticas, toda la resonancia se debe a los protones del hidrógeno, cuya constante girométrica es de 23,5 g/Hz.

En esta investigación se utilizó un magnetómetro de protones, modelo G856AX de la marca Geometrics. El sensor que consiste de un contenedor, con un líquido rico en protones (usualmente agua o keroseno), el cual está envuelto alrededor del cual una espiral conectada al instrumentos de medición (Figura 3.10a).

Cada protón tiene un momento magnético, debido a que este siempre está en movimiento y además este también posee un momento angular. En un ambiente del campo magnético tal como el de la Tierra, la mayoría de los protones se alinean por si solos en posiciones antiparalelas uno respecto al otro (Figura 3.11a). Por consiguiente, el volumen del líquido rico en protones adquiere un momento magnético neto en la dirección del campo magnético del ambiente.

Al aplicar una corriente, a través de la bobina se genera un campo magnético con ángulos rectos y cerca de 50 a 100 veces más fuerte que el campo de la Tierra. Con la corriente los protones se alinean nuevamente pero ahora en la misma dirección (Figura 3.11b).

Cuando el campo aplicado cesa y sólo actúa el campo magnético terrestre, los protones adquieren un movimiento de precesión que induce una corriente eléctrica (Figura 3.11c), cuya frecuencia será proporcional a la diferencia de intensidades del campo (Kearey y Brooks, 1991).

Un factor limitante para el magnetómetro de protones es que su precisión se reduce cuando existen gradientes magnéticos altos, con cables de alta tensión. En la actualidad estos instrumentos proporcionan una lectura directa de la intensidad del campo en nT y los datos se almacenan directamente en un registro, para posteriormente bajarlos a la computadora.

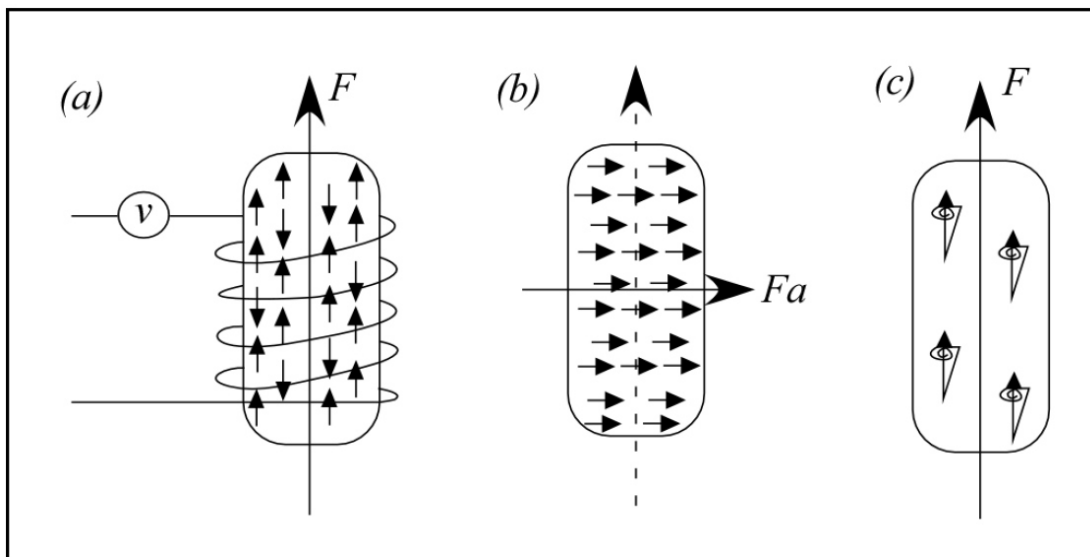


Figura 3.11.- Funcionamiento básico del magnetómetro de protones. (a) Protones alineados en posiciones antiparalelas con respecto a los protones cercanos a cada uno; (b) al aplicar una corriente, los protones se alinean en la misma dirección; (c) al cesar la corriente, los protones adquieren un movimiento de precesión que induce una corriente eléctrica y proporciona una lectura directa de la fuerza del campo en nT (Kearey y Brooks, 1991).

**Nota:** Cuando se realizan mediciones con este aparato se tiene que estar separado de cualquier objeto metálico y cables de alta tensión, ya que estos factores alteran la medición con ruido.



Resolución	0.1 nT
Precisión	0.5 nT
Tolerancia	1000 nT/m
Ciclo de lectura	3 a 999 segundos
Memoria	5700 lecturas de campo
Pantalla	Despliega seis dígitos de la lectura, tres dígitos auxiliares para desplegar número de estación y día.
Cable	RS-232

### 3.3.8.- Reducción de datos magnéticos

Después de conocer las fuentes que producen el CMT, se aplica el proceso para eliminar el efecto del campo principal y el campo externo, para obtener como resultado datos con los que se generan los mapas de intensidad magnética total, el cual refleja la respuesta de las rocas magnetizadas que existen en la corteza en especial de las rocas cerca de la superficie terrestre.

Sea  $\mathbf{B}_p$  el campo creado por el núcleo terrestre, también llamado campo principal,  $\mathbf{B}_c$  el campo generado por fuentes en la corteza terrestre. En  $\mathbf{B}_e$  juntaremos las componentes externas y las que éstas inducen.  $\mathbf{B}_e$  contendrá entonces la variación temporal mayor.

Se tiene entonces que el campo magnético total viene dado por:

$$\mathbf{B} = \mathbf{B}_p + \mathbf{B}_c + \mathbf{B}_e + \mathbf{B}_i + \mathbf{B}_e, \quad (\text{ec. 3.7})$$

donde  $\mathbf{B}_i$  junta las contribuciones del interior de la Tierra.

En la superficie de la tierra, tanto  $\mathbf{B}_c$  como  $\mathbf{B}_e$  son mucho menores que  $\mathbf{B}_p$ . A grandes alturas, como por ejemplo las de los satélites (~ 500 km), la relación  $\frac{|\mathbf{B}_c|}{|\mathbf{B}_p|}$  es todavía menor, pero  $\mathbf{B}_e$  y  $\mathbf{B}_c$  llegan a ser comparables en magnitud.

Para el estudio de la estructura de la corteza terrestre a través de mediciones magnéticas en campo, el objetivo es aislar a  $\mathbf{B}_c$  de los otros componentes para cada punto de medición, lo cual en general no es del todo simple. El campo  $\mathbf{B}_p$  puede calcularse en cualquier lugar fuera de la tierra porque, al encontrarse sus fuentes dentro de la misma y ser de variación temporal muy lenta se puede derivar a partir de un potencial:

$$\mathbf{B}_p = \nabla V$$

Como fue hecho por primera vez por Gauss (1838),  $V$  puede desarrollarse en serie de armónicos esféricos y sus coeficientes obtenerse por métodos de mínimos cuadrados a partir de datos de mediciones en tierra. Teóricamente, el campo calculado por éste método incluiría también a  $\mathbf{B}_c$ , o sea, daría  $\mathbf{B}_i$  completo. En realidad eso no ocurre por limitaciones de dos tipos: por una parte la densidad de datos utilizados para calcular los coeficientes debería ser muy grande para que en éstos estuviera contenida la influencia de  $\mathbf{B}_c$  y por otra, el número de términos en el desarrollo en serie de los armónicos esféricos tendría que ser muy grande (por ejemplo del orden de los 2000 para una fuente del tipo dipolar ubicada a 1 km de profundidad de la corteza).

Existe otra dificultad para el relevamiento regional del campo creado en la corteza. Por cuestiones técnicas, en general en las campañas se utilizan magnetómetros protónicos, que miden el valor absoluto del campo  $\mathbf{B}$  en cada punto, lo cual dificulta la sustracción de  $\mathbf{B}_p$  y  $\mathbf{B}_c$  de los datos. Para aislar la contribución de la corteza, se procede entonces en forma aproximada, calculando la cantidad  $\Delta F$ , llamada anomalía o residuo magnético, que es:

$$\Delta F = F_i - F_{calc} \quad (3.7)$$

donde:

$$F_i \approx |\mathbf{B}_p + \mathbf{B}_c| = |\mathbf{B}_i| \quad (3.8)$$

$$F_{calc} \approx |B_p| \quad (3.9)$$

Las igualdades no son exactas porque:

- 1) El valor de  $F_i$  se obtiene a partir de la medición. El resultado de la misma (salvo errores inherentes al proceso de medición en sí) es lo siguiente:

$$F_m = |B_i + B_e| \quad (3.10)$$

y para obtener  $F_i$  hay que extraer la influencia de  $B_e$ , lo cual se hace en forma aproximada.

- 2)  $F_{calc}$  es el resultado del cálculo del campo principal con el desarrollo multipolar, el cual dependerá de la validez de los coeficientes utilizados, este cálculo se realiza en base al valor del IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*).

En este punto es importante mencionar como es que se obtiene el IGRF. Desde el año 1838 se calculan estos coeficientes a partir de mediciones de las componentes del campo. Con el tiempo ha mejorado la disponibilidad de los datos y más aun con las mediciones hechas por los satélites Cosmos 49, Ogo 2, 4 y 6, Pogo y Magsat. Hoy en día se pueden calcular cómodamente en varias páginas de internet (<http://www.geomag.bgs.ac.uk/gifs/igrf.html> y <http://swdcd.db.kugi.kyoto-u.ac.jp/igrf/index.html>), el procedimiento es sencillo y rápido, se ingresan las coordenadas para cada punto que ha sido medido anteriormente en campo y se calcula el valor teórico del campo magnético de la tierra, para después restar estos valores a las medidas adquirida en campo.

Como el campo principal (aunque lentamente) varía en el tiempo (variación secular), cada conjunto de coeficientes será válido para una fecha determinada (5 años), que por lo general se da en años con fracción decimal. Para poder calcular el campo en otras fechas, se acostumbra dar junto con los coeficientes sus derivadas temporales, para poder actualizarlos y calcular el campo.

Cada 5 años se publican modelos con coeficientes hasta grado y orden 10 y primeras derivadas temporales hasta grado y orden 8. La Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía (IAGA) es la entidad que regula la selección del modelo más adecuado para ser usado como un estándar en el cálculo del campo geomagnético de referencia, que se denomina IGRF.

El primer modelo de este tipo, publicado después del satélite Magsat fue el **IGRF 1980** (Peddie, 1982), y el modelo del IGRF más reciente es el del 2010.

Por último, el valor obtenido de  $\Delta F$  (anomalía magnética) es útil porque de él se puede extraer información sobre la corteza por varios métodos:

- Elaboración de mapas (contornos o imágenes) de los valores de  $\Delta F$ . Aplicando diferentes filtros se puede obtener información cualitativa sobre el magnetismo del terreno subyacente. Es de gran ayuda comparar con estudios similares hechos en otros lugares (análisis cualitativo). **Qué técnicas?**
- Modelación numérica: Sobre la base de lo aportado por el estudio cualitativo, se tratar de ajustar los valores de  $\Delta F$  con cálculos hechos a partir del campo anómalo creado por supuestos elementos en el terreno subyacente (rocas con magnetización permanente o inducida). Esto generalmente se realiza combinando los datos geológicos que existen del área de interés, obteniendo como resultado modelos geológico-geofísicos (análisis cuantitativo).
- Técnicas de inversión. **Qué técnicas?**

### 3.4.- MÉTODO GRAVIMÉTRICO

#### 3.4.1.- *Reseña histórica*

En la historia del método gravimétrico podemos remontarnos al año 1589 cuando Galileo Galilei, como cuenta la leyenda, realizó el experimento de lanzar objetos ligeros y pesados desde la Torre de Pisa en un intento de determinar como el peso afecta la velocidad en la que estos caen. Este podría ser el primer acercamiento a la idea de la atracción que ejerce la Tierra sobre cuerpos de diferentes masas. Johann Kepler postulo las leyes de los movimientos planetarios, estudios y resultados que fueron sintetizados de una manera más clara por Sir Isaac Newton obteniendo como resultado el descubrimiento de la ley universal de gravitación (*Mathematical Principles of Natural Phylosophy*, 1685-1687).

Las expediciones de la Academia Francesa de Ciencias a Laplant y Perú (ubicados en el Ecuador) entre 1735-1745, dieron a Pierre Bouguer la oportunidad de establecer muchas de las observaciones gravitacionales más importantes, entre las cuales están incluidas las variaciones de gravedad con la elevación y la latitud, la atracción horizontal de las montañas, y la densidad de la Tierra.

El capitán Henry Karter, en 1817, comenzó a utilizar el péndulo con centros de oscilación y suspensión intercambiables, el cual se convirtió en la mayor herramienta en el siglo XIX para la investigación gravimétrica que se realizaba en ese tiempo. Puesto que las variaciones en la atracción gravimétrica estas medidas son demasiado pequeñas, el Barón Roland von Eötvös realizó una simplificación para los valores de las mediciones en lugar de trabajar con las magnitudes totales. El realizó la primera balanza de torsión (una modificación de la balanza de Coulomb) en 1890 y realizó el primer levantamiento en hielo del lago Balaton en 1901. F.A. Vening Meinesz, en 1923, midió con péndulos las variaciones de gravedad a bordo de un submarino alemán y demostró las variaciones sobre varias áreas de los océanos, especialmente los notables variaciones cerca de la trinchera de Indonesia.

En diciembre de 1922, se realizó un levantamiento con una balanza de torsión iniciando la primera exploración con este método para la búsqueda de hidrocarburos en el campo Spindletop en Beamont, Texas. A finales de 1924, registros de pozo verificaron la interpretación gravimétrica en el domo salino Nash en Brazoria County, Texas; convirtiéndose en el primer descubrimiento geofísico de hidrocarburos.

A principios de los años veintes se exploraron extensos campos con la balanza de torsión. En 1929, el péndulo portable comenzó a utilizarse, seguido en 1932 por el gravímetro estable (y el gravímetro inestable que no fue descrito hasta 1937). Para 1940, los gravímetros se habían convertido es instrumentos tan estables y prácticos que la balanza de torsión y los péndulos portables dejaron de utilizarse. LaCoste (1934) describió el resorte de longitud cero, sin embargo el primer gravímetro LaCoste con el que se pudo realizar trabajos de exploración apareció hasta el año 1939. En años posteriores los gravímetros fueron adaptados (LaFerhr, 1980) para realizar mediciones bajo el agua, sobre barcos en movimiento, en aviones y en pozos.

La mayor aportación en años recientes, al conocimiento gravimétrico, han sido las observaciones del satélite *Paths* (Kahn 1983). Las cuales han incrementado considerablemente nuestro conocimiento acerca de la forma de la Tierra con detalle; sin embargo, para la exploración gravimétrica esto no significa ningún cambio importante.

En los años cuarenta, métodos gráficos y de interpolación para trabajar con los datos fueron desarrollados, y las anomalías que resultan de formas simples fueron calculadas. La aplicación de la tecnología computacional a partir de 1960 incrementó considerablemente nuestras capacidades de interpretación.

Este método ha tenido muchos cambios desde 1980 cuando se empezaron a desarrollar gravímetros con lo más nuevo en tecnología. Los datos obtenidos ahora son más exactos e incluso algunos aparatos han sido adaptados para tomar mediciones aéreas o en barcos, con lo cual tenemos la posibilidad de tener información de áreas que en tierra son de difícil acceso.

### 3.4.2.- ¿Que es la gravedad?

La gravedad es una de las fuerzas más poderosas del universo, funciona tanto a gran escala como a escala infinitesimal. La gravedad creó nuestro mundo, nuestro Sol se formó a partir de una gran nube de gas que se contrajo por efecto de la gravedad. La Tierra, de igual manera se formó mediante la atracción de pequeñas partículas que se fueron convirtiendo poco a poco en un objeto más grande. Cuando hablamos de la fuerza de atracción de la gravedad, la masa y la distancia importan; la cantidad de masa dentro de cada objeto es proporcional al producto de sus masas, en otras palabras cuando mayor es la masa de un cuerpo con más fuerza atrae a otro cuerpo y es inversamente proporcional a la distancia que los separa (Figura 3.12).

Todos los objetos con masa y energía como lo son las partículas, personas, planetas, estrellas y galaxias producen gravedad. Omnipresente la gravedad atrae, regula, deforma, modifica, pone y quita toda la materia y masa del universo. La gravedad es lo que mantiene unido nuestro sistema solar, esta fuerza es básicamente la que nos mantiene en el planeta y evita que salgamos volando, es el pegamento cósmico que mantiene unida toda la materia del universo (Carl Sagan, 1990).

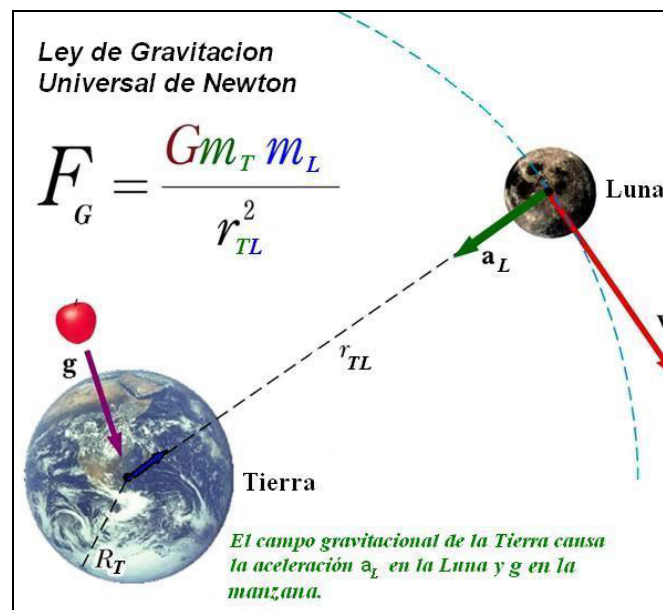


Figura 3.12.- Ley de gravitación universal formulada por Isaac Newton, afirma que la fuerza de atracción que experimentan dos cuerpos dotados de masa es directamente proporcional al producto de sus masas e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia que los separa.

### 3.4.3.- Teoría de la gravedad

El método gravimétrico toma como base las primeras dos leyes de Isaac Newton, las cuales publicó en 1687 en su escrito "*Philosophiae Naturalis Principia Mathematica*" considerado como uno de los escritos científicos más grandes de todos los tiempos, y las llamó Ley Universal De Gravitación y Segunda Ley de Movimiento (Telford, 1990; Burguer, 1992; Lowrie, 1997).

La Ley Universal de Gravitación dice que la fuerza de atracción entre dos cuerpos de masa conocida es directamente proporcional al producto de sus dos masas e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia entre sus centros (ecuación 3.11), por lo cual, entre más grande sea la distancia de separación entre los centros de las masas, más pequeña es la fuerza de atracción entre ellos.

Ley Universal de Gravitación:

Fuerza = constante gravitacional X  $\frac{\text{masa de la Tierra (M) X masa (m)}}{(\text{distancia entre las masas})^2}$

$$F = \frac{G \times M \times m}{R^2} \quad (3.11)$$

donde la constante gravitacional (G) =  $6.67 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2 \text{ Kg}^{-2}$

La Segunda Ley del Movimiento nos dice que la fuerza ( $F$ ) es igual al producto de la masa ( $m$ ) y la aceleración (ecuación 3.12), tomando en cuenta que si la aceleración tiene dirección vertical, es igual a la atracción de gravedad que tiene el cuerpo ( $g$ ).



### Segunda Ley del Movimiento:

Fuerza = masa (m) x aceleración (g)

$$F = m \times g \quad (3.12)$$

La Segunda ley de Newton en la ecuación 3.12 es válida para cuerpos cuya masa sea constante. Si la masa varía, como por ejemplo un cohete que va quemando combustible, no es válida la relación  $F = m \times g$ .

En honor a Newton la unidad de fuerza en el Sistema Internacional de Unidades (SI) se llama Newton (N), y está definida como la fuerza necesaria para proporcionar una aceleración de  $1 \text{ m/s}^2$  a un objeto cuya masa es 1 kg (W. Lawrie, 1997).

#### **3.4.4.- Energía potencial y trabajo**

La ley de la conservación de la energía nos dice que en un sistema cerrado (donde los cuerpos conservan su masa y su energía así como su cantidad de movimiento) la energía es constante. Debemos considerar dos formas de energía. La primera es la energía potencial, en la cual un objeto tiene en su posición de origen una fuerza relativa. La segunda es el trabajo hecho durante un cambio de posición.

Por ejemplo, cuando analizamos el caso cuando la manzana le cayó a Newton, según lo que se cuenta. Cuando la manzana se encontraba en el árbol tenía una energía potencial más alta que cuando cayó al suelo. El motivo de su caída es porque disminuyó su fuerza de gravedad y perdió la energía potencial. Para evitar el cambio de energía potencial que sufrió tendríamos que regresar la manzana a su posición original, esto requiere que apliquemos una fuerza igual solo que en sentido contrario y debe ser desplazada por la misma trayectoria por la cual cayó, de tal manera que nosotros gastemos energía en forma de trabajo. Si la altura original de la manzana sobre el suelo es  $h$  y el valor de la fuerza

ejercida por la gravedad sobre la manzana es  $F$ , la fuerza que nosotros tenemos que aplicar para regresarla a su posición original es  $(-F)$ , asumiendo que el trabajo realizado es  $(-F) h$ , este es el incremento en la energía potencial cuando la manzana está en el árbol.

Resumiendo lo anterior, si la manzana se mueve a través de pequeñas distancias  $dr$  en la misma dirección que la fuerza  $F$  constante, el trabajo hecho es  $dW = Fdr$  y el cambio en la energía potencial  $dE_p$  está dado por:

$$dE_p = - dW = -Fdr \quad (3.13)$$

En casos más aplicados a la realidad, tenemos que considerar movimientos y fuerzas que tienen componentes a través de tres ejes ortogonales. El desplazamiento  $d\mathbf{r}$  y la fuerza  $\mathbf{F}$  no necesariamente necesitan ser paralelas. Podemos tratar  $\mathbf{F}$  y  $d\mathbf{r}$  como vectores. En coordenadas cartesianas el vector de desplazamiento  $d\mathbf{r}$  tiene los componentes  $(dx, dy, dz)$  y la fuerza tiene componentes  $(FXdx, FYdy, FZdz)$  a lo largo de cada eje (ecuación 3.14). El trabajo hecho por el componente  $x$  de fuerza cuando el desplazamiento es a lo largo del eje  $x$  es  $F_x dx$ , y para el desplazamiento en otros ejes las expresiones son similares. El cambio en la energía potencial ahora lo podemos expresar de la siguiente manera:

$$dEP = - dW = - (FX dx + FY dy + FZ dz) \quad (3.14)$$

De manera semejante al ejemplo de la manzana, en aplicaciones geofísicas y especialmente en el método gravimétrico, lo que se quiere encontrar son los cambios en el campo de atracción gravitacional que existe entre los materiales, en la superficie de la Tierra.

#### **3.4.5.- Aceleración de la gravedad**

Cuando se toman mediciones de la gravedad terrestre, no medimos la fuerza de gravedad ( $\mathbf{F}$ ). Lo que se mide es la aceleración gravitacional ( $\mathbf{g}$ ). La aceleración gravitacional es el

cambio de velocidad con respecto al tiempo que sufre un cuerpo bajo la influencia de la fuerza de gravedad. Un ejemplo es cuando se deja caer un cuerpo desde una altura determinada, no solo caerá, sino que también aumentará su velocidad al ir en descendiendo.

Además para definir la ley de atracción mutua entre masas, Newton también definió la relación entre una fuerza y una aceleración. La segunda Ley de Newton muestra que la fuerza es proporcional a la aceleración. La constante de proporcionalidad es la masa del objeto en estudio.

Combinando la segunda ley de Newton con su ley de atracción mutua, la aceleración gravitacional que ejerce un cuerpo de masa  $M$  sobre un objeto de masa  $m$  es igual al producto de la constante  $g$  por la masa  $M$  sobre el cuadrado de la distancia entre el centro de las dos masas (ecuación 3.15).

Con esta combinación nos damos cuenta que la magnitud de la aceleración es igual a la gravedad en la tierra ( $g$ ), y es directamente proporcional a la masa de la Tierra ( $M$ ) e inversamente proporcional al cuadrado del radio de la Tierra  $R$  (ecuación 3.15). En teoría, la gravedad sobre la superficie de la Tierra es de  $9.8 \text{ m/s}^2$ , pero en realidad varía de un lugar a otro debido a que la tierra no tiene la forma de una esfera perfecta y tiene una topografía irregular; además, las masas de cada cuerpo son variables especialmente cerca de la superficie, ya que a profundidad tienen un comportamiento más constante.

Las ecuaciones (3.11) y (3.12) pueden combinarse para encontrar la aceleración de la gravedad:

$$\mathbf{F} = \frac{G \times M \times m}{R^2} = m \times g \quad \text{entonces,} \quad \mathbf{a}_g = -\frac{G \times M}{R^2} \quad (3.15)$$

### 3.4.6.- Potencial gravimétrico

El potencial gravitacional ( $U_G$ ) es la energía potencial por una unidad de masa en un campo de atracción gravitacional. La energía potencial  $E_P$  de una masa  $m$  en un campo gravitacional está definido por  $mU_G$ ; y el cambio del potencial de energía ( $dE_P$ ) es igual

$$dE_P = m dU_G$$

En esta parte es donde vamos a hacer uso de las fórmulas y explicaciones que leímos acerca de la energía potencial y el trabajo para entender el potencial gravimétrico:

Convirtiendo la ecuación (3.13)

$$m dU_G = - F dr$$

Usando la ecuación (3.12), donde cambiamos la fuerza ( $-F$ ) por la aceleración gravitacional sobre una masa ( $-ma_G$ ):

$$m dU_G = - ma_G dr \quad (3.16)$$

Acomodando de nuevo la fórmula anterior, podemos obtener de nuevo la ecuación de la aceleración gravitacional en forma vectorial:

$$\mathbf{a}_G = - \frac{dU_G}{dr} \hat{\mathbf{r}} \quad (3.17)$$

En general, la aceleración es un vector tridimensional. Si se usan coordenadas cartesianas ( $x, y, z$ ), la aceleración tendrá como componentes ( $a_x, a_y, a_z$ ) y deben ser separados para poder calcular las derivadas del potencial con respecto a cada coordenada como se puede ver en la ecuación 3.18.

$$a_x = -\frac{\partial U_G}{\partial x}; \quad a_y = -\frac{\partial U_G}{\partial y}; \quad a_z = -\frac{\partial U_G}{\partial z}; \quad (3.18)$$

Ahora, igualando las ecuaciones (3.11) y (3.17) encontramos el potencial gravitacional en un punto, producido por una masa  $M$ :

$$\frac{dU_G}{dr} = G \frac{M}{r^2} \quad (3.19)$$

La solución de la ecuación anterior es:

$$U_G = -G \frac{M}{r} \quad (3.20)$$

### ***3.4.7.- Aceleración y potencial gravitacional para un cuerpo de distribución puntual de masa***

Hasta ahora, se ha considerado la aceleración gravitacional y el potencial para una masa puntual ( $m$ ). Sin embargo, un cuerpo sólido está formado por un determinado número de pequeñas partículas, en donde cada una de ellas ejerce una atracción gravitacional en un punto externo  $P$  (Figura 3.13). Para calcular la aceleración gravitacional del objeto en el punto  $P$  debemos hacer una suma vectorial de las contribuciones de cada partícula. Cada aportación tiene una dirección diferente. Suponiendo que  $m_i$  es la masa de la partícula a una distancia  $r_i$  de  $P$ , encontramos la ecuación 3.21:

$$\mathbf{a}_G = -G \frac{m_1}{r_1^2} \hat{\mathbf{r}}_1 - G \frac{m_2}{r_2^2} \hat{\mathbf{r}}_2 - G \frac{m_3}{r_3^2} \hat{\mathbf{r}}_3 \quad (3.21)$$

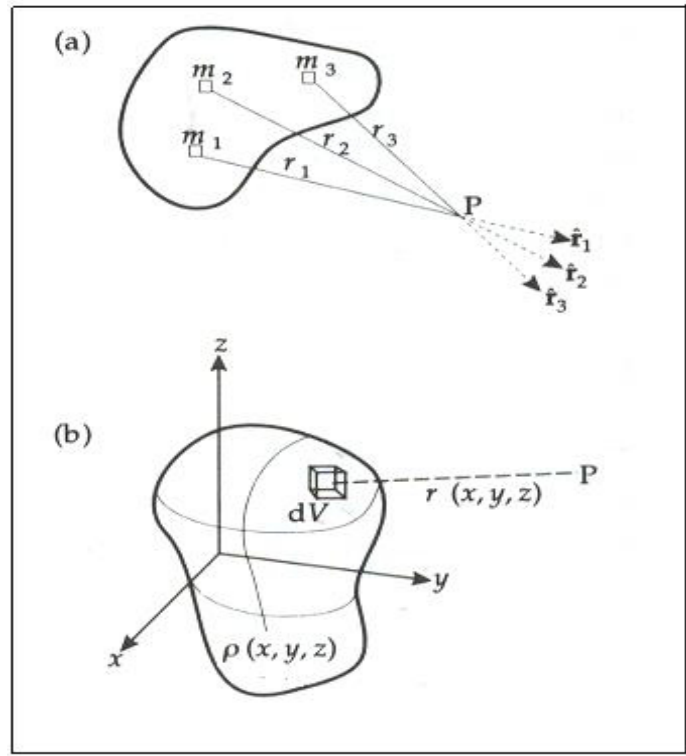


Figura 3.13.- (a) En un cuerpo sólido cada pequeña partícula ejerce una atracción gravitacional en diferentes direcciones en un punto externo  $P$ . (b) Componentes del potencial gravimétrico para una distribución continua de masa.

Debemos recordar que dependiendo de la forma que tenga el cuerpo sólido, la suma vectorial puede volverse algo complicada. Una alternativa que nos facilitará la solución es calcular primero el potencial gravitacional por medio de una suma escalar que es mucho más fácil. Después, acomodando nuestros componentes en la ecuación 3.15, obtenemos la aceleración; la expresión para el potencial en el punto  $P$  es:

$$U_G = -G \frac{m_1}{r_1} - G \frac{m_2}{r_2} - G \frac{m_3}{r_3} - \dots \quad (3.21)$$

El objetivo no es representar un ensamble de partículas sino hacer una distribución continua de masa. Sin embargo, podemos subdividir el volumen del sólido en elementos discretos; si

la densidad de materia en cada volumen es conocida, la masa de cada pequeño elemento puede ser calculada y la contribución para el potencial en un punto externo  $P$  puede ser determinada. Con la integración sobre el volumen de un cuerpo obtenemos el potencial en un punto con coordenadas  $(x, y, z)$ . Si la densidad es  $\rho(x, y, z)$ , y la distancia de  $P$  es  $r(x, y, z)$  como en la Figura 3.12, el potencial gravimétrico del cuerpo en el punto  $P$  es:

$$\iiint_{x y z} G \frac{\rho(x, y, z)}{r(x, y, z)} dx dy dz \quad (3.23)$$

La integración, como se puede ver, lo que nos da es el potencial gravimétrico (ecuación 3.24) y la aceleración gravimétrica (ecuación 3.25) en puntos dentro y fuera de una esfera sólida homogénea. Los valores fuera de la esfera a una distancia  $r$  del centro, es la misma que si la masa entera  $E$  de la esfera estuviera concentrada en el centro.

$$U_G = -G \frac{E}{r} \quad (3.24)$$

$$a_G = -G \frac{E}{r^2} \hat{r}_1 \quad (3.25)$$

#### **3.4.8.- Composición de la Tierra y el geoide**

Los cálculos que se realizan para obtener valores en determinados puntos de la Tierra al hacer uso de los métodos magnético y gravimétrico, utilizan valores constantes de las características de la Tierra, así como el geoide como una superficie equipotencial, por lo cual en esta parte se dará una breve explicación acerca de estas características de la Tierra.

Con el 71% de su superficie cubierta por agua, la Tierra es el único planeta del sistema solar donde un líquido (agua) puede permanecer en estado sólido, líquido o gaseoso en la superficie. El agua ha sido esencial para la vida. El planeta Tierra es uno de los dos cuerpos rocosos del sistema solar donde llueve, siendo el otro Titán.

La Tierra es el único de los cuerpos del Sistema Solar que presenta una tectónica de placas activa. Marte y Venus quizás tuvieron una tectónica de placas en otros tiempos pero, en todo caso, se ha detenido. Esto, unido a la erosión y la actividad biológica, ha hecho que la superficie de la Tierra sea muy joven, eliminando por ejemplo, casi todos los restos de cráteres, que marcan muchas de las superficies del Sistema Solar. Otra característica importante es que la Tierra posee un único satélite natural, *la Luna*. El sistema Tierra-Luna es bastante singular, debido al gran tamaño relativo del satélite.

Uno de los aspectos particulares que presenta la Tierra es su capacidad de homeostasis (conjunto de fenómenos de autorregulación que intentan mantener en equilibrio la composición y propiedades de un sistema u organismo) que le permite recuperarse de cataclismos (catástrofes que ocurren en la Tierra por agentes de la naturaleza, como un terremoto o un diluvio) a mediano plazo.

#### ***3.4.8.1.- Capas de la Tierra***

La Tierra tiene una estructura compuesta por cuatro grandes zonas o capas: *la geósfera, la hidrósfera, la atmósfera y la biósfera*. Estas capas poseen diferentes composiciones químicas y comportamiento geológico. La naturaleza de la geósfera se puede estudiar a partir de la propagación de ondas sísmicas en el interior terrestre y a través de las medidas de los diferentes momentos gravitacionales de las distintas capas obtenidas por diferentes satélites orbitales.

Los geólogos han diseñado dos modelos geológicos que establecen una división de la estructura terrestre, el primero es el modelo geostático y el segundo es el modelo geodinámico.



El primero es el *modelo geostático* que divide la tierra en las siguientes capas (Figura 3.14):

- Corteza. Es la capa más superficial y tiene un espesor que varía entre los 8 km en los océanos y hasta los 35 km en cratones (porciones más antiguas de los núcleos continentales). La corteza está compuesta por basalto en las cuencas oceánicas y por granito en los continentes.
- Manto. Es una capa intermedia entre la corteza y el núcleo que llega hasta una profundidad de 2900 km. El manto está compuesto por peridotita. El cambio de la corteza al manto está determinado por la discontinuidad de Mohorovicic. El manto se divide a su vez en manto superior y manto inferior. Entre ellos existe una separación determinada por las ondas sísmicas, llamada discontinuidad de Repetti (a 700 km de profundidad).
- Núcleo: Es la capa más profunda del planeta y tiene un espesor aproximado de 3475 km. El cambio del manto al núcleo está determinado por la discontinuidad de Gutenberg (a 2900 km de profundidad). El núcleo está compuesto de una aleación de hierro y níquel, y como se mencionó anteriormente, es en esta parte donde se genera el campo magnético terrestre. Éste se subdivide a su vez en el núcleo interno, el cual es sólido, y el núcleo externo, que es líquido. El núcleo interno está a su vez dividido en dos, externo (líquido) e interno (sólido, debido a las condiciones de presión). Esta división se produce en la discontinuidad de Wiechert-Lehman-Jeffreys (5150 km). Tiene una temperatura de entre 4000 y 5000 °C.

El segundo modelo de división de la estructura terrestre es el *modelo geodinámico* (Figura 3.15):

- Litosfera. Es la parte más superficial que se comporta de manera elástica. Tiene un espesor de 250 km y abarca la corteza y la porción superior del manto.
- Astenosfera. Es la porción del manto que se comporta de manera fluida. En esta capa las ondas sísmicas disminuyen su velocidad.
- Mesosfera. También llamada manto inferior. Comienza a los 700 km de profundidad, donde los minerales se vuelven más densos sin cambiar su

composición química. Está formada por rocas calientes y sólidas, pero con cierta plasticidad.

- Capa D. Se trata de una zona de transición entre la mesosfera y la endosfera. Aquí las rocas pueden calentarse mucho y subir a la litosfera, pudiendo desembocar en un volcán.
- Endosfera. Corresponde al núcleo del modelo geostático. Formada por una capa externa muy fundida donde se producen corrientes o flujos y otra interna, sólida y muy densa.

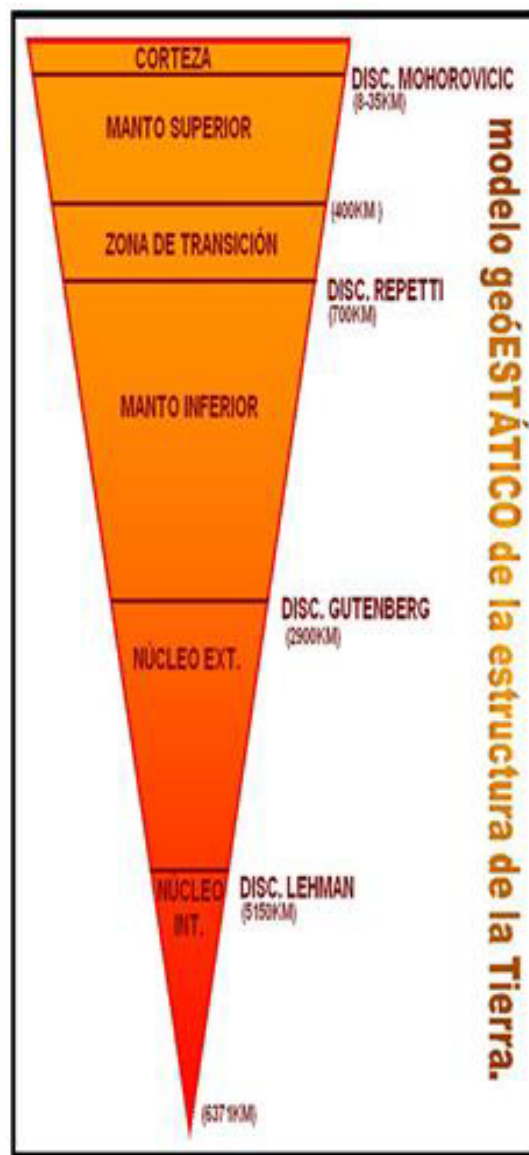


Figura 3.14.- Sección vertical que representa “El Modelo Geostático” de la estructura interna de la Tierra.

Figuras como estas las obtuviste de libros o páginas de internet?, la referencia?

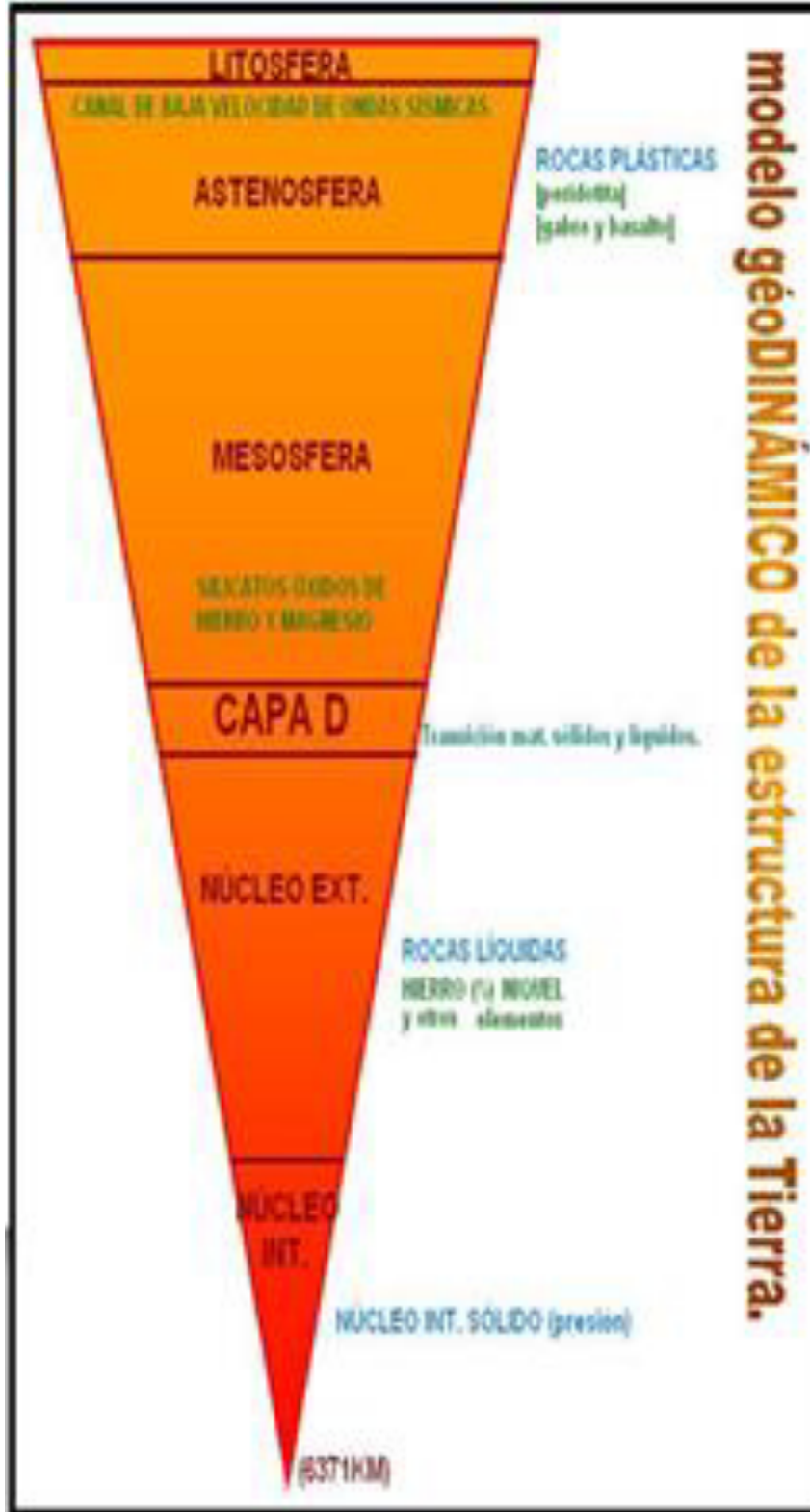


Figura 3.15.- Sección vertical que representa "El Modelo Geodinámico" de la estructura de la Tierra.

### 3.4.8.2.- *El geoide*

El planeta Tierra, al igual que otros astros semejantes a este, no es una esfera; sino que por efectos de la gravitación y de la fuerza centrífuga producida al rotar sobre su eje se genera el aplanamiento polar y el ensanchamiento ecuatorial, a lo cual se le da el nombre de esferoide (Figura 3.16). Tomando en cuenta que si se considera la corteza, la Tierra no es exactamente un geoide, aunque sí únicamente se representa al planeta con el nivel medio de las de las mareas o del mar, entonces si podemos considerarlo un geoide. Técnicamente y utilizando herramientas gravimétricas se puede simplificar la definición de *geoide* y decir que es una superficie física (equipotencial) definida por un determinado potencial gravitatorio (constante en toda esa superficie) (Figura 3.17).

Esta noción de la Tierra como geoide fue predicha por Isaac Newton en sus escritos durante el año 1687, para ello Newton se valió de un sencillo experimento: hacer girar velozmente un cuerpo viscoso en un fluido líquido, de este modo expresó que: "la forma de equilibrio que tiene una masa bajo el influjo de las leyes de gravitación y girando en torno a su eje es la de un esferoide aplastado en sus polos".

Esta hipótesis newtoniana fue estudiada por Domenico y Jacques Cassini y confirmada por los trabajos geodésicos de la expedición llevada a cabo en las regiones ecuatoriales por La Condamine, Godin y Bouguer durante el siglo XVIII. Para ello realizaron la medición exacta de la diferencia de un grado geográfico en las proximidades de la línea del ecuador y cotejaron las diferencias con las latitudes europeas. Los trabajos matemáticos y geométricos realizados en el siglo XIX por Gauss y Helmert ratificaron los anteriores descubrimientos.

El geoide es una superficie de nivel que representa al nivel medio del mar, la cual se prolonga por debajo de los continentes y cubre a la Tierra en su totalidad. Puede ser imaginada como la superficie del mar en condiciones ideales de quietud y es en todo punto perpendicular a la línea de plomada o dirección de la gravedad. El geoide es un modelo físico que busca representar la verdadera forma de la Tierra calculándola como una superficie del campo de gravedad con potencial constante y es utilizada como referencia para determinar la elevación del terreno. Las imágenes incluidas en esta página muestran la

ubicación del geoide con respecto de la superficie topográfica y el elipsoide geodésico de referencia.

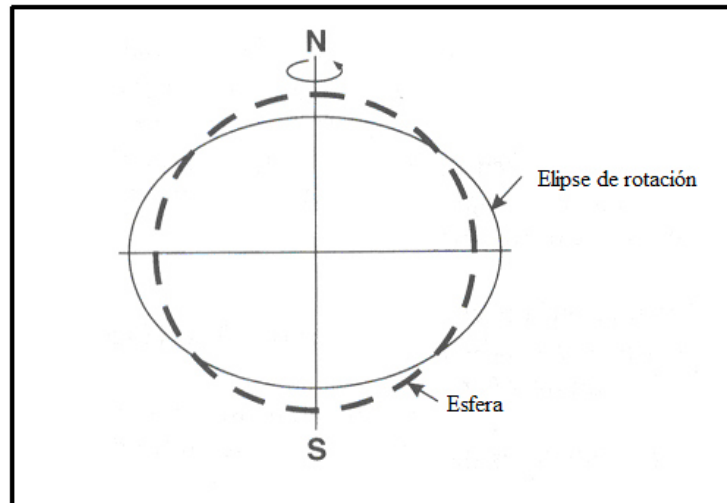


Figura 3.16.- Existe una gran diferencia entre una esfera perfecta y el elipse de rotación (Esferoide) que es la forma de la tierra (Tamez, 2007).

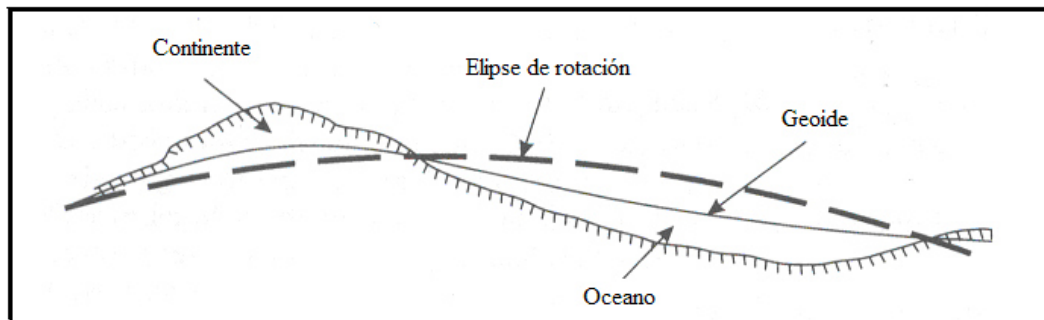


Figura 3.17.- El geoide es tomado como referencia y teóricamente es una superficie equipotencial y a partir del cual se hacen las correcciones necesarias a las mediciones gravimétricas (Telford et al., 1990).

### 3.4.9.- Unidades para medir la gravedad

Existe la leyenda de que el físico, matemático y astrónomo italiano Galileo Galilei realizó un experimento en la torre de Pisa en Italia, desde donde lanzó objetos de diferente masa con el fin de demostrar que la velocidad de descenso era independiente de la masa. En honor a Galileo, la unidad de aceleración de gravedad en CGS lleva su nombre: *Gal* ( $1 \text{ cm/s}^2$ ). El valor teórico de la gravedad en la superficie de la Tierra ( $g$ ), es  $9.8 \text{ m/s}^2$ .

Los gravímetros modernos hacen mediciones con gran precisión, registrando variaciones extremadamente pequeñas en los cambios de gravedad, diferencias de 1 parte de  $10^9$  (lo que es equivalente a la distancia de la tierra a la luna en un metro). Puesto que son cantidades muy pequeñas, se usan sub-unidades como el milligal ( $1\text{mGal}=10^{-3}$  Gals) y el microGal ( $1\ \mu\text{Gal}=10^{-6}$ Gals).

Desde la introducción de las unidades del SI, la gravedad se comenzó a medir en  $\mu\text{m/s}^2$ , lo que es algo incómodo, así que hacemos referencia a la *unidad de gravedad* (g.u.). 1 g.u. es igual a 0.1 mGal ( $10\text{g.u.} = 1\ \text{mGal}$ ), a pesar de todas estas unidades y sub-unidades de medida no hay una que sea aceptada universalmente, actualmente las más utilizadas son el "mGal" y el " $\mu\text{Gal}$ " (Reynols, 1997).

#### ***3.4.10.- Tipos de mediciones gravimétricas***

La fuerza de atracción de la gravedad en la tierra se puede medir de dos formas *absoluta* y *relativa*, dependiendo de cuál sea el objetivo en el estudio. Sin embargo, las dos mediciones son necesarias ya que las mediciones relativas toman como referencia una medida absoluta para obtener resultados más precisos. En este trabajo se tomaron mediciones relativas para determinar la estructura de la Cuenca de la Popa como objetivo principal.

##### *Gravedad absoluta*

Para la determinación de la gravedad absoluta, se requiere de procesos experimentales muy cuidadosos y normalmente bajo condiciones de laboratorio. Existen dos métodos, uno es midiendo la caída de cuerpos de diferentes masas y el otro haciendo medidas con un péndulo. Sin embargo, es más fácil hacer mediciones con variaciones relativas; además de que son las que tienen interés en la exploración, aunque es necesario hacer las mediciones absolutas para tener una referencia o base para ajustar las mediciones relativas. En esta investigación se ubicó un punto de gravedad base para ajustar las mediciones de todos los perfiles realizados. El punto está localizado en la Plaza del poblado de San José de la Popa, conectándolo con otro punto base ubicado por el Dr. Vsevolov Yutsis en el Hotel Valle

Real-Monterrey, localizado en el Blvd. Antonio L. Rodríguez 3062, Col. Santa María, en la ciudad de Monterrey, N.L.

Alrededor del mundo se han establecido una red de estaciones gravimétricas, las cuales están referenciadas a lugares donde se han hecho medidas absolutas de gravedad, tales como The National Bureau of Standards at Gaithersburg, USA, The National Physical Laboratory at Teddington, Inglaterra, y La Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, Colombia. Esta red está referenciada a la *International Gravity Standardisation Net 1971* (IGSN 71). Y es posible poner más estaciones alrededor del mundo para registrar campos de gravedad regionales.

### *Gravedad relativa*

Con el método gravimétrico se miden las variaciones relativas de gravedad en diversas áreas, ya sea con fines científicos, de exploración o de prospección y, aunque no es necesario medir la gravedad absoluta, debemos tener como base del estudio un punto en el cual si tengamos un valor absoluto.

El espaciamiento entre mediciones depende si el estudio es regional, las estaciones pueden ser en promedio de 3 ó 4 por km<sup>2</sup>. En exploración para hidrocarburos, la densidad de estaciones es de 8-10 mediciones por km<sup>2</sup>. Para la localización de campos con una alta resolución de características del subsuelo, las mediciones tienen una separación de 5-50 m y en trabajos de micro-gravimetría el separación es de mucho más pequeño de entre 0.5-1 m.

Para lograr que una medida gravimétrica tenga una exactitud de  $\pm 0.1$  mGal, la latitud en la que estamos ubicados debe ser bien conocida con un error entre  $\pm 10$  m, para lo cual se utiliza un aparato llamado Global Positioning System (GPS). La elevación no debe variar más de  $\pm 1$  m, por lo que se hace nivelación con equipo topográfico (estación total, estadal, prisma) al mismo tiempo en que se va midiendo con el gravímetro.

### 3.4.11.- Gravímetros

La gravedad teórica en la superficie de la tierra es  $9,80665 \text{ m/s}^2$ . Algunos cuerpos geológicos pueden provocar una mayor aceleración gravimétrica en regiones determinadas, debido a que rocas de mayor densidad aumentan la aceleración gravimétrica. Para poder observar estas variaciones es necesario utilizar un gravímetro, el cual es un equipo sofisticado que puede medir diferencias muy finas en la gravedad. Básicamente puede considerarse que cada balanza es un "gravímetro" porque una balanza mide el peso de un objeto.

Pierre Bouguer se dio cuenta que la gravedad podía ser medida utilizando un péndulo y en el siglo XIX ya era común su uso para medir las variaciones relativas de la gravedad. El uso de gravímetros como sistemas portátiles comenzó a usarse en 1930 para la exploración de hidrocarburos.

La parte fundamental de un gravímetro ordinario es el sistema elástico (Figura 3.18). En el cual la deformación de un resorte se origina por la atracción que recibe la masa que está dentro del gravímetro, atracción que depende de los cambios en el campo de gravedad de la tierra. La magnitud de la deformación del elemento elástico sirve como medida de la variación de la aceleración gravimétrica.

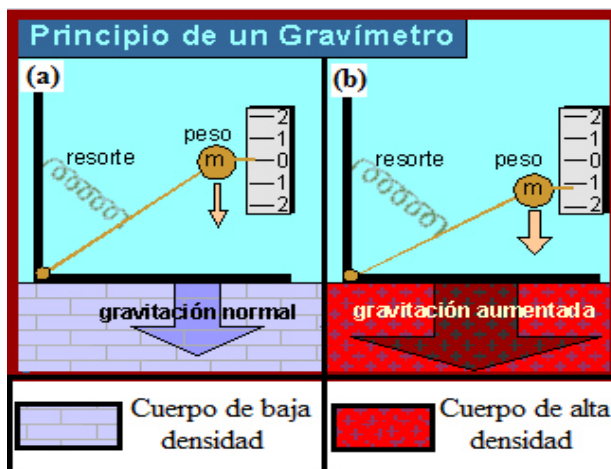


Figura 3.18.- Principio elástico básico de un gravímetro: (a) aceleración gravimétrica débil de un cuerpo de baja densidad; (b) aceleración gravimétrica más grande debido a un cuerpo de densidad alta. Actualmente los gravímetros modernos utilizan sistemas electrónicos muy sofisticados (fuente: [http://html.rincondelvago.com/gravimetro-lacoste\\_romberg.html](http://html.rincondelvago.com/gravimetro-lacoste_romberg.html)).



### 3.4.11.1.- Medida de la gravedad usando un péndulo

El principio de operación es simple, la gravedad es proporcional al cuadrado del periodo de oscilación ( $T$ ) y directamente proporcional a la longitud del péndulo ( $L$ ) como lo vemos en la ecuación 3.26. Si el mismo péndulo se balancea bajo las mismas condiciones en dos lugares donde la gravedad es  $g_1$  y  $g_2$ , entonces los dos valores de  $g$  tienen el mismo radio que corresponde a los periodos de oscilación  $T_1$  y  $T_2$ .

$$\begin{aligned} \text{Gravedad} &= \text{constante} \times \text{longitud del péndulo} / \text{periodo}^2 \\ g &= 4\pi^2 L / T^2 \quad (3.26) \\ \frac{(\text{Periodo}_1)^2}{(\text{Periodo}_2)^2} &= \frac{\text{Gravedad}_2}{\text{Gravedad}_1} \quad \frac{T_2^2}{T_1^2} = \frac{g_2}{g_1} \end{aligned}$$

#### *Cómo medir la diferencia en la aceleración gravitacional*

Las diferencias en la aceleración de la gravedad ( $\delta g$ ) entre dos lugares donde se han hecho mediciones bajo las mismas condiciones es igual al producto negativo de la gravedad por dos veces la diferencia de los dos periodos ( $T_1$  y  $T_2$ ) entre el primer periodo (ecuación 3.27). Este método tiene una exactitud de 1 mGal, si las medidas son hechas con una diferencia de menos de un cuarto de hora.

$$\begin{aligned} \text{Diferencia de Gravedad} &= -2 \times \text{gravedad} \times \frac{\text{diferencia entre los periodos}}{\text{periodo}_1} \\ \delta g &= -2g \frac{(T_2 - T_1)}{T_1} \quad (3.27) \end{aligned}$$

### 3.4.11.2.- Tipos de gravímetros

El peso de los gravímetros es poco en comparación con aparatos de otros métodos geofísicos, así que podemos utilizarlos en lugares de difícil acceso. Incluso existen gravímetros especiales que pueden sumergirse en el mar o instalarse en un barco para observaciones marinas y otros que se pueden adaptar para ser usados en un avión.

#### *Gravímetros dinámicos*

Desde 1930 comenzaron a usarse este tipo de aparatos. A diferencia de los estáticos, tienen la capacidad de poder ser usados sin la necesidad de estar en condiciones de reposo. Estos gravímetros constan de un sistema de resortes que tratan de mantener en equilibrio el sistema interno (Figura 3.19) para poder realizar las mediciones. Existen varios tipos: el Thyssen, El LaCoste-Romberg, Worden y el Sodio.

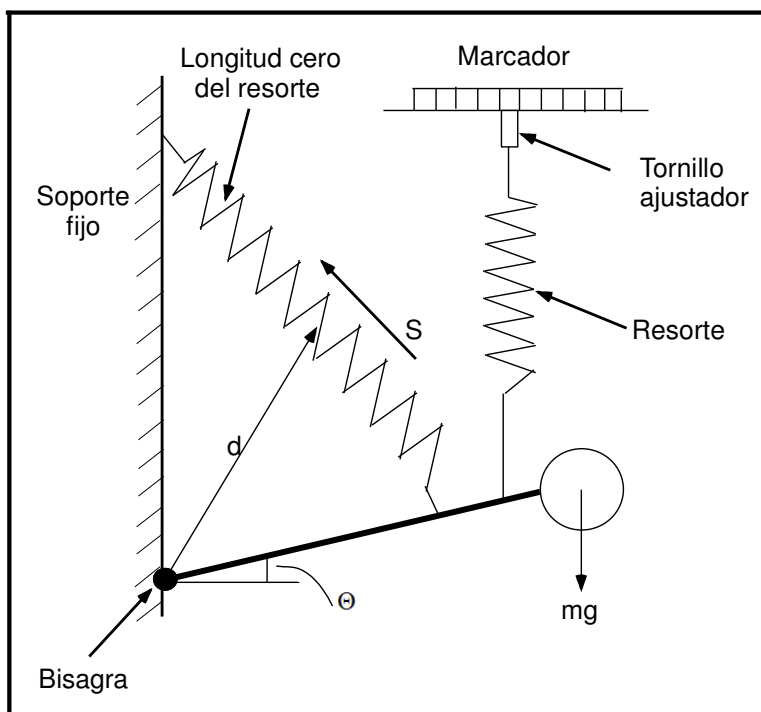


Figura 3.19.- Principio básico del funcionamiento en los gravímetros dinámicos. El sistema elástico trata de mantenerse en equilibrio y medir los cambios de gravedad que sufre la masa (Reynolds, 2005).

### *Gravímetros estáticos*

Los gravímetros estáticos consisten en una masa conocida, sostenida en un resorte que está unido a una balanza que detecta los cambios de atracción gravitacional que sufre la masa. Su característica más importante es que el aparato tiene que estar en estado de reposo al momento de medir, para poder detectar cualquier cambio de atracción gravitacional por más pequeño que sea. Existen varios tipos de gravímetros estáticos como lo son: el Askania, Boliden, Scintrex CG-3 y el CG-5 (Figura 3.20), el cual se utilizó en el levantamiento de campo en esta investigación y cuenta con las siguientes características:

- Sensor Rugged Premium
- Excelente reducción del ruido
- Conectores rápidos para introducir y descargar información “USB & RS-232”
- Resolución de 1 microgal.
- Detector inteligente de carga de batería
- Flexible en los formatos de datos
- 27 teclas alfa numéricas en la pantalla.
- Posibilidad de decidir el tiempo de duración cada medición para una mayor precisión
- Temperatura de funcionamiento  $-20^{\circ}\text{C}$  a  $45^{\circ}\text{C}$ .

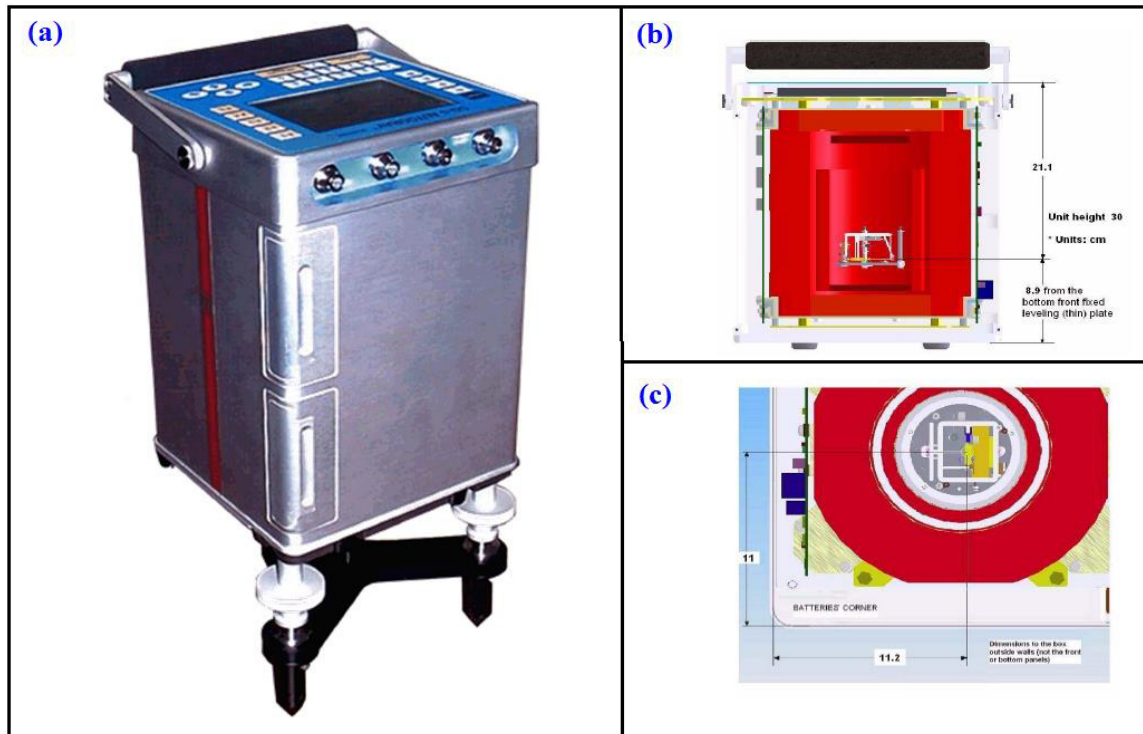


Figura. 3.20.- Gravímetro Scintrex CG-5, el cual fue utilizado en la Cuenca de la Popa. (a) Gravímetro CG-5, montado sobre el tripié con el cual se nivela. (b) Ubicación del sensor en vista lateral (este sensor tipo Rugged Premium es el que mide los cambios extremadamente pequeños de aceleración de la gravedad). (c) Ubicación del sensor desde la parte superior del aparato (tomado de [www.scintrex.com](http://www.scintrex.com)).

El espaciado de las mediciones depende del tipo de estudio. Si el estudio es regional, nuestras estaciones pueden ser en promedio de 3 ó 4 por  $\text{km}^2$ , mientras que en exploración para hidrocarburos la densidad es de 8-10 mediciones por  $\text{km}^2$ , en la localización de campos con una alta resolución de características del subsuelo las mediciones tienen una separación de 5-50 m y en trabajos de micro-gravimetría la separación es mucho más pequeña entre 0.5-1 m (Reynolds, 2005). ***En esta investigación, la separación entre cada punto de medición será de  $\pm 200$  m.***

### 3.4.12.- Inversión de Densidades

La propiedad física en la que se basa la exploración gravimétrica es la variación lateral de la densidad. Generalmente esta propiedad física no es una medida que se realiza en situ; sin embargo, puede medirse a través de registros de pozos y también puede ser estimada por velocidades sísmicas, así como ser consultadas en distintas tablas (Tablas 3.3, 3.4).

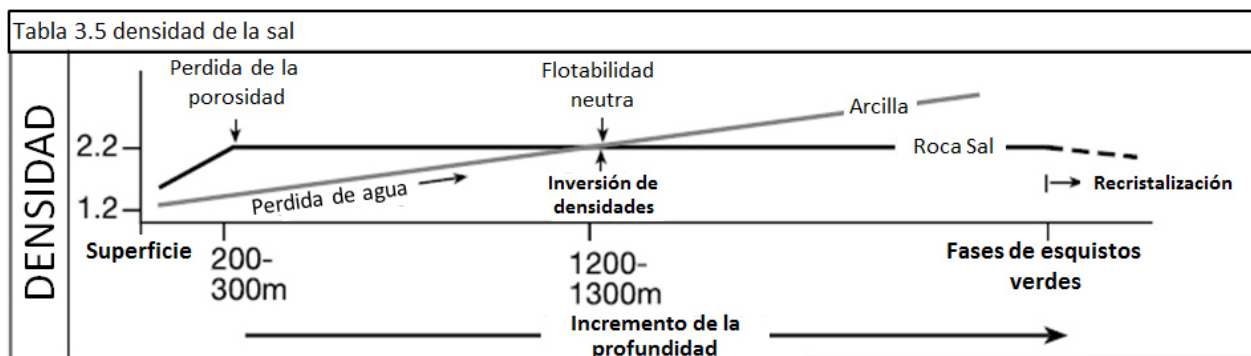
En ambientes con tectónica salina, ocurre algo que se conoce como inversión de densidades, debido a las propiedades físicas únicas de la sal. Esta roca a partir de los 200 m de profundidad pierde la porosidad efectiva y su densidad de 2.2 g/cm<sup>3</sup> se mantiene constante (Warren 2000). La incompresibilidad es la propiedad que hace a la sal única a diferencia de todas las otras rocas, las cuales aumentan de densidad con la profundidad (carga litostática mayor). Debido a lo anterior es que la sal se comporta como un fluido y tiene la capacidad de moverse por todas las zonas de debilidad como fallas, fracturas etc., siendo cada uno de estos movimientos detonados por esfuerzos compresivos y extensivos.

<b>Material</b>	<b>Rango de variación</b>	<b>Promedio (con agua)</b>	<b>Rango</b>	<b>Promedio (Seco)</b>
<b>Aluvión</b>	1.96 - 2.0	1.98	1.5 - 1.6	1.54
<b>Arcilla</b>	1.63 - 2.6	2.21	1.3 - 2.4	1.70
<b>Gravas</b>	1.7 - 2.4	2.00	1.4 - 2.2	1.95
<b>Arena</b>	1.7 - 2.3	2.00	1.4 - 1.8	1.60
<b>Arena y arcilla</b>	1.7 - 2.5	2.10		
<b>Limo</b>	1.8 - 2.2	1.93	1.2 - 1.8	1.43
<b>Suelo</b>	1.2 - 2.4	1.92	1.0 - 2.0	1.46
<b>Areniscas</b>	1.61 - 2.76	2.35	1.5 - 2.65	2.24
<b>Lutitas</b>	1.77 - 3.2	2.40	1.86 - 3.2	2.10
<b>Calizas</b>	1.93 - 2.90	2.55	1.74 - 2.76	2.11
<b>Dolomita</b>	2.28 - 3.10	2.70	2.04 - 2.54	2.30
<b>Sal</b>	2.15 - 2.2			

Con base a la descripción que se ha hecho anteriormente acerca del porque ocurre la inversión de densidades, es importante mencionar que en los modelos gravimétricos esperaremos encontrar este fenómeno a partir de los 1200 m de profundidad de la sal,

representado como anomalías gravimétricas negativas (Tabla 3.5), así mismo si los diapiros ya no estuvieran conectados por un alimentador a la sal autóctona y la sal permaneciera a una profundidad menor podría ser que encontráramos anomalías positivas ubicadas exactamente sobre los cuerpos de sal.

Tabla 3.4 Densidades de rocas ígneas (g/cm <sup>3</sup> ), Telford et al. (1990).					
Material	Rango de variación	Promedio	Material	Rango de variación	Promedio
Riolita vidriosa	2.20 - 2.28	2.24	Lavas	2.8 - 3.0	2.90
Obsidiana	2.2 - 2.4	2.30	Diabasa	2.5 - 3.2	2.91
Riolita	2.35 - 2.70	2.52	Basalto	2.7 - 3.30	2.99
Dacita	2.35 - 2.8	2.58	Gabro	2.7 - 3.50	3.03
Andesita	2.4 - 2.8	2.61	Hornblenda - Gabro	2.98 - 3.18	3.03
Granito	2.50 - 2.81	2.64	Peridotita	2.78 - 3.37	3.15
Sienita	2.60 - 2.95	2.77	Pyroxeno	2.93 - 3.34	3.17
Granodiorita	2.67 - 2.79	2.73	Rocas ígneas acidas (prom.)	2.3 - 3.11	2.61
Anortosita	2.64 - 2.94	2.78	Rocas ígneas básicas (prom.)	2.09 - 3.17	2.79
Cuarzo-diorita	2.62 - 2.96	2.79			
Diorita	2.72 - 2.99	2.85			



### 3.4.12.1.- Método de Nettleton

El método de Nettleton es una estimación de la densidad cerca de la superficie, basado en la realización de mediciones gravimétricas en determinados perfiles, en áreas con diferentes elevaciones topográficas las cuales no son correlacionables con la densidad (Nettleton, 1976). Este método básicamente se realiza al reducir los datos hasta la anomalía de Bouguer y correcciones topográficas. Para esto se pueden probar distintos valores de

densidad ( $\rho$ ); el valor que refleje, al momento de graficarse, la menor semejanza con la curva topográfica del área es la mejor estimación de la densidad (Figura 3.21).

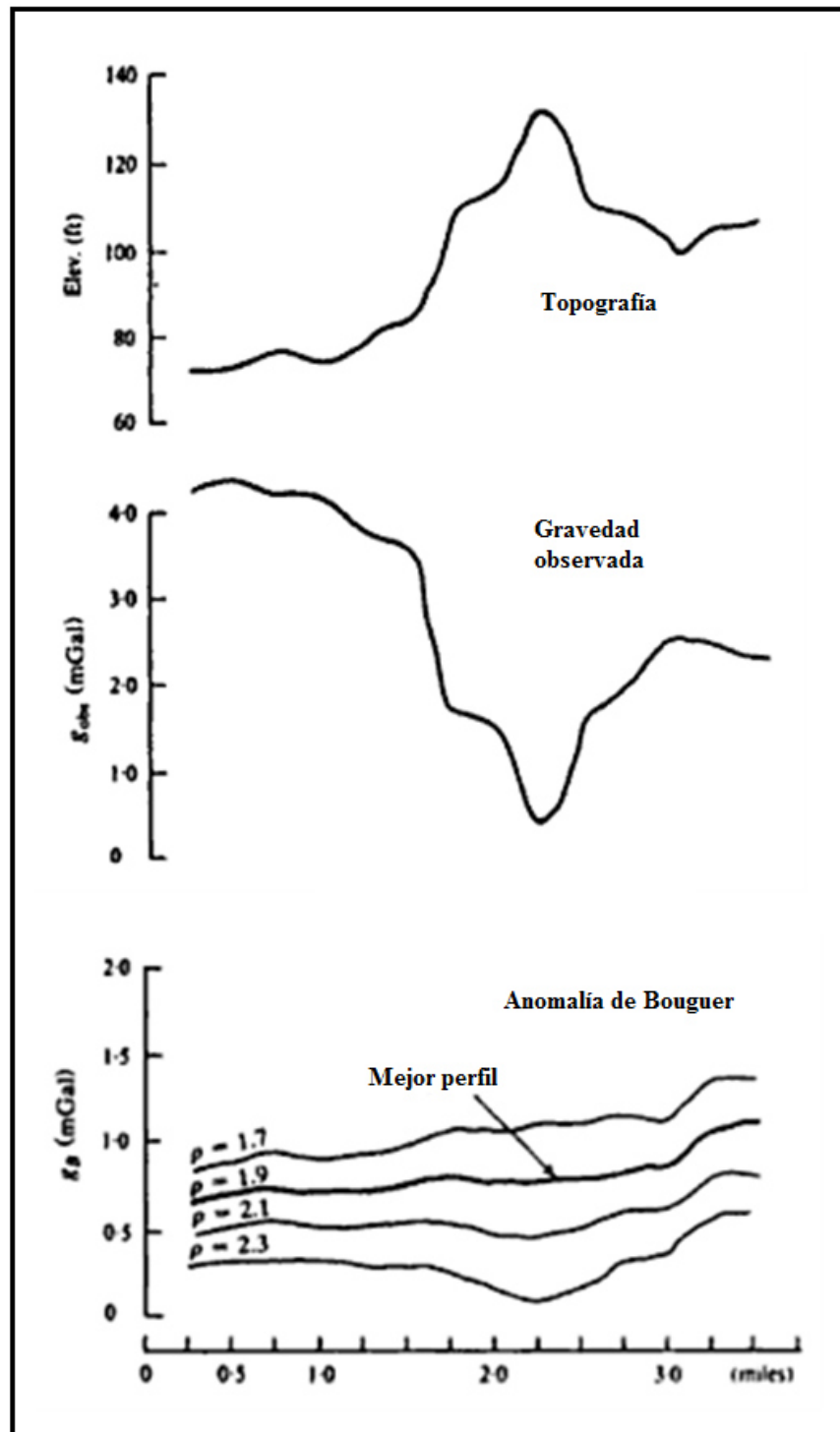


Figura 3.21.- Método de Nettleton para estimar la densidad en base a un perfil seleccionado y probando distintas densidades para seleccionar la curva que sea menos similar a la topografía del área (Telford et al., 1990).

### 3.4.13- Reducción de datos gravimétricos

Los gravímetros no dan directamente la medida exacta de gravedad, lo que obtenemos es una lectura que ha sido multiplicada por un factor de calibración, es decir, la gravedad observada ( $g_{obs}$ ). A partir de ella obtenemos anomalías de la fuerza de gravedad sobre la superficie del elipsoide y la magnitud de las mismas depende de las heterogeneidades en la densidad de las rocas y de los excedentes de altura sobre el geoide (Mirónov, 1977).

El proceso de corrección o interpretación se le conoce como reducción de datos gravimétricos. El proceso inicia con la diferencia entre el valor observado y el calculado a partir de la fórmula internacional de gravedad, con referencia a una estación base a partir de la cual comenzamos a hacer los cálculos que aparecen en la tabla 3.4.

Tabla 3.4 CORRECCIONES PARA LA REDUCCIÓN DE DATOS GRAVIMÉTRICOS
Corrección por Deriva
Corrección por Mareas
Corrección por Latitud
Corrección por Elevación
Corrección por Aire Libre
Corrección de Bouguer
Corrección por Terreno
Corrección Isostática

#### 3.4.13.1.- Corrección por deriva

Existen variaciones en la lectura del gravímetro cuando tomamos varias medidas en un mismo lugar a distintas horas del día, esto es debido a los cambios elásticos que tiene el resorte, casi siempre unidireccionalmente. Esto ocurre como resultado de la deriva del instrumento, debido a los efectos de las mareas y podemos comprobarlo cuando repetimos una medición a distinta hora del día y obtenemos un valor diferente (Figura 3.22). Para



corregir los datos y evitar esa variación en todos nuestros datos tenemos que hacer una medición en un punto que tomaremos como base para la corrección de nuestros datos.

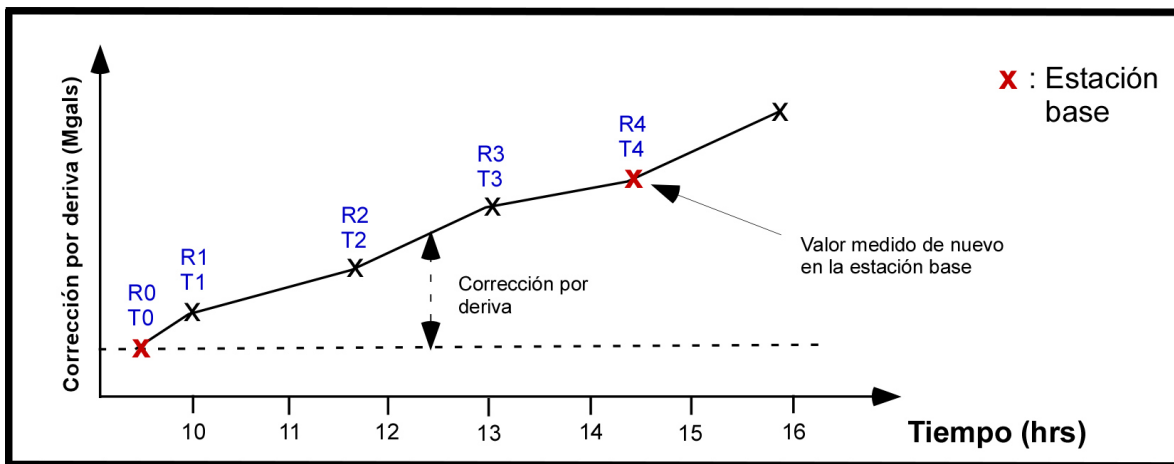


Figura 3.22.- La corrección por deriva en un perfil gravimétrico se realiza a partir de una estación base donde se hacen una serie de mediciones a distintas horas del día, se le hace la corrección a todos los datos.

*El procedimiento para llevar a cabo la corrección por deriva:*

- Tenemos que localizar un punto donde exista una medición de gravedad absoluta (R0), en esta investigación se usó el punto base localizado en el Centro del pequeño poblado de San José de la Popa.
- Antes de comenzar el perfil tenemos que medir la gravedad (R1) en el punto base (R0), así como el tiempo en el que tomamos las medidas. Al comenzar a medir con el gravímetro introducimos varios parámetros, entre los cuales es necesario ingresar la hora correcta, para que al descargar los datos se tenga la hora de cada medición.
- Después de medir en la estación base, podemos comenzar a hacer todas las mediciones que están planeadas o las que podamos hacer durante el día, respetando los parámetros establecidos como la distancia entre cada punto dependiendo lo que busquemos.
- Y al terminar volvemos a la estación base a hacer de nuevo una medición (R4), si logramos terminar todos los puntos que teníamos planeados es el punto final del estudio, de otra manera, haremos lo mismo cada día de trabajo.

Ya teniendo todos los datos es posible aplicar la corrección por deriva de la siguiente manera:

1. Se resta la última medida a la primera tomada en base y se dividen entre el resultado de restar el último tiempo al primero.

$$C_D = \frac{R3 - R1}{T3 - T1} \text{ mGal/min}$$

2. Se aplica la corrección a los demás puntos, sumándole el valor obtenido anteriormente en caso de que los valores de gravedad vayan bajando y se le resta en caso de que vayan aumentando y multiplicando  $C_D$  por el resultado de la resta entre el tiempo en cada punto menos el primer valor en la base. (El tiempo tiene que estar en minutos para realizar los cálculos)

$$R1_{corr} = R1 \pm C_D (T1-T0) \text{ mGal}$$

$$R2_{corr} = R2 \pm C_D (T2-T0) \text{ mGal}$$

#### ***3.4.13.2.- Corrección por mareas***

El agua de los océanos responde a la atracción que la Luna tiene sobre nuestro planeta debido a la cercanía entre los dos cuerpos y al Sol en menor grado. Así que las mareas terrestres producen una variación en la gravedad de un poco más de 0.3 mGal, dependiendo también de la latitud en la que nos encontremos y la hora de la medición. La repetición de estas medidas nos ayuda a hacer una estimación para las correcciones. El gravímetro CG-5 de la compañía Scintrex, utilizado para el trabajo de campo, realiza esta corrección automáticamente.

La deformación ocasionada por la atracción de la Luna y el Sol es más notable en los cuerpos que no son sólidos, tales como las aguas de los mares, lo que produce las mareas. Es por ello que esta corrección recibe ese nombre.

### 3.4.13.3.- Corrección por latitud

El valor de la gravedad en la superficie de la tierra varía por distintas razones, una de las cuales es la forma de la Tierra (Figura 3.23). Como el radio polar (6357 km) es 21 km más pequeño que el radio ecuatorial (6378 km), los puntos en los polos están más cerca al centro de masa de la Tierra (debido a que su radio es más pequeño), entonces el valor de la gravedad en los polos es más grande (alrededor de 0.7%) que en el ecuador.

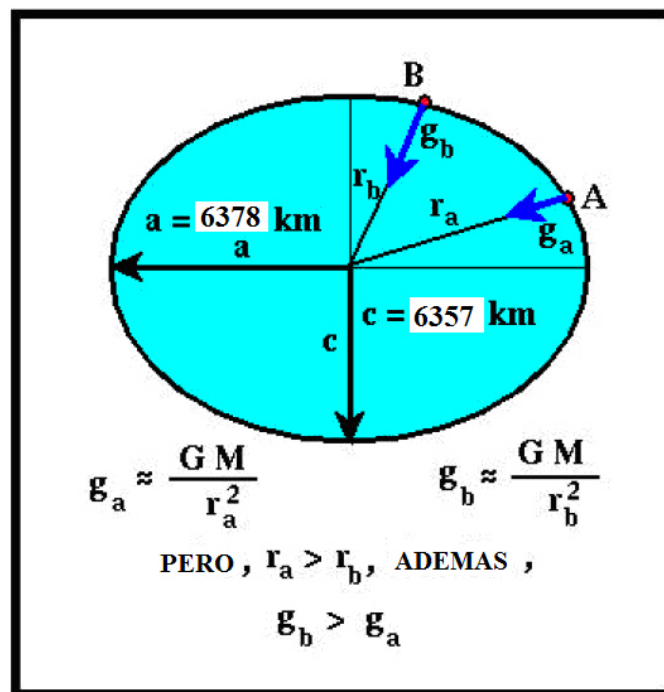


Figura 3.23.- La gravedad varía con la latitud por lo que a los datos se les aplica la corrección por altitud y gravedad normal.

El principal objetivo de aplicar esta corrección a nuestros datos es corregir la posición en el elipsoide para que sea lo más exacta posible. Para ello se han desarrollado fórmulas para realizarlo por medio de la latitud que medimos en campo.

A principios del siglo XX, se desarrolló una fórmula con la cual era posible calcular la aceleración teórica de la gravedad ( $g_{\phi}$ ) usando la latitud geográfica ( $\Phi$ ), relativa al nivel del mar ( $g_0$ ). También se forman en cuenta  $\alpha$  y  $\beta$  constantes que dependen de la forma del esferoide y de la velocidad de rotación de la tierra (ecuación 3.28).

$$g_{\phi} = g_0 (1 + \alpha \sin^2 \Phi - \beta \sin^2 2\Phi) \quad (3.28)$$

En 1930, la International Union of Geodesy and Geophysics adoptó la Fórmula de Gravedad Internacional, la cual se convirtió en el estándar para trabajar. Sin embargo, con el tiempo se han tratado de mejorar los cálculos y usando el poder de las computadoras y el mejor conocimiento de los parámetros de la tierra el resultado fue la fórmula conocida como Geodetic Referent System 1967(GRS67) y en 1974 la IAG mostró una fórmula más actualizada, la cual se utilizó para el procesamiento de nuestros datos.

Fórmulas para calcular la gravedad normal usando la latitud medida en cada punto:

$$g_{\Phi}(1930) = 9.78049(1 + 0.0052884 \sin^2 \Phi - 0.0000059 \sin^2 2\Phi) \text{ m/s}^2$$

$$g_{\Phi}(1967) = 9.78031846(1 + 0.005278895 \sin^2 \Phi - 0.000023462 \sin^2 2\Phi) \text{ m/s}^2$$

$$g_{\Phi}(1974) = 978031.8(1 + 0.0053024 \sin^2 \Phi - 0.0000059 \sin^2 2\Phi) \text{ mGal}$$

#### 3.4.13.4.- Corrección por aire libre

La base de esta corrección es hacer una reducción en la magnitud de la gravedad con la altura sobre el geoide, independientemente de las rocas en el subsuelo. La corrección de Aire Libre es la diferencia entre la gravedad medida sobre el nivel del mar (geoide) y una elevación de  $h$  metros entre la cual no hay roca.

Suponiendo que la Tierra es una esfera (en lugar de tomarla como un esferoide) con su masa concentrada en el centro, entonces el valor de la gravedad al nivel del mar es:

$$g_o = GM/R^2$$

El valor de gravedad en un punto a una altura de  $h$  metros sobre el nivel del mar es:

$$g_h = (GM/R + h)^2 = \frac{GM}{R} \left( \frac{R - 2h}{R} \dots \right)$$

La diferencia de gravedad, entre el nivel del mar y una altura de  $h$  metros es la corrección de aire libre:

$$\delta g_F = g_o - g_h = \frac{2g_o h}{R}$$

Donde  $g_o = 9817855$  g.u. y  $R = 6371000$  m, y con  $h$  metros:

$$\delta g_F = 3.082 h \text{ g.u}$$

Tomando en cuenta que la forma de la Tierra es un esferoide, más que una esfera, el valor normalmente aceptado para la corrección de aire libre es:

$$\delta g_F = 3.086 h \text{ g.u} \quad \text{ó} \quad \delta g_F = 0.3086 h \text{ mGal/m}$$

### 3.4.13.5.- Corrección de Bouguer

Mientras que la corrección por Aire Libre hace una reducción en la medida de gravedad debido al incremento de la distancia del centro de masa (la altura medida), la corrección de Bouguer ( $\delta g_B$ ) es usada para cuantificar la masa de la roca entre el punto de medición y el nivel del mar.

La corrección de Bouguer calcula el empuje extragravitacional ejercido por un bloque de rocas con espesores de  $h$  metros y una densidad principal  $\rho$  dada en  $\text{kg/m}^3$  o  $\text{g/cm}^3$  (Figura 3.24), el cual encontramos en las mediciones de gravedad ( $g_{obs}$ ), siendo calculada por la siguiente cantidad  $0.0419\rho h \text{ mGal/m}$ .

Este valor debe ser calculado a partir de los puntos medidos sobre el nivel del mar. Se utilizan valores promedios de densidades de la roca de  $2.67 \text{ g/cm}^3$  para rocas cristalinas y  $2.3 \text{ g/cm}^3$  para rocas sedimentarias, dependiendo qué tipo de roca exista en el subsuelo. En áreas marinas la corrección es ligeramente diferente ya que la densidad del agua marina es reemplazada por las densidades de los diferentes tipos de rocas que existen en el área de estudio, como se muestra en el siguiente cuadro:

<p>Corrección de Bouguer (<math>\delta g</math>) = <math>2\pi G\rho h = \beta\rho h</math> (g.u.), donde:</p> <p><math>\beta = 2\pi G = 0.4192 \text{ g.u. m}^2 \text{ Mg}^{-1}</math> ó <math>0.0419 \text{ mGal/m}</math></p> <p><math>G = 6.67 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ Mg}^{-1} \text{ s}^{-2}</math></p> <p>Densidad (<math>\rho</math>) es en <math>\text{Mg/m}^3</math> y la altura (<math>h</math>) es en metros:</p>
<p>Para áreas en el mar, la corrección se calcula de la siguiente manera:</p> $\delta g_B = \beta(\rho_r - \rho_w)h_w(\text{g.u.})$ <p>Donde <math>\rho_r</math> y <math>\rho_w</math> son las densidades de roca y agua marina, respectivamente. La profundidad de agua en metros.</p>

Como hemos visto, es necesario conocer el valor de la densidad, el cual podemos obtener a partir de muestras de rocas o muestras de pozos. Tomando en cuenta que las muestras al no estar en sus condiciones de presión pueden expandirse y agrietarse lo que cambien ligeramente la densidad que estemos tomando como base, pero lo más usual es utilizar tablas ya existentes de la densidad de las rocas y donde podemos ver las variaciones que pueden tener dependiendo a las condiciones en que se encuentren las rocas.

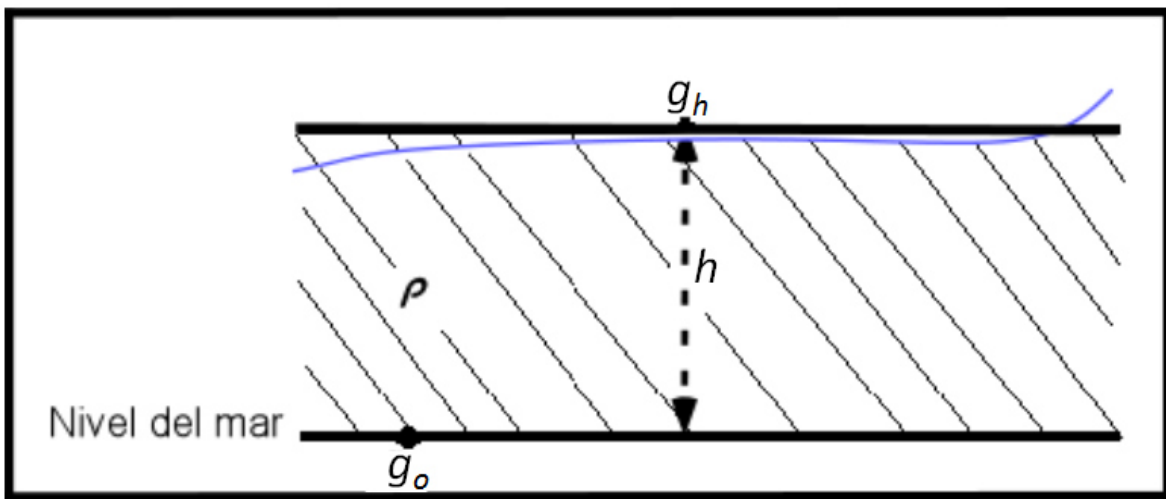


Figura 3.24.- La corrección de Bouguer ( $\delta g_B$ ) es usada para cuantificar la masa de la roca entre el punto de medición con una densidad  $\rho$  y altura  $h$  y el nivel del mar.

### 3.4.13.6.- Corrección por terreno (topográfica)

Cuando estamos trabajando en un lugar donde los cambios topográficos no son significativos solamente es necesario aplicar a nuestros datos la corrección por elevación. Sin embargo, cuando hay cambios notables, como en el caso de este estudio, se tiene que aplicar la corrección por terreno, ya que estos cambios hacen que nuestra medida siempre tienda a disminuir; por ello es que esta corrección es sumada a nuestros datos finales, sin importar que las mediciones se realicen en una montaña o un valle. La corrección de Bouguer asume una aproximación a un bloque de roca horizontal infinito entre la estación de medición y el nivel del mar; sin embargo esto no funciona para montañas y valles es por eso que es necesario hacer la corrección por terreno (topográfica).

Corrección por elevación:

Corrección por elevación ( $\delta g_E$ ) = (Aire Libre - Bouguer) correcciones

$$\delta g_E = \delta g_F - \delta g_B$$

Sustituyendo en términos  $\delta g_F = 0.3086h$  y  $\delta g_B = 0.0419\rho h$ :

$$\delta g_E = (0.3086 - 0.0419\rho) \text{ mGal/m}$$

Donde  $\rho$  es el promedio de la roca en el área de estudio.

El efecto de la topografía sobre la  $g$  se muestra en la Figura 3.25 considerando la estación gravimétrica junto a una montaña el bloque de roca comprende la montaña (masa M) tiene un centro de masa sobre el plano en el cual el gravímetro está situado. Hay una fuerza de atracción entre las dos masas. Si la fuerza es descompuesta dentro de componentes horizontal y vertical, donde este último es el único considerado, entonces la medida de gravedad va a verse como una medida de  $g$  en la estación gravimétrica que puede ser subestimada por  $\Delta g$ . Y por el contrario, si la estación gravimétrica es adyacente a un valle entonces el valle representa un déficit de masa el cual puede representarse por  $(-M)$ . La falta de masa resultado de la medida de  $g$  es subestimada por una cantidad  $\Delta g$ . Consecuentemente, una medida de gravedad hecha siguiendo cualquiera de los dos una montaña o un valle requiere una corrección para ser agregado y que tengamos una distribución variable de masa. Esta corrección remueve efectivamente los efectos de la topografía realizando la aproximación de Bouguer de un bloque de roca semi-infinito.

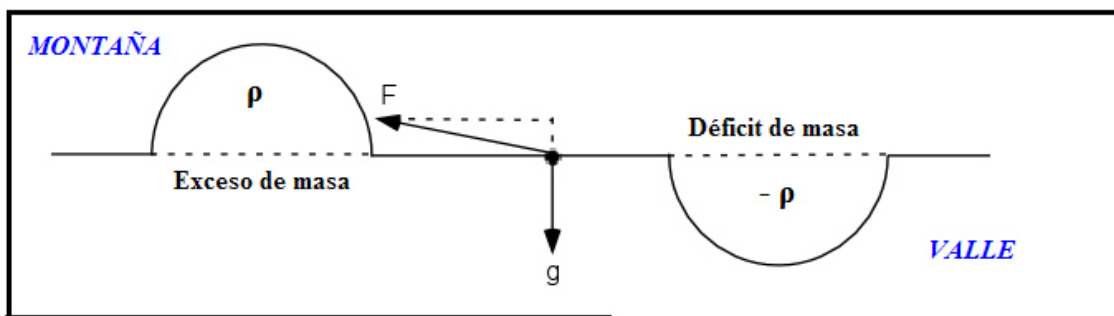


Figura 3.25.- Efecto de una montaña o un valle cerca de la estación gravimétrica, lo que produce la disminución de la medida de gravedad, por ello es necesaria la corrección por terreno.



Para llevar a cabo esta corrección se usan plantillas transparentes especiales, conocidas como plantillas de Hammer en honor a su creador Sigmund Hammer (1939), las cuales constan de una serie de segmentos de aros concéntricos. Estas se superponen a las cartas topográficas y el promedio de elevación de cada segmento es estimado en las tablas de Hammer.

Las tablas de Hammer son listas con los valores de las alturas que se usan después de sacar una estadística de la altura y de donde obtendremos el valor que será sumado a nuestros datos dependiendo de la zona de la plantilla en que estén ubicados los datos (Reynolds, 1997).

#### ***3.4.13.7.- Corrección isostática***

Las anomalías de Bouguer son casi siempre negativas en zonas montañosas y altiplanicies y positivas sobre los mares profundos. Además, la magnitud de la anomalía de Bouguer depende de la altitud del continente o de la profundidad de las aguas. Tales observaciones sugieren que las correcciones de Bouguer son excesivamente grandes. El exceso de materiales entre la superficie y el geoide en los continentes y el déficit de material que implica la presencia de agua en vez de rocas en los mares, no tienen efectos gravitacionales tan grandes como los deducidos a partir de sus masas y dimensiones.

Pierre Bouguer, alrededor de 1750, observó por vez primera que la atracción gravitacional de las montañas era más pequeña de lo que cabría esperar. Los resultados de Bouguer fueron confirmados por Sir. George Everest en observaciones realizadas en la India, unos 100 años más tarde. La discrepancia existente entre la atracción gravitacional esperada y la realmente observada fue puesta de manifiesto en Inglaterra, por Arceadiano Pratt y propuso la siguiente explicación.

Las montañas no son simplemente masas yacentes sobre la superficie de la Tierra, sino que se originaron a causa de las temperaturas anormalmente elevadas del interior de la Tierra, que determinaron la dilatación de los materiales y por consiguiente una disminución de su

densidad. La prominencia de las montañas es consecuencia de la expansión sin implicar la presencia de nuevas masas materiales. La masa material por unidad de área entre la superficie y un determinado nivel, llamado profundidad de compensación, es la misma en todas partes.

La teoría de Pratt fue criticada por Sir G.B. Airy, quien propuso otro tipo de explicación. Según él, la corteza terrestre flota sobre un sustrato poco resistente, pero no necesariamente líquido, de gran densidad. En lugares montañosos, donde la superficie alcanza gran altura, la corteza ligera es anormalmente gruesa enraizándose profundamente en el sustrato, de la misma manera como un iceberg tiene gran parte de su masa sumergida en el agua. La hipótesis de Airy no conduce a una única profundidad de compensación como en el caso de la explicación de Pratt; sin embargo, la masa por unidad de área entre la superficie y la máxima profundidad de enraizamiento de la corteza, es en todas partes la misma. Debido a que supone un mayor espesor de la corteza bajo las montañas, el esquema de compensaciones de Airy, en ocasiones recibe el nombre de hipótesis de las raíces de las montañas (Figura 3.26). La idea de que las montañas no son excesos de carga situadas sobre la superficie, sino que su masa visible es compensada por un defecto de masa en profundidad, recibe el nombre de teoría de la isostasia, y la compensación del exceso de masa en superficie por una reducción de masa en profundidad es llamada compensación isostática. No es necesario que los materiales por debajo de la profundidad de compensación sean rígidos. Estos materiales forman la astenosfera, concepto originado a partir de la teoría de la isostasia muchos años antes de que se propusiese el desplazamiento de los fondos marinos.

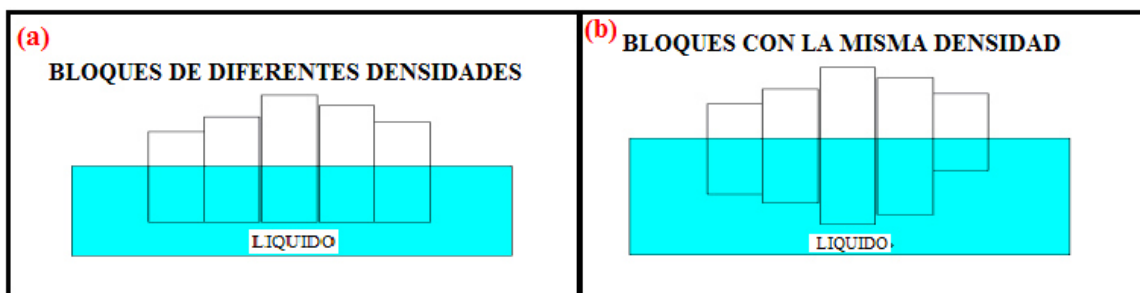


Figura 3.26.- Esquemas de las hipótesis de Pratt (a) y Airy (b); para simplificar la corteza se representa mediante un número de prismas independientes flotando sobre un líquido más denso.

Ambos esquemas de compensación isostática contienen un parámetro que debe ser calculado con exactitud, a fin de que las anomalías sean mínimas. En el esquema de Pratt, es la profundidad de compensación; en el de Airy es el espesor de la corteza a nivel del mar (aunque esta última cantidad no aparece en la expresión del espesor de las raíces montañosas, la atracción gravitacional de las masas compensadas depende de él). Estos parámetros son ajustados, hasta que las anomalías isostáticas resultantes se hacen mínimas para un área de dimensiones continentales tales como Europa o los Estados Unidos. Debido a que se dispone de un parámetro ajustable, tanto la anomalía de Pratt como la de Airy son normalmente algo menores que las anomalías al aire libre. Sin embargo, los datos gravimétricos son de poca ayuda a la hora de escoger entre los dos esquemas de compensación, ya que ambos son aproximadamente de igual eficacia para la reducción del valor de las anomalías.

#### **3.4.13.8.- Anomalía de Aire Libre**

En geofísica, la anomalía de aire libre es la diferencia entre la gravedad observada y la gravedad teórica que ha sido corregida por latitud y elevación en las estaciones medidas, ya sea debajo o sobre el geoide; es simplemente el cambio de gravedad con la elevación.

$$\Delta g_{AL} = g_o - Y_o + C_{AL}$$

donde:

$g_o$  = gravedad observada en cada punto.

$Y_o$  = gravedad normal (usando la formula de 1967)

$C_{AL}$  = corrección por Aire Libre =  $0.3086 h$

### 3.4.13.9.- Anomalía de Bouguer

El resultado de la reducción de datos gravimétricos es la *Anomalía de Bouguer*, la cual correlacionamos solo con las variaciones de densidades laterales de la corteza terrestre, información que es de especial interés para aplicaciones geofísicas y geológicas.

La anomalía de Bouguer es la diferencia entre el valor de la gravedad observada ( $g_{obs}$ ), ajustado por la suma algebraica de todas las correcciones necesarias ( $\Sigma corr$ ) y restándole la medida hecha en la base ( $g_{base}$ ). La variación de la anomalía de Bouguer nos debe reflejar la variación lateral de la densidad tales como una alta densidad cambiando a bajas densidades lo que debe de producirnos un incremento positivo en la anomalía. Por el contrario, si tenemos una variación de bajas densidades hasta llegar a altas densidades nos da como resultado una anomalía negativa.

Anomalía de Bouguer:

$$\Delta g_B = g_{obs} + \Sigma (corr) - g_{base}$$

donde:

$$\Sigma (corr) = \delta g_L + (\delta g_F - \delta g_B) + \delta g_{TC} \pm \delta g_{EC} \pm \delta g_{IC} - \delta g_D$$

Son las siguientes correcciones:

$\delta g_L$  = corrección por Latitud

$\delta g_F$  = corrección por Aire Libre

$\delta g_B$  = corrección de Bouguer

$\delta g_{TC}$  = Corrección por terreno

$\delta g_{EC}$  = corrección de Eötvös (solo se hace cuando usamos un gravímetro montado en un barco, avión o un helicóptero)

$\delta g_{IC}$  = corrección isostática (no fue necesaria para nuestro estudio)

$\delta g_D$  = corrección por deriva (este valor ya se ha sumado a los valores de cada estación)

## **IV.- ANÁLISIS GEOFÍSICO REGIONAL**

### **4.1.- INTRODUCCIÓN**

En este capítulo se presenta el análisis integral regional de datos gravimétricos (proporcionados por PEMEX PEP) y aeromagnéticos (adquiridos en Servicio Geológico Mexicano) en el área de la Cuenca de La Popa y las estructuras geológicas que la rodean derivados de campos geofísicos potenciales. Complementado con un Modelo Digital de Elevaciones (MDE) que combinado con la revisión de estudios geológicos anteriores sirven para comparar las estructuras en superficie y bloques del basamento en el área de estudio. Se hizo la separación de los bloques tectónicos más importantes, llegando por último al desarrollo de modelos 2.5D que representan de manera general las características más importantes de la parte que abarca el área de estudio ubicada en el Noreste de México.

El objetivo de este capítulo es realizar un análisis gravimétrico y aeromagnético regional abarcando la Cuenca de la Popa y las provincias que la rodean como lo son: la Sierra Madre Oriental (Curvatura de Monterrey), La Cuenca de Parras, La isla de Coahuila, la Isla de Monclova, el cinturón intrusivo Candela-Monclova, la parte Norte y centro del Archipiélago de Tamaulipas y La parte Norte del Arco de Tamaulipas (Goldhammer, 2001). A través de este análisis se podrá observar el reflejo que producen estas estructuras geológicas en los mapas gravimétricos y magnéticos, para posteriormente poder relacionarlas con las estructuras que se observan en superficie. Además, se realizaron mapas en 2D y 3D del basamento magnético en donde se ubican las partes más altas y bajas de susceptibilidad magnética para relacionar estos valores con altos y bajos de basamento. El análisis del bloque sedimentario Mesozoico se realizó en base al análisis del mapa de la anomalía de Bouguer.

En este capítulo se ubica a la Cuenca de la Popa en su marco regional, mostrando los bloques que la delimitan y las características más importantes como lo son: cambios de profundidad en el basamento y espesores de la sal Jurásica (Formación Minas Viejas), así como el bloque sedimentario Mesozoico. Para posteriormente realizar el análisis local de esta estructura, tomando como base este análisis regional.

## 4.2.- ESTRUCTURAS OBSERVADAS EN SUPERFICIE

En el Noreste de México, la evolución tectono-sedimentaria está ligada de una manera muy estrecha a la apertura y desarrollo del Golfo de México (González, 2007), proceso que dio origen a algunos de los altos del basamento que abarcan el área de estudio como el Bloque de Coahuila, la Isla de Coahuila y la Isla de Monclova. Superficialmente, en el área de estudio, afloran principalmente rocas ígneas y sedimentarias del Mesozoico, del Terciario y suelos Cuaternarios (Lawton, 2001). Las rocas sedimentarias son de origen marino y continental; las rocas ígneas son intrusivas y extrusivas. Si se toma en cuenta la topografía, se puede decir que los afloramientos del Mesozoico conforman anticlinales alargados, con una dirección predominante NW-SE; así como algunos sinclinales estrechos, ambos constituidos por calizas, areniscas y lutitas en menor proporción. Por otra parte, los cuerpos intrusivos superficiales más sobresalientes en la morfología del área se encuentran en la parte Norte del área dentro de la Cuenca de Sabinas y se distribuyen de Occidente a Oriente en la parte conocida como Cinturón Intrusivo Candela-Monclova (Chávez-Cabello, 2005).

Se utilizaron las estructuras en superficie y los bloques de basamento con el Modelo Digital de Elevaciones (MDE) tomado de The Consortium for Spatial Information ([www.csi.cgiar.org](http://www.csi.cgiar.org)), el cual se basa en mediciones satelitales con separaciones de 90 m entre cada punto de medición. Este Modelo consta de una base de datos de 72,202,000 puntos y dentro de este se ubicaron las estructuras más importantes como lo son **la Cuenca de La Popa** y las estructuras que la rodean: la Sierra Madre Oriental (Curvatura de Monterrey), Minas Viejas (anticlinal), El Potrero de García (anticlinal), Las Gomas – Bustamante (anticlinal), San Marcos – La Babia (anticlinal), Plataforma de Coahuila, Cuenca de Parras, Cuenca de Sabinas, La Rata (anticlinal), El Venadito (anticlinal), La Gloria (anticlinal), Isla de Monclova, Jardines, Lampazos – Sabinas (Eguiluz, 2001), mostrando la distribución de estos bloques en el área de estudio y ubicándolos en el Modelo Digital de Elevación en 3D (Figura 4.1).

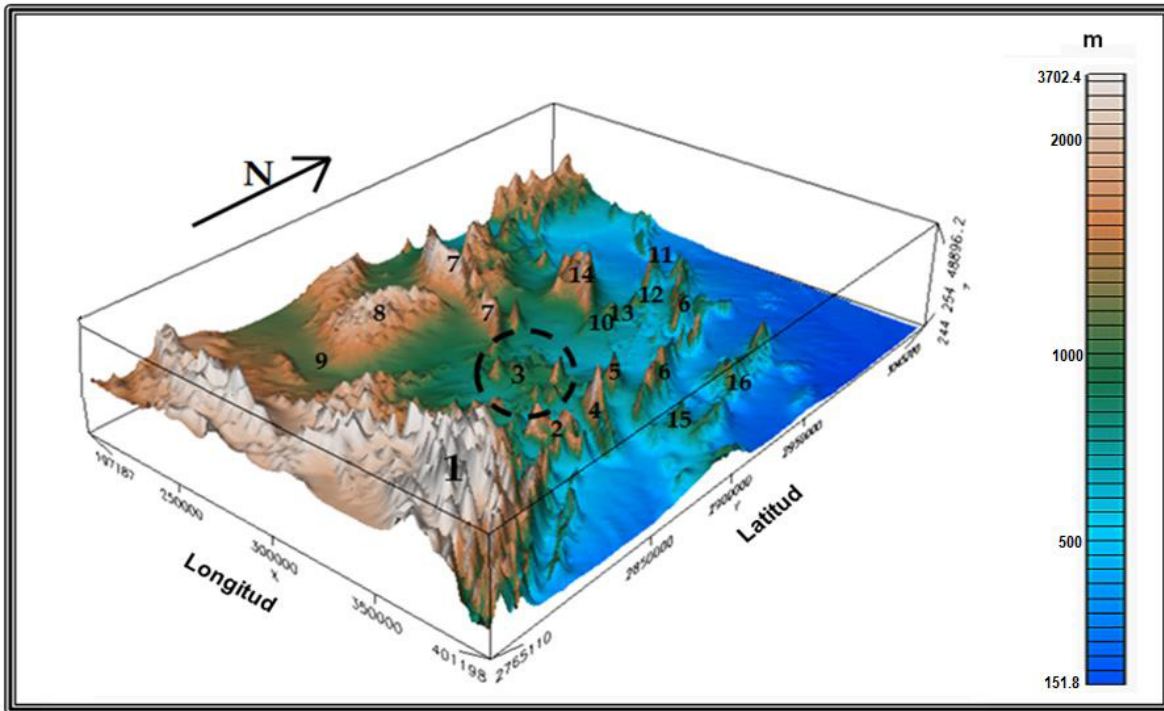


Figura 4.1.- Estructuras geológicas ubicadas en el Modelo de elevación digital 3D. 1.- Sierra Madre Oriental (Curvatura de Monterrey); 2.- El Fraile (Potrero de García) (Anticlinal); 3.- **Cuenca de la Popa**; 4.- Minas Viejas (Anticlinal); 5.- Anticlinal de En medio; 6.- Las Gomas – Bustamante (Anticlinal); 7.- San Marcos – La Babia (Anticlinal); 8.- Plataforma de Coahuila; 9.- Cuenca de Parras; 10.- Cuenca de Sabinas; 11.- La Rata (Anticlinal); 12.- El Venadito (Anticlinal); 13.- La Gloria (Anticlinal); 14.- Isla de Monclova; 15.- Jardines; 16.- Lampazos – Sabinas.

### 4.3-DATOS GRAVIMÉTRICOS Y AEROMAGNÉTICOS

Para realizar el análisis regional en el área antes mencionada se utilizó una malla de datos gravimétricos que consta de 9857 puntos medidos en superficie, con una distancia de separación entre cada punto de medición de 500 m (Figura 4.2), esta información fue facilitada por PEMEX - PEP, Región Norte. En base a esta información y el análisis que se le aplicó, se estudiaron las características del bloque sedimentario Mesozoico, el cual tiene como base en la Cuenca de la Popa a la Formación Minas Viejas compuesta por evaporitas del Jurásico Superior. Con el uso del método gravimétrico es posible identificar estructuras geológicas como altos estructurales, domos salinos, etc. teniendo como parámetro principal la variación de las densidades entre las distintas rocas presentes en el área de estudio (Hinze, 1990), y en este caso este parámetro físico es de esencial importancia debido a que

como se sabe una de las propiedades que hace a la sal única es su propiedad de incomprensibilidad, ya que este material a profundidades importantes y debajo de una columna sedimentaria potente no aumenta su densidad, lo que permite que se comporte como un fluido (buoyancy) quedando atrapada entre rocas más densas (Hudec y Jackson, 2007) a esto es lo que llamamos en esta investigación un ambiente de densidades inversas.

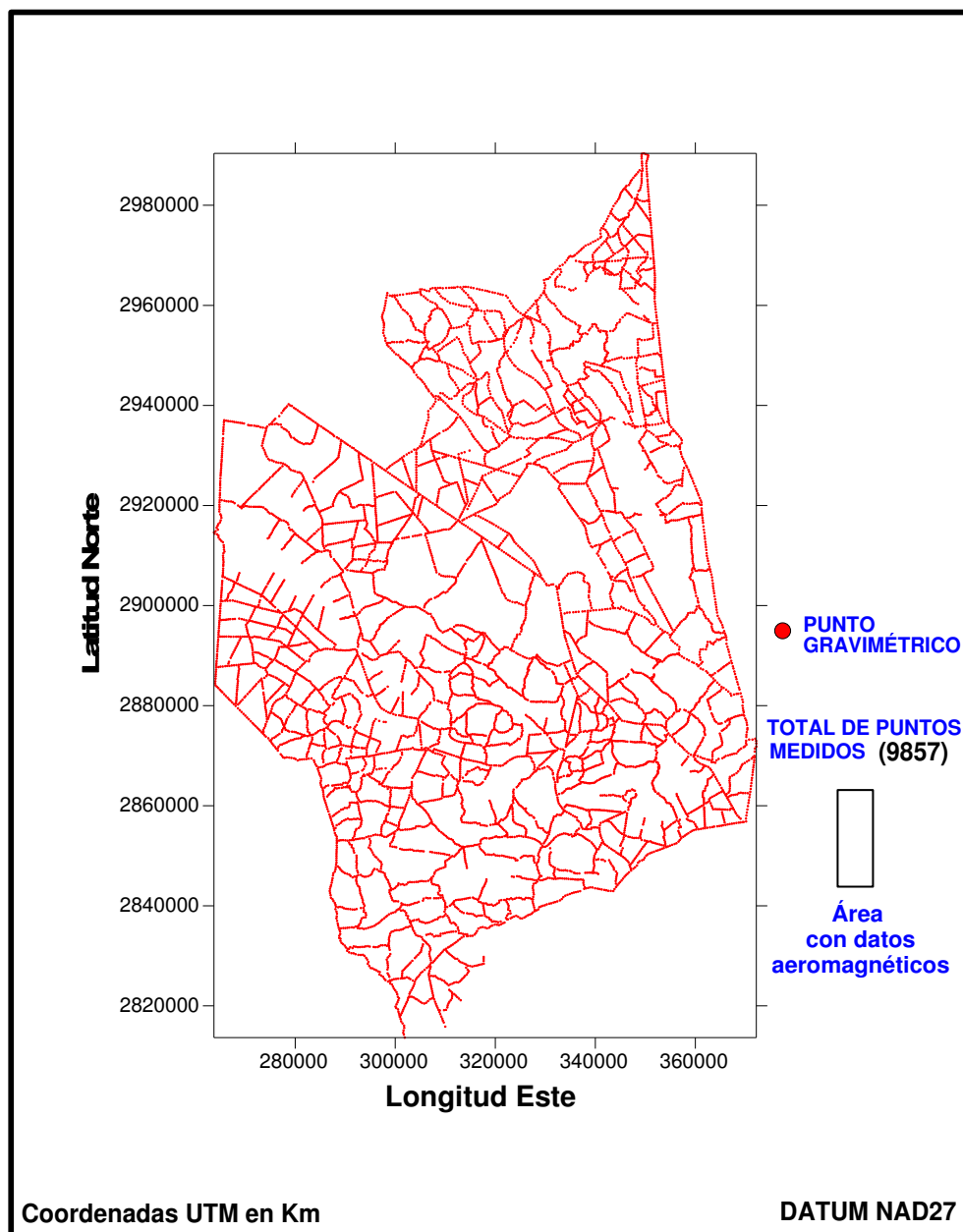


Figura 4.2.- Área que abarca la malla gravimétrica facilitada por PEMEX PEP marcada en color rojo, donde se observan las 9857 mediciones. En esta misma se tiene la malla de datos aeromagnéticos, los puntos de medición no se grafican porque debido a la densidad de mediciones aparecería solo un rectángulo en color negro.



Además se adquirieron datos aeromagnéticos en el Servicio Geológico Mexicano (SGM), los cuales se midieron en vuelos realizados a una altura de 400 m, y la distancia entre cada punto de medición es de 200 m. La base de datos consiste de 540,000 puntos, con la ventaja de que se abarcan con información los puntos de elevación más altos del área de estudio, en comparación de algunos levantamientos de campo en los cuales resulta complicado el acceso y la adquisición de datos en estos puntos. Se utiliza este método debido a que basa su principio en las variaciones de las propiedades magnéticas de las rocas en el subsuelo (Burger, 1992), por lo que se analiza el contraste de esta propiedad física en las rocas cristalinas debajo del bloque sedimentario Mesozoico para poder relacionar el mapa aeromagnético con el basamento del área de estudio.

El área con información gravimétrica y aeromagnética está entre las coordenadas 260000 E y 375000 E, 2810000 N y 29900000 N (Coordenadas UTM en m, DATUM: NAD 27); sin embargo, en algunas partes se observa la ausencia de información gravimétrica debido a que estas partes representa altos topográficos y la adquisición de información gravimétrica es complicada por lo cual se evitaron estos altos estructurales (Figura 4.2).

#### ***4.3.1.- Datos del levantamiento gravimétrico***

Los datos gravimétricos pertenecen a diferentes proyectos realizados por PEMEX, PEP y responden a las siguientes características:

- Región: Norte
- Zona: Noreste
- Brigada: NEGR -10
- Compañía : Geoca
- Fecha de inicio: 7 de abril del 1980
- Fecha final : 20 de noviembre de 1982
- Densidad de corrección: 2.4 g/cm<sup>3</sup>
- Operación: terrestre
- Puntos medidos: 9857

#### ***4.3.2.- Datos del levantamiento magnético***

Se adquirió una malla de las mismas dimensiones en el Servicio Geológico Mexicano (SGM) en rejilla de 200 m por 200 m, que responde a las siguientes características:

Altura de vuelo: 400 m

Intensidad: 45988 nT

Inclinación:  $54^{\circ}10'$

Declinación:  $7^{\circ}28'$

Magnetómetro: Geometrics G822A, Bombeo óptico del vapor de cesio.

Sensibilidad: 0.001 nT.

#### **4.4.- ANÁLISIS MAGNÉTICO**

El análisis del basamento cristalino del área de estudio fue realizado usando el mapa de anomalía magnética adquirida en el SGM (Figura 4.3a), para poder relacionar los valores de susceptibilidad magnética con los bloques del basamento; en específico con bloques magnetizados que se reflejan debido a la susceptibilidad que tienen (ejemplos de esto son los intrusivos Permo-Triásicos como la isla de Monclova en la Cuenca de Sabinas).

En el mapa de la anomalía magnética total se observa una variación de valores que va desde -88 hasta 252 nT. La Cuenca de La Popa refleja valores mínimos que van desde -14 hasta -8 nT, estos mínimos se observan en toda la parte central del mapa con dirección E-W. Hacia el Norte de la cuenca se incrementan los valores, observándose máximos magnéticos con valores que van desde 10 hasta 252 nT (Cuenca de Sabinas) y en la parte Sur del mapa valores magnéticos intermedios en la parte SE (curvatura de Monterrey). También se observan máximos magnéticos en la parte SW y un máximo aislado exactamente en la parte Sur de la Cuenca de La Popa, los cuales corresponden a la Cuenca de Parras (Figura 4.3b). Con los altos magnéticos que se encuentran en la Cuenca de Sabinas y el bloque aislado en

la parte N de la Cuenca de Parras, se puede hacer una interpretación preliminar y decir que la Cuenca de la Popa se encuentra en una depresión magnética. Para comprobar lo anterior se realizaron una serie de modelos regionales y así poder identificar si estos altos y mínimos magnéticos corresponden a altos y bajos de basamento, lo cual se comprobará con la realización de modelos regionales 2.5D

También se hizo la separación de las **isógonas** en 4 rangos de valores de la anomalía magnética para visualizar bloques según sus valores magnéticos, ubicando a la Cuenca de la Popa y algunos bloques aislados en la parte Norte de este mapa en el rango de valores mínimos (-88.9 a 0 nT). Los valores intermedios (0 a 100 nT) se ubican en la periferia de la Cuenca de la Popa y bordeando posibles bloques Permo-Triásicos (100 a 200 nT) en la Cuenca de Parras y Cuenca de sabinas, y por último claramente marcados los intrusivos del cinturón Candela Monclova en la parte más al Norte del mapa (200 a 252 nT) (Figura 4.3c).

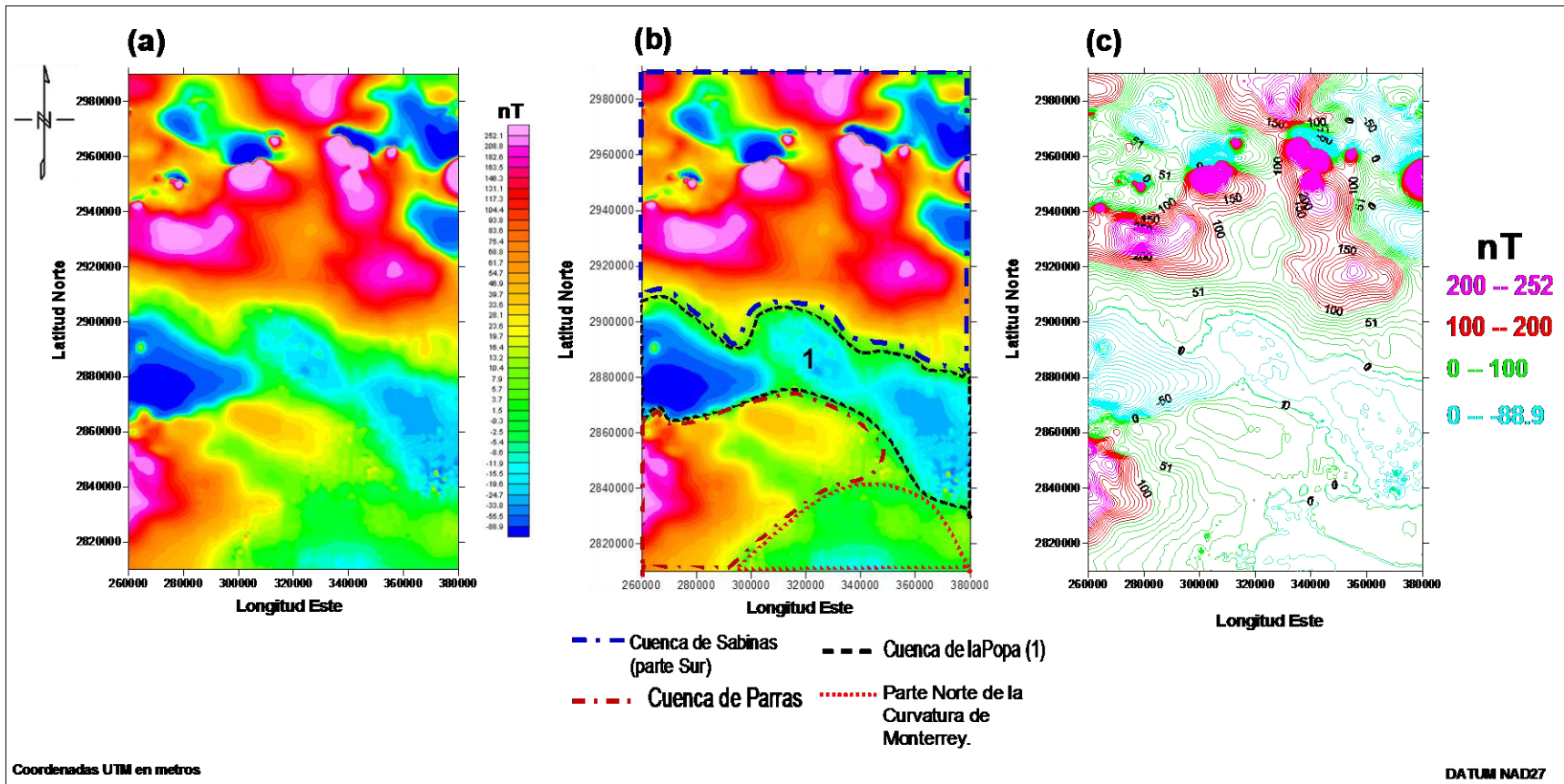


Figura 4.3.- (a) Anomalia magnética obtenida con la base de datos adquirida en el SGM, la cual varía en un rango de valores que van de los -88.9 a los 252 nT. (b) Separación de las provincias geológicas que abarca el área, utilizando datos magnéticos ubicando a la Cuenca de Sabinas en la Parte Norte, **La Cuenca de la Popa** en la Parte central, a la Cuenca de Parras en la Parte SW y a la Curvatura de Monterrey en la Parte SE. (c) Separación de isógonas en 4 rangos de valores ubicando a la Cuenca de la Popa y algunos bloques aislados en la parte Norte de este mapa en el rango de valores mínimos (-88.9 a 0 nT).

#### **4.4.1.- Anomalía magnética y su residual sobre el MDE**

El mapa de la anomalía magnética y su residual (Figura 4.4b y 4.4c) se colocaron sobre el MDE (Figura 4.4a y 4.4c), en los cuales se ubicó a la Cuenca de La Popa. En estos mapas los valores varían desde los -88.9 a los 252 nT en la anomalía magnética y en su residual desde -44 hasta 38 nT. En base a estos valores y al MDE se ubican algunos altos de basamento en la parte Norte (*Cuenca de Sabinas*) como lo son: el Bloque Lampazos-Sabinas, el Cinturón Intrusivo Candela-Monclova y la Isla de Monclova (Goldhammer y Johnson, 2001); en la parte Sur con valores intermedios, la Sierra Madre Oriental (Curvatura de Monterrey); en la parte central de **La Cuenca de La Popa**, la Isla de Coahuila ubicada exactamente al Este del Bloque de Coahuila y la Cuenca de Parras reflejando un alto magnético (Isla de Saltillo) en la parte SW.

Se le aplicó la separación a la anomalía magnética en sus componentes regionales y residuales, de los cuales se analizó e interpretó la respuesta geofísica que producen los cuerpos someros que se observan en la anomalía residual. En este mapa se observa que la Popa continúa en una depresión magnética con algunos pequeños altos magnéticos en su parte Sur debajo del anticlinal La Babia y pequeños bloques aislados en su parte central. Las partes más sobresalientes que se observan debido a su reflejo magnético son: el cinturón de intrusivos Candela-Monclova y los grandes intrusivos Permo-Triásicos en la parte Norte del mapa, debido a que se trata de cuerpos de mayor tamaño y que ocupan gran parte en el basamento magnético que abarcan los mapas (Figura 4.4c). De manera general, con los mapas magnéticos utilizados en este análisis regional, se puede decir que La Cuenca de Sabinas está dominada por cuerpos que reflejan valores magnéticos altos probablemente relacionados a altos morfológicos e intrusivos Permo-Triásicos como es el caso de la Isla de Monclova. La Cuenca de Parras tiene un reflejo magnético alto (La isla de Saltillo) pero no tanto como en la parte Norte; sin embargo, estos altos magnéticos delimitan la periferia de La curvatura de Monterrey, por lo que queda claro que evitaron el avance del Cinturón orogénico Sierra Madre Oriental Formando esta saliente y en la parte Central se ubica a La Cuenca de la Popa como una parte en la que el reflejo magnético está dominado por valores bajos.

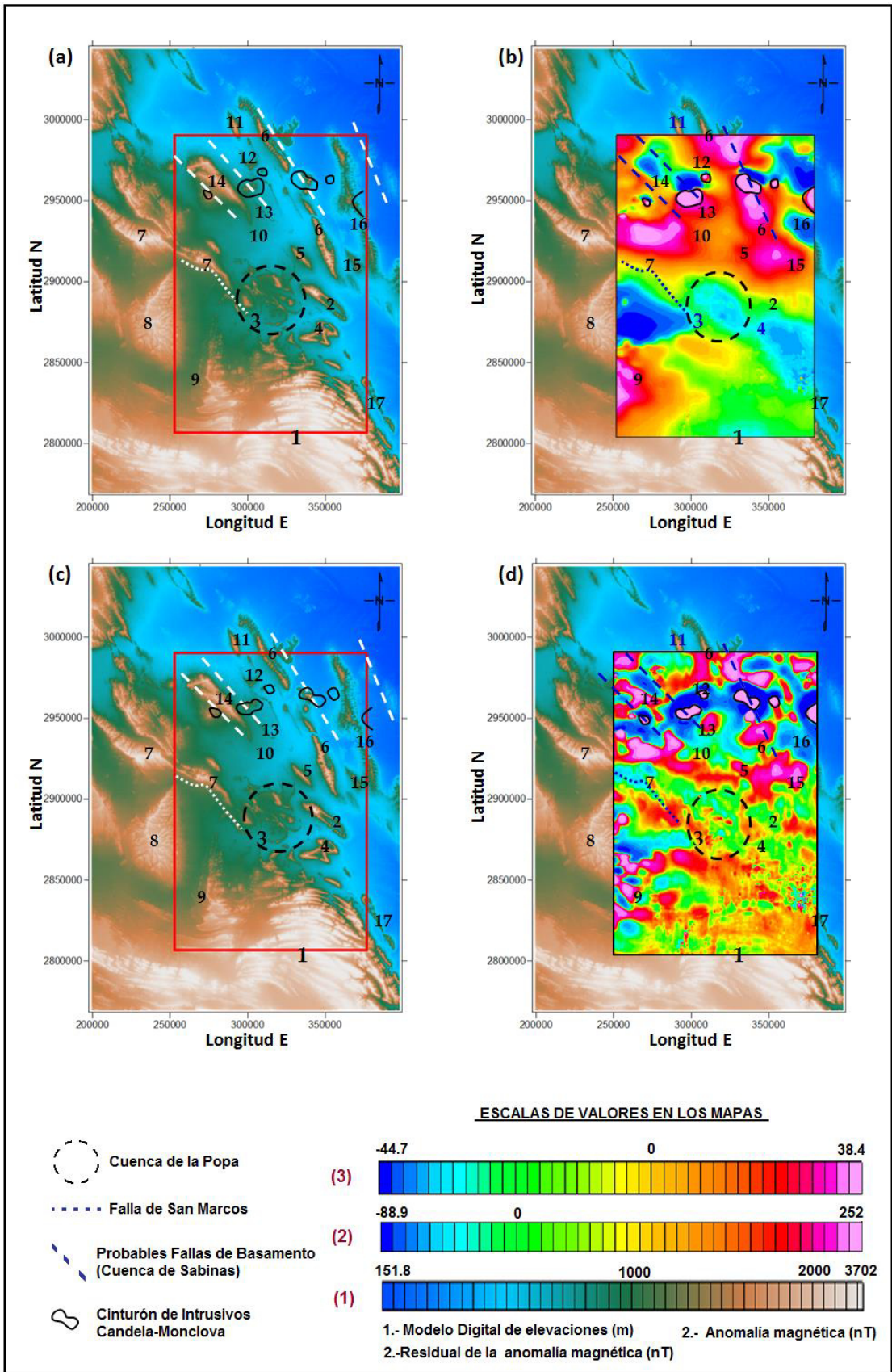


Figura 4.4.- (a y c) Estructuras geológicas ubicadas en el Modelo de elevación digital (MDE): 1.- Sierra Madre Oriental (Curvatura de Monterrey); 2.- El Fraile (Potrero de García) (Anticlinal); 3.- **Cuenca de la Popa**; 4.- Minas Viejas (Anticlinal); 5.- Anticlinal de En medio; 6.- Las Gomas – Bustamante (Anticlinal); 7.- San Marcos – La Babia (Anticlinal); 8.- Plataforma de Coahuila; 9.- Cuenca de Parras; 10.- Cuenca de Sabinas; 11.- La Rata (Anticlinal); 12.- El Venadito (Anticlinal); 13.- La Gloria (Anticlinal); 14.- Isla de Monclova; 15.-Jardines; 16.- Lamazos – Sabinas. (b) Relación entre el MDE con las estructuras ubicadas en este y el mapa de la anomalía magnética para observar un reflejo del basamento. (d) Relación entre el MDE con las estructuras ubicadas en este y el mapa de la anomalía magnética residual para observar en reflejo de los cuerpos magnetizados más someros.

#### 4.4.2.- Anomalía magnética 3D

Para visualizar de manera más precisa el reflejo del basamento magnético en el área (Figura 4.5), se ubicó a la Cuenca de La Popa y las estructuras que la rodean en el mapa de la anomalía magnética 3D. De la misma manera se ubican las estructuras del basamento más importantes, haciendo notar que entre el Bloque de la Curvatura de Monterrey y la Isla de Coahuila se ubica un alto en la Cuenca de Parras (Isla de Saltillo). Como era de esperarse siguen sobresaliendo los intrusivos del Cinturón de Intrusivos Candela-Monclova, siendo los valores más altos; esta imagen se realizó únicamente para visualizar desde otra perspectiva el reflejo de las estructuras en el basamento.

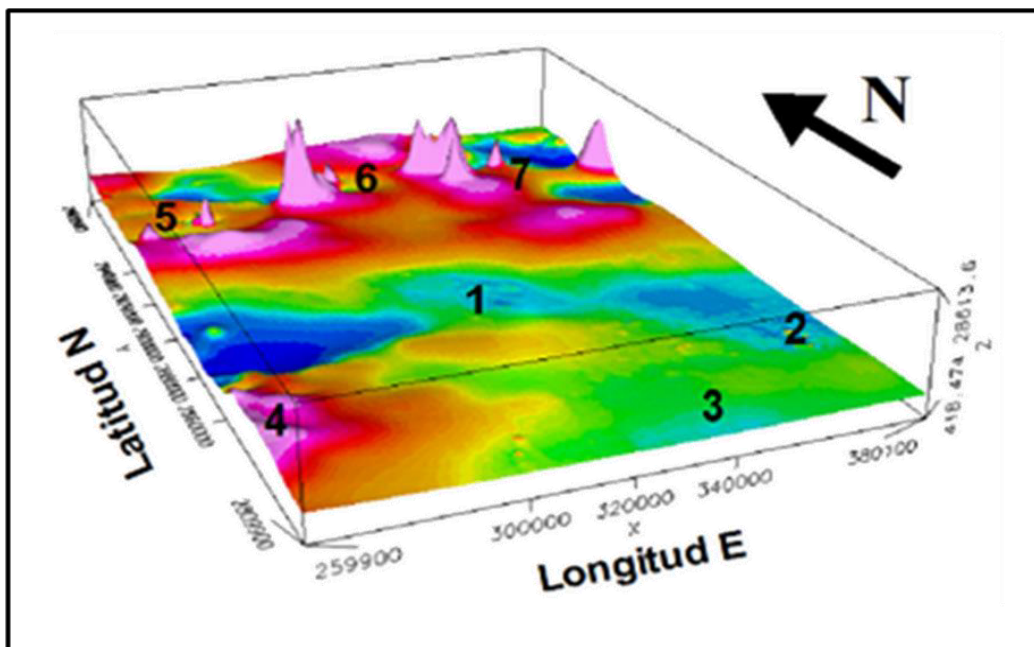


Figura 4.5.- Modelo de la anomalía magnética en 3D con la ubicación de la Cuenca de La Popa (1) y altos de basamento que abarca el área de estudio: (2) - Arco de Tamaulipas, (3) - Sierra Madre Oriental, (4) - Isla de Saltillo dentro de la Cuenca de Parras, (5) - Bloque Magueyal, (6 y 7) - Cinturón Intrusivo Candela – Monclova.

#### 4.5.- ANÁLISIS GRAVIMÉTRICO

Se realizó la reducción a los datos gravimétricos por parte de PEMEX, PEP y se obtuvo la anomalía de Bouguer ( $2.4 \text{ g/cm}^3$ ) a la cual se le aplicó la corrección por terreno, teniendo en el área de estudio variaciones de elevaciones que van desde los 300 a los 1500 m. En el mapa regional gravimétrico se puede observar que los valores de Occidente a Oriente se hacen más negativos dentro de un rango que va desde los -32 a los -174 mGals (Figura 4.6a) con lo cual se puede interpretar como una variación en el espesor cortical entre los 33 a los 38 km según Bartolini *et al.* (2001). A la anomalía de Bouguer se le aplicó la separación de sus dos componentes: regional y residual (Reynolds, 2007); para analizar las estructuras más someras se analizó la anomalía gravimétrica residual, la cual se obtuvo a través de un filtrado a la anomalía de Bouguer con una longitud de onda de corte de 25000 m y en la cual se obtiene como resultado un mapa con valores que van desde los -17 a los 5 mGals (Figura 4.6b).

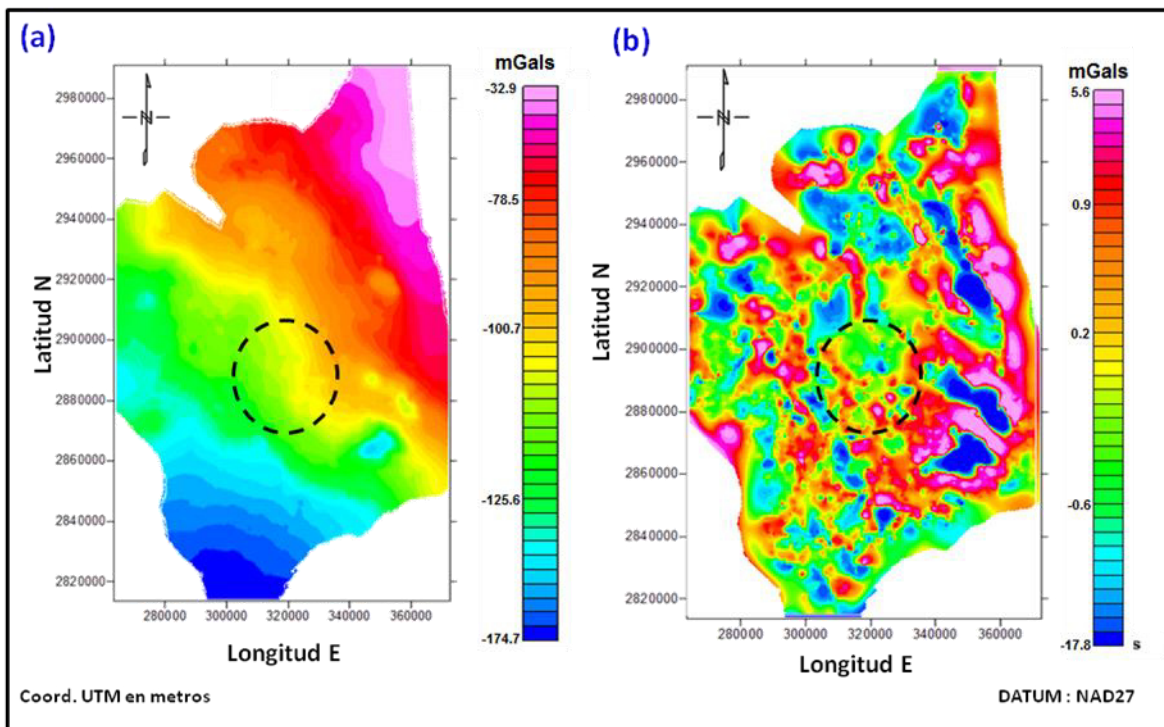


Figura 4.6.- (a) Anomalía de Bouguer con la corrección por terreno ( $2.67 \text{ g/cm}^3$ ); (b) Anomalía residual en donde se observan mínimos gravimétricos importantes. La cuenca de la Popa en la parte central de estos mapas está representada con un círculo en color negro.



#### ***4.5.1.- Residual de la anomalía de Bouguer sobre el MDE***

Para analizar la anomalía de Bouguer y su residual se utilizó el MDE, en donde se ubicó a la Cuenca de La Popa para hacer una comparación entre los altos estructurales como anticlinales y fallas que afectan el área de estudio y comparar estas estructuras con la respuesta gravimétrica que reflejan (Figura 4.7a y 4.7b). Con lo anterior se observaron mínimos gravimétricos que van desde los -17 hasta los -2 mGals y que topográficamente se acomodan casi de manera perfecta en algunos anticlinales alargados cuyos ejes muestran una dirección preferencial NW-SE, como lo son el anticlinal Potrero de García, Minas Viejas, las Gomas – Bustamante; así como en la Sierra de San Marcos y el anticlinal de La Babia (Figura 4.7b). En algunas de estas estructuras se presentan evaporitas en el núcleo, lo cual se comprobó con estudios geológicos anteriores y principalmente por los resultados obtenidos en algunos pozos (Minas Viejas-1) que realizó PEMEX - PEP (Eguiluz, 2001). Con lo anterior se puede relacionar esta respuesta de mínimos gravimétricos con importantes acumulaciones de evaporitas.

Ubicando a la Cuenca de La Popa en el centro del área, se observa que los mínimos gravimétricos están acomodados casi en su periferia, limitando en avance de estos cuerpos algunos intrusivos Permo-Triásicos como lo son el Bloque de Coahuila, la Isla de Monclova, el Arco de Tamaulipas y el Archipiélago de Tamaulipas (Goldhammer, Johnson, 2001). Esto ocurrió probablemente después de ser depositada la sal en el Jurásico Superior y la posterior depositación del bloque sedimentario sobre ésta. Después el bloque comenzó a ejercer una fuerte presión litostática sobre la sal, por lo cual comenzó a ser expulsada hacia su periferia y combinado con algunos procesos geológicos de deformación, la sal se acomodó en el núcleo de algunos anticlinales. Se observa también que estos mínimos gravimétricos se encuentran rodeados por máximos gravimétricos, lo cual refleja el contraste de densidades entre la sal y rocas como las calizas, lutitas y areniscas que son más densas.

Se desarrolló un modelo esquemático para ubicar la dirección de la probable evacuación de la Popa hacia su periferia (Figura 4.8). Es probable que después de la depositación de importantes espesores de sal en el Jurásico Superior (Formación Minas Viejas) y la

depositación de una importante columna litológica sobre ésta, combinada con algunos procesos de deformación regionales, las acumulaciones más importantes de sal se concentraran en los núcleos de algunos anticlinales y en algunas partes bajas en menor cantidad.

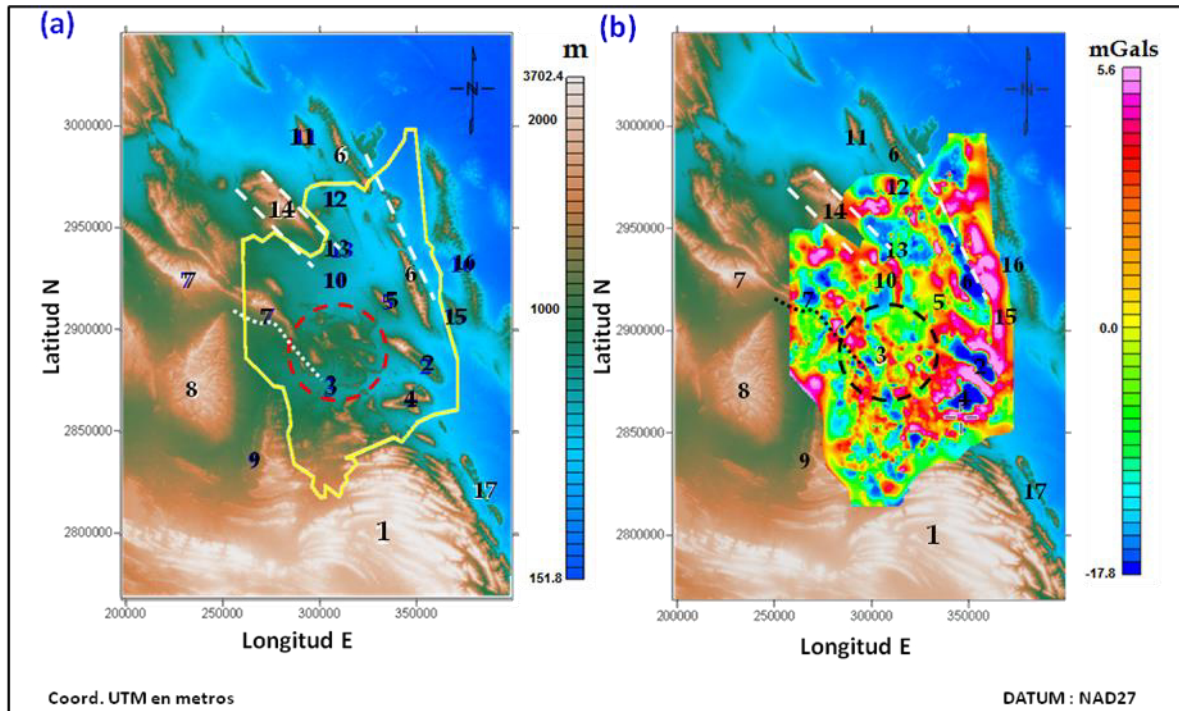


Figura 4.7.- (a) Relación entre el Modelo digital de elevaciones con las estructuras geológicas ubicadas dentro de éste y marcada con una línea color amarillo el área que abarca la malla gravimétrica; (b) Mapa residual de la anomalía de Bouguer, en el cual se ubican mínimos gravimétricos importantes en los anticlinales 2, 4, 6, 7 y 13. Además se ubica la Cuenca de La Popa en círculo rojo y negro, en donde se encuentran valores mayores a los 0.7 mGals y algunos mínimos ubicados en distintas partes de la cuenca. También se marcan algunas posibles trazas de fallas, por ejemplo Falla de San Marcos que pasa por debajo de la Cuenca de La Popa. Véase la Fig. 1 para ver el nombre de las estructuras marcadas con números.

Figura 4.8.- (a) Modelo digital de elevaciones dentro del cual se ubica la Cuenca de la Popa con un círculo amarillo y con flechas se indica la posible dirección de evacuación de la sal hacia su periferia, las estructuras con la probable mayor acumulación de sal según los mínimos gravimétricos son: 1.- Cuenca de Parras; 2.- *Anticlinal de Potrero de García*; 3.- *Anticlinal de Minas Viejas*; 4.- *Anticlinal las Gomas – Bustamante*; 5.- Cuenca de Sabinas; 6.- Anticlinal de la Babia. (b) Reflejo geofísico que nos indica las acumulaciones más importantes de sal relacionadas con los mínimos gravimétricos especialmente en los núcleos de anticlinales.



#### 4.6.- MODELOS REGIONALES

Después del análisis cualitativo de la información de métodos potenciales disponibles para este trabajo, se seleccionaron 3 perfiles para realizar modelado 2.5D (Figura 4.9), lo anterior con el objetivo de obtener un valor aproximado acerca de los espesores de la columna sedimentaria, la distribución y cantidades de sal presentes, así como la morfología del basamento magnético.

Para el modelado directo 2.5D los datos geofísicos utilizados son; la anomalía de intensidad magnética total, la anomalía de Bouguer y un residual de la anomalía de Bouguer  $2.67 \text{ g/cm}^3$ , basados en modelos preliminares de Aranda-García *et al.* (2008), quien realizó una compilación de las secciones estructurales publicadas por Echanove (1965), Padilla y Sánchez (1986), Gray *et al.* (2001), Millán-Garrido (2004) y Latta y Anastasio (2007) para darle el sentido geológico a los perfiles seleccionados; también se integraron conceptos estructurales regionales que convergen en la región. Para la interpretación de estas secciones fueron considerados los estilos estructurales de cobertura de cada sector y una interpretación de su basamento para ajustar la relación entre ambas deformaciones. Las estructuras aflorantes en este sector muestran una variedad genética de dos orígenes evidentes: (1) pliegues contraccionales nucleados por evaporitas, con despegue regional dentro o en la base de las mismas, como lo son los anticlinales de Potrero de García, Potrero Chico y Minas Viejas; y (2) estructuras halocinéticas en un régimen contraccional que varían desde cuerpos diapíricos despegados (diapiros El Gordo y El Papalote), domos fracturados radialmente, paredes evaporíticas y soldaduras de expulsión.

Los métodos utilizados para calcular la respuesta gravimétrica y magnética que reflejan los modelos generados en base a una serie de polígonos con propiedades físicas asignadas (densidades y susceptibilidad), se basan en Talwani *et al.* (1959) y Talwani y Heirtzler (1964), además de hacer uso de los algoritmos descritos por Won y Bevis (1987) y el cálculo del modelo en 2.5D se basó en Rassmussen y Pedersen (1979).

Es importante mencionar que para la selección del valor adecuado de densidad de cada capa del modelo, se hizo una revisión de la compilación regional realizada por Bartolini y

Mickus (2001) en base a datos sísmicos, así como la revisión de trabajos geológicos previos para calcular un promedio de las variaciones de densidad en la secuencia sedimentaria mesozoica, combinado con la aplicación del método de Nettleton. Para las susceptibilidades del basamento, así como el tipo de roca, se tomó como base el mapa de litología del basamento de la Cuenca de Sabinas elaborado con datos de aproximadamente 30 pozos, datos sísmicos e información de geología superficial (Albarran *et al.*, 2008), trabajo que también abarca la Cuenca de La Popa.

#### **4.6.1 Perfiles seleccionados para el modelado**

La metodología para seleccionar los tres perfiles modelados consistió en la selección de estructuras representativas del área de estudio. Además, de verificar que las anomalías gravimétricas y magnéticas tuvieran una orientación perpendicular a las secciones estructurales compiladas por Aranda-García *et al.* (2008).

El perfil (A–A´) abarca la parte norte de la Curvatura de Monterrey, el noreste de la cuenca de Parras, los diapiros El Gordo y El Papalote dentro de la Cuenca de La Popa, terminando en el anticlinal de Minas Viejas. El perfil (B–B´) abarca los anticlinales de Potrero de García, Potrero Chico y Minas Viejas; y por último, el perfil (C–C´) cruza por la soldadura de la Popa (Figura 4.9a). Para realizar el análisis cualitativo y ver la respuesta de las estructuras de interés también ubicamos los perfiles en tres mapas gravimétricos. En el mapa de la anomalía de Bouguer (Figura 4.9b) se observa sólo una tendencia en el incremento de los valores hacia el noreste y algunos mínimos aislados ubicados de manera general con la misma dirección de algunos ejes de anticlinales. El mapa regional de la anomalía de Bouguer (Figura 4.9c) únicamente presenta anomalías de baja frecuencia, lo cual indica un aumento en el espesor cortical hacia el noreste. Por último, en el mapa del residual de la anomalía de Bouguer (Figura 4.9d) se puede observar que los diapiros El Gordo y El Papalote, a los que cruza el perfil (A–A´), no presentan una respuesta gravimétrica negativa, por lo cual es posible que la evacuación de evaporitas haya sido casi total y que actualmente estén despegados de su fuente, permaneciendo en superficie únicamente un residuo de evaporitas. Sin embargo, los anticlinales abarcados por el perfil

(B–B') están ubicados sobre bajos gravimétricos ya que están nucleados por evaporitas (Figura 4.9d).

Para modelar el basamento cristalino se ubicaron los perfiles en cuatro mapas magnéticos. En el mapa de la anomalía magnética total (Figura 4.10a) se observa que, en la latitud en la que los perfiles cruzan la Cuenca de La Popa y los anticlinales Potrero de García, Potrero Chico y Minas Viejas, los cuales responden a un bajo magnético centrado casi con orientación E-W. Esta parte ha sido considerada como una fosa Jurásica o un graben según las interpretaciones cualitativas de las secciones estructurales compiladas por Aranda-García *et al.* (2008). Se utilizó este mapa para el modelado y para verificar si esta estructura corresponde a un graben según su respuesta magnética. En el mapa de la reducción al polo de la anomalía magnética total (Figura 4.10b) se observa que las anomalías tienen un ligero desplazamiento ubicándolas debajo de los cuerpos que las originan. El mapa regional de la anomalía magnética reducida al polo (Figura 4.10c) sólo muestra el efecto de los cuerpos magnetizados más profundos, siendo éstos marcados por anomalías de bajas frecuencias y, además, se continúa observando el bajo magnético en la parte central. El mapa del residual de la anomalía magnética total reducida al polo (Figura 4.10d) es la respuesta de los cuerpos magnetizados más someros, como los intrusivos del Cinturón de Intrusivos Candela Monclova en la parte norte. En el resto del mapa, donde la secuencia sedimentaria tiene un efecto magnético mínimo, constituye el reflejo de la parte más superficial del basamento cristalino.

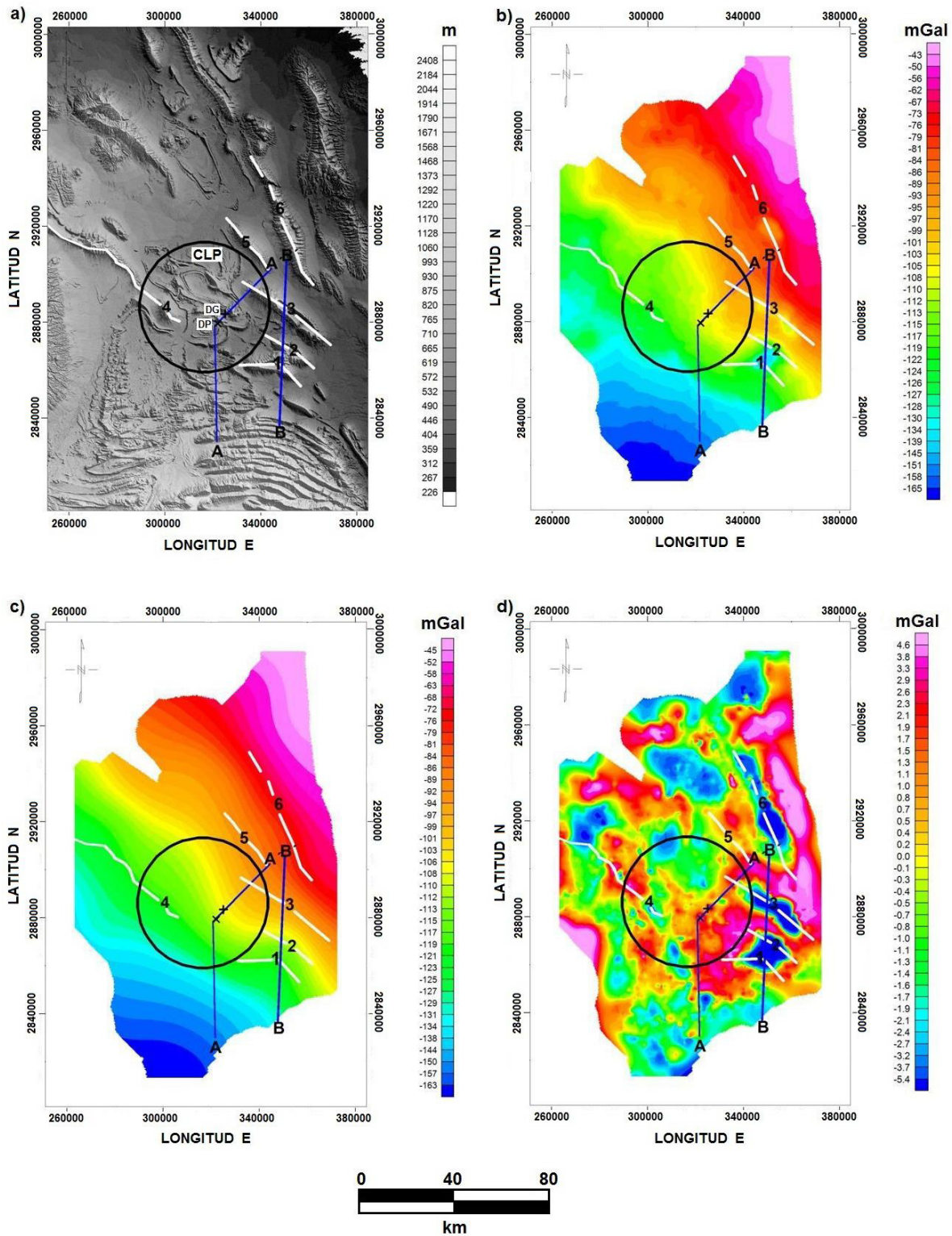


Figura 4.9.- (a) Modelo digital de elevaciones en donde se ubica a la Cuenca de La Popa (CLP) dentro de la cual se encuentran los diapiros El Gordo (DG) y El Papalote (DP), los perfiles (A–A') y (B–B'), así como algunos anticlinales. Ver claves en la Figura 2; (b) Mapa de la anomalía de Bouguer  $2.67 \text{ g/cm}^3$ ; (c) Mapa de la distribución regional de la anomalía de Bouguer; (d) Mapa del residual de la anomalía de Bouguer.

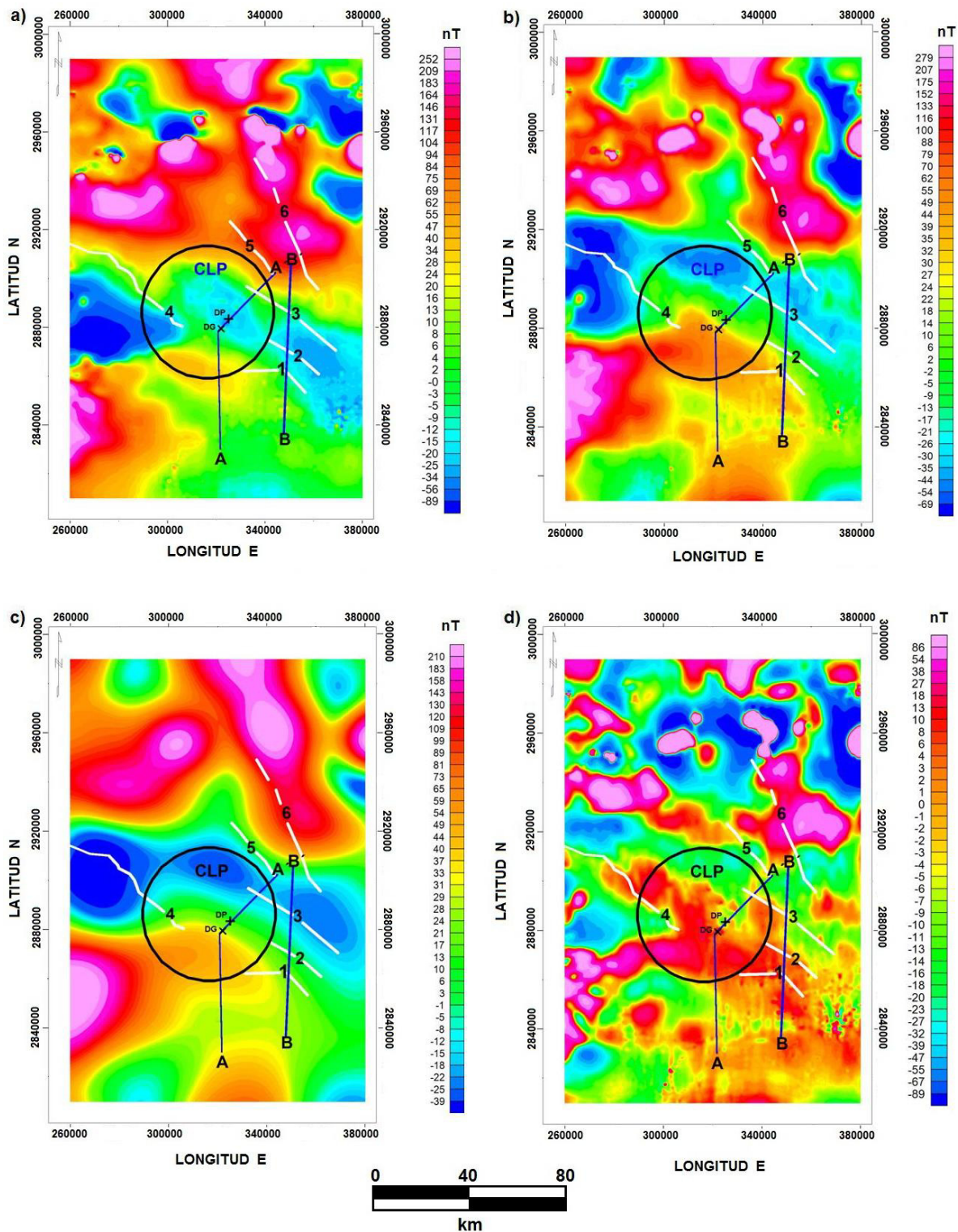


Figura 4.10.- (a) Mapa de la anomalía magnética total en donde se ubica la Cuenca de La Popa (CLP) dentro de la cual se encuentran los diapiros El Gordo (DG) y El Papalote (DP), los perfiles (A-A') y (B-B'), así como algunos anticlinales. Ver claves en la Figura 2; (b) Mapa de la anomalía magnética total reducida al polo; (c) Mapa de la distribución regional de la anomalía magnética reducida al polo; (d) Mapa del residual de la anomalía magnética reducida al polo.



#### 4.6.1.1 Modelo (A–A´), diapiros despegados

El perfil (A–A´) es representativo, ya que permite observar seis estilos de plegamiento coexistiendo en el noreste de México (Figura 4.11):

1. El anticlinal de Los Muertos corresponde a un pliegue de despegue sobre evaporitas jurásicas;
2. El anticlinal Venado en la Cuenca de Parras, que sugiere ser un pliegue híbrido, donde primero se tuvo un pliegue de despegue y luego su flanco norte fue modificado por elevación de sal desarrollando un pliegue drape;
3. El sinclinal Delgado, desarrollado por evacuación de evaporitas;
4. El anticlinal Lobo o Gordo es un pliegue híbrido, donde posiblemente se formó una estructura halocinética por una pared de sal y fue posteriormente modificada durante la contracción a un pliegue de despegue con dos diapiros, uno en cada flanco del mismo (El Gordo y El Papalote);
5. La soldadura de la Popa, la cual se ha considerado una estructura halocinética (Giles y Lawton, 1999) por una pared de sal (pliegue La Popa), la cual evolucionó a una soldadura, la cual aflora en superficie; y por último
6. Se propone una inversión de basamento el cual debe de ayudar al desarrollo de esta soldadura (Aranda-García *et al.*, 2008).

En el modelo se puede observar la secuencia sedimentaria del Mesozoico que descansa sobre la sal. Esta secuencia es alterada por las propiedades plásticas de la sal así como por su incompresibilidad, lo que originó la inversión de densidades presente en el área combinada con la presión litostática de esta secuencia, ocasionando la migración de sal hacia la periferia de la Cuenca de La Popa. Como se puede observar, las acumulaciones más importantes se encuentran en los núcleos de algunos anticlinales como los de Potrero de García, Potrero Chico y Minas Viejas. En la parte del perfil que cruza la Cuenca de La Popa destacan los altos gravimétricos que muestran los diapiros El Gordo y El Papalote.

Según la revisión de trabajos previos (Giles y Lawton, 2002; Aranda-García *et al.*, 2008), dicho fenómeno se puede explicar cómo el efecto de una intensa evacuación de sal formando soldaduras secundarias debajo de estos residuos de evaporitas en superficie y, principalmente, debido al flujo de escombros arrastrados por el ascenso salino, sumado a la presencia de lentes carbonatados con relativamente alta densidad, ubicados debajo del desbordamiento en el flanco norte de los diapiros (Giles y Lawton, 2002). Además, en el modelo se ubica el basamento cristalino presente en el área de estudio, compuesto principalmente por esquistos y granitos (Figura 4.11).

#### **4.6.1.2 Modelo (B–B´), anticlinales de despegue**

El perfil (B–B´) está localizado al este de la Cuenca de La Popa, cruzando perpendicularmente los anticlinales de Potrero de García, Potrero Chico y Minas Viejas, los cuales representan pliegues de cobertera con despegue en las evaporitas jurásicas de la Formación Minas Viejas (Figura 4.12). Estructuras similares han sido reportadas en la Cuenca de Sabinas por Peterson-Rodríguez *et al.* (2008).

Para este modelo se utilizó el mapa de la anomalía de Bouguer, debido a que en éste las estructuras de interés son marcadas de manera clara por anomalías negativas de alta frecuencia, relacionadas a importantes acumulaciones de evaporitas en los núcleos de los anticlinales. Este efecto es contrario a lo observado en los diapiros El Gordo y El Papalote, abarcados por el modelo (A–A´), en donde fue necesario utilizar el residual de la anomalía de Bouguer para observar el efecto que las estructuras someras producían. Para el basamento se utilizó la anomalía magnética total.

El espesor de evaporitas que se esperaba modelar en el núcleo de los anticlinales era de más de 4 km. Ello, teniendo en cuenta que los núcleos de los anticlinales que abarca este perfil están erosionados y dentro de ellos existen afloramientos de evaporitas, combinado con los resultados del pozo Minas Viejas 1, el cual perforó una sección de evaporitas de 4500 m (Lawton *et al.*, 2001) y los valores bajos en el mapa residual de la anomalía de Bouguer acomodados en estas estructuras. Esto se comprobó en el modelo que se presenta en este

trabajo, ya que el núcleo compuesto por evaporitas de los anticlinales Potrero de García y Potrero Chico están unidos y salen a superficie como dos ramificaciones de la principal acumulación de evaporitas. Esta acumulación muestra más de 5 km de espesor y una longitud de más de 4 km, la cual aumenta con la profundidad. El anticlinal Minas Viejas muestra en su núcleo, de igual manera, un espesor de más de 5 km y una longitud de 1-14 km (Figura 4.12).

En cuanto al basamento, en el modelo se comprobó que la parte donde se ubican los anticlinales, al igual que la Cuenca de la Popa, representa una estructura que corresponde a un graben, estando compuesto principalmente por esquistos y granitos (Figura 4.12).

#### **4.6.1.3 Modelo (C-C'), soldadura de la Popa**

El modelo geológico-geofísico 2D de la soldadura (Figura 4.13) muestra en la porción SW la capa de mayor espesor de sedimentos siliciclasticos (7 km) correspondientes al Grupo Difunta principalmente. En la porción NE el espesor es más delgado (4.5 km), lo cual es producto de la dirección de migración de la capa de sal por fuerzas Laramidicas en el Aptiano (Lawton et al., 2001), lo anterior propicio una subsidencia en esta porción de la cuenca, permitiendo la depositación de un mayor espesor de sedimentos siliciclasticos, formándose una estructura conocida como minicuenca (Hudec y Jackson, 2006; Shelley y Lawton, 2005). Este mismo acortamiento deja como resultado la geometría observada en el modelo de la soldadura de La Popa e inferida mediante datos geológicos, este acortamiento tal y como se referenciaba en los antecedentes geológicos forma soldaduras primarias en el lecho del basamento y el estrato de evaporitas y soldaduras secundarias como consecuencias de la evacuación excesiva de sal debido al acortamiento al que fue sometida la cuenca. Con base a lo anterior se hizo notoria la necesidad de considerar estas estructuras así como los adelgazamientos de la capa evaporitica al momento de modelar, de la misma manera para tener un mejor control en el modelado se incluyeron lentes de bloques carbonatados y metaígneos, de esta manera se logró tener un mejor ajuste respetando la información geológica conocida.

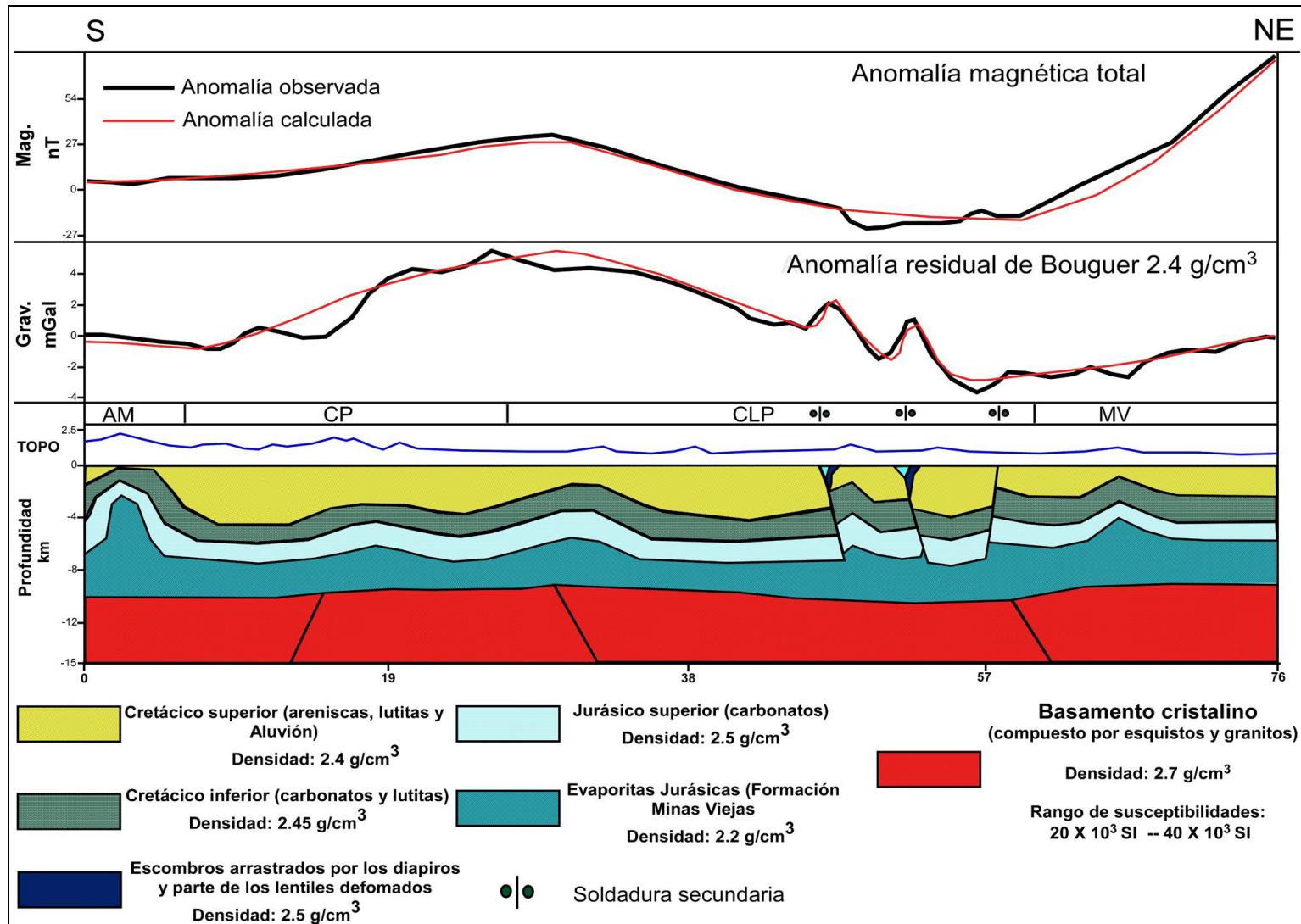


Figura 4.11.- Modelo geológico-geofísico 2D (diapiros despegados), realizado con base en la anomalía magnética total y la anomalía residual de Bouguer 2.4 g/cm<sup>3</sup>. Abreviaturas: AM = anticlinal de los Muertos; CP = Cuenca de Parras; CLP = Cuenca de la Popa; MV = anticlinal Minas Viejas.

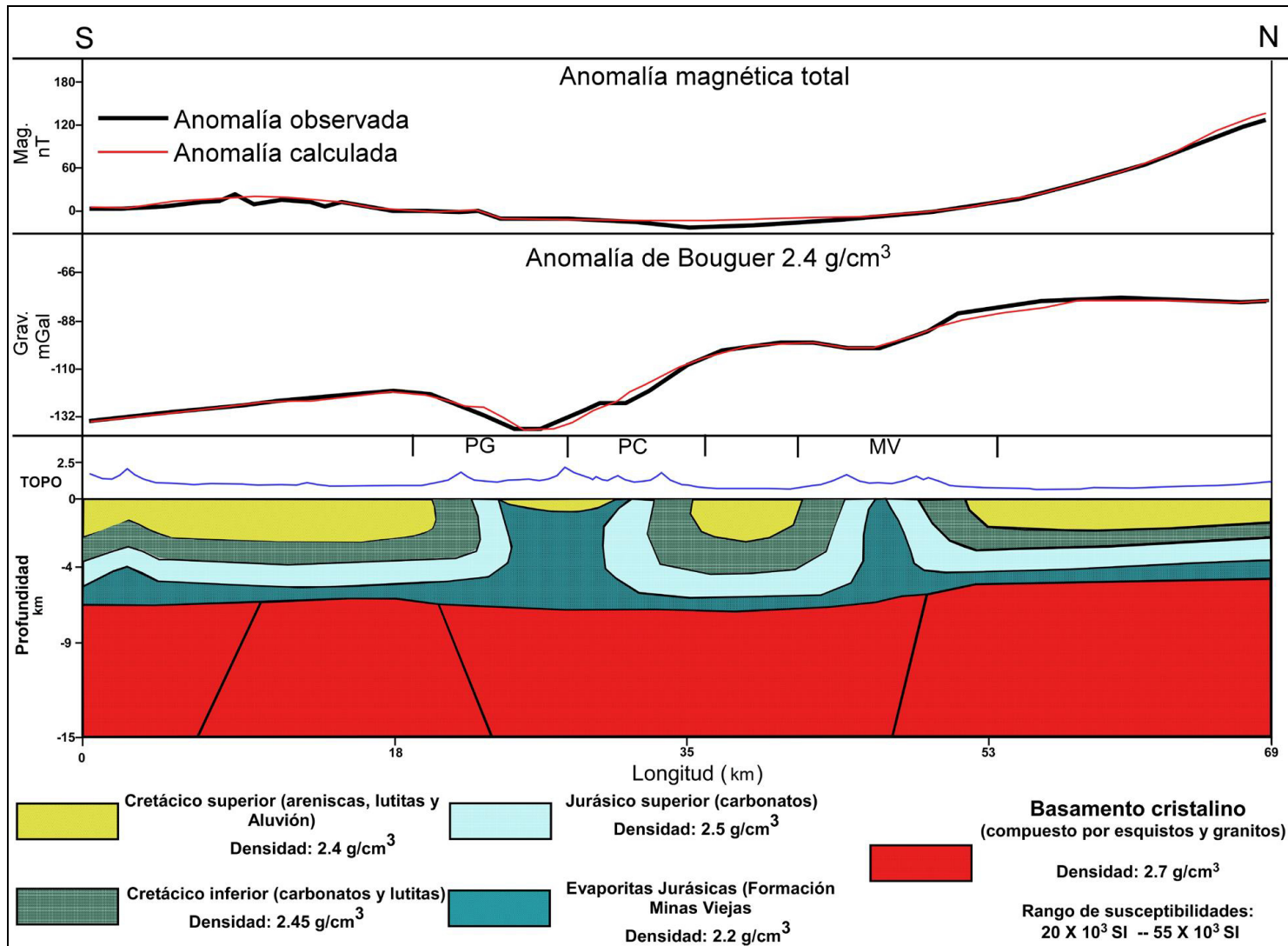


Figura 4.12.- Modelo geológico-geofísico 2D (anticlinales de despegue), realizado con base en la anomalía de Bouguer 2.4g/cm<sup>3</sup> y la anomalía magnética total. Abreviaturas: PG = Potrero de García; PC = Potrero Chico; MV = Minas Viejas.

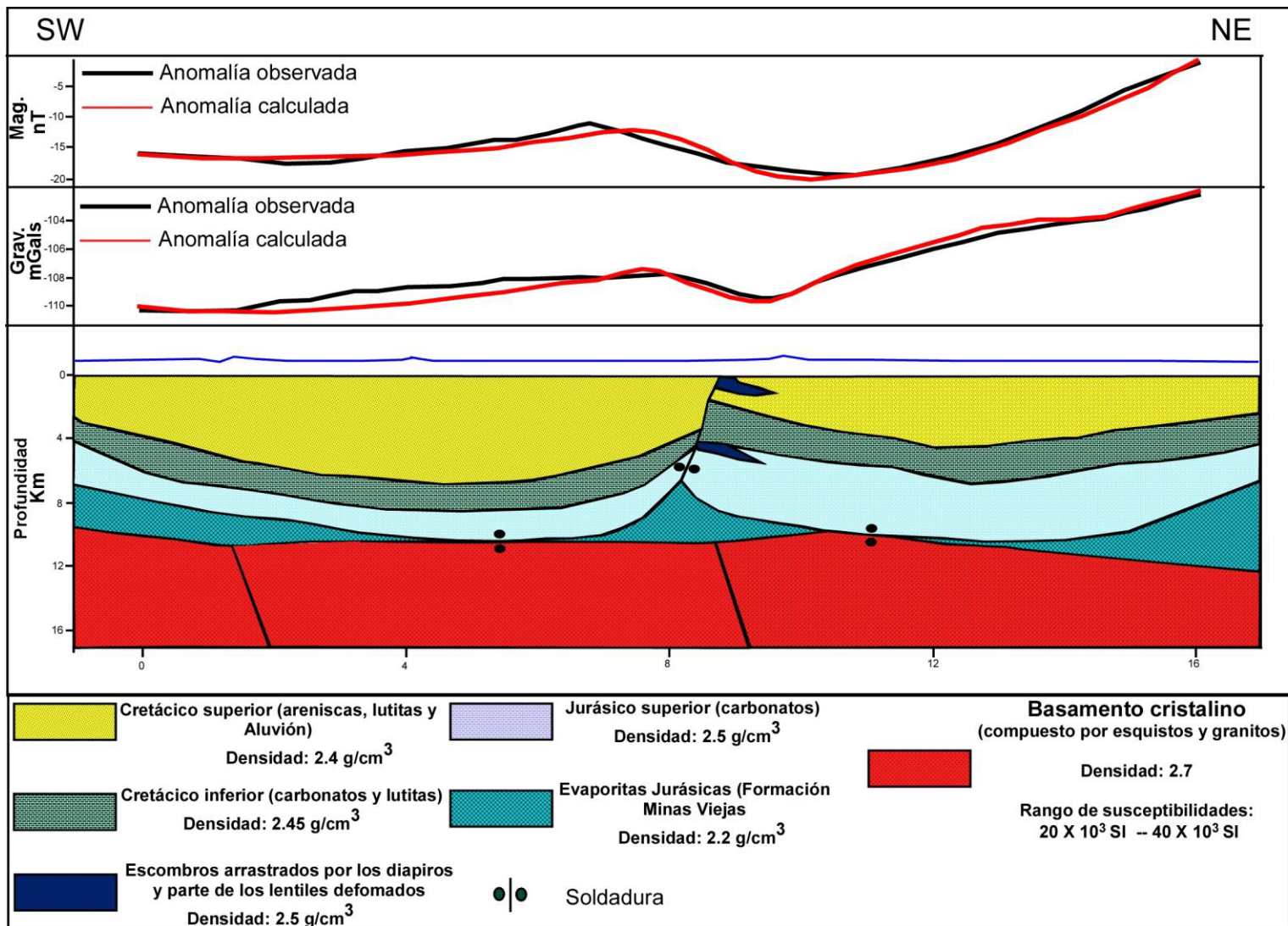


Figura 4.13.- Modelo geológico-geofísico 2D (soldadura de la Popa), realizado con base en la anomalía de Bouguer 2.4g/cm<sup>3</sup> y la anomalía magnética total.

## CONCLUSIONES

El análisis regional para observar el reflejo geofísico de la Cuenca de la Popa y las estructuras que la rodean, permitió observar una imagen de los bloques de basamento más profundos así como los más someros, relacionando la profundidad de estos con los valores de la anomalía magnética. Se ubica la Cuenca de la Popa en una depresión magnética con valores mínimos lo cual se comprobó en los modelos concluyendo que esta estructura responde también a una depresión morfológica con espesores sedimentarios muy potentes los cuales ejercen o ejercieron una presión muy importante sobre la sal Jurásica lo cual fue uno de los factores más importantes para el movimiento de esta hacia la periferia de la cuenca y probablemente combinado con procesos regionales de deformación.

En el análisis gravimétrico de manera general se observaron mínimos gravimétricos muy importantes el mapa residual, algunos de los cuales también dominaban algunas partes de la anomalía de Bouguer, estos valores se relacionan con las acumulaciones más importantes de sal especialmente en los anticlinales Potrero de García, Minas Viejas y Las Gomas-Bustamante lo cual se comprobó posteriormente en los modelos regionales que se realizaron en 2.5D. Se hace notar que la Cuenca de la Popa probablemente sirvió como depocentro de la sal, la cual como se muestra en el modelo esquemático que se realizó se desplazó hacia la periferia de esta acumulándose en los núcleos de algunos anticlinales.

Se terminó el análisis con 3 modelos regionales que representan de manera general las principales provincias del área de estudio así como las estructuras que existen en ellas. En estos modelos se hace una interpretación según la morfología de sus bloques. Además se puede observar como la sal de la Formación Minas Viejas es esencial para los movimientos y la forma actual que existe en superficie por lo cual entender cómo funciona así como donde se ubican los espesores más importantes de esta nos ayuda a entender la geología del área de estudio para posteriormente comenzar el análisis local en la parte Norte de la Cuenca de la Popa (San José de la Popa), área en la cual se encuentran coexistiendo las estructuras halocinéticas más importantes del área como lo son un diapiro y la soldadura..

Es importante aclarar que para realizar los modelos que se presentan en este capítulo no se utilizaron únicamente los mapas de la anomalía de Bouguer ( $2.4 \text{ g/cm}^3$ ) y la anomalía magnética, sino que también se hizo un análisis detallado de las anomalías residuales así como de una serie de filtros que se les aplicaron a estos mapas con los cuales se pudo tener una aproximación de los límites horizontales de cada bloque así como de sus límites a profundidad y ubicar las acumulaciones más importantes de sal.



## BIBLIOGRAFÍA

Aguayo, C.J.E. (1987), Estudio de los sedimentos terrígenos de la Cuenca de Guaymas, Golfo de California, NW de México. *Rev. Inst. Mex., Petrol.*, XVI (4): 5-35.

Anderson, T. H. and Silver, L. T., (1974): Late Cretaceous plutonism in Sonora, México, and its relationship to circum-Pacific magmatism. *Geological Society of America Rocky Mountain Section Annual Meeting Program*, p. 484.

Atwater, T. M., (1970): Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America. *Geological Society of American Bulletin*, v. 81, p. 3513-3533.

Bell, J.S., (1972). Geotectonic evolution of the southern Caribbean area. *Geol. Soc. America, Memoir 132*: p. 369-385.

Bergantino, R.N., (1971). Submarine regional geomorphology of the Gulf of México. *Geological Society of America*, v. 82, p. 741-752.

Burkart, B., (1978). Offset across the Polochic fault of Guatemala and Chiapas, México. *Geology*, v. 6, p. 328-332.

Charleston, S., Hernández, A., Taul, J., Martínez, I., y Nájera. A. (1984). Modelo tectónico de la Placa chiapaneca. VII Convención Nacional de la Sociedad Geológica Mexicana (Resúmenes), p. 31.

Coney, P. J., (1976): Plate tectonics and the Laramide Orogeny. *New México Geological Society Special Publication*, v. 6, p. 5-10.

Coney, P.J., (1979). Tertiary evolution of cordilleran metamorphic core complexes. In: J.M. Armentout, M.R. Cole y H. Fer Best (Eds.) *Pacific Coast Paleogeography. Symposium 3, Pacific Section. Soc. Econ. Paleonto. and Miner.*, p 14-28.

Coney, P. J., (1983): Un modelo tectónico de México y sus relaciones con América del Norte, América del Sur y el Caribe. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, p. 6-15.

Coney, P.J., and Reynolds, S. J., (1977): Cordilleran Benioff zones. *Nature*, v. 270, p. 403-406.

Curran, D.W. y MacDonald, W.D., (1977). Paleomagnetic study of tertiary volcanic rocks. *Abstract*. p. 331.

Curran, J.R., Moore, D.G., Keitz, K., y Einsele, G., (1982). Tectonics and geological history of the passive continental margin at the tip of Baja California. *Initial Reports of the Deep sea Drilling Project. Leg. 64, Part 2, XLIV*, p. 1089-1116.

Damon, P.E., (1964). Correlation and chronology of core deposits and volcanic rocks. *Annual prog. Rept. 000-689-42. U.S. Atomic Energy comm., Tucson, Arizona*. p. 28.

Damon, P.E., (1979). Continental up-lift at convergent margins. *Tectonophysics*. v. 51, p. 307-319.

Damon, P.E., Clark, k.f., Shafiqullah., Roldan, J.Q., y Islas, L.G., (1981 a). Geology and mineral deposits of the southern Sonora at sonoran Sierra Madre Occidental. *Coordilleran Section of the Geological Society of América and Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de México. Memoir with Field Guide Book*: p 369-428.

Dana, J. D., (1896): *Manual of geology*, 4th ed. New York, American Book Company, 1987 p.

De Cserna, Z., (1960): Orogenesis on time and space in México. *Geologische Rundschau*, v. 50, p. 595-605.

Dickinson, W.R., 1979. Cenozoic plate tectonic setting of the cordilleran region in the United States. In: J.M. Armentout, M.R. Cole y H. Fer Best (Eds.) Pacific Coast Paleogeography. Symposium 3, Pacific Section. Soc. Econ. Paleonto. and Miner., p 13.

Eberly, L. D. and T. B. Stanley. 1978. Cenozoic stratigraphy and geologic history of southwestern Arizona. Geological Society of America Bulletin, vol. 89: p. 921–940.

Gastil, G.R., Morgan G.J., y Krumenacher, D., (1980). La historia Tectónica de la península de baja california y zonas adyacentes de México. Manuscrito Inedito, p. 25.

Herrera, C.J.L., (1983). Estudio geológico regional occidental del Eje Neovolcánico Transmexicano. Tesis Profesional Facultad de ingeniería. Universidad Nacional Autónoma de México. (Inédita).

Henry, C. D., (1975): Geology and geochronology of the granitic batholithic complex, Sinaloa, México. Austin Texas, University of Texas [Ph D. Thesis], 158 p.

Hey, R., (1977). Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center. Geological Society of América, v. 88, p. 1404-1420.

INEGI, Carta Batimétrica, Golfo de México CB-003 (1983), Esc. 1: 1, 000,000.

Karing, D.E. y Jensky, W., (1972). The Protogulf of California. Earth and Planetary Science Letters, v. 17, p. 169-174.

Karig, D.E., Cardwell, R.K., Moore, G.F. y Moore, D.G., (1978). Late Cenozoic Subduction and continental margin truncation along the northern Middle América Trench. Geological Society of America, v. 89: p. 265-276.

Katz, H.R., (1971). Continental margin in Chile. Its tectonic style compressional or extensional?. American Association geological. v. 55: p. 1753-1758.

Keith, S.B., (1978). Paleosubduction geometries inferred from cretaceous and tertiary magmatic patterns in southwestern North America. *Geology*, v. 6, p. 516-551.

King, P.B. 1969. The tectonics of North America, U.S. Geological Survey. p. 95.

Laudon, R.C., 1975, Stratigraphy and petrology of the Difunta Group, La Popa and Eastern Parras basins, northeastern Mexico: Ph D. Thesis, The University of Texas at Austin, p. 294.

Malfait, B.T. y Dinkelman M.G., (1972), Circum – Caribbean tectonic and igneous activity, and the evolution of the Caribbean plate. *Geological Society of America, Bull.*, v. 83: p. 251-272.

Larson, R.L.M., Menard, W. y Smith, S.M., (1968). Gulf of California. A result of ocean floor spreading and transform faulting. *Science*. v. 161, p. 781-784.

Mauvois, R., (1977). Cabalgamiento Miocénico en la parte centro meridional de México. *Revista del Instituto de geología. Universidad Nacional Autónoma de México*. v. 1, p. 48-63.

McDowell, F.W. y Keizer, R.P., (1977). Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental, between Durango city and Mazatlan, México. *Geological Society of America*. v. 88, p. 1479-1487.

Meneses, R.J., (1977). Estratigrafía, petrografía y diagénesis de rocas del Jurásico Superior en afloramientos del Istmo de Tehuantepec, Oaxaca. Tesis Profesional Universidad Autónoma de México., (Inédita), p. 113.

Meneses, R.J., (1986). Evolución tectónica de las provincias de fallas de transurrencia de Chiapas, México. VIII Convención Nacional de la Sociedad Geológica Mexicana (Resúmenes), p. 29.

Moore, D.G. y Buffington, E.C., (1968). Transform faulting and growth of the Gulf of California since late Pliocene. Science, v. 161, p. 1238-1241.

Moore, D.G., (1973). Plate edge deformation and crustal growth. Gulf of California structural province. Geological Society of America. v. 64, p. 1883-1906.

Ortuño, A.S., (1986). Estratigrafía y evolución tectónica del área la Zacatera, Istmo de Tehuantepec, México. Tesis de Maestría en Ingeniería. Universidad Nacional Autónoma de México, p. 95.

Ortuño, A.S. y Ruiz, A.V., (1986). Estratigrafía y evolución tectónica de la región del Istmo de Tehuantepec, México. VIII Convención Nacional. Sociedad Geológica Mexicana. (Resúmenes), p. 28.

Pedrazzini, C., Holguín, N. y Moreno, R., (1982). Evaluación Geológica - Geoquímica de la parte noroccidental del Golfo de Tehuantepec. Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, v. 4, p 6-26.

Peterson, J.A., (1983). Petroleum Geology and resources of south-eastern México, northern Guatemala, and Belize, Geological Survey, Circular 760, U.S.A., p. 44.

Puerto, C.Z., (1986). Estudio sismológico-estructural determinado con el método tridimensional en al área marina de Campeche. Asoc. Recip. Latino Americana del Petróleo. XXI Asamblea Anual. Buenos Aires, Argentina. Memorias, p. 193-228.

Sánchez-Barreda, L.A. (1981). Geologic evolution of the continental margin of the gulf of Tehuantepec in southwestern México. Ph. D. Dissertation. The University of Texas at Austin (Inedit.), p. 191.

Sánchez, M.O.R., (1969). Estratigrafía del Mesozoico de Chiapas. Mesa Redonda No. 5, Instituto Mexicano del Petróleo, p. 31.

Sánchez, M.O.R., (1978 a). Geología petrolera de la Sierra de Chiapas. 1er Congreso Panamericano de Ingeniería Petrolera, México, (Resumen), p. 16.

Sánchez, M.O.R., (1978 b). Geología petrolera de la Sierra de Chiapas. IX Excursión Geológica de Petróleos Mexicanos. Subgerencia General de departamentos de Exploración, Zona Sur, Libreto Guía, p 57.

Santiago J.A., Carrillo- Bravo, J., y Martell-Andrade, (1984). Geología petrolera de México. In: Schlumberger (Ed.). Evaluación de formaciones en México, p. 1-36.

Scholl D.W., Christensen, M.N., Vonhuene, R., y Marlow, M.S., (1970). Peru-Chile trench sediments and sea floor spreading. Geological Society America, v. 81: p. 1339-1360.

Udías y Amezcua J. Fundamentos de Geofísica, Editorial Alianza, 1996.

Viniegra, O.F., (1971). Age and evolution of salt basin of south-eastern México. American Association of petroleum geology., v. 55: p. 478-494.

Wilson, H.H., (1987). The structural evolution of the golden lane, Tampico Embayment, Mexico. Journal of petroleum Geology, v. 10: p. 5-40.

Watkins, N.D., Gunn, B.M., Baku, A.K., y Hall, J., (1971). Paleomagnetism, geochemistry and potassium-argon ages of the Rio Grande de Santiago. Volcanic Central Mexico. Geological Society of America, v. 82, p.1955-1968.