



# **BENEMÉRITA UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE PUEBLA**

---

## **FACULTAD DE INGENIERÍA**

### **COLEGIO DE INGENIERÍA GEOFÍSICA**

#### **DETERMINACIÓN DE LA ESTRUCTURA DE LA SOLDADURA LA POPA EN EL NE DE MÉXICO EN BASE A DATOS DE MÉTODOS POTENCIALES**

#### **TESINA**

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

## **INGENIERO GEOFÍSICO**

PRESENTA:

**GERMÁN LÓPEZ MENDOZA**

ASESOR INTERNO:

**M.C. JOSÉ SERRANO ORTÍZ**

ASESOR EXTERNO:

**cDr. ANTONIO TAMEZ PONCE**

## DEDICATORIA

A Dios por las cosas maravillosas que me ha dado en la vida y haberme permitido concluir esta etapa tan importante, que a pesar de las adversidades estoy terminando.

A “la madre más mala del mundo” Adelina Mendoza Benítez, gracias....

Ya que tus enseñanzas, fuerte disciplina y por esas aspiraciones tan grandes que siempre mostraste para tus hijos ha hecho y formado a la persona en la que me he convertido. Gracias por ser mi maestra, consejera y sobre todo mi mejor amiga.

A mi padre Bernardo López Vázquez, que a pesar de la distancia, por necesidad que siempre hemos tenido, has mostrado la mejor disposición en apoyarnos, por apoyar las decisiones que se han tomado como familia y una de esas es decidir darme la confianza incondicional para llegar hasta donde estoy ahora, gracias por ser un gran amigo.

A ustedes gracias, su apoyo, consejos y cuidados me han convertido en la persona que soy, y en cada uno de mis logros ustedes han sido la parte más importante, gracias por la paciencia que me han tenido. Recuerden que su amor, su confianza y su recuerdo son mi fuerza para seguir adelante.

A mis hermanos Gerardo y Diana Laura por soportarme día a día y claro ayudarme en cuando fuera posible, gracias y saben que siempre pueden contar conmigo, a ustedes, como dijera el ilustre Dr. CARL SAGAN “Les deseo un mundo Libre de demonios y lleno de luz”

## AGRADECIMIENTOS

Al cDr. Antonio Tamez Ponce por brindarme su apoyo y a pesar del tiempo prolongado para le realización de este trabajo nunca dejó de confiar, gracias por el tiempo dedicado y sobre todo haberme enseñado a trabajar con el procesado de los datos gravimétricos y magnéticos, por sus recomendaciones, consejos y sobre todo haberme ofrecido su amistad.

Un agradecimiento especial al Ing. Marco Antonio González Herrera ya que parte de mi formación se la debo a él, gracias por sus consejos, los cuales me fortalecieron para concluir satisfactoriamente mi preparación académica, su ayuda y su apoyo no tengo con que pagarlo, con lo mejor del corazón para usted.

A la Facultad de Ingeniería de la BUAP, la cual me albergó durante 5 años y me permitió cursar la carrera de Ing. Geofísica, pudiendo utilizar todas sus instalaciones y me han dado todas las facilidades para concluir satisfactoriamente este trabajo. De igual manera a todos mis profesores del colegio de Ingeniería Geofísica, por mostrarme, enseñarme e introducirme al mundo fantástico de la Geología y la Geofísica. Al M.C José Serrano Ortiz por el apoyo brindado para concluir este trabajo.

A los grandes amigos que conocí en la facultad, “Los de la Quinta” (Andesina, Ángeles, Agustín, Alejandra, Alejandro, Berenice, Celso, Dulce, Gaby, Isaías, Jhansel, José, Mastache, Noé, Sagahón, Sandra, Carmen, Vania, Valdemar, Viridiana) y algunos colados (Bernardo, Cesar, Gonzalo, Víctor Manuel), y si eres de la quinta y me faltó mencionar también se te tiene en cuenta, gracias por ser parte tan importante y esencial en esta etapa, por los grandes momentos que pasamos durante la carrera.

# ÍNDICE

DEDICATORIA .....	I
AGRADECIMIENTOS.....	II
ÍNDICE .....	III
ÍNDICE FIGURAS .....	VI
INDICE TABLAS.....	XIII
RESUMEN .....	XIV
CAPÍTULO I. GENERALIDADES.....	1
1.1 INTRODUCCIÓN .....	1
1.3 OBJETIVOS Y METAS .....	3
1.3.1 Objetivo .....	3
1.3.2 Metas.....	3
1.4 LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO .....	4
CAPÍTULO II. TECTÓNICA SALINA .....	5
2.1 SIGNIFICADO DE SAL .....	5
2.2. PROPIEDADES FÍSICAS DE LA ROCA DE SAL.....	6
2.2.1 Densidad, Viscosidad y Conductividad térmica de la roca de sal.....	6
2.3 ÍNDICES DE FLUJO DE LA ROCA DE SAL.....	10
2.4 MECANISMO DE DEFORMACIÓN DEL MINERAL HALITA .....	11
2.5. MECANISMO DE CRECIMIENTO DE DIAPIROS.....	13
2.6 FACTORES DE OPOSICIÓN AL FLUJO DE SAL.....	14
2.7 TIPOS DE EMPLAZAMIENTO.....	16
2.7.1 Emplazamiento de hojas de sal alóctona.....	18
2.8 SOLDADURAS DE SAL.....	19
2.9 IMPORTANCIA DE LA SAL EN LA TECTÓNICA REGIONAL.....	21
2.9.1 Sal en extensión regional .....	22
2.9.2 Sal en compresión regional.....	22
2.9.3 Sal en movimientos laterales .....	24
CAPÍTULO III. MARCO GEOLÓGICO .....	26
3.1 INTRODUCCIÓN .....	26
3.2 ELEMENTOS TECTÓNICOS DEL NE DE MÉXICO .....	26
3.2.1 Marco Tectónico .....	30
3.3 EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA.....	34

3.3.1 Triásico tardío-Jurásico medio.....	34
3.3.2 Jurásico Superior.....	34
3.3.3 Cretácico Inferior.....	36
3.3.4 Cretácico Medio.....	37
3.3.5 Cretácico Superior.....	38
3.4 GEOLOGÍA LOCAL.....	39
3.4.1 Deformación Halocinética – Contraccional.....	40
3.4.2 Estratigrafía.....	43
3.4.2.1 Jurásico Superior.....	43
3.4.2.2 Cretácico Inferior.....	44
3.4.2.3 Cretácico Superior.....	45
3.4.2.4 Paleogeno.....	49
CAPÍTULO IV. FUNDAMENTOS TEÓRICOS DE LOS MÉTODOS POTENCIALES.....	51
4.1 MÉTODO GRAVIMÉTRICO.....	51
4.1.1 Ley de La Gravedad.....	51
4.1.2 Potencial Gravitacional.....	54
4.1.3 Elipsoide y Geoide.....	55
4.1.4 Densidad y Porosidad de las rocas.....	57
4.1.5 Medidas de la gravedad.....	58
4.1.5.1 Gravímetros.....	59
4.1.5.1.1 Gravímetros inestables.....	59
4.1.5.1.2 Gravímetros estables.....	60
4.1.7 Reducciones gravimétricas.....	60
4.1.7.1 Corrección por aire libre.....	61
4.1.7.2 Corrección de Bouguer.....	62
4.1.7.3 Corrección Topográfica.....	63
4.1.8 Anomalías gravimétricas.....	64
4.1.8.1 Anomalía de aire libre.....	64
4.1.8.2 Anomalía de Bouguer.....	65
4.2 FUNDAMENTOS TEÓRICOS DEL MÉTODO MAGNÉTICO.....	65
4.2.1 Fundamentos físicos-matemáticos.....	66
4.2.3 Propiedades Magnéticas de las Rocas.....	71

4.2.4 Magnetómetros .....	73
4.2.4 Corrección de los datos Magnéticos.....	75
4.2.4.1 Variación Diurna .....	75
4.2.4.2 Corrección de campo total .....	75
CAPÍTULO V. PROCESAMIENTO DE LOS DATOS POTENCIALES .....	76
5.1 INTRODUCCIÓN .....	76
5.2 DATOS UTILIZADOS .....	76
5.3 MAPA DE ANOMALÍA DE BOUGUER .....	77
5.3.1 Separación efecto residual y efecto regional .....	81
5.3.1.1 Filtros digitales pasa altas y pasa bajas .....	81
5.3.2 Análisis espectral de los datos gravimétricos .....	84
5.3.3 Separación del efecto regional y residual del mapa de Bouguer.....	87
5.3.3.1 Señal Analítica .....	90
5.4 MAPA DE INTENSIDAD MAGNÉTICA TOTAL.....	94
5.4.1 Reducción al polo .....	96
5.4.2 Separación del efecto Regional y Residual Magnético .....	100
5.4.2.1 Análisis espectral de los datos Magnéticos .....	100
5.4.2.2 Análisis de Señal Analítica.....	104
5.5. DECONVOLUCIÓN DE EULER .....	106
5.5.1. Introducción.....	106
5.5.2 Teoría de la Deconvolución de Euler .....	107
5.5.3 Aplicación del Método .....	113
CAPÍTULO VI. INTEGRACIÓN GEOLÓGICA-GEOFÍSICA.....	121
6.1 ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS.....	121
6.1.1 Resultados Gravimétricos .....	121
6.1.2 Análisis de Resultados Magnéticos.....	125
6.2 MODELADO DIRECTO 2D DE DATOS GRAVIMÉTRICOS Y MAGNÉTICOS.....	129
CAPÍTULO VII. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	137
BIBLIOGRAFÍA.....	140

## ÍNDICE FIGURAS

Figura 1.1 Ubicación del área Cuenca de la Popa entre los estados de Coahuila y Nuevo León (tomado de Lawton <i>et al.</i> , 2001), y una imagen de la morfología donde se puede apreciar el área total considerada para este estudio. Abreviaciones: BC = Bloque de Coahuila; LG = Anticlinal de la Gavia; CLP = Cuenca de La Popa; SM = Saliente de Monterrey; PG y PC = Anticlinales Potrero de García y Potrero Chico; MV = Anticlinal Minas Viejas; CP = Cuenca de Parras; CS = Cuenca de Sabinas; ABS = Archipiélago Burro-Salado.....	4
Figura. 2.1 Propiedades físicas de la roca de sal comparada con otros materiales. A) Cambios de la densidad respecto a la profundidad. B) Viscosidad. (Tomado de Warren 2006).....	7
Figura 2.2 Proyección global de la distribución de cuencas que contienen estructuras salinas (áreas rojas). LP Cuenca de la Popa, SA Cuenca Sabinas y SL Cuenca Salinas (Tomado de Hudec y Jackson, 2007).....	8
Figura 2.3 Conductividad térmica de la roca de sal y otros tipos de rocas (Mello et al., 1995).....	9
Figura 2.4 A) Esquema mostrando los procesos de dislocación que puede operar en la deformación de halita (Urai et al., 2008) B) Mapa de mecanismo de deformación para rocas de sal húmedas mostrando dominios de mecanismos de deformación para diferentes temperaturas y esfuerzos. El área sombreada muestra campos dominantes para muchos flujos naturales de sal (Urai et al., 1986). HT Creep, creep de alta temperatura; LT, creep de baja temperatura.....	12
Figura 2.5 Formas que pueden adquirir las estructuras salinas. El tamaño de la estructura está relacionada con su madures. a) Estructuras elongadas con crecimiento desde su estrato fuente. b) Estructuras creciendo de un punto fuente. ( Jackson y Talbot,1991).....	15
Figura 2.6 Principales factores que restringen el flujo de sal. En el ascenso del diapiro primero será frenado si el espesor de la cobertera es grande, luego cuando la sal está fluyendo sufre fricción en su borde impidiendo de esta manera la continuación del flujo (Tomado de Hudec y Jackson, 2007). .....	16

Figura 2.7 (A) Mecanismo de emplazamiento de los diapiros. (i) Diapirismo reactivo, (ii) emplazamiento por empuje, (iii) Diapirismo activo, (iv) emplazamiento dúctil, (v) emplazamiento por erosión, (vi) Diapirismo pasivo (Tomado de Hudec y Jackson, 2007). (B) Relación del ritmo de sedimentación contra el ritmo de ascenso de un diapiro en emplazamientos pasivos (después Giles y Lawton, 2002). .....17

Figura 2.8 Modelos esquemáticos mostrando los principales mecanismos de emplazamiento de las hojas alóctonas de sal. Las líneas blancas muestran la deformación temprana de la capa de sal (Tomado de Hudec y Jackson, 2006). .....20

Figura 2.9 Diagramas ilustrando los tres tipos de soldadura. A) soldadura primaria, unión entre la capa de sal y el basamento; soldadura secundaria, se formo por acortamiento propiciando la formación de un diapiro despegado (Tomado de Hudec y Jackson, 2007). B) Soldadura terciaria, la soldadura de la parte inferior se formó por la evacuación de la hoja de sal mientras la soldadura de la parte superior es formada a causa del colapso de la capa de sal (Tomado de Hudec y Jackson 2006) .....21

Figura 2.10 Tectónica salina durante una extensión regional (Tomado de Hudec y Jackson, 2007). (a) extensión regional sin estructuras de sal preexistente, las estructuras salinas son creadas por emplazamiento activo y reactivo para terminar ascendiendo por emplazamiento pasivo, un rasgo importante es la formación de rollers de sal. (b) extensión regional con estructuras de sal preexistente, los diapiros existentes ascienden por emplazamiento reactivo y activo para terminar en pasivo, algunas estructuras salinas podrían colapsar para formar anticlinales Mock turtle....23

Figura 2.11 Tectónica salina durante compresión regional (Tomado de Hudec y Jackson, 2007). (a) Acortamiento sin estructuras de sal, el empuje regional forma principalmente amplios anticlinales nucleados por sal. (b) acortamiento con estructuras preexistentes, las estructuras características son diapiros de despegue así como hojas de sal alóctona los cuales pueden ser reactivado si el empuje del acortamiento continua después de formar las estructuras.....24

Figura 2.12 Tectónica salina en emplazamientos laterales (Tomado de Hudec y Jackson, 2007). A. Fallas escalonadas restringidas, (i) restricción del flujo de sal debido a la estrangulación de la estructuras de sal preexistente, (ii) Deformación en la cobertera de la sal donde la capa de sal funciona como despegue sin que haya ascenso de la sal. B. Fallas escalonadas liberadas, (i) formación de una Cuenca Pull-

Apart propiciando el colapso de la cobertera del diapiro, (ii) emplazamiento pasivo propiciado por la formación de la Cuenca Pull-Apart. ....	25
Figura 3.1 Principales elementos tectónicos del Permo-triásico presentes en el NE de México, también se ilustran los bajos de basamento constituidos por las cuenca Foreland del Cretácico superior (Cuenca Parras y Cuenca de La Popa) (Tomado de Gonzales-Sánchez et al., 2007). ....	27
Figura 3.2 Distribución de los principales elementos tectónicos y fallas Permo-Triásicas de NE de México. Abreviaturas. CLP, Cuenca de La Popa; CV, Ciudad Victoria; M, Monterrey; NL, Nuevo Laredo; S, Saltillo. Tomado de Chávez-Cabello, 2005. ....	31
Figura 3.3 Modelo de evolución tectónica del NE de México. La porción Este corresponde a la provincia del GdM, la cual a partir del Jurásico tardío evoluciona de manera pasiva. La porción Oeste, provincia OPM fue afectada por dos ciclos de cuencas de trasarco consecuencia de la acreción de Arcos Volcánicos. En el cretácico superior la deformación Laramide cambió radicalmente la evolución tectónica por fuertes plegamientos. La sección tiene una orientación Oeste-Este en el NE de México. (Tomado de Goldhammer y Johnson, 2001). ....	33
Figura 3.4 (a) Paleogeografía del Triásico tardío- Doggeriano, (b) Paleogeografía del Oxfordiano- Portlandiano. Tomado de Goldhammer y Johnson, 2001. ....	35
Figura 3.5 (a) Paleogeografía del Neocomiano, (b) Paleogeografía del Albiano-Cenomaniano. Tomado de Goldhammer y Johnson, 2001. ....	37
Figura 3.6 Mapa Paleogeográfico del Maestrichtiano, se establece la formación de las cuencas Foreland en el NE de México debido al efecto del cinturón orogénico Laramide. Tomado de Goldhammer y Johnson, 2001. ....	39
Figura 3.7 Modelo digital de elevaciones en perspectiva 3D mostrando la disposición geográfica de los lentiles relacionados con la deformación halocinética, los lentiles se encuentran rodeando a los diapiros. Observe la traza de la Soldadura de La Popa (25 km de largo), la cual quedo como evidencia principal de la existencia de una pared de sal los lentiles relacionados a esta etapa de deformación se encuentran a lo largo de la traza. Abreviaturas; D.G, diapiro el Gordo; D.P, diapiro el Papalote; D.P, diapiro la Popa. ....	42
Figura 3.8 Lentil La Popa, una de las estructuras más prominentes dentro de la cuenca de La Popa evidencia de la tectónica salina a la que fue sometida la cuenca, se	

localiza a lo largo de la traza de la Soldadura con el mismo nombre y geológicamente esta intercalado dentro de la formación Potrerillos. ....	43
Figura 3.9 Geología superficial de La Cuenca de La Popa. Modificado de Giles y Lawton, 2001. Abreviaciones: D.G, diapiro el Gordo; D.P, diapiro el Papalote; D.L.P, diapiro de La popa; 1.- Anticlinal de La Gavia; 2.- Sinclinal Delgado; 3, Traza de La Soldadura de La Popa; 4, Sinclinal; 5, Anticlinal Minas Viejas; 6 Sección geológica de la figura 3.1 .....	46
Figura 3.10 Sección Geológica de La cuenca de La Popa y parte Norte de la cuenca Parras. Se ilustran las estructuras formadas por Halocinesis dentro de la cuenca (Diapiro El Gordo y Papalote, y la Soldadura La Popa) que fueron afectadas por el evento Laramide del Cretácico superior-Eoceno. Observe que la cuenca de La Popa se ubica en una estructura tipo Graben formado en un basamento del Jurásico medio-superior, conocida como Fosa Jurásica (Aranda-García et al., 2008) Abreviaciones: Jmv, Fm. Minas Viejas; Ju-KI, Calizas del Jurásico superior-Cretácico inferior; Kpa, Lutita Parras; Kpl, Fm. potrerillo inferior; Kpu, Fm. Potrerillo superior; Tv, Fm. Viento; Ta, Fm. Adjuntas; Km, Fm. Muerto (Tomado de Giles y Lawton, 2001).....	47
Figura 3.11 Evolución de la Soldadura La Popa. 1) Fase de diapirismo, donde la estructura crece como una pared salina; 2) Fase de evacuación, como consecuencia de los esfuerzos compresionales Laramide se incita a una evacuación excesiva de evaporitas quedando como rasgo estructural una Soldadura secundaria. Tomado de Giles y Lawton, 1999. ....	47
Figura 4.1 Disposición geométrica de un par de puntos, $P(x, y, z)$ y $P'(\xi, \eta, \zeta)$ que son atraídos. ....	53
Figura 4.2 Atracción gravitacional del punto ( $P$ ) con una distribución de densidad ( $\rho$ ). ....	55
Figura 4.3 Diagrama ilustrando las superficies equipotenciales (Geoide y Elipsoide) que representan a la tierra idealizada (Tomado de Telford et al., 1990) .....	56
Figura 4.4 Representación del efecto de una capa infinita para la corrección de Bouguer ( $g_{BS}$ ).....	63
Figura 4.5 Tanto los valles y las montañas reducen el valor de la gravedad observada, por este motivo es necesarios realizar la corrección por topografía.....	63

Figura 4.6 Diagrama ilustrando la disposición de los polos magnéticos y geográficos, se observa que la declinación magnética tiene una separación de 11.5 ° del eje de rotación de la tierra. Tomado de MchElhinny, 1973. ....	66
Figura 4.7 Elementos del vector del campo magnético terrestre. (Tomado de Telford et al., 1990). ....	70
Figura 4.8 Diagrama representativo mostrando el sensor del magnetómetro Fluxgate. Básicamente este sensor consiste en dos barras con alta susceptibilidad colocadas paralelamente entre ellas, la susceptibilidad de estas barras es suficiente para que campos magnéticos débiles puedan causar saturación magnética. ....	74
Figura 5.1 Modelo digital de elevación el área de la Cuenca de La Popa en la cual se encuentra la distribución de la información gravimétrica. Los datos aeromagnéticos tienen una cobertura completa en todo el polígono correspondiente a la cuenca de la Popa. ....	78
Figura 5.2 Mapa de anomalía de Bouguer con una densidad de 2.42 g/ cm <sup>3</sup> sobrepuesto al modelo digital de elevaciones de la cuenca de La Popa. Abreviaciones: D.G, diapiro el Gordo; D.P, diapiro el Papalote; D.L.P, diapiro de La popa; 1.- Anticlinal de La Gavia; 2 Sinclinal Delgado; 3, Traza de La Soldadura de La Popa; 4, Sinclinal; 5, Anticlinal Minas Viejas .....	80
Figura 5.3 Diagrama ilustrando un filtro pasa altas ideal y su tendencia de atenuación real. ....	82
Figura 5.4 Diagrama ilustrando un filtro pasa baja ideal con su tendencia de atenuación real. ....	83
Figura 5.5 Diagrama del procedimiento para el filtrado en el dominio de la frecuencia (Tomado de Blakely R, 1995) .....	84
Figura 5.6 Análisis espectral para la malla de datos gravimétricos para la Cuenca de la Popa. Las líneas rojas en el espectro de potencia muestran los cambios de pendiente que representan a la curva logarítmica en la cual cada pendiente representa el efecto regional o residual el los datos gravimétricos (Spector y Grant, 1970).....	86
Figura 5.7 a) mapa de anomalía regional para la cuenca de la Popa sobre puesto al modelo digital de elevaciones, obtenido a través de la aplicación de un filtro pasa bajas con un corte de longitud de onda de 35 000 m. b) mapa de anomalía residual sobrepuesto al modelo digital de elevación para la cuenca de la popa, obtenido con	

un corte de longitud de onda de 35 000m; las anomalías relacionadas a respuestas gravimétricas de estructuras salinas se encierran en polígonos negros. Para las abreviaciones ver figura 5.2.....89

Figura 5.8 Esquema mostrando la respuesta de la aplicación de señal analítica a un prisma cuadrado, se observa como localiza la máxima amplitud de señal analítica en los bordes del cuerpo. Tomado de Roest et al., 1992.....91

Figura 5.9 Mapa de Señal analítica. Muestra las zonas del área donde los gradientes gravimétricos son más intensos (tonos rojos). Las anomalías encerradas en los polígonos punteados, corresponden a los picos máximos de la señal analítica relacionados con la estructura salinas donde se incluye el efecto de altos gradientes a lo largo de la soldadura de La Popa. Para las abreviaciones ver la figura 5.2. ....93

Figura 5.10 Mapa de Intensidad Magnética Total para la Cuenca de la Popa sobrepuesto al modelo digital de elevaciones. Abreviaciones: D.G, diapiro el Gordo; D.P, diapiro el Papalote; D.L.P, diapiro de La Popa; 1.- Anticlinal de La Gavia; 2.- Sinclinal Delgado; 3, Traza de La Soldadura de La Popa; 4, Sinclinal; 5, Anticlinal Minas Viejas.....95

Figura 5.11 Mapa de intensidad magnética total reducida al polo con una inclinación (I) de  $54^{\circ}$  y una declinación (D) de  $07^{\circ}$  para la cuenca de La Popa sobrepuesto al MDE. Las anomalías encerradas en los polígonos corresponden a las altas repuestas magnéticas, relacionadas al efecto del basamento. Para abreviaciones referirse a la figura 5.2. ....99

Figura 5.12 Análisis espectral para la malla de datos magnéticos para la Cuenca de la Popa. Las líneas rojas en el espectro de potencia muestran los cambios de pendiente que representan a la curva logarítmica en la cual cada pendiente representa el efecto regional o residual el los datos gravimétricos.....101

Figura 5.13 (a) Regional de la anomalía magnética reducida al polo. (b) Residual de la anomalía magnética reducida al polo. Ambos mapas se encuentran sobrepuestos al MDE de la cuenca de La Popa. Para las abreviaciones referirse a la Figura 5.2.....103

Figura 5.14 Mapa de Señal Analítica sobrepuesta al MDE para la Cuenca de la Popa. Con este proceso se obtiene un lineamiento magnético en dirección casi perfecta de la traza de la Soldadura mostrado como un tren de anomalías encerradas en el

polígono asociado al efecto causado por la traza de la soldadura así como el efecto causado sobre los diapiros. Para las abreviaciones ver la figura 5. 2. ....	105
Figura 5.15 Perfil magnético de IMT para el calcular los parámetros en la ecuación de Euler. En un perfil el valor de distancia de búsqueda se toma desde el origen del eje hasta donde se considere el efecto de la anomalía geofísica. En el caso de una malla se tiene que definir este parámetro así como un tamaño de ventana, de este modo la distancia de búsqueda va desde el centro de la ventana hasta una distancia determinada. ....	109
Figura 5.16 Ventana de operación de 3x3 unidades de matriz. Con una ventana de este tamaño el sistema de ecuaciones generado es de 9 ecuaciones, la cual genera una solución y avanza una unidad de matriz para generar otro sistema de ecuaciones, así hasta cubrir la matriz completa. ....	110
Figura 5.17 Mapa de Soluciones de Euler. (a) Resultados de profundidad con un SI de 0. (b) Resultados de profundidad con un SI de 0.5. ....	116
Figura 5.18 Mapa de Soluciones de Euler. (a) Resultados de profundidad con un S.I de 3. (b) Delimitación de la soluciones de Euler sobre el mapa RTP. ....	117
Figura 6.1 Sección geológica estructural de la cuenca de la Popa, como apoyo para el modelado directo 2D de la soldadura de la Popa (Tomado de J. Aschoff, 2003; Modificado de Giles y Lawton, 1999). Para su ubicación referenciarse a la figura 6.2. ....	131
Figura 6.2 Ubicación del perfil estructural modelado para la soldadura de La Popa (línea negra) sobre el mapa de litología superficial, así como de la sección geológica estructural adyacente a la sección modelada (línea punteada). ....	132
Figura 6.3 Modelo geológico-geofísico resultado del análisis de métodos potenciales para la soldadura de la popa. La respuesta del análisis gravimétrico-magnético se logró a partir del análisis de la anomalía de Bouguer y la anomalía de IMT. Para mayor detalle de la descripción de la relación de los parámetros geofísicos (susceptibilidad-densidad) y la litológica referenciarse a la Tabla 6.1. ....	136

## INDICE TABLAS

Tabla 2.1 Índices de deformación y velocidades de flujo de la sal (Tomado de Jackson y Talbot, 1992).....	11
Tabla 4.1 Densidad de las rocas y minerales (Tomado de Telford et al., 1990).....	58
Tabla 4.2 Susceptibilidad magnética de varias rocas y minerales (Tomado de Telford et al., 1990) .....	72
Tabla 5.1 Estructura de la serie de datos Gravimétricos de la cuenca de la Popa.....	87
Tabla 5.2 Estructura de la serie de datos Magnéticos de la cuenca de la Popa.....	100
Tabla 5.3 Relación de valores entre el SI y las formas de los cuerpos geológicos. Tomada de técnicas de procesamiento de INTREPID GEOPHYSICS.....	112
Tabla 5.4 Parámetros para la soluciones de Euler de la Cuenca de La Popa, estructuras profundas .....	114
Tabla 5.5 Parámetros para la soluciones de Euler de la Cuenca de La Popa, estructuras superficiales. ....	114
Tabla 5.6 Resultados de la interpretación de las soluciones de Euler .....	120
Tabla 6.1 Valores de densidad y susceptibilidad para la sección de la Soldadura de la cuenca de la Popa .....	131

## RESUMEN

En este trabajo se presenta el análisis geológico-geofísico mediante la integración geológica y análisis de datos geofísicos de campos potenciales (gravimétrico y magnético) para mostrar la disposición de la estructura de la Soldadura de La Popa y otras estructuras de origen salino presentes en el área de estudio, así como la morfología y profundidad del basamento. Para ello se realizó el procesamiento de información gravimétrica y magnética disponible con diferentes técnicas de procesado en el dominio de frecuencia, las cuales suministraron información relevante relacionada con estructuras de origen halocinético y el basamento del área de estudio; la configuración de elementos lineales en el campo magnético y gravimétrico mediante el análisis de señal analítica (altos gradientes) hicieron posible delimitar parte de la soldadura salina de la Popa.

Se recopiló toda la información geológica disponible del área de estudio, así como la información existente acerca de la tectónica salina, esto con el fin de conocer la génesis y formación de la cuenca de la Popa, y así poder continuar con el procesado de los datos potenciales y posteriormente el análisis de estos. Este proceso se complementa con un Modelo Digital de Elevaciones (MDE) al cual se le sobrepone las anomalías obtenidas mediante el filtrado y se compara su correspondencia superficial.

Se aplicó la técnica de análisis espectral a ambos métodos potenciales para poder conocer la estructura de la serie de datos como son, el rango de frecuencia contenida y la profundidad de las fuentes de las anomalías regionales y residuales. De la misma manera se propuso aplicar el algoritmo de deconvolución de Euler para estimar las profundidades del basamento magnético, llegando con esto al desarrollo de una sección geológica-geofísica mediante el modelado directo 2D que representa la disposición estructural de la soldadura de La Popa y la disposición del Basamento magnético siendo consistente el modelo con secciones geológicas estructurales existentes en la literatura.

## CAPÍTULO I. GENERALIDADES

### 1.1 INTRODUCCIÓN

El área de estudio localizada en el Noreste (NE) de México entre los estados de Coahuila y Nuevo León junto con la cuenca Parras, forman parte de las cuencas tipos *Foreland* localizadas frente al cinturón Orogénico de la Sierra Madre Oriental en su porción conocida como Curvatura de Monterrey, ambas cuencas presenta 5000 m de sedimentos siliciclásticos terrígenos-marinos pertenecientes al Grupo Difunta desarrollados durante el cretácico superior, Campaniano-Maastrichtiano, y el cual suprayase a los depósitos de evaporitas del Jurásico superior (Giles y Lawton, 2001). La cuenca de la Popa tiene una gran importancia geológica regional en el NE de México ya que su evolución tectono-estratigráfica se ha ligado estrechamente a la apertura y desarrollo del Golfo de México como consecuencia del rompimiento y separación del supercontinente Pangea propiciando la formación de altos y bajos de basamento que han controlado los patrones sedimentarios de depositación (Goldhammer, 2001). Este rompimiento desarrollado en un ambiente estructural tipo *rift* permitió la depositación de grandes espesores de capas evaporíticas en el Golfo de México así como dentro de la cuenca de la Popa, principalmente de la formación Minas Viejas en esta última (Goldhammer, 2001; Giles y Lawton, 2001), y la cual ha sido de gran importancia para los rasgos tectónicos que presenta caracterizándose principalmente por las estructuras halocinéticas que conjugada con los esfuerzos compresionales Laramides a la que fue sometida la cuenca le heredan un tipo único de deformación. Por esta razón en las últimas décadas la cuenca de la Popa ha sido objeto de un amplio análisis de estudios geológicos con el objetivo de entender este tipo de deformación tectónica (MacBride, 1974; Laudon, 1987; Lawton et al., 2001; Rowan et al., 2003; Millan-Garrido, 2004; Shelly y Lawton, 2005). A pesar de que no se han encontrado depósitos de gas o petróleo en el área de estudio es posible comparar con las grandes provincias petroleras en las cuales se han desarrollado en este tipo de ambiente tectónico halocinético (Warren, 1999).

Los datos de Intensidad Magnética Total corresponde a información aeromagnética provista por el Servicio Geológico Mexicano y publicada por Tamez et al., (2011) en un

estudio regional del NE de México. Por su parte la información gravimétrica corresponde a datos regionales de dominio público por parte de National Space Institute y Technical University of Denmark (Andersen O.B et al., 2010), datos publicados (Aranda García et al., 2008), así como información de trabajos de campo publicados por Tamez et al., (2011) los cuales son utilizados para generar el modelo estructural de la soldadura la Popa y tener respuesta geofísica fidedignas. Las anomalías obtenidas con interés para este trabajo son comparadas con estructuras en superficie mediante un Modelo Digital de Elevaciones generado con datos tomados de General Bathymetric Chart of Ocean (BODC, 2008).

El énfasis principal en este trabajo de investigación se centra en el análisis geofísico mediante métodos potenciales de las estructuras salinas principalmente de la Soldadura de la Popa así como inferir la disposición y profundidades del basamento del área de estudio. Lo anterior se logró con la integración geológica-geofísica en la cual se dispuso de varias de las técnicas de procesamiento (aplicación de filtros en el dominio de la frecuencia). La separación de la anomalía residual de Bouguer permitió observar la respuesta gravimétrica de las anomalías de los cuerpos halocinéticos como son: el diapiro el Gordo (D.G), diapiro el Papalote (D.P), anticlinal la Gavia y parte del anticlinal Minas Viejas ambos anticlinales nucleados por sal (Aranda García et al., 2008; Tamez et al., 2011). Mientras con la técnica de señal analítica se obtienen algunos altos gradientes importantes tanto con la información magnética y gravimétrica que se relacionan con los límites de la soldadura de la Popa.

El análisis del mapa de intensidad magnética total reducido al Polo muestra una importante anomalía negativa la cual se relaciona principalmente con sedimentos de propiedades diamagnéticas, y es consistente con las propiedades de materiales evaporíticos (Telford *et al.*, 1990), ampliamente distribuidos dentro de la cuenca. De manera general la respuesta magnetométrica es coherente con la geometría de una estructura tipo *rift* que pudiera tener relación con el basamento magnético. Se muestra una interpretación mediante el método de la deconvolución de Euler para localizar y determinar profundidades del basamento magnético y las fuentes relacionadas a las anomalías de la soldadura salina encontradas con la señal analítica, esta propuesta del

análisis de estimación de profundidades permitió tener soluciones fidedignas con profundidades que van desde los 4 a 6 km y han sido inferidas por otros autores mediante análisis cualitativos y modelos estructurales (Eguiluz de Antuñano, 1994; Millan-Garrido, 2005, Tamez *et al.*, 2011).

La correcta interpretación de los datos potenciales junto con una recopilación y análisis bien documentada de la información geológica disponible permitió comprender las características de la tectónica salina así como la génesis de la cuenca de la Popa, logrando integrar toda la información en un modelo estructural 2D, el cual nos muestra la disposición de la soldadura de La Popa y que es convincente con la respuesta geofísica de métodos potenciales.

## 1.3 OBJETIVOS Y METAS

### 1.3.1 Objetivo

El objetivo de este estudio es determinar la estructura de la soldadura salina La Popa, así como la disposición del basamento mediante el análisis cualitativo y cuantitativo de datos gravimétricos de dominio público (Andersen O.B et al., 2010, Aranda García et al., 2008, Tamez et al., 2011) e información magnética adquirida por el Servicio Geológico Mexicano (SGM) y la recopilación de información geológica.

### 1.3.2 Metas

- Recopilar y analizar la información geológica del área de estudio para comprender las características y génesis de las estructuras halocinéticas.
- Análisis cualitativo de los mapas de anomalía de Intensidad Magnética Total (IMT) y anomalía de Bouguer ( $2.67 \text{ g/cm}^3$ ).
- Procesar e interpretar la información magnética y gravimétrica mediante la aplicación de las diferentes técnicas de filtrado para aislar las anomalías correspondientes a las estructuras salinas.
- Estimar la profundidad del basamento a partir de los resultados de los datos magnéticos.
- Generar un modelo 2D donde sea posible observar la geometría de la soldadura Salina La Popa mediante la integración geológica-geofísica.

### 1.4 LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

La cuenca de La Popa se encuentra ubicada en el estado de Nuevo León y una pequeña porción de Coahuila, principalmente en la comunidad San José La Popa, municipio de Mina, Nuevo León al noroeste de la Ciudad de Monterrey (Fig. 1.1). Geológicamente forma parte de la provincia fisiográfica de la Sierra Madre Oriental, limitando al norte con la Isla de Coahuila y la cuenca Sabinas, al este con la Planicie costera del Golfo de México y al sur frente al cinturón orogénico de la Sierra Madre oriental, en su porción conocida como Curvatura de Monterrey.

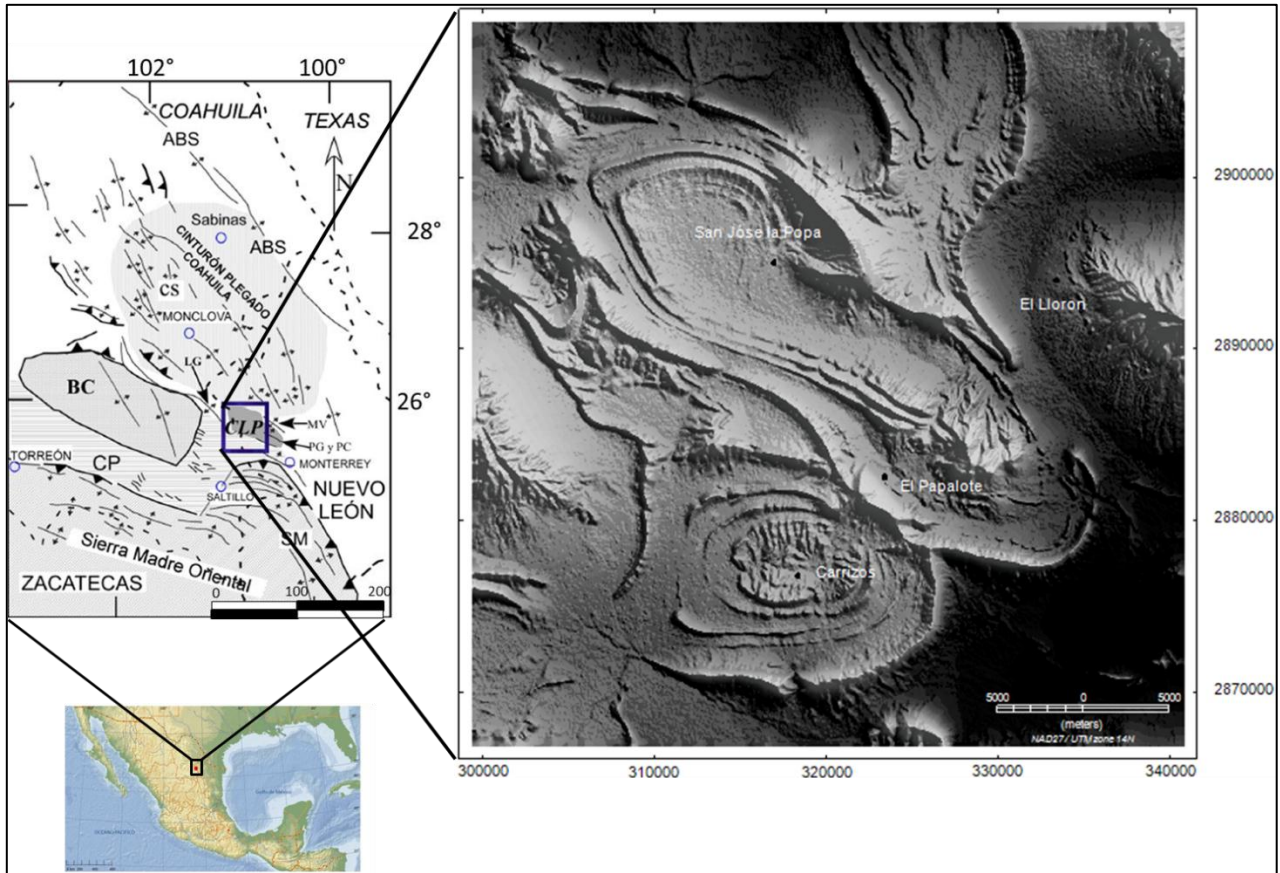


Figura 1.1. Ubicación del área Cuenca de la Popa entre los estados de Coahuila y Nuevo León (tomado de Lawton *et al.*, 2001), y una imagen de la morfología donde se puede apreciar el área total considerada para este estudio. Abreviaciones: BC = Bloque de Coahuila; LG = Anticlinal de la Gavia; CLP = Cuenca de La Popa; SM = Saliente de Monterrey; PG y PC = Anticlinales Potrero de García y Potrero Chico; MV = Anticlinal Minas Viejas; CP = Cuenca de Parras; CS = Cuenca de Sabinas; ABS = Archipiélago Burro-Salado.

## **CAPÍTULO II. TECTÓNICA SALINA**

La tectónica salina (Halocinesis) tiene gran interés debido a los grandes yacimientos de hidrocarburo que se han encontrado en este ambiente alrededor del mundo (Hudec y Jackson, 2007), así como a la características estructurales que impone a las cuencas sedimentarias que la contengan, de esta manera la tectónica salina enfatiza el flujo de la sal lateral y vertical que propicia una deformación tectónica donde se involucra a la halita así como otras evaporitas (Warren, 2006).

Las últimas dos décadas se han publicado tratados explicando el mecanismo de la tectónica salina entre ellos se encuentran Jackson y Talbot (1986), Jackson y Vendeville (1994), más recientemente Warren (2006) así como Hudec y Jackson (2007). Donde se menciona que la tectónica salina puede iniciar en un principio por flotabilidad, sin embargo actualmente es considerado solo en algunos caso ya que se ha demostrado que los esfuerzos ejercidos por las cargas litostáticas, en este caso el estrato geológico suprayacente a la capa de sal, son los detonantes principales para el ascenso de flujo de sal, siendo ampliada o reducida por las fuerzas regionales como son la compresión, distensión y fuerzas laterales.

### **2.1 SIGNIFICADO DE SAL**

Las evaporitas son secuencias sedimentarias formadas por sales de cloruros y sulfatos de potasio, magnesio y sodio provenientes de aguas saturadas o salmueras. De esta manera las evaporitas dominadas por cloruros son denominadas como “Sal”, siendo un término que se ha extendido para involucrar a las rocas evaporíticas formadas principalmente por el mineral halita (NaCl), de este manera se define a la roca de sal como un agregado cristalino formado en el 99% del mineral halita (Jackson y Talbot, 1986), en la naturaleza es raro encontrar secuencias de halita pura, ya que estas contiene inclusiones no salinas que fueron mezcladas originalmente. Además las secuencias de sal aparecen constituidas de impurezas formadas por otras evaporitas (anhidrita o yeso) así como por materiales carbonatados o incluso ígneos que son arrastrados en su ascenso.

Para que una capa de evaporita se deposite y preserve necesita una depresión sedimentaria, un cuerpo de salmuera cercano a la superficie el cual sea conducido hidrológicamente vía evaporación solar y posteriormente sufrir soterramiento (Warren, 2006), así las secuencias de evaporitas son depositadas en cuencas restringidas donde la evaporación es mayor al régimen de aportación de agua salina, estas secuencias aparecen en latitudes de 30°, en la cual el frío, la sequedad y las altas presiones descendentes del aire propician la formación de climas áridos a semiáridos. Los principales ambientes estructurales donde son depositadas las evaporitas son: Cuencas Cratónicas, Cuencas Syn-rift, Márgenes Pasivos, Zonas continentales de colisión y Cuencas Foreland; aproximadamente 120 de estas cuencas evaporíticas han sido afectadas por tectónica salina (Hudec y Jackson 2007, Fig. 2.1).

## **2.2. PROPIEDADES FÍSICAS DE LA ROCA DE SAL.**

La roca de sal es relativamente débil, soluble y dúctil esto hace que se comporte como un fluido a escalas de tiempo geológicos, además la propiedad de incompresibilidad y baja densidad hacen que su comportamiento mecánico sea diferente a estratos subyacentes y suprayacentes, estas características proveen un rasgo estructural característico de deformación a las cuencas sedimentarias que la contengan.

### **2.2.1 Densidad, Viscosidad y Conductividad térmica de la roca de sal.**

La mayoría de los sedimentos pierden porosidad con el soterramiento y aumento de cargas litostáticas, lo cual conduce a un incremento gradual de la densidad. Por su parte la roca de sal tiene un significado de densidad en superficie de  $1.4 \text{ g cm}^{-3}$ , esta densidad aumenta gradualmente hasta profundidades de 200-300 m, donde tiende a perder porosidad efectiva conduciéndola a un aumento de densidad de  $2.2 \text{ g cm}^{-3}$ , esta densidad se mantiene constante alrededor de todo el proceso diagenético debido principalmente a la propiedad de incompresibilidad, sin embargo al entrar a la fase de esquistos verdes (Fig. 2.2a), la sal tienden a sufrir una ligera disminución en la densidad, esto es debido a expansión térmica propiciada por las condiciones de temperatura, profundidad y presión. Por lo tanto la roca de sal al ser enterrada bajo coberteras importantes en vez de ser más densas tienden a volverse flotable conduciendo al ascenso de la sal, la flotabilidad neutra de la sal está dada a

profundidades de 1300-1500 m, donde la densidad de la cobertera y el estrato de sal son casi iguales, esto puede ocurrir bajo arrecifes o bajo estratos de carbonatos compactados (Warren, 2006).

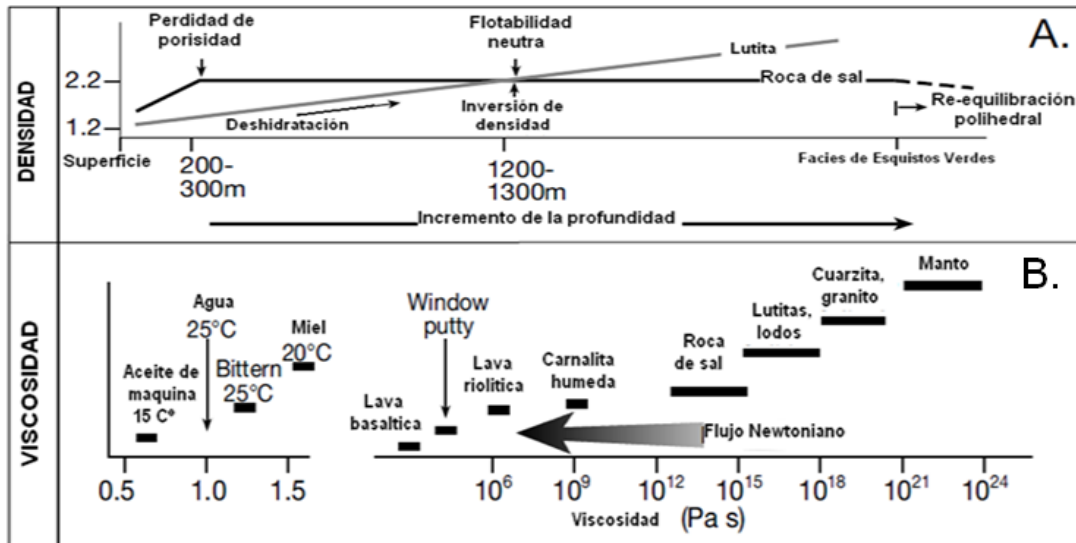


Figura 2.1. Propiedades físicas de la roca de sal comparada con otros materiales. A) Cambios de la densidad respecto a la profundidad. B) Viscosidad (Tomado de Warren, 2006).

La viscosidad es la medida de la fuerza del rozamiento interno que impide el flujo libre de algún fluido (medido en Pa.s), entonces mientras más viscoso sea este material más difícil es hacerlo fluir. Por ejemplo la miel a una temperatura de 14 °C tiene una viscosidad  $\approx$  de 60 Pa.s. Davison et al. (1996a) estimó la viscosidad de las evaporitas en un rango de 50 a 10<sup>4</sup> Pa.s; por su parte la roca de sal tiene una viscosidad entre los rangos de 10<sup>12</sup> a 10<sup>15</sup> Pa.s (Warren 2006, Fig. 2.2b). La viscosidad de la sal húmeda de grano fino (presentes ampliamente en la tectónica salina) se mantiene constante a lo largo de tiempos geológicos, esto la hace considerar como un fluido Newtoniano, este fluido se caracteriza debido a que presenta poca o nula resistencia a ser deformado por esfuerzos tangenciales.

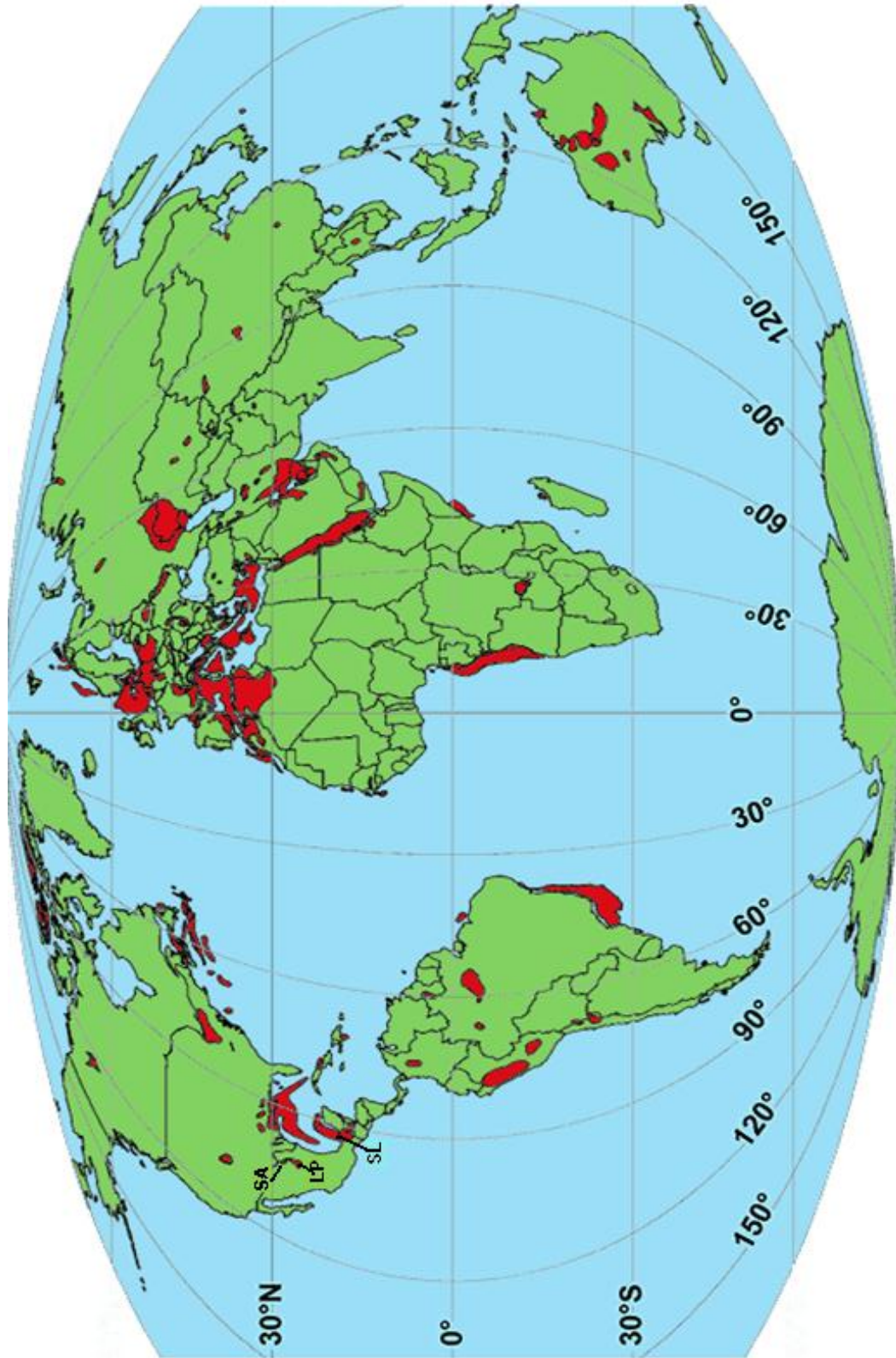


Figura 2.2. Proyección global de la distribución de cuencas que contienen estructuras salinas (áreas rojas). LP Cuenca de la Popa, SA Cuenca Sabinas y SL Cuenca Salinas (Tomado de Hudec y Jackson, 2007)

La conductividad térmica de la sal comparada con otras rocas es mucho mayor con valores de 5 a 6  $\text{W m}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$  (Mello et al., 1995, Fig. 2.3), esta propiedad es la capacidad que tienen los materiales, en este caso las rocas, de transferir calor a materiales adyacentes. La importancia de la conductividad térmica es que el estrato de sal funciona como disipador de calor, la cual enfría a la roca subyacente y tiene a aumentar la temperatura de las rocas suprayacentes, favoreciendo a la maduración de materia orgánica sincronizando la generación de hidrocarburo (Warren, 2006). Cuando el estrato de sal actúa como medio de transferencia de calor se genera convección termal dentro de la capa de sal, propiciando la flotabilidad halocinética (Jackson y Talbot, 1986)

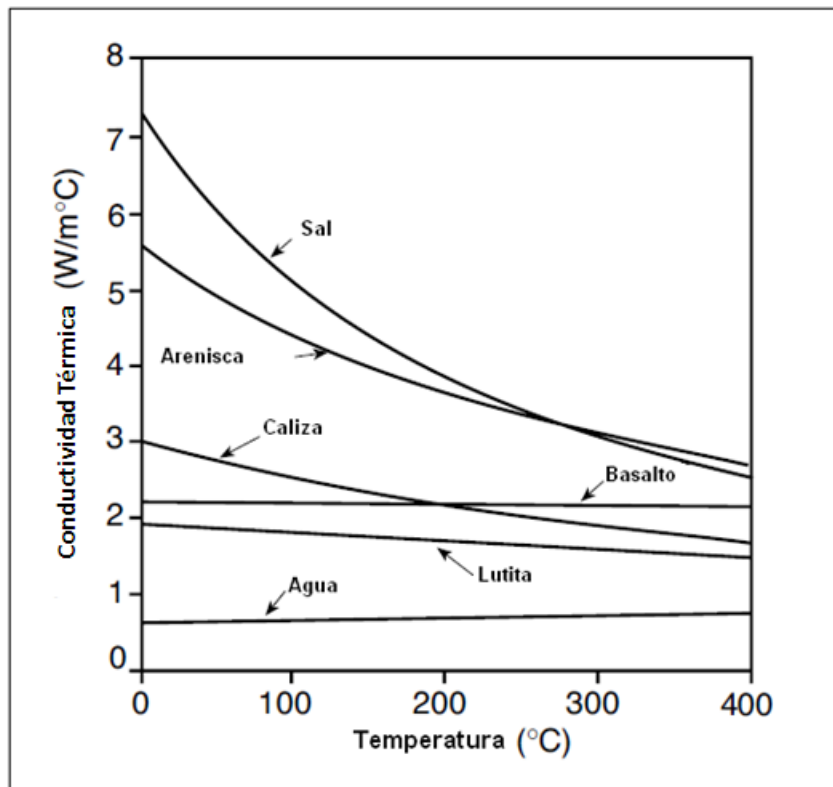


Figura 2.3. Conductividad térmica de la roca de sal y otros tipos de rocas (Mello et al., 1995)

Adeptos para entender el comportamiento de formación de diapiros han sido propuestos, los principales son modelos de diapiros experimentales de fluido-fluido y considerando un pseudo-fluido presurizado.

En experimentos de fluido-fluido (Warren, 2006) a la sal se considera como un fluido viscoso suprayacido por un fluido de mayor densidad, en este modelo el diapirismo es detonado por irregularidades en el límite de los fluidos, el comportamiento puede ser comparado con la inestabilidad Rayleigh-Taylor donde el líquido de menor densidad tiende a subir por inversión de densidad. Por su parte los precursores de la “Escuela Frágil” consideran a la sal un pseudo-fluido presurizado donde el ascenso del diapiro es detonado por la fragilidad de la cubierta (Jackson y Vendeville, 1994) involucrando la carga litostática, este escenario se adecua mejor las observaciones geológicas donde el diapiro asciende de manera pausada y no continuamente como en el modelo fluido-fluido, además de que ya se consideran las fuerzas de compresión y distensión para acelerar el proceso de crecimiento de los diapiros

### 2.3 ÍNDICES DE FLUJO DE LA ROCA DE SAL

La sal a diferencia de otras rocas es capaz de fluir en dominios de diagénesis. El flujo de la sal sufre índices de deformación los cuales son definidos como el cambio proporcional de la longitud por segundo de alguna roca (Jackson y Talbot, 1986) este índice varia en la sal en un amplio rango de deformación de  $10^{-8}$  a  $10^{-16} \text{ s}^{-1}$ . Pfifner y Ramsay (1982) calcularon un índice de deformación para los pliegues activos de  $10^{-14}$ , lo que significa que la roca crece o expande  $10^{-15}$  de su longitud original por segundo transcurrido, por su parte un índice de  $10^{-11} \text{ s}^{-1}$  es mucho más rápido y es representativo de deformaciones observadas en los glaciares de sal de Irán es muy lento comparándolo con un índice de  $10^{-4} \text{ s}^{-1}$  que es un millón de veces más rápido y es representativo en flujos de lava (Tabla 2.1).

TIPOS DE FLUJO	RANGO DE DEFORMACIÓN (S <sup>-1</sup> )	VELOCIDAD (mm a <sup>-1</sup> )	VELOCIDAD
Flujo de lava (mas rapido a mayor temperatura)	10 <sup>-5</sup> -10 <sup>-4</sup>	5x10 <sup>11</sup> -3x10 <sup>13</sup>	1-60 km hr <sup>-1</sup>
Glaciar de hielo (Surge con incremento de la temperatura)	10 <sup>-10</sup> -5x10 <sup>-8</sup>	3x10 <sup>5</sup> -2x10 <sup>7</sup>	1-60 m día <sup>-1</sup>
Glaciar de sal (surge despues de una tormenta)	10 <sup>-11</sup> -2x10 <sup>-9</sup>	2x10 <sup>3</sup> -2x10 <sup>6</sup>	10-100 km M <sup>a</sup> -1
Mantos de corrimiento (controlados por presion de temperai)	10 <sup>-15</sup> -10 <sup>-14</sup>	10-10 <sup>3</sup>	2 m a <sup>-1</sup> - 5 m día <sup>-1</sup>
Propagación de lengua de sal (<30 km de ancho)	8x10 <sup>-15</sup> -10 <sup>-11</sup>	2-20	2-20 km Ma <sup>-1</sup>
Propagación de lengua de sal (>30 km de ancho)	3x10 <sup>-16</sup> -10 <sup>-15</sup>	0.5-3	0.5-3 km Ma <sup>-1</sup>
Levantamiento diapirico (aumenta con el contenido de agua)	2x10 <sup>-16</sup> -8x10 <sup>-11</sup>	1x10 <sup>-2</sup> -2	10 m - 2 kmMa <sup>-1</sup>

Tabla 2.1. Índices de deformación y velocidades de flujo de la sal (Tomado de Jackson y Talbot, 1992)

## 2.4 MECANISMO DE DEFORMACIÓN DEL MINERAL HALITA

Los índices de deformación en la roca de sal están ligados estrechamente con el comportamiento mecánico a escala micro-cristalina de la halita (NaCl). El mecanismo de deformación dominante en los granos de halita es un mecanismo primario conocido como dislocación de arrastre (Dislocation Creep) tiene gran relevancia ya que admite una deformación dúctil en la red cristalina, esto permite que conforme los enlaces de la red son rotos se vuelven unir poco a poco a lo largo de una superficie de deslizamiento, esto se lleva a cabo por una migración o desplazamiento de los granos donde estos se ven deformados mientras que el agregado puede fluir lentamente, todo esto propicia que no exista discontinuidad en la red; a diferencia los mecanismos secundarios de deformación inter-cristalina, donde la red cristalina se ve modificada y destruida parcialmente reflejándose en el agregado cristalino con la formación de microfracturas, este modo es el dominado en muchas rocas sedimentarias no evaporíticas. El mecanismo de dislocación de arrastre explica porque la roca de sal tiende a fluir en lugar de deformarse al aplicarle grandes esfuerzos que por lo general propician metamorfismo a otro tipo de roca.

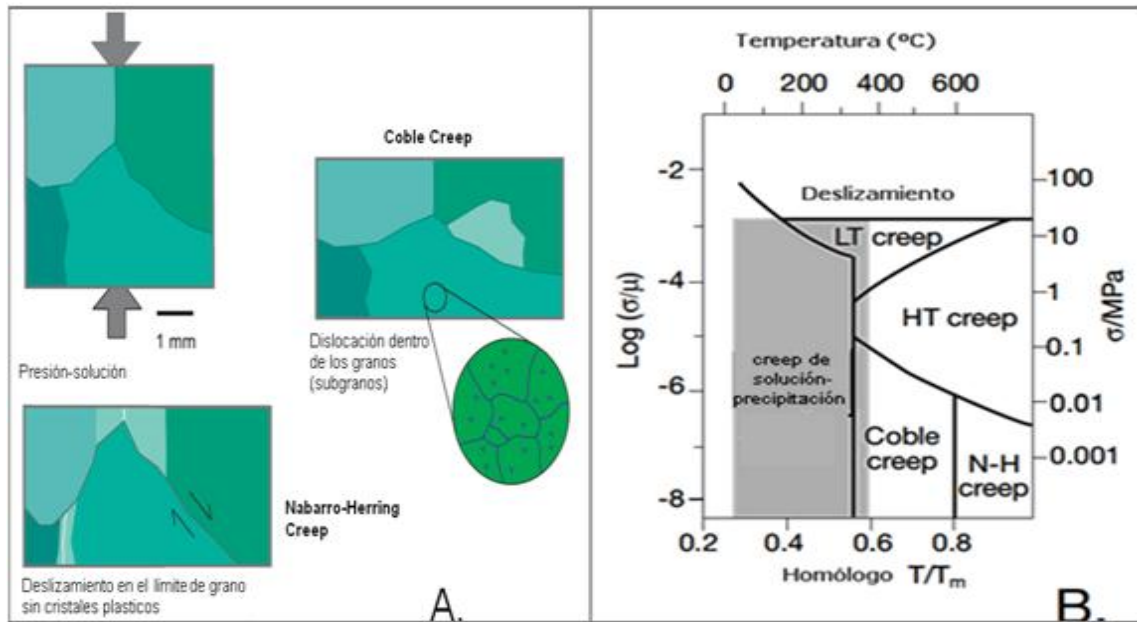


Figura 2.4. A) Esquema mostrando los procesos de dislocación que puede operar en la deformación de halita (Urai et al., 2008) B) Mapa de mecanismo de deformación para rocas de sal húmedas mostrando dominios de mecanismos de deformación para diferentes temperaturas y esfuerzos. El área sombreada muestra campos dominantes para muchos flujos naturales de sal (Urai et al., 1986). HT Creep, creep de alta temperatura; LT, creep de baja temperatura.

La dislocación de arrastre en la sal ha sido comprobada por pruebas realizadas en laboratorio a muestras de halita así como observaciones en deformaciones naturales (Carter et al., 1983, Urai et al., 1986, Drury and Urai 1990, Zubtsov et al., 2004, Ter Heege et al., 2005). La dislocación de arrastre se puede llevar a cabo por Coble Creep, en el límite de grano y por Nabarro-Herring Creep, en el interior de los granos (Fig. 2.4a) incluyéndose dentro de estos el creep de solución-precipitación, este mecanismo es muy efectivo en muchas rocas húmedas y mucho más rápido en las rocas de sal. Cada proceso depende de la temperatura, esfuerzo aplicado, impurezas contenidas, tamaño de grano y el contenido de agua saturada presente durante el proceso (Carter et al., 1983; Urai et al., 1986; Ter Heege et al., 2005; Fig. 2.4b), el contenido de agua saturada o salmueras ayuda a la migración del límite de grano así como a la recristalización o regeneración de los granos de halita, siendo disueltas en las zonas de máximo esfuerzo y recristalizadas en zonas de mínimo esfuerzo (Drury y Urai, 1990)

este comportamiento es el que propicia la propiedad de incompresibilidad en la roca de sal.

En la halita húmeda el creep de solución-precipitación incluye transferencia de granos a lo largo del límite de grano y este es el que tiene mayor relevancia en las deformaciones naturales de la roca de sal a temperaturas de 20-300 °C y un amplio rango de esfuerzos ( $1 \times 10^{-3}$  – 30 MPa, Fig. 2.4b) por su parte en la halita seca el comportamiento de los mecanismos de difusión son menos importantes en temperaturas bajas (Urai et al., 1986)

Zubtsov et al. (2004) realizaron pruebas en mezclas halita-calcita, estas se sometieron a 7000 minutos de compresión triaxial ( $\approx$  5 días), esta prueba mostro que el grado de compactación en la roca de sal no llega hacer más de 20 % dependiendo del contenido de impurezas –en este caso la calcita-. Con el aumento de granos de halita, el acortamiento mostrado a corto plazo, es restablecido debido a la competencia de dos mecanismos a nivel del grano: 1) presión-solución en el límite de los granos la cual permite ligera compactación como lo que ocurre en otros minerales, 2) regeneración de granos o recristalización, oponiéndose al acortamiento de la muestra, permitiendo fluir al agregado sin que se deforme. Este resultado muestra porque la sal puede funcionar como una roca sello para el hidrocarburo a demás permiten fluir a la roca de sal con pequeños esfuerzos aplicados a diferencia de otras rocas las cuales necesitan grandes esfuerzo para ser desplazadas.

## 2.5. MECANISMO DE CRECIMIENTO DE DIAPIROS

Después de que una capa de sal se ha depositado por evaporación es tabular y suprayacida por una cobertera sedimentaria. Jackson y Talbot (1986) argumentaban que después de que la capa de sal es enterrada, esta asciende por flotabilidad considerándolo como el principal mecanismo que conduce al flujo de la sal. Sin embargo trabajos más recientes enfatizan que las cargas diferenciales son el mecanismo más importante que conduce el flujo (Hudec y Jackson, 2007). Otras fuerzas que conducen, acelerar o retardan el flujo de sal son las fuerzas regionales de compresión, distensión y laterales propiciando un amplio número de estructuras salinas (Fig. 2.5). Estas estructuras se pueden clasificar en diapiricas y no diapiricas, definiendo

estrictamente un diapiro como una masa de sal que asciende dúctilmente y tiene emplazamiento discordante o perfora su cobertera (Jackson y Talbot, 1991); dentro de las estructuras no diapiricas tenemos: roller de sal, almohadas de sal y anticlinales de sal, consideradas como estructuras de baja amplitud y no maduras; mientras las estructuras diapiricas son maduras y de mayor amplitud, estas son: paredes de sal, núcleos de sal (stock de sal) y diapiros despegados estas estructuras pueden desarrollar a extrusivas hojas de sal llagando a Namakiers (Glaciares de sal, Talbot y Jarvis 1984).

## 2.6 FACTORES DE OPOSICIÓN AL FLUJO DE SAL

De la misma manera que existen fuerzas que propician el flujo de sal hay factores que dificultan el ascenso. Dos son los principales factores que impiden el flujo (Fig. 2.6), el espesor de la cobertera y la generación de fricción en la periferia del cuerpo, si estos factores son lo suficientemente grandes para impedir el ascenso de sal, esta quedara sepultada expuesta solo a factores de disgregación subterránea como es la disolución por el flujo de agua. Al existir esta disolución se propicia un adelgazamiento de la capa fuente de sal generando una soldadura entre el basamento subyacente a la sal, como se verá más adelante.

Al aumentar el espesor de la cobertera sedimentaria debido a diagénesis se genera una fuerza que se opone al ascenso de la sal, de este modo cuando la cobertera es delgada es más fácil a ser atravesada por el diapiro, por su parte cuando la cobertera es de un espesor significativo será más difícil. Cuando se genera el ascenso de la sal esta sufre cizallamiento en sus bordes por la fricción que se genera con los materiales adyacentes, de este modo se genera una fuerza que restringe y dificulta el flujo en esta zona del cuerpo de sal. Esta fuerza de oposición es importante en cuerpos de sal con pocas dimensiones ya que la zona de cizallamiento impide cada vez más el flujo de la sal, sin embargo en la naturaleza los cuerpos salino son de grandes dimensiones por lo que esta fuerza de restricción es rara.

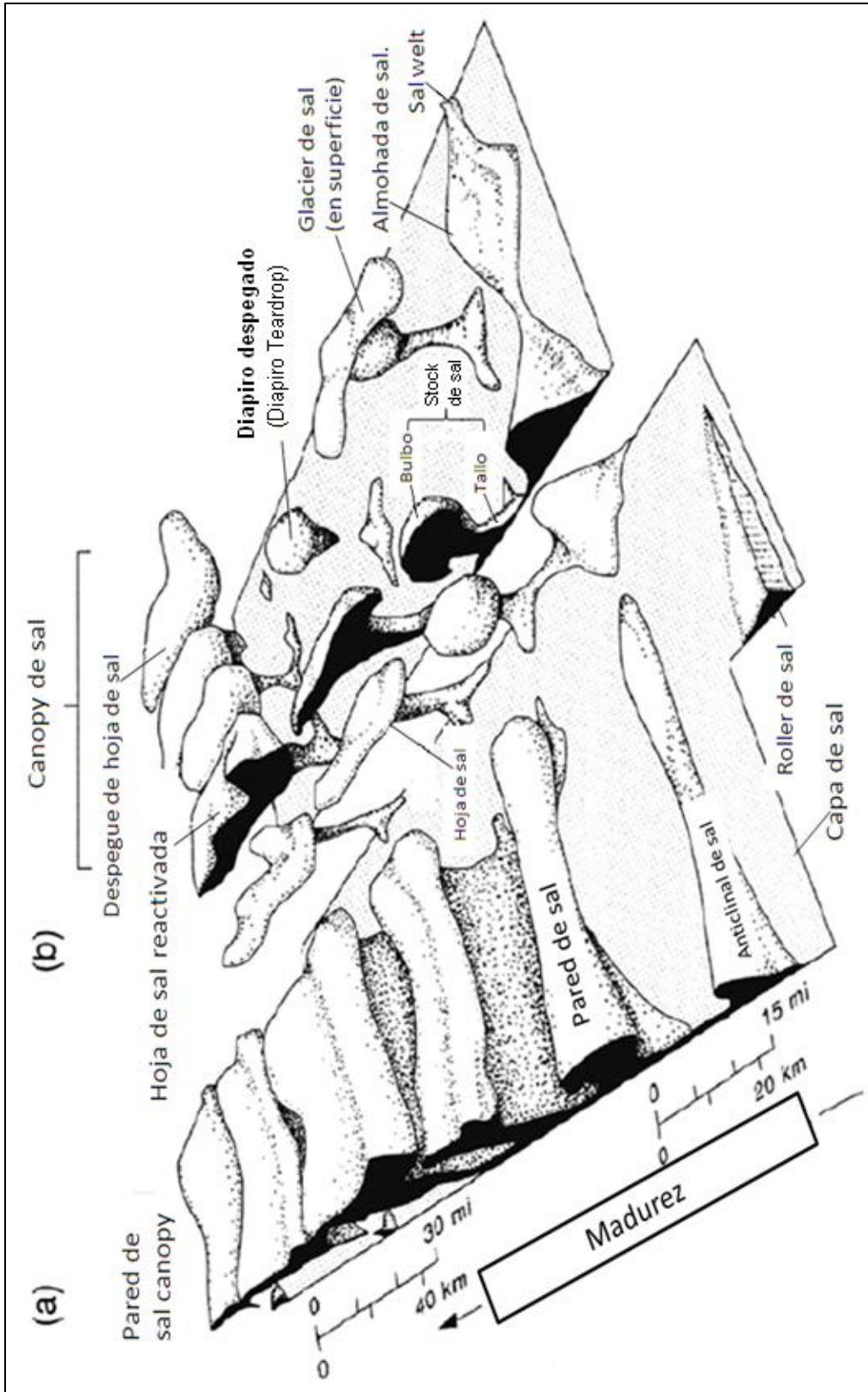


Figura 2.5. Formas que pueden adquirir las estructuras salinas. El tamaño de la estructura está relacionada con su madurez. a) Estructuras elongadas con crecimiento desde su estrato fuente. b) Estructuras creciendo de un punto fuente. ( Jackson y Talbot,1991).

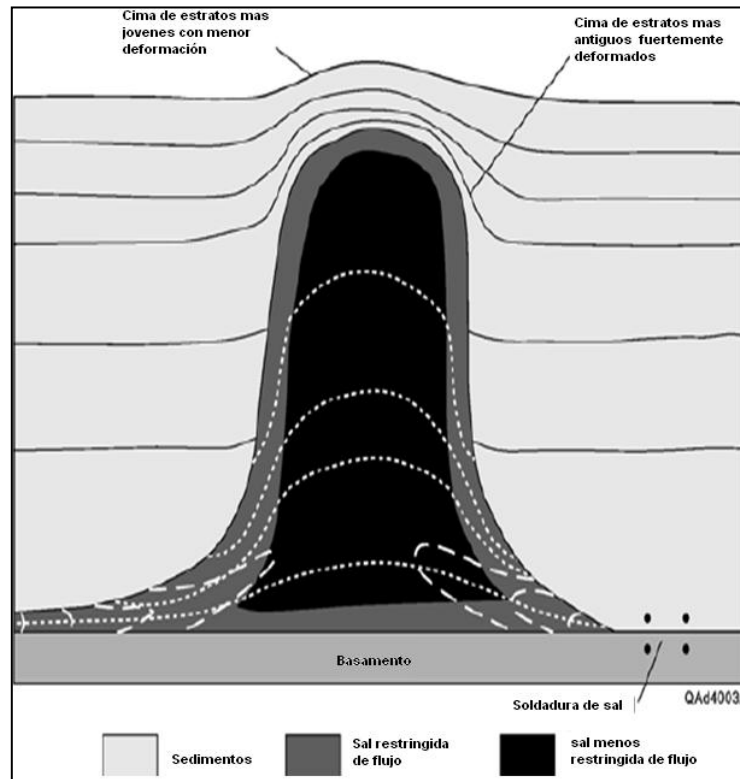


Figura 2.6. Principales factores que restringen el flujo de sal. En el ascenso del diapirismo primero será frenado si el espesor de la cobertera es grande, luego cuando la sal está fluyendo sufre fricción en su borde impidiendo de esta manera la continuación del flujo (Tomado de Hudec y Jackson, 2007).

## 2.7 TIPOS DE EMPLAZAMIENTO

Cuando un diapirismo inicia su ascenso remueve y desplaza la cobertera generándose un espacio que posteriormente es ocupado por el diapirismo, esto puede ser llevado en tres principales ambientes (Hudec y Jackson 2007, Fig. 2.7 A), coberteras frágiles, coberteras dúctiles y por diapirismo pasivo.

En las coberteras frágiles el mecanismo de emplazamiento puede ser de cuatro formas; por diapirismo reactivo (Fig. 2.7 Ai), en el cual debido a fuerza de extensión es generado una zona de debilidad formando un graben o semi-graben donde las zonas de fallas normales funciona como área de ascenso para la sal; por diapirismo activo (Fig. 2.7 Aiii), en este caso la cobertera es lo suficientemente delgada para que el

diapiro que está en crecimiento pueda penetrarla, rotarla y desplazarla lateralmente, en este mecanismo de emplazamiento la flotabilidad de la sal desempeña un papel importante; emplazamiento por erosión (Fig. 2.7 Av), cuando existen anticlinales nucleados por sal el mecanismo efectivo para que el diapiro pueda perforarlo es mediante la erosión de la cima del anticlinal, de esta manera el diapiro puede emplazarse lateralmente sobre la cobertera; emplazamiento por empuje (Fig. 2.7 Aii), cuando se generan esfuerzos por compresión se forman áreas de debilidad generadas por fallas inversas, esta debilidad es adecuada para el emplazamiento de la sal.

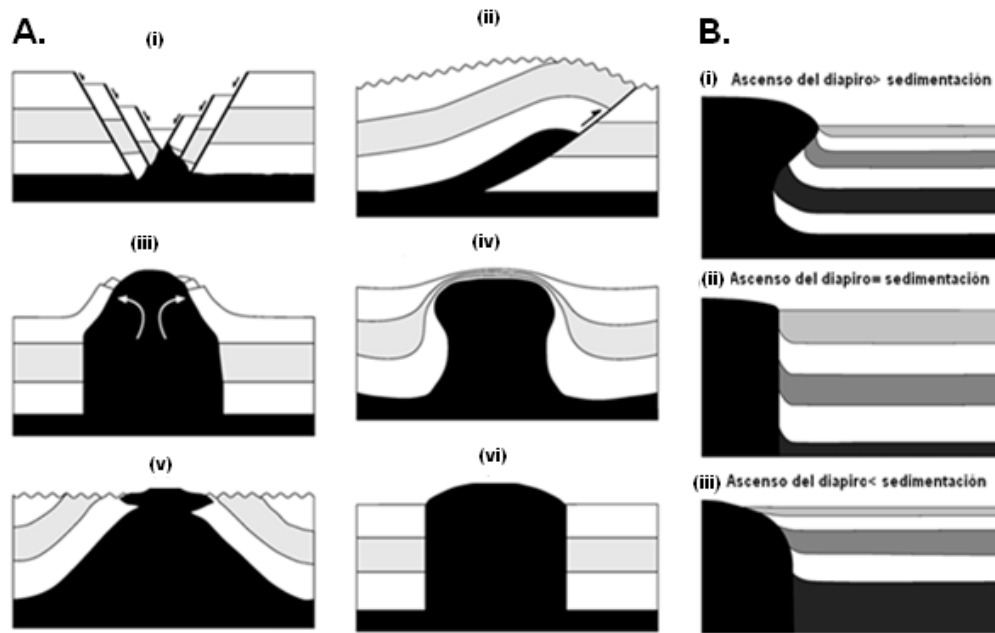


Figura 2.7. (A) Mecanismo de emplazamiento de los diapiros. (i) Diapirismo reactivo, (ii) emplazamiento por empuje (iii) Diapirismo activo, (iv) emplazamiento dúctil, (v) emplazamiento por erosión, (vi) Diapirismo pasivo (Tomado de Hudec y Jackson, 2007). (B) Relación del ritmo de sedimentación contra el ritmo de ascenso de un diapiro en emplazamientos pasivos (Giles y Lawton, 2002).

Nettleton, 1934 y Talbot et al., 1991 mencionan que puede existir un emplazamiento en coberteras dúctiles (Fig. 2.7 Aiv) en el cual el cuerpo de sal no logra perforar su cobertera, por esta razón la estructura no se considera como un diapiro pero se ha mostrado su existencia en el Gran Caviar de Irán, donde son considerados como auténticos tapones de sal (Jackson et al.1990).

El emplazamiento pasivo o downbuilding (Barton 1933, Jackson y Vendeville 1994, Fig. 2.7 Avi) es un mecanismo en el cual el ascenso de la sal ocurre al mismo

tiempo que la sedimentación, de esta manera se puede formar un techo de sedimentos sobre el diapiro el cual posteriormente es desplazado a los lados por el continuo ascenso del diapiro, en este mecanismo la roca de sal siempre se mantiene en la superficie siendo importante el flujo por cargas litostáticas. Una característica importante en el diapirismo pasivo es que los estratos en los flancos del diapiro son girados y desplazados lateralmente formando sucesiones de inconformidad conocidas como secuencias halocinéticas, la geometría del diapiro está controlado por el índice de levantamiento contra el grado de sedimentación (Giles y Lawton, 2002; Rowan et al., 2003). En el diapiro donde el ascenso es más rápido que la sedimentación (Fig. 2.7 Bi) tiende a propagarse a los lados sobre la cobertera formando hojas de sal, por su parte cuando el ritmo de sedimentación es mayor que el ascenso del diapiro (Fig. 2.7 Bii) este queda parcialmente sepultado, pero si los ritmos de sedimentación y ascenso de la sal son iguales (Fig. 2.7 Biii) el diapiro crece permaneciendo siempre al nivel de la superficie formando una pared de sal.

Este escenario de crecimiento pasivo es el que domina durante el desarrollo de stock y paredes salinas, actuando ampliamente en varias condiciones tectónicas alrededor del mundo (Hudec y Jackson, 2007).

### **2.7.1 Emplazamiento de hojas de sal alóctona.**

La sal alóctona es una capa de sal sub-horizontal o con ligeros buzamientos, la cual ha sido desplazada a niveles superiores sobre la capa fuente de sal autóctona o capa fuente (Hudec y Jackson, 2006), este concepto elimina estructuras verticales como las paredes de sal, de este modo las hojas de sal son un cuerpo diapirico semejante a una hoja que se emplaza de manera extrusiva sobre la superficie en varios periodos de tiempo.

Existen cuatro maneras principales de emplazamiento en las hojas de sal alóctona (Hudec y Jackson 2006), son deducidos a partir de su geometría y espesor de la cobertera que se sobrepone al movimiento de la hoja de sal. (1) Avance extrusivo, (2) Avance open-toed, (3) Avance por empuje, (4) Intrusión de sal lateral.

Un avance extrusivo (Fig. 2.8a) es considerado un caso extremo de emplazamiento pasivo donde el avance de la sal es mucho más rápido que la sedimentación esto permite que se propague a un lado de la superficie conducido por gravedad, si la sedimentación es rápida pero lenta comparada con la propagación de la sal, la hoja se propaga avanzando sobre la sedimentación. En un avance open-toed (Fig. 2.8b), el avance de la hoja de sal se da con una cobertera que la suprayace viéndose enterrada parcialmente, esta cobertera avanza más lento que la sal subyacente frenando el flujo de la sal y generando compresión por sobrecarga propiciando fragmentación de la capa de sal o colapso abrupto formando minicuencas (Hudec y Jackson, 2006). En un avance de empuje (Fig. 2.8c) el flujo de la hoja de sal es reactivada a lo largo de una falla de empuje formada en el techo de la cobertera, su geometría se caracteriza por bordes de empuje en la base de sal. La intrusión de sal lateral (Fig. 2.8d) asciende debido a la presencia de un diapiro cercano, este empuja los estratos suprayacentes propagándose a los flancos de diapiro conduciendo a la formación de pliegues de despegue o la formación de pliegues nucleados por sal.

## 2.8 SOLDADURAS DE SAL

Las soldaduras de sal son estructuras parecidas a una falla por la cual la sal ha sido evacuada ampliamente. De manera puntual una soldadura de sal son superficies muy delgadas de separación entre la capa de sal y un estrato adyacente o subyacente donde la sal se exhausto por arrastre lateral o disolución (Jackson y Vendeville, 1994), existen tres principales tipos de soldadura las cuales dependen de la posición con respecto al estrato fuente de sal, estas son:

1.- Soldaduras primarias (Fig. 2.9a). Estas se forman entre la capa fuente de sal y el estrato que la subyace, su formación es debido a la disolución de la capa de sal por agua subterránea o extenuación de la sal debido a la compactación de la carga litostática que hace migrar a la sal.

2.- Soldaduras secundarias (Fig. 2.9a). Soldaduras principalmente verticales por la cual la sal es evacuada a niveles superiores de la capa fuente, su formación es debido principalmente a fuerzas compresivas.

3.- Soldaduras Terciarias (Fig. 2.9b). Aparecen ampliamente en las hojas de sal alóctona y su formación es consecuencia del colapso de la capa de sal o por adelgazamiento debido a la acumulación de sedimentos.

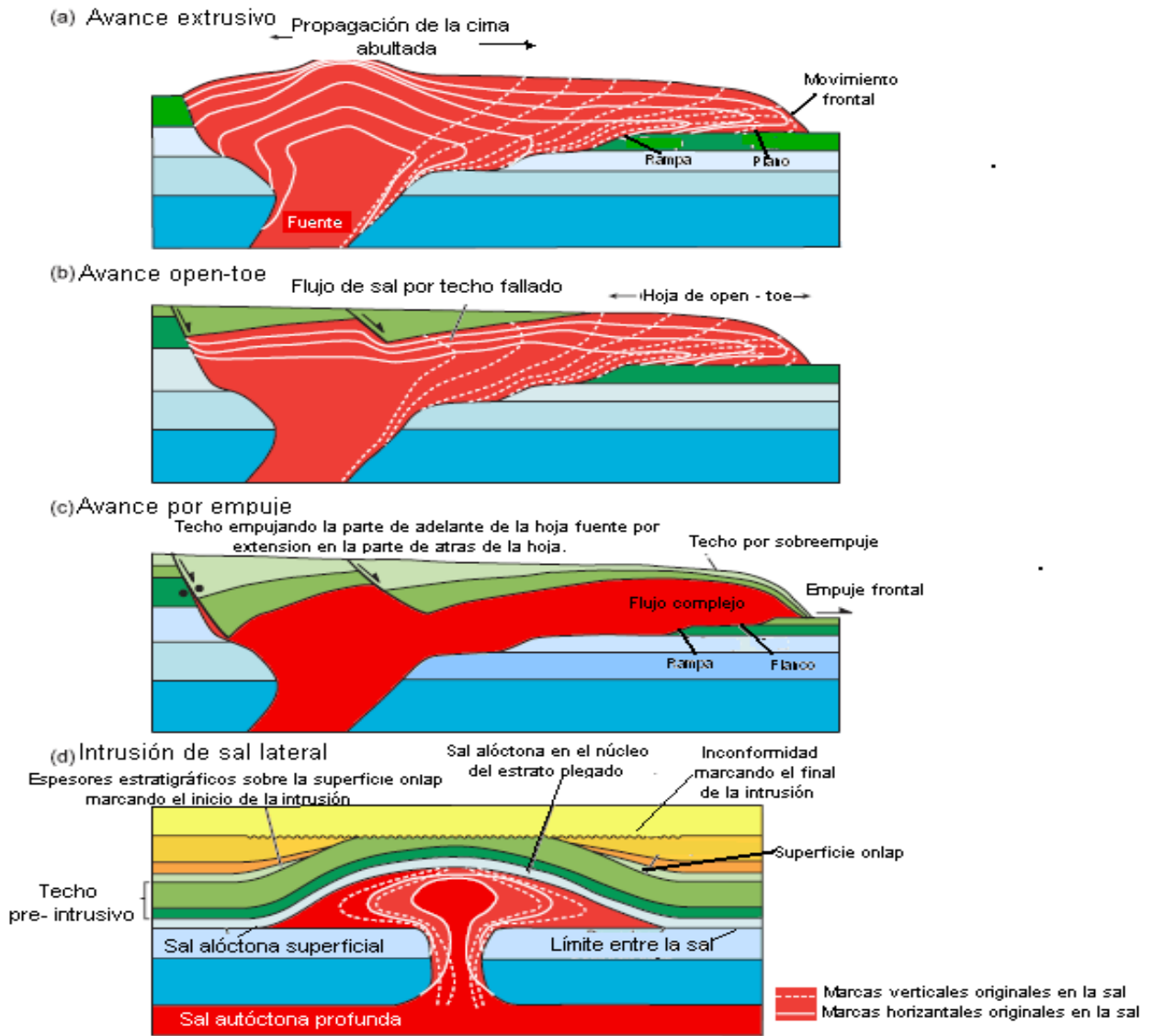


Figura 2.8. Modelos esquemáticos mostrando los principales mecanismos de emplazamiento de las hojas alóctonas de sal. Las líneas blancas muestran la deformación temprana de la capa de sal (Tomado de Hudec y Jackson, 2006).

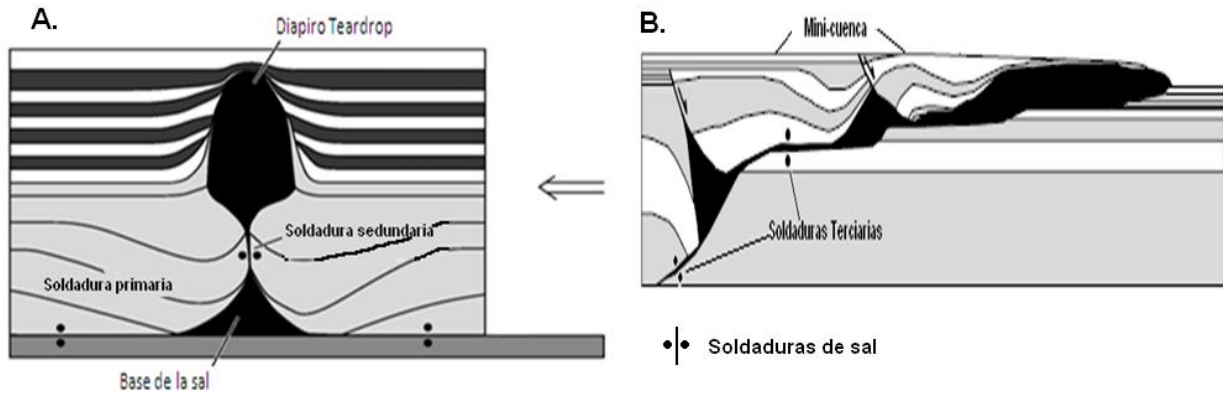


Figura 2.9. Diagramas ilustrando los tres tipos de soldadura. A) soldadura primaria, unión entre la capa de sal y el basamento; soldadura secundaria, se formó por acortamiento propiciando la formación de un diapiro despegado (Tomado de Hudec y Jackson, 2007). B) Soldadura terciaria, la soldadura de la parte inferior se formó por la evacuación de la hoja de sal mientras la soldadura de la parte superior es formada a causa del colapso de la capa de sal (Tomado de Hudec y Jackson, 2006)

## 2.9 IMPORTANCIA DE LA SAL EN LA TECTÓNICA REGIONAL.

Actualmente la comprensión de la Tectónica Salina ha propiciado un mejor entendimiento de la tectónica regional. Se ha demostrado que las estructuras salinas son un parámetro indicador del tipo de deformación debido al gran número de estructuras que se forman dependiendo del esfuerzos dominante ya sea de compresión o distensión, esto ha permitido entender con más detalle la deformación cronológica de muchas cuencas sedimentarias alrededor del mundo. Además de que la sal actúa como un lubricante en las deformaciones generando morfologías muy distintas a una cuenca donde no existe sal (Jackson y Vendeville, 1994). Esta lubricación es debido a la propiedad de incompresibilidad de la sal actuando como auténticos despegues incluso aun cuando la capa de sal confinada es muy delgada, estos despegues se definen como zonas de deslizamiento entre la sal y la capa suprayacente (Hudec y Jackson, 2007). Cuando una cuenca salina inicia proceso de fuerzas regionales y existen estructuras de sal estas se verán modificadas, en algunos casos reactivando el ascenso de la sal; sin embargo cuando no preexisten estructuras salina la capa de sal confinada actúa como un despegue horizontal (décollement).

### **2.9.1 Sal en extensión regional**

La extensión regional es una de las fuerzas que propicia el inicio del flujo de sal o amplifican las estructuras salinas preexistentes. Los ambientes donde se desarrollan es en rift activos, plataformas externas y grandes taludes de márgenes pasivos (Hudec y Jackson, 2007).

En ausencia de estructuras de sal la extensión regional se caracteriza por el crecimiento de fallas listricas y fallas normales siendo importante para el desarrollo de estructuras salinas de baja amplitud como son rollers de sal y almohadas de sal, la capa de sal actúa como un décollement. La extensión propicia el debilitamiento de la cobertera por la cual hay ascenso de sal por emplazamiento activo y reactivo terminando en un emplazamiento pasivo cuando el esfuerzo deja de actuar, estos cambios de estado de emplazamiento están determinados por el aumento o disminución de la extensión (Fig. 2.10a). En otro escenario donde hay estructuras de sal preexistentes (Fig. 2.10b) son ampliadas grandemente sufriendo un emplazamiento por mecanismos pasivos terminando en reactivos, la capa de sal juega un papel fundamental ya que si esta es abundante alimentara al diapiro permitiendo su desarrollo en caso contrario el diapiro dejara de crecer.

### **2.9.2 Sal en compresión regional**

El acortamiento regional tiene gran impacto en las estructuras de sal ya que las amplifica considerablemente. El acortamiento se presenta principalmente en tres ambientes (Hudec y Jackson, 2007), Cuencas de rift invertido, límite de placas convergentes y en la cima de buzamientos moderados de márgenes pasivos. Al igual que en la extensión regional la capa de sal funciona como un despegue eficiente para facilitar la deformación. La gran acumulación de esfuerzos fortalece la cobertera dificultando el emplazamiento de la sal, de este modo el mecanismo importante de emplazamiento es por erosión.

En escenarios donde no hay estructuras preexistentes la amplificación de la capa de sal se ve reflejada en la formación de anticlinales nucleados por sal (Fig. 2.11a). En contraste cuando hay estructuras preexistentes (Fig. 2.11b) están se ven ampliadas,

formando pliegues nucleados por empuje, otras estructuras características de este ambiente es la formación de diapiros despegados debido al acortamiento que tiende a estrangular el diapiro separándolo ampliamente de la capa fuente, si el empuje por acortamiento continua el diapiro despegado puede ser reactivado; las hojas de sal alóctona son otra característica importante en este escenario.

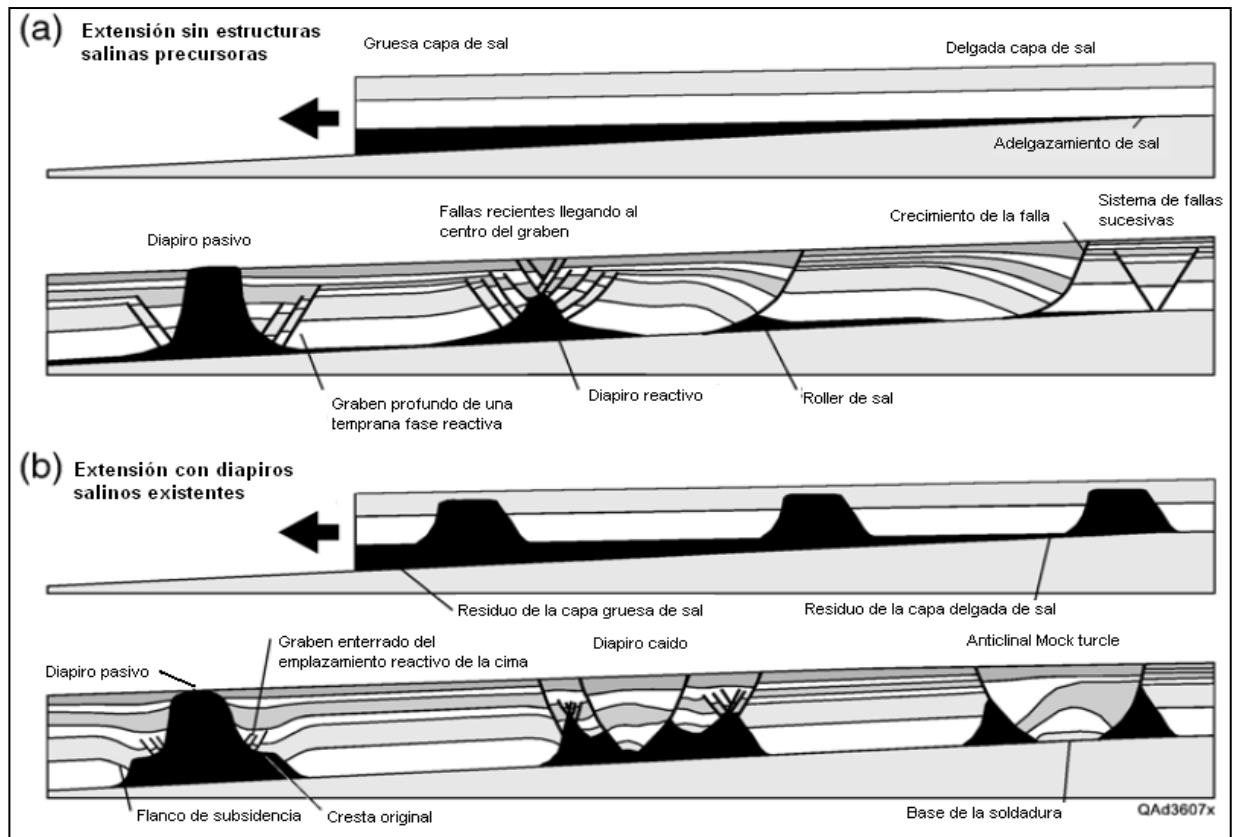


Figura 2.10. Tectónica salina durante una extensión regional (Tomado de Hudec y Jackson, 2007). (a) extensión regional sin estructuras de sal preexistente, las estructuras salinas son creadas por emplazamiento activo y reactivo para terminar ascendiendo por emplazamiento pasivo, un rasgo importante es la formación de rollers de sal. (b) extensión regional con estructuras de sal preexistente, los diapiros existentes ascienden por emplazamiento reactivo y activo para terminar en pasivo, algunas estructuras salinas podrían colapsar para formar anticlinales Mock turtle.

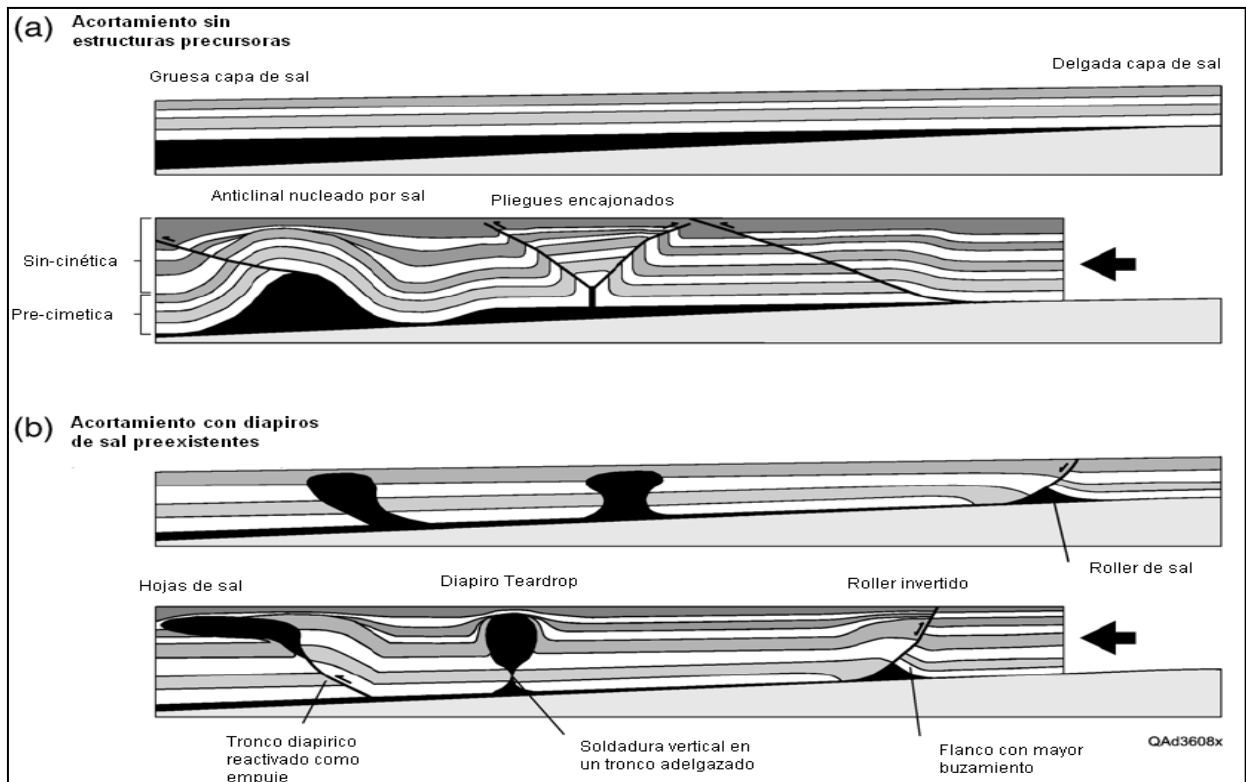


Figura 2.11. Tectónica salina durante compresión regional (Tomado de Hudec y Jackson, 2007). (a) Acortamiento sin estructuras de sal, el empuje regional forma principalmente amplios anticlinales nucleados por sal. (b) acortamiento con estructuras preexistentes, las estructuras características son diapiros de despegue así como hojas de sal alóctona los cuales pueden ser reactivado si el empuje del acortamiento continua después de formar las estructuras.

### 2.9.3 Sal en movimientos laterales

La deformación debido a movimientos laterales o esfuerzos tangenciales tienen menos efectos que en acortamiento o distensión, sin embargo puede existir una ampliación de las estructuras de sal entre fallas oblicuas que se forman en ese ambiente conocidas como fallas escalonadas transversales (Hudec y Jackson, 2007. Fig. 2.12), estas juegan un papel importante en el desplazamiento lateral debido que la formación de este tipo de fallas a causa de esfuerzos tangenciales pueden ser restringidas o separadas dependiendo de la magnitud del esfuerzo.

Cuando las fallas escalonadas son restringidas (Fig. 2.12a) en escenarios de estructuras salinas preexistentes estas pueden sufrir un ligero ascenso interrumpido por el estrangulamiento de la estructura salina impidiendo el flujo de la sal a la superficie. Donde solo existe la capa de sal sin estructuras salinas la función de la sal es exclusivamente como despegue facilitando la deformación sin que exista ascenso de la sal

Cuando las fallas escalonadas se encuentran liberadas (Fig. 2.12a) permiten la formación de una cuenca sedimentaria en la depresión dejada por el desplazamiento entre las fallas escalonadas conocida como cuenca Pull-Apart. En la formación de esta cuenca la cobertera del diapiro puede colapsar o ampliarse dependiendo de la atribución de sal de la capa fuente, en el caso donde no hay estructuras preexistente puede haber un ascenso de la sal por emplazamiento reactivo.

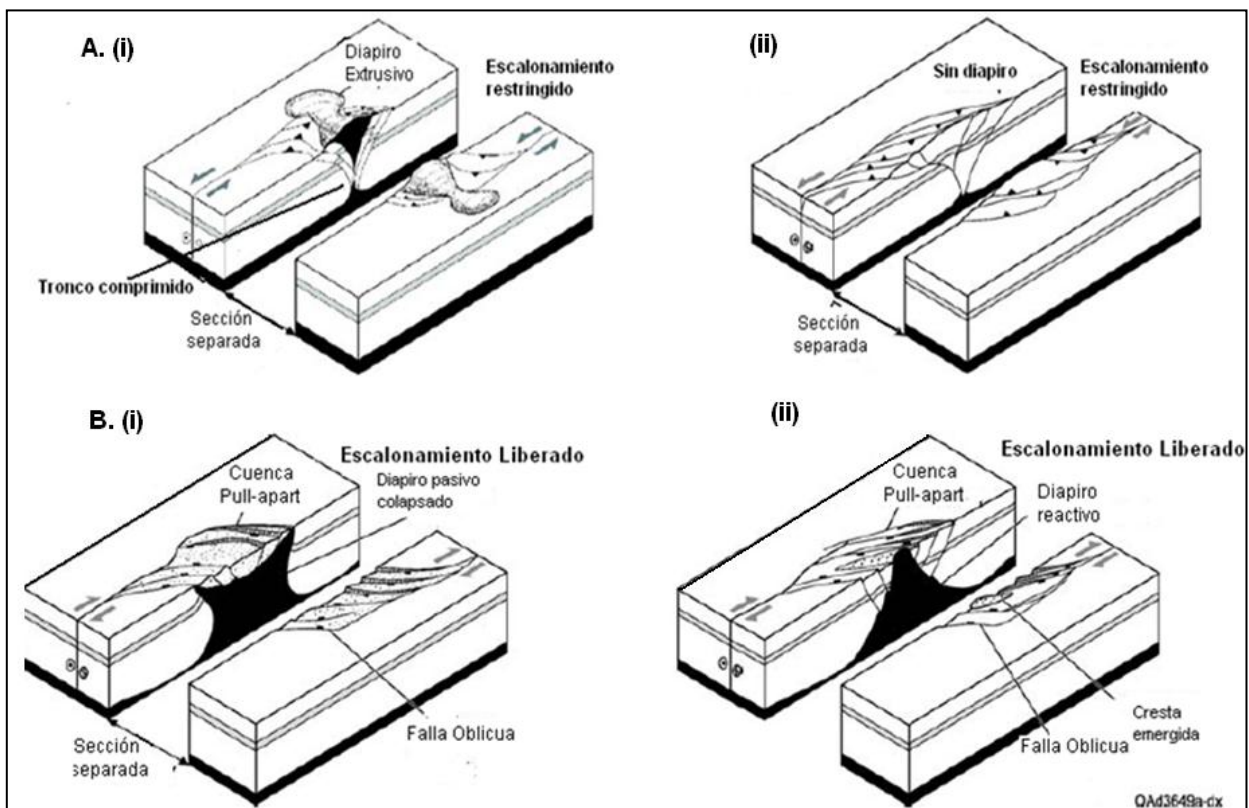


Figura. 2.12. Tectónica salina en emplazamientos laterales (Tomado de Hudec y Jackson, 2007). A. Fallas escalonadas restringidas, (i) restricción del flujo de sal debido a la estrangulación de la estructuras de sal preexistente, (ii) Deformación en la cobertera de la sal donde la capa de sal funciona como despegue sin que haya ascenso de la sal. B. Fallas escalonadas liberadas, (i) formación de una Cuenca Pull-Apart propiciando el colapso de la cobertera del diapiro, (ii) emplazamiento pasivo propiciado por la formación de la Cuenca Pull-Apart.

## **CAPÍTULO III. MARCO GEOLÓGICO**

### **3.1 INTRODUCCIÓN**

La cuenca de la Popa forma parte del noroeste (NE) de México dentro de la sub-provincia oriental del Golfo de México (GdM) (Goldhammer y Johnson, 2001). Los rasgos Paleogeográficos del NE de México a partir del Permo-Triásico presentan una relación estrecha con la apertura del Golfo de México, heredando una compleja evolución tectónica y estratigráfica. Por esta razón la configuración estratigráfica está controlada principalmente por los altos y bajos de basamento formados durante la separación del Súper-continente Pangea quedando como elementos heredados de este periodo (González-Sánchez et al., 2007).

### **3.2 ELEMENTOS TECTÓNICOS DEL NE DE MÉXICO**

Durante el Mississipico tardío-Pérmico temprano se formó un terreno de sutura entre Norte América y Sur América como consecuencias de la colisión entre Laurasia (Norte América y Europa) y Gondwana (Sur América y África) reflejada por la deformación continental conocido como cinturón orogénico Ouachita- Marathon constituyendo de esta manera el súper-continente Pangea (Coney 1983, Pindell y Dewey, 1982, Goldhammer y Johnson, 2001). Por su parte en el NE de México se formó un amplio basamento granítico y meta-sedimentario reflejado como un alto de basamento (Bloque de Coahuila, Península Burro Peyotes, Arco de Tamaulipas). A partir de esta época, la evolución del NE de México se mantuvo relacionada con la apertura del Golfo de México (Coney, 1983; Pindell, 1985).

La apertura del Golfo de México inicia a partir del Triásico superior- Jurásico medio proceso que dio inicio a la separación del súper continente Pangea haciendo migrar hacia el Noreste la placa de Norte América y hacia el sur la Placa de América del Sur y África este proceso incito la apertura del Golfo de México que fue activado por la formación de una dorsal oceánica en el área meridional del actual Golfo de México (Coney, 1983; Pindell, 1985; Aguayo y Salvador, 1987; Bird et al., 2005; Padilla-Sánchez, 2007). Esta época de apertura del Golfo de México se le conoce como etapa de Rifting.

El inicio de la etapa de Rifting dio como consecuencia la atenuación del basamento del NE de México reflejándose en la formación de fosas y pilares, constituidas por la interacción de fallas regionales (Megacizalle Mohave-Sonora) y locales (Falla San Marcos y La Babia) las cuales junto con los altos de basamentos controlaron los ritmos de sedimentación. De esta manera los elementos tectónicos presentes en la actualidad son (Figura 3.1): Bloque de Coahuila, Península Burro-Peyotes, Arco de Tamaulipas, así como el bloque de basamento de la cuenca Sabinas.

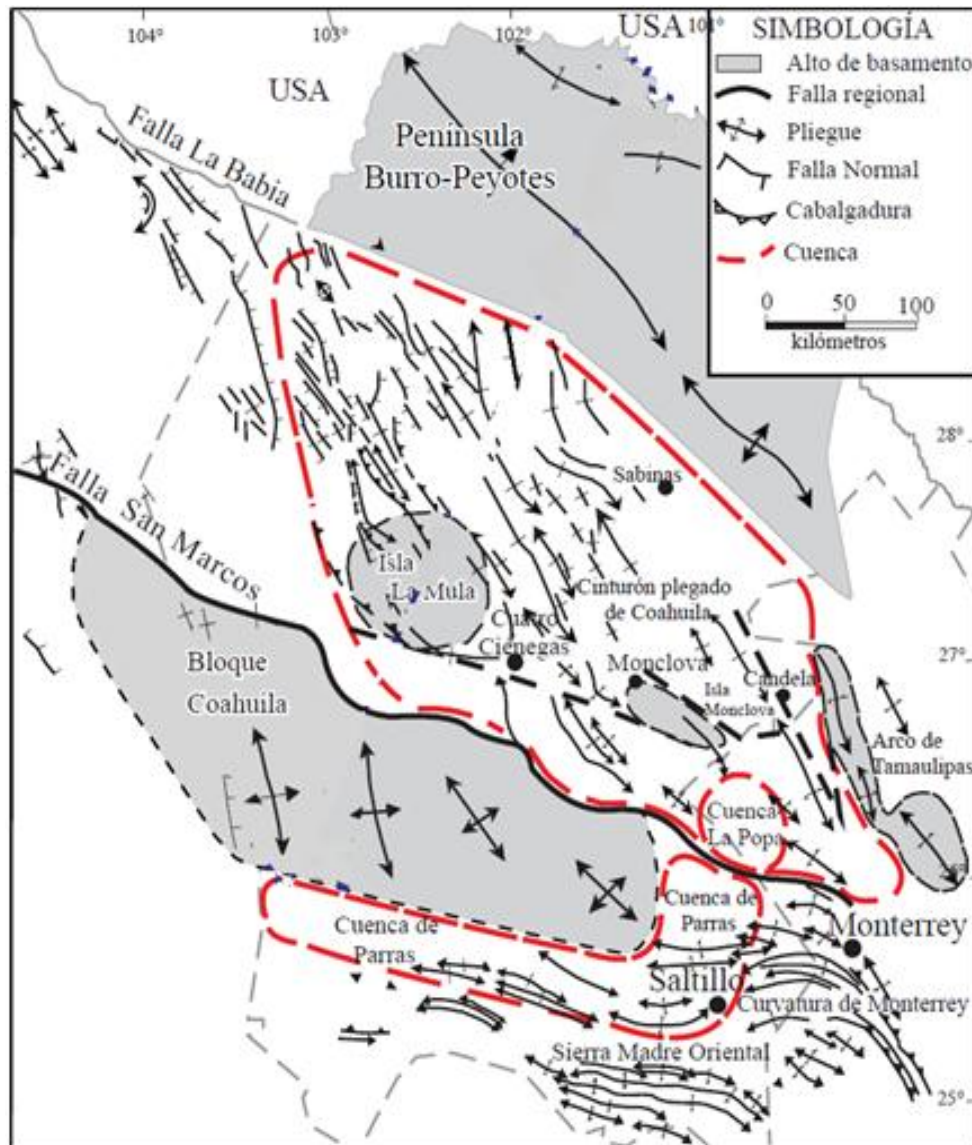


Figura 3.1. Principales elementos tectónicos del Permo-triásico presentes en el NE de México, también se ilustran los bajos de basamento constituidos por las cuenca Foreland del Cretácico superior (Cuenca Parras y Cuenca de La Popa) (Tomado de Gonzales-Sánchez et al., 2007).

El bloque de Coahuila es un alto de basamento, geomorfológicamente se encuentra representado por un anticlinal constituido por carbonatos Cretácicos deformados en su porción Sur debido a los efectos Laramidicos del Cretácico Superior (Goldhammer y Johnson, 2001). Ese elemento tectónico está constituido por intrusiones graníticas y granodioríticas de edad Permo-triásico las cuales junto con los espesores (4000 m) de depósitos Flysch y sucesiones volcánicas de edad Pennsylvánico-Permico representan la zona de sutura y efusión ígnea del evento Ouachita-Marathon (Wilson et al., 1984; Wilson, 1990). El bloque de Coahuila está delimitado al norte por la falla lateral izquierda San Marcos (Figura 3.2; Charleston, 1981; Chávez-Cabello et al., 2005), posiblemente activa durante la etapa de rift. El bloque de Coahuila se caracteriza por ser un persistente alto de basamento durante la etapa de depositación sedimentaria del Mesozoico conteniendo en sus áreas adyacentes amplios depósitos syn-rift (Padilla-Sánchez, 1986).

La Península Burro Peyotes está constituida por un basamento meta-sedimentario formado durante el Permo-Triásico. Este alto de basamento es un remanente deformado, constituido dentro de la zona de sutura del NE de México formando parte de la deformación Ouachita-Marathon (Wilson, 1984; Pindell, 1985). Este elemento tectónico se encuentra limitado al sur por una falla lateral derecha conocida como la Babia activa durante el Pérmico Superior-Jurásico Medio de la etapa del rifting (Figura 3.2; Charleston, 1985).

El arco de Tamaulipas es un alto de basamento en posible continuidad al norte con la Península Burro-Peyotes. Este elemento tectónico está constituido por intrusiones graníticas de edad Permo-Triásico el cual representa un residuo de arco volcánico formado posiblemente al sur de la orogenia Ouachita-Marathon (Goldhammer y Johnson, 2001). Se encuentra limitado al este por la falla lateral derecha Tamaulipas-Chiapas activa durante la apertura del Golfo de México (Figura 3.2; Pindell, 1985).

La cuenca de Sabinas constituye un bajo de basamento formado durante la etapa de rifting. La formación de este elemento tectónico fue generada al interactuar las fallas activas en el Permo-Triásico generando una subsidencia bordeada por altos de

basamento (Bloque de Coahuila y Península Burro Peyotes). La cuenca de Sabinas está constituida por 6000 m de estratos del Jurásico Superior-Cretácico. Dentro de esta cuenca se propone un área de intrusiones graníticas del Permo-Triásico constituyendo los altos de basamento Isla La Mula y Monclova (Jones et al., 1984; Wilson, 1990)

Los altos de basamento península Burro-Peyotes, arco de Tamaulipas y la cuenca de sabinas constituyen la Faja plegada de Coahuila deformada durante el Cretácico Superior (Goldhammer y Johnson, 2001). La faja plegada está compuesta por amplios anticlinales elongados y estrechos, orientados de noroeste a sureste, así como brechas anticlinales conocidos como “potreros” (ej. Potrero García) caracterizados por la amplia exposición en su núcleo de evaporitas de Jurásico superior (Fm. Minas Viejas).

El frente del cinturón orogénico de la Sierra Madre Oriental (SMO) (Figura 3.1) otro elemento tectónico que forma parte de la sub-provincia del NE de México en su porción norte. Este constituye una de las estructuras geológicas prominentes de mayor elevación del área. La SMO es de edad Cretácico superior- Eoceno y está constituido por amplios pliegues elongados y volcados hacia el norte con dirección sureste-noroeste. La dirección del plegamiento sufre un arqueamiento hacia el este-oeste en el área de Coahuila conocida como Curvatura de Monterrey, este arqueamiento fue propiciado por el contra-esfuerzo que opusieron los elementos tectónicos Permo-Triásicos (ej., Bloque de Coahuila; Padilla-Sánchez, 1987, Eguiluz de Antuñano, 1994).

El origen de la SMO coincide con la deformación Laramide la cual fue activada por la acreción y migración hacia el continente del arco volcánico Guerrero-Alisitos durante el Cretácico superior (Coney, 1983; Aguayo, 1987; Goldhammer, 1999). La acreción del arco Alisitos dentro del continente fue activada debido a una subducción oblicua de la placa oceánica Farallón bajo la placa continental de Norte América (Pindell, 1985; Aguayo, 1987; Padilla Sánchez, 2007), propiciando una fuerza de empuje con dirección al noreste deformando la cobertera sedimentaria del Mesozoico constituida principalmente por carbonatos formando amplios pliegues anticlinales. La deformación involucro amplios despegues (detachment) de basamento formados por estratos subyacentes de evaporitas del Jurásico superior (Johnson, 1991; Goldhammer, 1999). Al frente del cinturón de empuje se formaron cuencas de tipo Foreland de edad

Laramide, estas son la Cuenca de Parras y Cuenca de la Popa. La cuenca Parras está limitada al norte por el bloque de Coahuila y al sur por la SMO, mientras la Cuenca de La Popa está limitada al norte y noreste por la faja plegada de Coahuila y al sur por el anticlinal la Gavia. Ambas cuencas Foreland están constituidas por espesores de 5000 m de depósitos marinos superficiales del Campaniano-Maestrichtiano así como terrígenos siliciclásticos del Grupo Difunta (Goldhammer 1999, 2001; Giles y Lawton, 2001).

La deformación en la cuenca Parras es más prominente hacia el frente del cinturón de empuje de la SMO formado por amplios y elongados pliegues con orientación Este-Oeste mientras que hacia el norte en áreas más alejadas de la SMO esta deformación disminuye (Goldhammer y Johnson, 2001). Por su parte la cuenca de La Popa está caracterizada por una amplia deformación Halocinética (Laudon, 1984; Giles y Lawton, 1999, 2001, 2002; Rowan et al., 2003; Millán-Garrido, 2004), como se verá más adelante.

### **3.2.1 Marco Tectónico**

En la provincia NE de México interactúa la evolución tectónica de dos terrenos tectono-estratigráficos (Goldhammer y Johnson, 2001): (1) la Provincia Occidental Pacífico de México (OPM), la cual evoluciona por los efectos causados por la acreción de arcos volcánicos hacia el continente; y (2) la provincia GdM relacionada con márgenes pasivos por la apertura del Golfo de México.

De esta manera la evolución Paleogeográfica del NE de México presenta grandes complejidades de evolución reflejado en la formación de altos y bajos de basamento. Un modelo tectónico de evolución del NE de México es propuesto por Goldhammer (1999) (Figura 3.3). Durante el Paleozoico tardío la colisión de Sur América y África con Norte América propicio la formación de zonas de sutura reflejado en la formación de un amplio basamento granítico y metasedimentario, así como la orogenia Ouachita-Marathon (Coney, 1983; Pindell, 1985). A partir de este periodo la evolución de la provincia OPM estuvo sometida a dos fases principales de deformación de trasarco (Goldhammer, 1999; Goldhammer y Johnson, 2001).

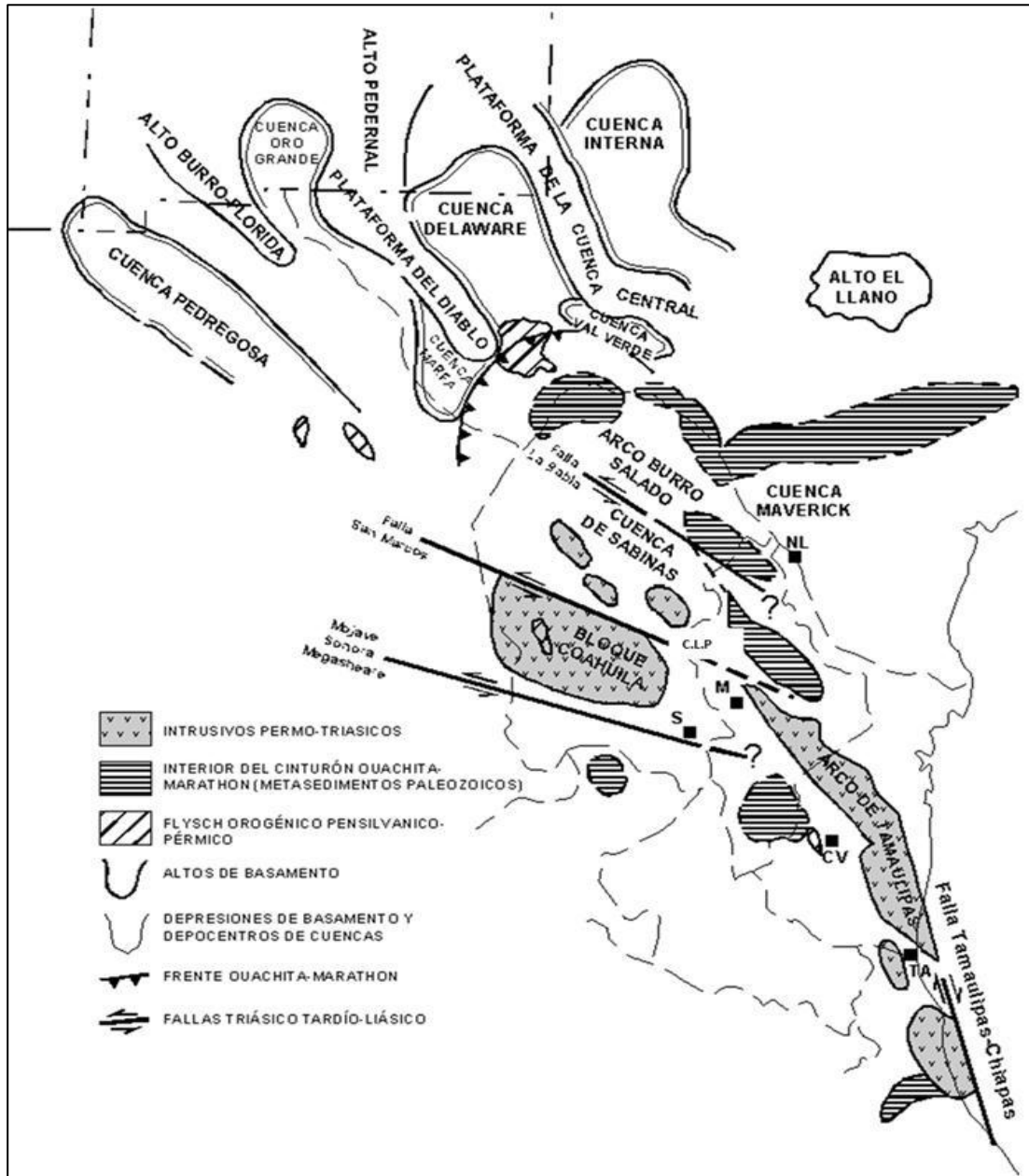


Figura 3.2. Distribución de los principales elementos tectónicos y fallas Permo-Triásicas de NE de México. Abreviaturas. CLP, Cuenca de La Popa; CV, Ciudad Victoria; M, Monterrey; NL, Nuevo Laredo; S, Saltillo. Tomado de Chávez-Cabello, 2005.

La primera fase de deformación de trasarco ocurrió en el Triásico-Jurásico tardío el cual dio como consecuencia la formación de la depresión de Chihuahua y la parte norte del Geosinclinal Mexicano, mientras en la provincia del GdM el bloque de Yucatán inicio la etapa de migración en sentido sinistral por medio de las falla lateral derecha Tampico-Chiapas y la Mega-cizalle Mohave-Sonora dando inicio a la etapa de rifting de la apertura del GdM (Figura 3.2; Coney, 1983; Aguayo, 1987, Pindell, 1985, Padilla-Sanchez, 2007). Para el Jurásico tardío la migración y evolución de los arcos volcánicos propicio la formación del frente de empuje Zacateas-Guanajuato provocando la inversión de las cuencas de trasarco así como la reactivación del Bloque Coahuila (Araujo Mendieta y Arena Partida, 1986; Goldhammer y Johnson, 2001).

La segunda etapa de cuenca de trasarco fue al inicio del Cretácico Medio incitando la reactivación de la depresión de Chihuahua y el Geosinclinal Mexicano, los cuales recibieron grandes espesores de sedimentos volcano-clásticos provenientes de la erosión del Arco Volcanico; el Golfo de México continuaba su evolución de apertura en un margen pasivo. La evolución del NE de México cambio radicalmente en el Cretácico superior por la acreción y migración hacia el continente del Arco Alisitos generado por un cambio en la subducción de la placa de Farallon bajo la de Norte América de manera oblicua, lo que aumento la velocidad de convergencia provocando el cinturón de empuje Laramide, reflejándose en la inversión de las cuencas de trasarco y la deformación de la Sierra Madre oriental (Coney, 1983; Aguayo, 1986; Goldhammer, 1999).

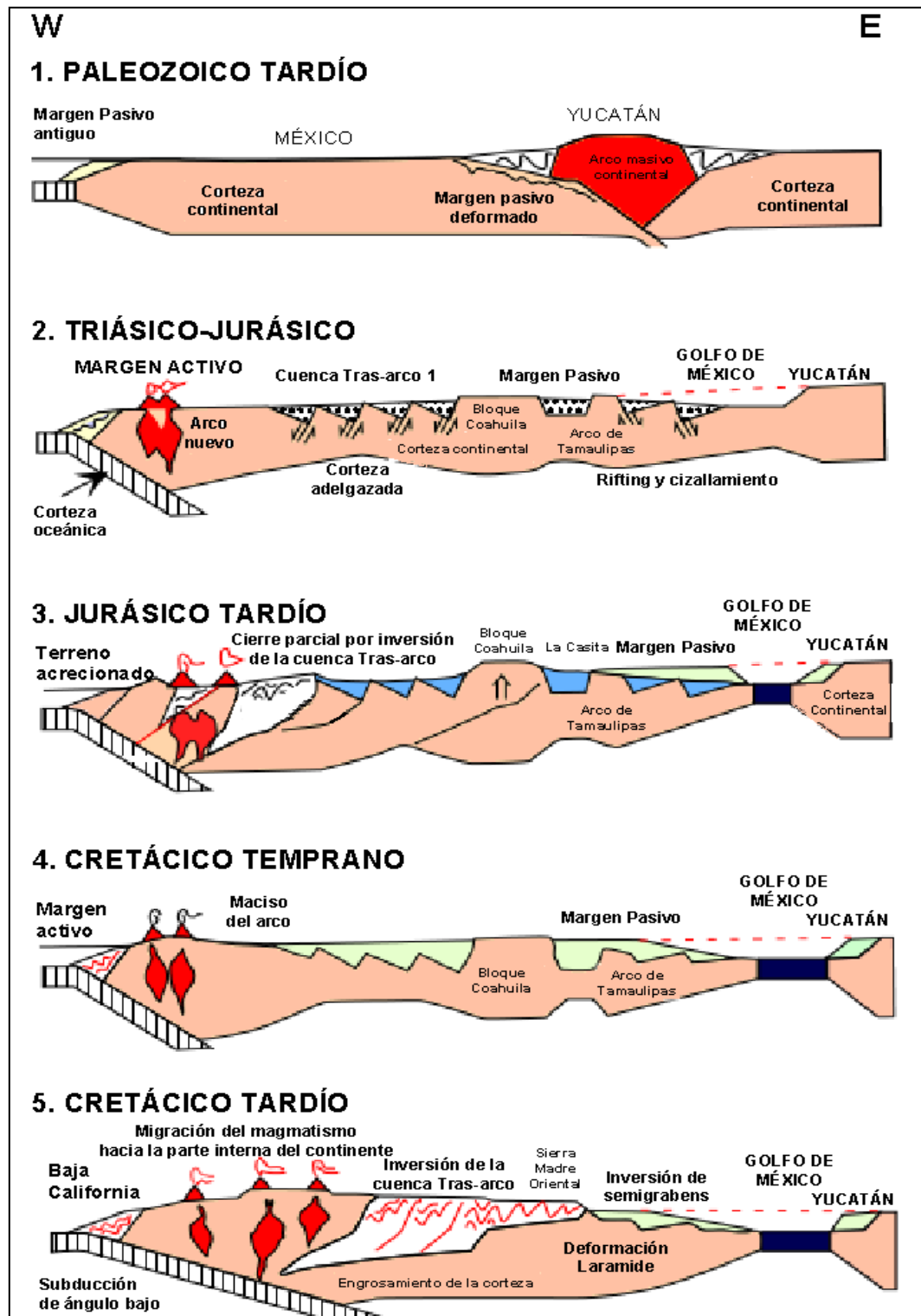


Figura 3.3. Modelo de evolución tectónica del NE de México. La porción Este corresponde a la provincia del GdM, la cual a partir del Jurásico tardío evoluciona de manera pasiva. La porción Oeste, provincia OPM fue afectada por dos ciclos de cuencas de trasarco consecuencia de la acreción de Arcos Volcánicos. En el cretácico superior la deformación Laramide cambió radicalmente la evolución tectónica por fuertes plegamientos. La sección tiene una orientación Oeste-Este en el NE de México. (Tomado de Goldhammer y Johnson, 2001).

### 3.3 EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA

#### 3.3.1 Triásico tardío-Jurásico medio

A partir del Triásico tardío como consecuencia de la separación de Pangea se formaron una serie de cuencas y fosas tectónicas evolucionando ampliamente en el basamento granítico y meta-sedimentario caracterizando ampliamente las provincias GdM y OPM (Figura 3.4a; Goldhammer y Johnson 2001, Gonzales-Sánchez, 2007). Como evidencia se tienen depósitos areno-arcillosos y lacustres correspondientes al grupo Huizachal (Mixon et al., 1959), constituido por la Formación La Boca (Lechos rojos, y arcosas con flujos volcánicos) y la Formación La Joya (sedimentos lacustres, siliciclásticos y carbonatos de agua profunda). Al Sur del NE de México se establece la depositación de capas rojas en ambientes de abanicos aluviales de la Formación Cahuasas, asociadas en algunos lugares con derrames Volcánicos de la Formación Tenexate. Estas formaciones se depositaron en un ambiente estructural de sistemas de fallas normales (Graben) formadas por el inicio de la apertura del Golfo de México. La provincia de OPM se caracteriza por la formación de amplias cuencas de trasarco (Figura 3.3).

#### 3.3.2 Jurásico Superior

Como consecuencia de la apertura del Golfo de México al NE de México se formó una zona de debilidad, formando una cuenca pull-apart (Pindell, 1985; Goldhammer, 1999; Giles y Lawton, 2001), propiciado por la interacción de la Megacizalle Mojave-sonora, Falla San Macos y Falla La Babia, permitiendo la incursión de antiguo Océano Tetys al Este, de esta manera al final del Calloviano y Oxfordiano se inició con la amplia depositación de evaporitas correspondientes a la Formación Minas Viejas (Figura 3.4b; Giles y Lawton, 2001). La formación Gloria del Oxfordiano temprano marca el inicio de la depositación de siliciclásticos de mar restringidos los cuales se encuentran bordeando ampliamente a los paleo-elementos.

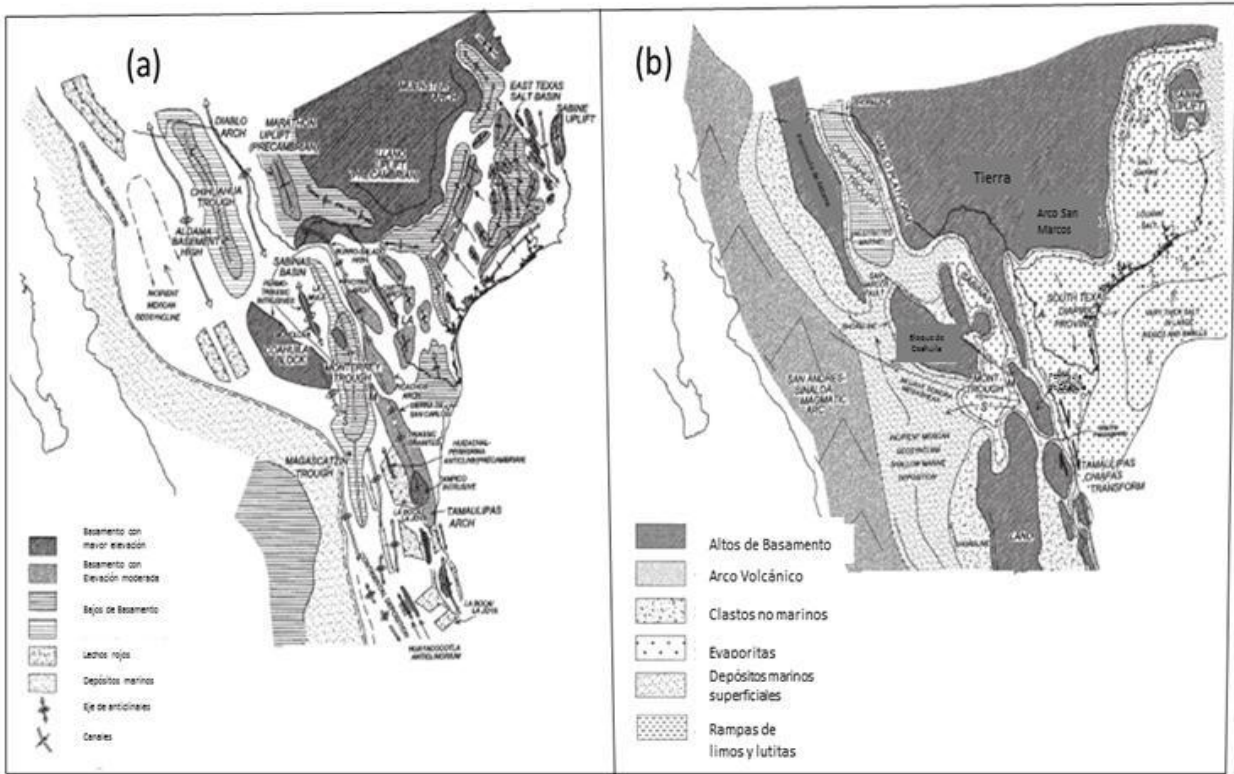


Figura 3.4. (a) Paleogeografía del Triásico tardío- Doggerniano, (b) Paleogeografía del Oxfordiano- Portlandiano. Tomado de Goldhammer y Johnson, 2001.

Al final del Oxfordiano se establece una transgresión marina marcada por la depositación de la Formación Zuluaga y la Formación Olvido, depósitos carbonatados de aguas someras, sobreyaciendo en discordancia angular a las evaporitas de la Formación Minas Viejas, la Formación La Gloria bordea a estos depósitos carbonatados graduando a depósitos tipo Sabka hacia las partes continentales. Al final del Jurásico superior (Tithoniano-Portlandiano) se acentúa la transgresión marina depositando ampliamente grandes espesores de sedimentos de carácter arcilloso (ricos en materia orgánica) correspondientes a la Formación Pimienta y Formación la Caja cubriendo ampliamente los altos de basamento, sin embargo el bloque de Coahuila continua aflorando.

En la provincia del OPM el arco volcánico continúa su migración hacia el continente por empuje frontal (Figura 3.3; Tardy, 1977; de Cserna, 1979, 1989; Córdoba et al., 1980; Dickinson, 1981; Serváis et al., 1982, 1986; Araujo-Mendieta y Arenas-Partida, 1986), provocando la inversión del Geosinclinal Mexicano en su porción sur-

sureste mientras que al norte junto con la depresión de Chihuahua es rellenada por volcánico-clastos.

### 3.3.3 Cretácico Inferior.

Durante el Neocomiano se establecen condiciones de transgresión marina reflejados por la Formación La casita y Barril viejo (Goldhemmer y Johnson, 2001), constituidas por clastos carbonatados de grano fino gradando a sedimentos más finos a profundidades mayores dentro de la cuenca sabinas correspondiente a las Formaciones Taraises y la Formación Menchaca (Constituidas de intercalaciones rítmicas de calizas y lutitas). Calizas arcillosas de ambiente marino-profundo de la Formación Tamaulipas inferior bordean ampliamente el Golfo de México. Durante el Berremiano- Aptiano inferior las plataformas carbonatas El Doctor, Tuxpan y San Luis Potosí en el área Tampico-Misantla presentaron un crecimiento aislado durante la invasión marina (Viniestra-Osario and Castillo-Tejero, 1970; Enos, 1974, 1977, 1983; González, 1976, 1977; Carrasco-V, 1977; Viniestra-Osario, 1981; Winker and Buffler, 1988; McFarlan and Menes, 1991; Wilson and Ward, 1993).

Al NE de México se establecen depósitos de plataformas carbonatadas (Formación Olvido) las cuales bordean los altos de basamento, estos depósitos desarrollan a plataformas evaporíticas de la Formación La Virgen presente en el área de la cuenca Sabinas. La depositación sedimentaria cambió abruptamente a gradaciones de mudstones limosos y Lutitas de las Formaciones La Peña y Cuchilla como respuesta a un ascenso eustático en el Aptiano superior (Goldhammer y Johnson, 2001). Esta amplia gradación disminuyó las expresiones de plataforma carbonatada de Tampico-Misantla y al NE cubriendo casi por completo el Bloque de Coahuila, el mismo que se encontraba bordeado por depósitos restringidos carbonatados de la Formación Las Uvas, mientras el tramo suroeste del Bloque de Coahuila dispersó manchas de carbonatos sobre la Formación La Peña.

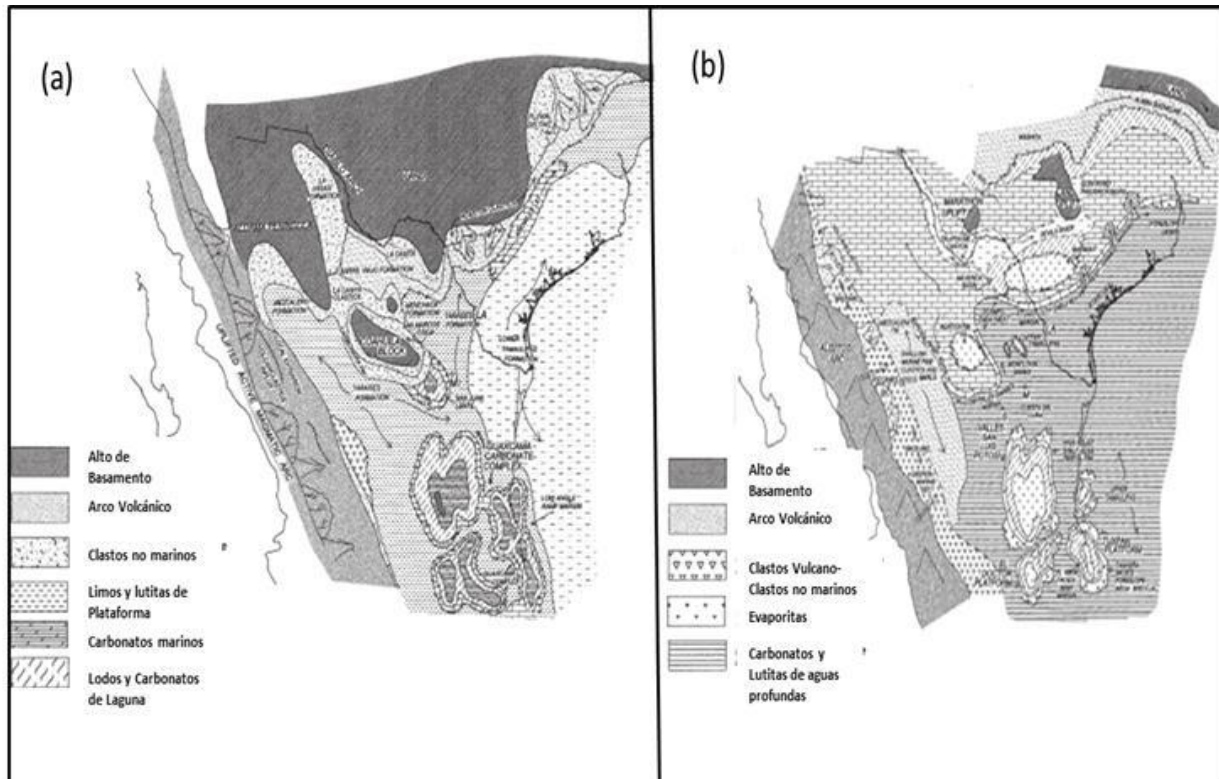


Figura 3.5. (a) Paleogeografía del Neocomiano, (b) Paleogeografía del Albiano-Cenomaniano. Tomado de Goldhammer y Johnson, 2001.

Por su parte durante el Cretácico inferior la provincia OPM muestra una segunda evolución de cuencas de trasarco causada por el efecto de migración del Arco Magmático de Sinaloa (Figura 3.3 y Figura 3.5a; Goldhammer, 1999, Goldhammer y Johnson 2001). El geosinclinal Mexicano y la depresión de Chihuahua fueron rellenadas por volcanoclastos no-marinos (Formación Mescalero) los cuales durante el Berramiano-Aptiano fueron sobrepasadas por condiciones de ascenso del nivel del mar depositando secuencias de caliza y lutitas de mar abierto de la Formación Parral (Córdoba, 1969; Córdoba et al., 1980; Tóvar Rodríguez, 1981; Cuévas-Pérez, 1983; Cuévas-Pérez et al., 1985; Limón, 1989; Serváis et al., 1986)

### 3.3.4 Cretácico Medio.

Durante el inicio del Albiano como consecuencia de la persistente transgresión marina del Cretácico inferior existe la sobre-posición de plataformas carbonatadas representadas principalmente por la Formación Aurora y depósitos de calizas en parte arcillosas de la Formación Tamaulipas superior, las cuales bordearon ampliamente el

bloque de Coahuila (Figura 3.5). Mientras que los depósitos hacia las áreas lagunares desarrollaron a evaporitas de la Formación Acatita y arrecifes de la Formación Tamabra. En el Cenomaniano el continuo ascenso del nivel del mar provoca la comunicación del Golfo de México con la plataforma marina de las Rocky Mountain al sur de Texas (MacFarlan y Menes, 1991). Mientras que en el área de Monterrey- Saltillo se depositan carbonatos pelágicos y lutitas de la Formación Cuesta del Cura, al tramo suroeste del bloque Coahuila preexiste el desarrollo de carbonatos mudstone con intercalaciones de lutitas de plataforma continental constituyendo lo que es la cima del Cretácico Medio (Goldhammer y Johnson 2001).

La provincia OPM se desarrolló depósitos de plataformas carbonatadas e inicio de la reactivación del arco Alisitos desplazándose hacia el Este (DeFord y Haenggi, 1971). Las cuencas de Trasarco (Figura 3.3 y Figura 3.5b) persisten con la depositación de amplios sedimentos volcanoclasticos de agua profunda (Formación Mezcalera) gradando a depósitos carbonatados-arcillosos hacia el Oeste del Bloque Coahuila (Goldhammer y Johnson, 2001)

### **3.3.5 Cretácico Superior.**

Durante esta época se establece la disminución de las cuencas carbonatadas como consecuencia de la intensificación del nivel de mar, por lo que los depósitos fueron arcillosos-carbonatados de ambiente de mar abierto como lo representan las Formación Méndez y la parte superior de la Formación Indidura (Agua Nueva). Al Oeste en la provincia OPM inicia la migración del arco Alisitos (Figura 3.3 y Figura 3.6), hacia continente como consecuencia del cambio de inclinación de la subducción de la placa Farallón bajo la de Norte América (Pindell, 1985; Aguayo, 1987; Padilla Sánchez, 2007), propiciando el inicio de la deformación Laramide del Maastrichtiano responsable de la formación de amplios plegamiento de las sedimentos Mesozoicos, en su mayoría carbonatados, de la actual SMO (Aguayo, 1987; Eguiluz de Antuñano et al., 2000; Goldhammer y Johnson, 2001). Como consecuencia se tiene un cambio de polaridad en la sedimentación, de carbonatados a terrígenos, los cuales se conservan en la Cuenca La Popa y Parras las cuales se formaron durante esta misma época. La Formación Cárdenas, San Carlos, Parras y el Grupo Difunta, estos últimos presente

ampliamente en la cuenca de La Popa, terminan su depositación en el eoceno Medio, constituyendo depósitos terrígenos relacionados a facies regresivas fluvio deltaicas de la SMO (Figura 3.6).

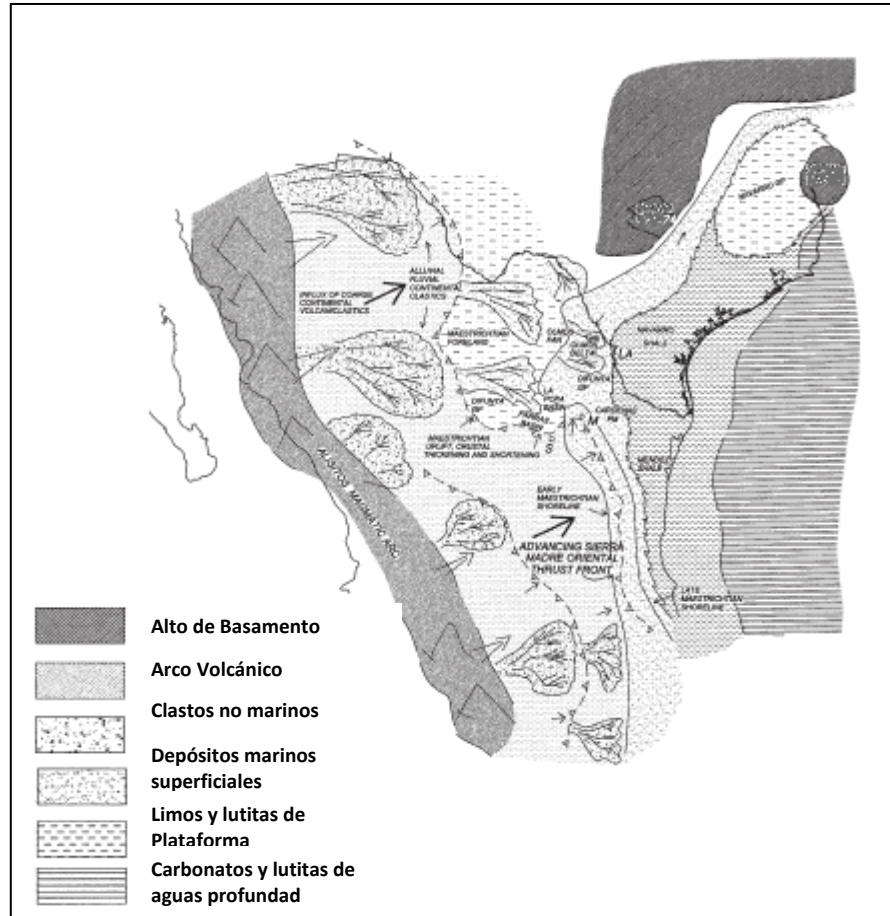


Figura 3.6. Mapa Paleogeográfico del Maestrichtiano, se establece la formación de las cuencas Foreland en el NE de México debido al efecto del cinturón orogénico Laramide. Tomado de Goldhammer y Johnson, 2001.

### 3.4 GEOLOGÍA LOCAL

La cuenca de la Popa localizada en el noroeste de México es una cuenca de tipo Foreland, afectada ampliamente por tectónica salina (Laudon, 1984; Giles y Lawton, 1999, 2001, 2002; Rowan et al., 2003). Presenta estructuras salinas formadas por este proceso tectónico como son afloramiento de diapiros (diapiro el Gordo, el Papalote ) y una soldadura salina (Soldadura de la Popa) con una longitud que ha sido mapeada hasta 25 km y dirección de sureste-noroeste, que ha sido interpretada por Giles y Lawton (1999) como una soldadura secundaria (Figura 3.7, 3.10 y 3.11).

### 3.4.1 Deformación Halocinética – Contraccional

La cuenca de La Popa se encuentra afectada ampliamente por dos tipos de deformaciones, la más preexistente y característica, por efecto de tectónica salina y una segunda etapa de deformación contraccional (Aranda-García et al., 2008).

La deformación halocinética es el rasgo característica de la cuenca, esta etapa de deformación inicio en el cretácico inferior, cuando los grandes depósitos de capas de evaporitas de la Formación Minas Viejas comenzaron a ascender por medio de flotabilidad, permitiendo la formación de una pared de sal, este etapa halocinética fue muy pasiva (Laudon, 1987; Giles y Lawton, 1999). Durante la depositación de la formación Potrerillos del Grupo difunta se inició la formación de núcleos salinos que desarrollaron a diapiros, perforando toda la sección estratigráfica del Cretácico superior-Eoceno.

Los diapiros el Gordo y el Papalote se encuentran aflorando ampliamente dentro de la Cuenca de la Popa presentando en su núcleo evaporitas del Jurásico superior principalmente yeso de la Formación Minas viejas y bloque carbonatados e Igneos (xenolitos) arrastrados durante el ascenso de la sal (Laudon, 1984; Giles y Lawton, 2001; Figura 3.7 y 3.9), estos diapiros abarcan un área de 4.5 km<sup>2</sup> deformando ampliamente los estratos del Cenomaniano - Eoceno medio, evidenciado por discordancias de inconformidad alrededor de los diapiros conocidas como secuencias halocinéticas (Giles y Lawton, 2002). A demás de estas secuencias se tienen la presencia de grandes bloques carbonatados aflorando ampliamente dentro de la cuenca conocidos como Lentiles (Figura 3.7 y 8; McBride, 1974), estos lentiles presentan una rotación vertical y se encuentran ampliamente en la Formación Potrerillos del Maestrichtiano-Paleoceno. Estas estructuras son interpretadas como indicativos del fenómeno de halocinesis al que fue sometido la cuenca de La Popa formando así una amplia syn-depositación de los estratos del Cretácico superior-Eoceno medio afectados por un emplazamiento diapirico de tipo pasivo (Laudon, 1984, Giles y Lawton, 2001, Rowan et al., 2003).

La Soldadura de La Popa es uno de los rasgos indicativos del proceso de diapirismo al que fue sometida la cuenca. McBride (1974) y Laudon (1984) interpretaron esta estructura como una falla inversa, más tarde Giles y Lawton (1999) demostraron que esta estructura es una soldadura secundaria (Figura 3.11), evidenciada por las trazas de yeso a lo largo de la soldadura acompañada de amplios xenolitos semejantes a los encontrados en los diapiros el Gordo y el Papalote. A lo largo de la traza de la soldadura se tiene la presencia de lentes carbonatados del cretácico inferior (Lentes Boca la Carroza y Lentes el Toro) y lentes del Cretácico superior (Lentil san José y Lentil La Popa) estos últimos forman las estructuras más prominentes dentro de la cuenca (Figura 3.8). La Soldadura de la Popa fue sometida a dos ciclos principales de evolución (Figura 3.11; Giles y Lawton, 1999): 1) la fase de diapiro y 2) la fase de evacuación. En la primera, la estructura salina evoluciono como un una pared de sal emplazándose de manera pasiva; mientras que en la segunda, la pared de sal fue afectada por una estrangulamiento causado por fuerzas de compresión, preexistiendo una evacuación excesiva de evaporitas y propiciando la formación de una soldadura secundaria.

Durante el Maastrichtiano se inició una segunda etapa de deformación dentro de la cuenca de La Popa, la cual propicio la modificación de las estructuras diapiricas que se venían desarrollando por Downbuilding. Esta etapa fue marcada por una contracción que trajo como consecuencia la formación de diapiros despegados y la culminación de la formación de la Soldadura de la Popa por estrangulamiento (Giles y Lawton, 1999, 2001). Esta contracción fue consecuencia de la deformación Laramide que afecto ampliamente al NE de México, permitiendo de esta manera que dentro de la cuenca coexistan estructuras de dos etapas de deformación, halocinético y contraccional (Aranda-García et al., 2008).

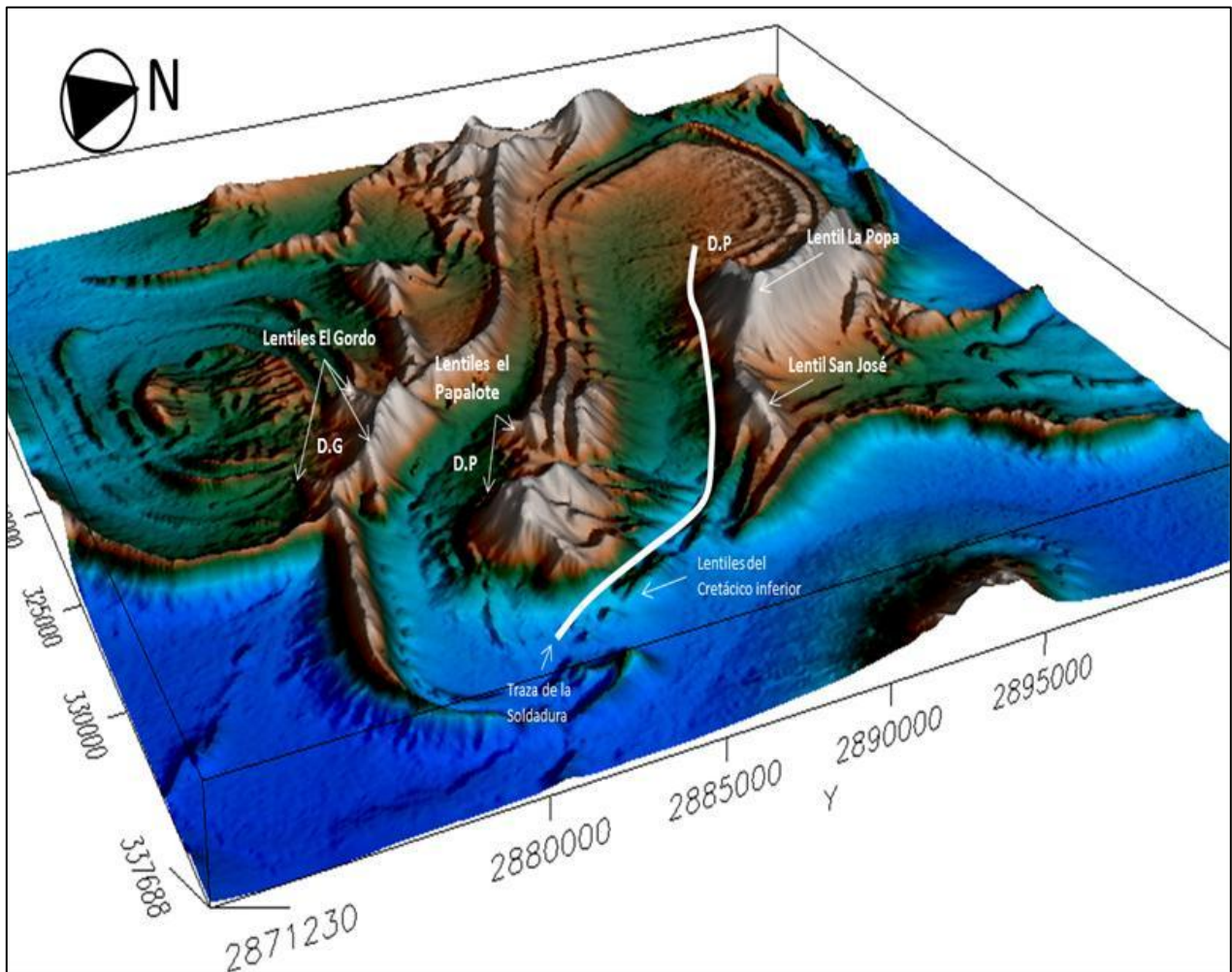


Figura 3.7. Modelo digital de elevaciones en perspectiva 3D mostrando la disposición geográfica de los lentiles relacionados con la deformación halocinética, los lentiles se encuentran rodeando a los diapiros. Observe la traza de la Soldadura de La Popa (25 km de largo), la cual quedo como evidencia principal de la existencia de una pared de sal los lentiles relacionados a esta etapa de deformación se encuentran a lo largo de la traza. Abreviaturas; D.G, diapiro el Gordo; D.P, diapiro el Papalote; D.P, diapiro la Popa.



Figura 3.8. Lentil La Popa, una de las estructuras más prominentes dentro de la cuenca de La Popa evidencia de la tectónica salina a la que fue sometida la cuenca, se localiza a lo largo de la traza de la Soldadura con el mismo nombre y geológicamente esta intercalado dentro de la formación Potrerillos.

### **3.4.2 Estratigrafía**

La columna geológica en la cuenca de La Popa ésta representada por estratos del Jurásico Superior expuestos exclusivamente dentro de los núcleos de los diapiros así como constituida por arcillas limosas de grano fino de edad Cenomaniano y el Grupo Difunta del Cretácico superior - Eoceno medio el cual consta de 5000 m de depósitos siliciclásticos. Por su parte el basamento es conocido por la exhumación de xenolitos dentro de los diapiros los cuales constan de rocas metavolcanicas (Esquistos y Granitos) (Giles y Lawton 2001).

#### **3.4.2.1 Jurásico Superior**

Dentro de los diapiros el Gordo y el Papalote se encuentran un agregado de rocas que constituyen depósitos del Oxfordiano-Kimmeridgiano (Figura 3.9; Giles y Lawton, 2001),

representados por las evaporitas de la formación Minas viejas, estas evaporitas fueron depositadas en condiciones hipersalinas durante la apertura del Golfo de México (Goldhammer y Johnson, 2001).

Bloques no evaporíticos constituidos de carbonatos y bloques ígneos se encuentran incluidos dentro de los diapiros (Laudon, 1984). Estos son consecuencia del ascenso que sufrieron durante la fase diapirica. Los bloques de carbonatos son de edad Kimmeridgiano por lo que se correlaciona con su contemporáneo, la Caliza Zuloaga, aunque en la cuenca de la Popa esta formación es de menor espesor. Por su parte, dos muestras de rocas metavolcanicas fueron datadas obteniendo edades de  $146 \pm 1.6$  Ma y  $145 \pm 1$  Ma (Garrison y McMillan, 1997), correspondientes al jurásico superior y representan un origen de extensión Litosferica y fusión de la Astenosfera.

De esta manera la cuenca de la Popa durante el Jurásico Superior se desarrolló como una cuenca pull-apart (Giles y Lawton, 2001), consecuencia de la etapa de rifting de la apertura del Golfo de México.

#### **3.4.2.2 Cretácico Inferior.**

Las rocas pre-Aptianas dentro de la cuenca la Popa no afloran pero han sido reportadas por Eguiluz de Antuñano (1999). El pozo Anheló localizado en el Anticlinal la Gavia a 20 Km al Oeste de la cuenca de La Popa perforo varios kilómetros de esta sección. De esta manera el Neocomaniano está constituido por las formaciones La Casita (limolitas y calizas arcillosas), la formación Taraises (intercalación de calizas y lutitas), y la formación Cupido (formada por calizas de grano fino a calizas arcillosas).

##### **3.4.2.2.1 Lentil Boca La Carroza**

Los estratos expuestos a partir del Aptiano consisten de dos lentiles intercalados en una unidad de lutita-caliza que presentan edades de Albiano. La base de la caliza esta truncada estructuralmente por la soldadura. El lentil basal, con 1 m de espesor consiste de Packeston calcareos con fósiles (ostras) intercalado con clastos ígneos (Figura 3.7).

#### **3.4.2.2 Formación La Peña**

La formación La Peña sobreyace al lentil Boca La Carroza con un contacto marcado de 10-15 cm formado por conglomerados y clastos de calizas con nódulos de pedernal. Esta formación está constituida por estratos de carbonatos mudstones y lutitas con nódulos de pedernal. Contiene fósiles que reportan una edad del Aptiano superior (Longoria et al., 1999).

#### **3.4.2.3 Lentil Boca la Carroza superior y lentil el Toro inferior.**

El lentil Boca la Carroza superior consiste de calizas wackestone con abundantes fósiles que indican edades del Aptiano inferior.

Por su parte el lentil el Toro inferior consiste de calizas mudstones de edad Albiana y se encuentra en el tramo sureste de la Soldadura de la Popa.

#### **3.4.2.3 Cretácico Superior.**

Las rocas del Cretácico superior están dominadas ampliamente por la lutita Parras y la parte inferior del Grupo Difunta así como la formación Indidura los cuales se encuentran expuestos dentro de la cuenca de La Popa.

#### **3.4.2.3.1 Formación Indidura**

La formación Indidura consiste de una intercalación rítmica de lutita calcárea y carbonatos mudstone. Los estratos son de 30 cm a 1 m de espesor y dentro de los carbonatos se presentan varios bivalvos con edades Cenomaniano medio- Santoniano (Longoria et al., 1999). Esta formación aflora ampliamente sobre el flanco Este de la Cuenca de La Popa, así como en el anticlinal La Gavia (Fig.9) sobre el flanco sur de la Cuenca de La Popa. En la cuenca, esta se expone estratigráficamente en el borde inferior sobre los lentes del Cretácico inferior a lo largo de la soldadura.

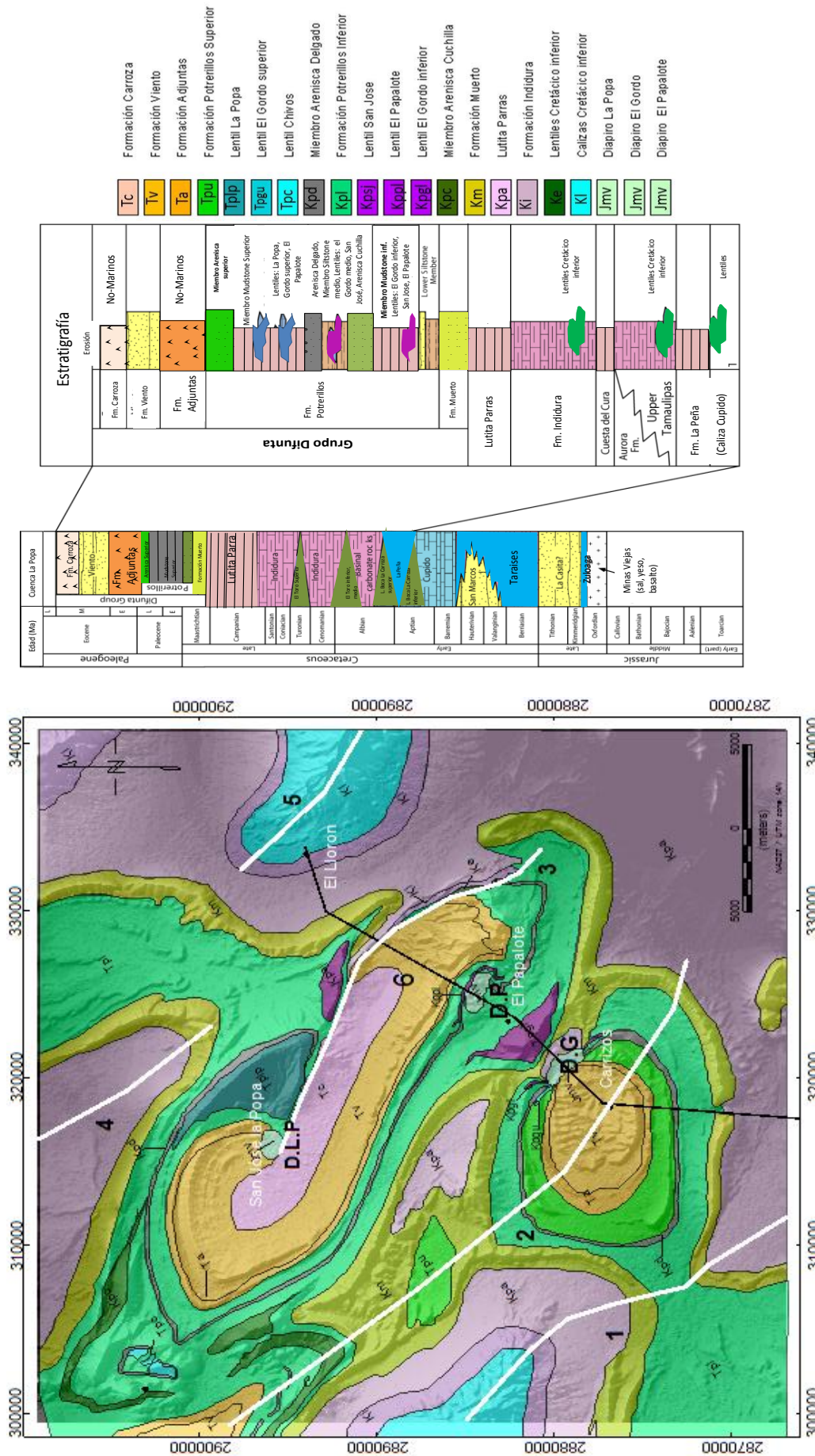


Figura 3.9. Geología superficial de La Cuenca de La Poma. Modificado de Giles y Lawton, 2001. Abreviaciones: D.G, diapiro el Gordo; D.P., diapiro el Papalote; D.L.P, diapiro de La Poma; 1.- Anticlinal de La Gavia; 2.- Sinclinal de La Poma; 3, Traza de La Soldadura de La Poma; 4, Sinclinal; 5, Anticlinal Minas Viejas; 6 Sección geológica de la figura 3.1

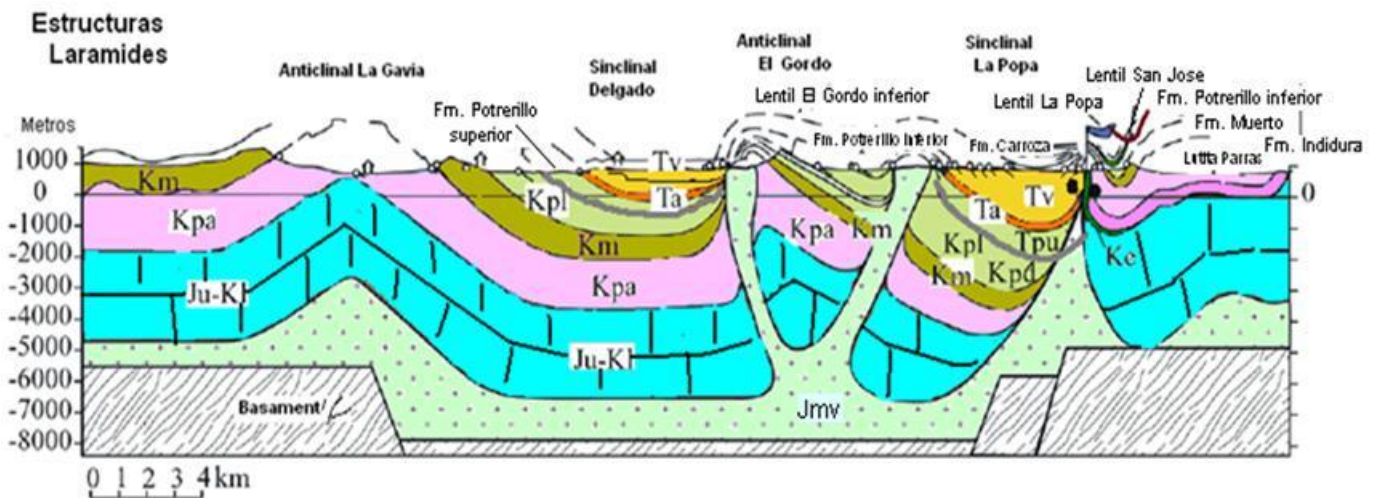


Figura 3.10. Sección Geológica de La cuenca de La Popa y parte Norte de la cuenca Parras. Se ilustran las estructuras formadas por Halocinesis dentro de la cuenca (Diapiro El Gordo y Papalote, y la Soldadura La Popa) que fueron afectadas por el evento Laramide del Cretácico superior-Eoceno. Observe que la cuenca de La Popa se ubica en una estructura tipo Graben formado en un basamento del Jurásico medio-superior, conocida como Fosa Jurásica (Aranda-García et al., 2008) Abreviaciones: Jmv, Fm. Minas Viejas; Ju-Kl, Calizas del Jurásico superior-Cretácico inferior; Kpa, Lutita Parras; Kpl, Fm. potrerillo inferior; Kpu, Fm. Potrerillo superior; Tv, Fm. Viento; Ta, Fm. Adjuntas; Km, Fm. Muerto (Tomado de Giles y Lawton, 2001).

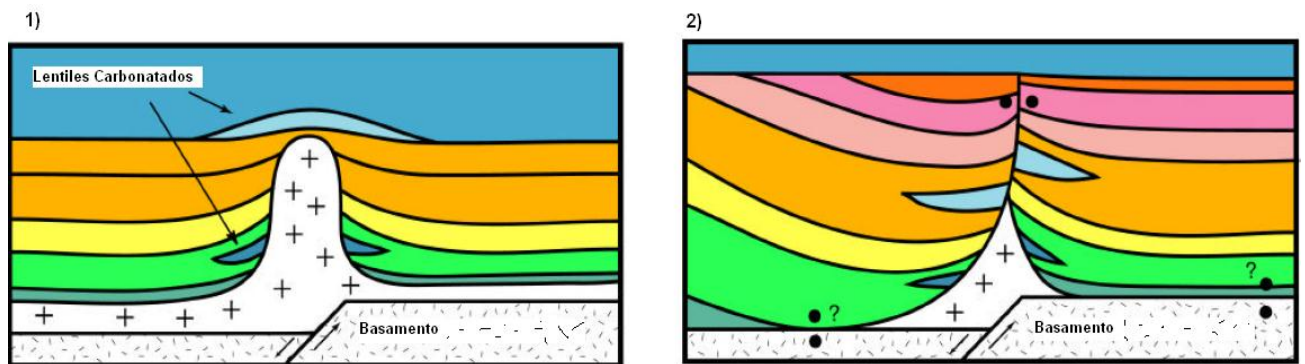


Figura 3.11. Evolución de la Soldadura La Popa. 1) Fase de diapirismo, donde la estructura crece como una pared salina; 2) Fase de evacuación, como consecuencia de los esfuerzos compresionales Laramide se incita a una evacuación excesiva de evaporitas quedando como rasgo estructural una Soldadura secundaria. Tomado de Giles y Lawton, 1999.

#### **3.4.2.3.2 Lentil El Toro superior.**

Este lentil se encuentra estratigráficamente en la Fm. Indidura al noreste de la soldadura. Tienen 8 m de espesor y consiste de carbonatos wackestone con esponjas hemisféricas. Se interpreta con edades del Turoniano (Figura 3.9)

#### **3.4.2.3.3 Lutita Parras.**

La Lutita Parras consiste de lutitas hojosas verde oscuro y en su tramo medio contienen granos de arenisca de 1-10cm de espesor y cambia hacia una materia más limosa, siendo interpretaciones de turbiditas de cuenca. Contienen 400 m en el tramo adyacente de la soldadura de la Popa (Figura 3.9). El contacto con la formación Muerto están marcados por una graduación muy delgada de arenisca de grano fino.

#### **3.4.2.3.4 Formación Muerto**

La formación Muerto constituye la base del Grupo Difunta, nombre que se le asigna a todos los estratos suprayacentes a la Lutita Parras (McBride et al., 1974). El Grupo Difunta consta de depósitos silisiclasticos continentales depositados en las cuencas Foreland formadas al frente del cinturón orogénico de la Sierra Madre Oriental, estos depósitos silisiclasticos se encuentran intercalados con lentiles productos de la tectónica salina dentro de la cuenca.

La formación Muerto representa el primer influjo principal de detritos de granos de cuarzo dentro de la cuenca Parras y La Popa. Consiste de intercalaciones de arenisca con limolitas y lutitas. En general, la Fm. Muerto representa un dominio sistemas deltaicos (McBride et al., 1973, 1975) que consiste en depósitos de playa y depósitos lagunares. La Formación Muerto contiene abundantes fósiles que indican edades del Maestrichtiano.

#### **3.4.2.3.5 Formación Potrerillo**

Esta formación es la de mayor espesor dentro del Grupo Difunta. Contienen deformaciones de inconformidad (secuencias halocinéticas) que indican que el diapirismo salino fue activado durante la depositación de esta formación (Giles y Lawton, 2001). Está constituida por cinco miembros principales que consta de gradaciones de lutitas a limolitas intercaladas con delgados estratos de Areniscas. Estos miembros son llamados (Laudon, 1984; Giles y Lawton, 2001): (1) Miembro Lutítico inferior, (2) Miembro Mudstone, (3) Miembro Lutítico medio, (4) Miembro Mudstone superior y (5) Miembro de Arenisca. Giles y Lawton (2001) definen el miembro de Arenisca delgado el cual separa la cima del Cretácico superior del Paleoceno y se encuentra expuesto ampliamente en la cuenca de La Popa. La formación Potrerillos tiene un espesor total de 2300 m.

El Miembro Mudstone inferior contiene tres lentiles que son de la misma edad. Entre estos se incluyen el lentil el Gordo inferior (Figura 3.9), El lentil del diapiro el Papalote y el lentil San José. Estos lentes de carbonatos son caracterizados por packstone y grainstone con fragmentos de algas rojas.

#### **3.4.2.4 Paleogeno**

La sección sedimentaria del terciario temprano está constituida por la parte superior del Grupo Difunta (Figura 3.9), Formado por el miembro mudstone superior y la arenisca Delgado así como las formaciones Adjuntas, viento y la Carroza.

##### **3.4.2.4.1 Miembro Mudstone superior**

El miembro Mudstone superior contiene los lentiles más jóvenes del diapiro el Papalote, el lentil el Gordo superior del diapiro el Gordo, y el lentil al norte de la Soldadura La Popa. Los lentiles son dominados por wackestone a packstone con abundantes moluscos y fragmentos de equinodermos. Generalmente representan rocas de aguas marinas superficiales, de depósitos de sub-marea adyacentes al diapiro el Papalote. El

lenticil La Popa, al norte de la soldadura de la Popa, crea el rasgo geográfico más prominente en la cuenca de la Popa. (Figura 3.9) Este lenticil es de más de 350 m de espesor.

#### **3.4.2.4.2 Formación Adjuntas.**

Esta formación tiene un espesor de 260 m y está localizado a 3 km del sureste del diapiro el Papalote (McBride et al., 1974). La formación consiste de limolitas rojas y estratos lenticulares de arenisca de grano fino a medio de 1-2m de espesor. Esta formación fue depositada en ambiente de estuario y costa plana, es de edad Eoceno (Vega-Vera y Perrilliat, 1989; Vega.Vera et al., 1989).

#### **3.4.2.4.3 Formación Viento**

La formación viento con espesores de 730 m es rica en areniscas, encontrado al lado norte del diapiro el Papalote (McBride et al., 1974). Este se sobrepone a la formación Adjunta con un contacto marcado. La formación viento no tiene una datación exacta pero podría ser del Eoceno (Lutetiano; vega-vera et al., 1989). Esta formación registra una progradación general, influenciada por depósitos complejos de mareas y costeros.

#### **3.4.2.4.4 Formación Carroza**

Esta formación es la preservación más joven que se tiene del Grupo Difunta, la formación Carroza, es una sucesión de estratos limosos de color rojo a purpura. Se presenta en la cuenca de La Popa exclusivamente en la Soldadura de La Popa. Tiene un espesor de 620 m. En su parte inferior consiste de limolitas rojas que intemperizan a gris y espesores de arenisca de grano fino. Esta parte inferior es interpretada como depósitos de marea y de planicie costera baja. La parte superior es dominada por limolitas que intemperizan a café rojizo con canales de areniscas de grano fino. Esta sección es interpretada como depósito de sistemas fluviales de gradientes bajos de complejas llanuras de inundación. La cima de la formación Carroza esta truncada por erosión (Figura 3.9). No existen edades directas para esta formación, pero Vega-Vera et al. (1989) infieren una edad de Eoceno medio (Lutetino-Bartoniano).

## CAPÍTULO IV. FUNDAMENTOS TEÓRICOS DE LOS MÉTODOS POTENCIALES

### 4.1 MÉTODO GRAVIMÉTRICO

La prospección gravimétrica es parte esencial de la exploración geofísica, la cual por ser un método investigativo (estudio del campo físico) es un elemento componente de la ciencia sobre fuerza de gravedad. Se basa en el estudio de las variaciones del campo gravitatorio, cuyo origen es debido las masas rocosas (Mirónov V, 1977).

En la superficie terrestre, el campo gravitatorio de las masas rocosas se compone del campo de una fuerza centrífuga formando el campo de la fuerza de la gravedad o gravitatoria; por esa razón en prospección gravimétrica hay que utilizar las mediciones de ese campo total (Blakely R, 1995). A si las variaciones de la gravedad producida por efectos locales o superficiales son muy pequeñas en relación al campo gravitacional terrestre.

El campo gravitatorio de la Tierra (**g**) se considera un campo de acción de dos fuerzas: la fuerza de atracción de Newton (**F**) y la fuerza centrífuga (**C**) debido a la rotación del planeta terrestre:

$$\mathbf{g} = \mathbf{F} + \mathbf{C} \quad (4.1)$$

Comparando la fuerza de atracción con la fuerza centrífuga esta última es pequeña y no está relacionada con la distribución de masa en el planeta (Mirónov V., 1977).

#### 4.1.1 Ley de La Gravedad.

Isaac Newton en 1687 formulo en su obra "Principios matemáticos de la filosofía natural" una ley que expresa esta fuerza de atracción.

$$\mathbf{F} = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \hat{\mathbf{r}} \quad (4.2)$$

La ecuación anterior nos dicta que la presencia de una partícula de masa  $m_1$ , situada en un punto P, genera un campo gravitacional alrededor de dicho punto tal que la otra masa  $m_2$ , situada en el punto de observación P', es atraída hacia P con una fuerza  $\mathbf{F}$  que es directamente proporcional a cada una de las masas de ambas partículas, e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia  $r$  que las separa. Donde  $\hat{\mathbf{r}}$  es el vector unitario dirigido en dirección de incremento de  $r$ ; el factor  $G$  se conoce como constante de gravitación o constante de Newton la cual fue calculada por primera vez por H. Cavendish en 1797 obteniendo un valor de  $6.67 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2/\text{Kg}^2$ .

En prospección gravimétrica no medimos la fuerza de atracción de la ecuación 4.2, lo que estamos calculando es el cambio de aceleración que presenta la gravedad de un lugar a otro. Esta aceleración es obtenida a partir de la segunda Ley de Newton expresada por:

$$\mathbf{F} = m\mathbf{a} \quad (4.3)$$

Donde  $m$  es la masa de la materia y  $\mathbf{a}$  la aceleración. Sustituyendo la ecuación (4.3) en (4.2) y reordenando términos, obtenemos:

$$\mathbf{a}_g = G \frac{m_1}{r^2} \quad (4.4)$$

El vector  $\mathbf{a}$  es expresado en unidades de aceleración y se denomina aceleración de la gravedad. Este vector representa un campo vectorial cuyo significado físico es la atracción gravitatoria que ejerce la presencia de la masa  $m_1$  sobre un punto de observación (Blakely, 1995). Esta aceleración se mide en  $\text{cm}/\text{seg}^2$  la cual se denomina gal en honor a G. Galilei, la unidad en la cual se expresan ampliamente las variaciones gravimétricas es el miligal (mgal), de esta manera se tiene:

$$1 \text{ gal} = 1 \text{ cm}/\text{s}^2 = 10^{-2} \text{ m}/\text{s}^2$$

$$1 \text{ mgal} = 10^{-3} \text{ gal} = 10^{-5} \text{ m}/\text{s}^2$$

$$1 \text{ mgal} = 10 \text{ g.u (unidades gravimétricas)}$$

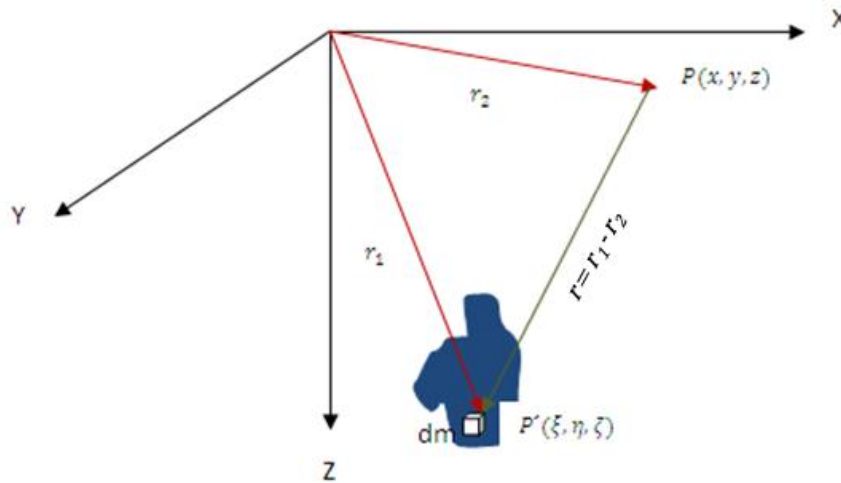


Figura 4.1. Disposición geométrica de un par de puntos,  $P(x, y, z)$  y  $P'(\xi, \eta, \zeta)$  que son atraídos.

Analizando la figura 4.1, se obtiene la relación de la distancia  $r$ . Se observa que esta distancia de dos puntos que se atraen mutuamente es  $r = r_1 - r_2$  de esta manera tenemos que:

$$r = \sqrt{(\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + (\zeta - z)^2} \quad (4.5)$$

Es fácil observar que en la ecuación (4.4) sustituyendo  $r$  de la relación (4.5) queda dependiente de las coordenadas  $(x, y, z)$  de esta manera podemos obtener que:

$$\mathbf{a}_g = \frac{\partial}{\partial r} \left( G \frac{m}{r} \right) \quad (4.6)$$

A si, podemos reescribir la aceleración de la gravedad ( $a_g$ ) como:

$$\mathbf{a}_g = -\nabla u \quad (4.7)$$

En la ecuación (4.7) se deduce que esta aceleración es el gradiente de la fuerza gravitacional, en la cual el signo negativo significa que la fuerza es dirigida hacia el interior.

### 4.1.2 Potencial Gravitacional

En exploración Gravimétrica lo que nos interesa analizar es la fuerza de atracción de las n-esima parte de un volumen dentro de la superficie terrestre (Figura 4. 2), de este modo se tiene:

$$u = G \sum_i \frac{m_i}{r_i} \quad (4.8)$$

A partir de la ecuación 4.6 se llega a deducir la función del potencial gravitacional el cual es el interés en nuestro estudio de exploración gravimétrica. Este potencial se define como la energía que posee una masa unitaria bajo los efectos de un campo gravitacional (Mironov V, 1977). Este campo es conservativo, es decir, el trabajo necesario para mover una masa de un punto a otro es independiente del camino empleado (Blakely R, 1995). El potencial gravitacional viene dado por la siguiente ecuación:

$$u = G \int_v \frac{dm}{r} \quad (4.9)$$

Análogamente como  $r$  depende de las coordenadas  $(x, y, z)$  se obtienen los componentes de la ecuación (4.9):

$$\frac{\partial u}{\partial x} = G \int_v \left[ \frac{\partial}{\partial x} \frac{1}{r} \right] dm = G \int_v \frac{\xi - x}{r^3} dm \quad (4.10)$$

De modo similar se obtiene las otras dos derivadas. Por consiguiente:

$$\frac{\partial u}{\partial y} = G \int_v \frac{\eta - y}{r^3} dm \quad \text{y} \quad \frac{\partial u}{\partial z} = G \int_v \frac{\zeta - z}{r^3} dm \quad (4.11)$$

Al obtener el potencial gravitatorio en algún punto de la tierra, este es una colección de masas, siendo esta, la suma de la atracción de masas individuales. Entonces la fuerza neta sobre una partícula de prueba es simplemente la suma vectorial debido a todas las pequeñas masas en el espacio. El principio de superposición puede ser aplicado para localizar la atracción gravitacional.

Una continua distribución de masa  $m$  es simplemente una colección de pequeñas masa  $dm = \rho(x, y, z)dv$ , donde  $\rho(x, y, z)$  es la distribución de densidad (Figura 4. 2). De esta manera obtenemos:

$$U(P) = G \int_v \frac{\rho(Q)}{r} dv \quad (4.12)$$

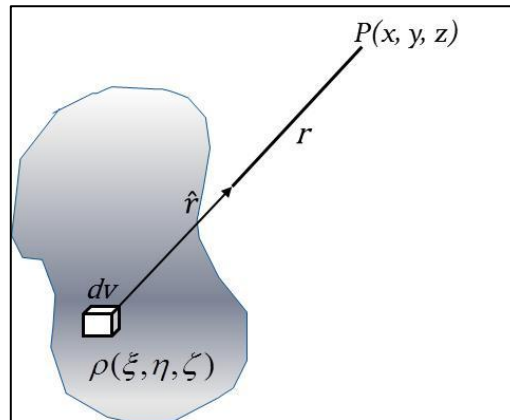


Figura 4.2. Atracción gravitacional del punto (P) con una distribución de densidad ( $\rho$ ).

### 4.1.3 Elipsoide y Geoide.

Al realizar las observaciones gravimétricas es necesario idealizar superficies de referencia, esto es debido a que la Tierra no tiene una forma perfecta (Figura 4.3).

El elipsoide es un modelo hipotético que supone la tierra formada por capas homogéneas y sometidas a la fuerza de gravedad que tiende a hacerla esférica y la fuerza centrífuga que tiende a ensancharla en el ecuador. De esta manera al llevar a cabo las medidas gravimétricas es necesario reducir a ciertas superficies equipotenciales de referencia.

Con la finalidad de obtener el valor teórico de gravedad se han realizado análisis matemático en base a superficies armónicas esféricas. Un valor aproximado a la gravedad teórica está dado por (Blakely, 1995):

$$g_0 = g_e (1 + \alpha \text{sen}^2 \varphi + \beta \text{sen}^2 2\varphi) \quad (4.13)$$

Donde,  $g_e$  es el valor de la gravedad ecuatorial y,  $\alpha$  y  $\beta$  dependen de  $m$ ,  $\omega$ ,  $\rho$  y  $f$ . El factor  $f$  es conocido como parámetro de achatamiento del planeta Tierra

$$f = \frac{a-c}{a} \quad (4.14)$$

Siendo  $a$  el radio ecuatorial y  $c$  el radio polar.

Con base al elipsoide de 1967 se dedujo una fórmula de la gravedad normal a nivel del mar en función de la latitud. La fórmula es la que se usa para cuestiones de exploración gravimétrica y es conocida como la fórmula de gravedad relativa al elipsoide de 1967. La expresión es la siguiente:

$$g_0 = 978031.85 [1 + (0.0053024 \text{sen}^2 \varphi) - (0.00000587 \text{sen}^2 2\varphi)] \text{ mgal} \quad (4.15)$$

Donde  $\varphi$  es la latitud de la estación gravimétrica.

El geoide se define como la superficie equipotencial correspondiente al nivel de los mares. Se aparta más o menos del elipsoide según las variaciones de densidad de la corteza y el manto (Figura 4.3).

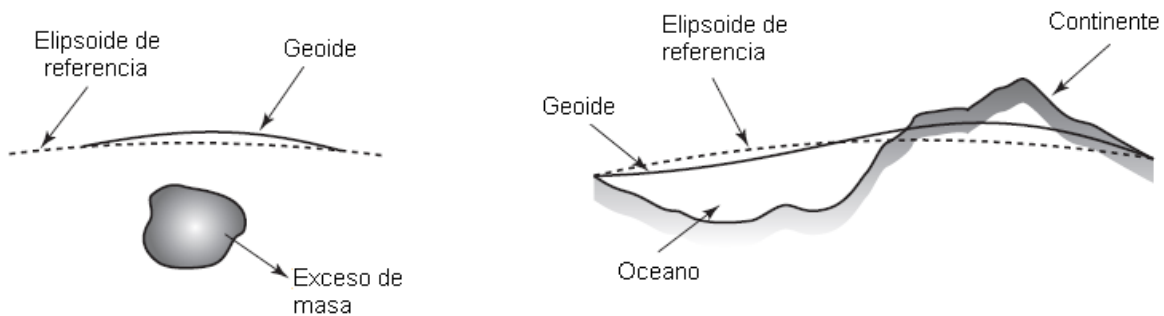


Figura 4.3. Diagrama ilustrando las superficies equipotenciales (Geoide y Elipsoide) que representan a la tierra idealizada (Tomado de Telford et al., 1990)

#### 4.1.4 Densidad y Porosidad de las rocas

El método gravimétrico se basa principalmente en dos propiedades físicas de las rocas, la densidad y la porosidad, como se demostró por medio de la ecuación (4.12) la respuesta de la variación de la aceleración de la gravedad está relacionada directamente con la densidad.

La densidad es la relación existente entre la masa y el volumen determinada por una simple ecuación:

$$\sigma = \frac{m}{v} \quad (4.16)$$

Lo que nos dicta esta sencilla relación es que la densidad es inversamente proporcional al volumen y directamente proporcional a su masa, de esta manera si un cuerpo aumenta su masa, en las rocas podría ser por un mayor confinamiento de sedimentos suprayacentes este será más denso y el caso contrario si el volumen aumenta y la masa es constante la densidad será menor. Existen varias maneras de obtener el valor de la densidad de las rocas, una de estas sería mediante la velocidad de las ondas sísmicas (Telford et al., 1990). Sin embargo estas medidas son hechas ampliamente en laboratorio mediante muestras de núcleos de rocas, pero raramente se obtienen valores reales de este parámetro debido a que las muestras pueden estar intemperizadas, fragmentadas, deshidratadas o alteradas por los procesos de obtención. Otro método recurrido en la obtención de la densidad es mediante el método de Nettleton donde se realizan varios perfiles dando valores variables de densidad y la curva de esta densidad que tenga menos parecido a la topografía será la correcta.

Sin embargo una manera más común de obtener la densidad de las rocas es mediante el uso de tablas existentes (Tabla 4.1).

La densidad está relacionada estrechamente con la porosidad de la roca, esta porosidad es la cantidad de espacios vacíos (intersticios) dentro de una roca, puede variar grandemente en tamaño y forma. Este parámetro es el resultado de procesos geológicos y comúnmente se genera durante la génesis de la roca. Principalmente se tienen dos tipos de porosidad: porosidad primaria, existente ampliamente en las rocas

sedimentarias; y una porosidad secundaria, esta aparece en rocas ígneas y metamórficas por procesos de disgregación y fracturación.

Tipo de roca	Rango (g/cm <sup>3</sup> )	Promedio(g/cm <sup>3</sup> )
Sedimentarias		
Sal	2.1-2.6	2.22
Yeso	2.2-2.6	2.35
Anhidrita	2.2-3.9	2.93
Caliza	1.93-2.90	2.55
Arenisca	1.61-2.76	2.35
Lutita	1.77-3.2	2.40
Metamórficas		
Cuarcitas	2.5-2.70	2.60
Esquistos	2.39-2.9	2.64
Gneiss	2.59-3	2.80
Amfibolitas	2.90-3.04	2.96
Rocas ígneas		
Granito	2.50-2.81	2.64
Riolita	2.35-2.70	2.52
Gabro	2.70-3.50	3.03
Basalto	2.70-3.30	2.99
Minerales		
Cuarzo	2.5-2.7	2.65
Calcita	2.6-2.7	
Arcilla	1.63-2.6	1.92
Pirita	4.9-5.2	5.0
Limonita	3.5-4.0	3.78
Ilmenita	4.3-5.0	4.67
Magnetita	4.9-5.2	5.12

Tabla 4.1 Densidad de las rocas y minerales (Tomado de Telford et al., 1990)

#### 4.1.5 Medidas de la gravedad.

Al realizar las medidas de las variaciones de la gravedad se tienen que distinguir principalmente entre dos medidas: 1) Absolutas y 2) las relativas. A pesar de que en gravimetría se mide las medidas relativas, ambas son importantes para una correcta interpretación.

Las medidas absolutas de la gravedad es el valor real de la gravedad, entonces esta medida es efectuada respecto al centro de la tierra. Existen dos métodos para la determinación de la gravedad absoluta; uno es midiendo la caída de cuerpos de diferentes masas y el otro haciendo medidas con un péndulo. De esta manera los valores absolutos de la gravedad varían aproximadamente de 978 mgals en el ecuador a 983 mgals en el polo (Cantos F, 1974).

En exploración, la medida de interés es la variación de la gravedad, o sea, las medidas relativas de la gravedad y no la absoluta, sin embargo es necesario contar con estaciones bases la cual nos darán el valor absoluto de la gravedad. Esta medida de la gravedad es realizada con un gravímetro, el cual mide las diferencias de la gravedad. Estas diferencias son mediciones relativas entre sí, que son detectadas por el gravímetro por medio de un elemento interno (péndulo, resorte o elemento electrónico) que permiten medir cambios relativos de medida.

#### **4.1.5.1 Gravímetros.**

Básicamente el gravímetro consiste de una masa suspendida en un muelle o sistemas de muelles, los cuales pueden medir pequeñas variaciones de la gravedad causadas por una diferente distribución de densidad de los cuerpos en la corteza terrestre; estas pequeñas variaciones se verán reflejadas en pequeños alargamientos o acortamientos del muelle de suspensión

##### **4.1.5.1.1 Gravímetros inestables.**

Estos gravímetros también conocidos como astáticos constan de una masa  $M$  suspendida inestablemente de un muelle o sistemas de muelles de modo que para una determinada variación de  $g$ ,  $M$  abandonara su posición original o de equilibrio. Este gravímetro necesita que al momento de realizar las medidas deba estar en reposo para poder detectar cualquier variación de la gravedad. Ejemplo de estos gravímetros son el CG-3 y CG-5 del consorcio Scintrex, los cuales son de lo más sofisticado actualmente y tiene una resolución de 1 microgal.

#### **4.1.5.1.2 Gravímetros estables**

Los gravímetros estables son aquellos que el cambio de longitud del muelle es medido directamente por medio de una adecuada amplificación ya sea óptica, mecánica o eléctrica. A diferencia de los estáticos tiene la capacidad de poder ser usados sin la necesidad de estar en condiciones de reposo, ya que pueden estar en movimiento y medir las variaciones ya que consta de un sistema de resortes que tratan de mantener en equilibrio en el sistema interno para poder hacer las mediciones. Estos gravímetros estables son extremadamente sensibles a otros efectos físicos, así como cambios en la presión atmosférica, temperatura y las variaciones magnéticas

#### **4.1.7 Reducciones gravimétricas.**

Cuando se realizan las medidas gravimétricas estas se ven afectadas ampliamente por varios efectos, entre ellas se encuentran las temporales producidas por las condiciones del equipo, por este motivo es necesarios realizar dichas correcciones para obtener datos fidedignos. Las primeras correcciones aplicadas a los datos observados son por deriva instrumental y el efecto por mareas ambas conocidas como correcciones temporales.

Se ha observado que 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, de este modo las mareas terrestres producen variaciones de la gravedad observada de un poco más de 0.3 mGal dependiendo de la latitud donde es realizada las medidas y la hora de la mediciones (Cantos F, 1975). Los gravímetros actuales (ej. gravímetro CG-5) realizan esta corrección automáticamente debido a que la variación es muy pequeña.

Por su parte la deriva instrumental (variación con el tiempo de la lectura de la estación, Cantos F, 1974) está relacionada directamente a la extenuación del sistema de resorte del gravímetro, esto es debido a que puede tener una ligera descompensación por efecto de dilatación provocada por la variación de la temperatura ambiente y el continuo uso. Por este motivo es necesario observar esta variación y así corregir el valor observado. Esta corrección es realizada tomando una estación base al

inicio de la jornada de trabajo, en la cual se realizaran lecturas en intervalos de tiempo considerados durante el día, así al final (habiendo realizado todas las lecturas planeadas para la jornada) se realiza una última lectura en esta estación. De esta manera se construye una gráfica con los valores de la estación base y poder observar la variación por deriva instrumental, sumándole el valor obtenido en caso en el que el valor de la gravedad disminuya y se le resta en caso de que vaya aumentado, esto es obtenido mediante las siguientes relaciones:

$$C_d = \frac{R_3 - R_0}{T_3 - T_0} \quad (4.17)$$

$$R_{n\_corre} = R_n \mp C_d (T_n - T_0) \quad (4.18)$$

Donde  $C_d$  es la corrección por deriva,  $R_n$ , son las lecturas realizadas durante la jornada de trabajo y  $T_n$  el tiempo en el que son tomadas las mediadas  $R_n$

Los valores observados de la fuerza de gravedad  $g$  obtenidos en campo se refieren siempre a la superficie de la tierra los cuales se ven afectados por diferentes factores como son, latitud, altitud y la topografía del área que rodea al punto de medición. La variación con latitud es el valor obtenido por la superficie del elipsoide ( $g_0$ ).

Los efectos causados al medir la fuerza de gravedad  $g$  deben ser eliminados mediante correcciones, con el propósito de llevar la medida realizada a una superficie equipotencial determinada como el geoide, y poder, así obtener información de los excesos de masa en el interior de la Tierra. Este conjunto de correcciones son conocidas como espaciales.

#### **4.1.7.1 Corrección por aire libre.**

Esta reducción consiste en ajustar los datos, debido al efecto causado por la variación de la altitud para encontrar el valor de la aceleración gravitacional a nivel del datum (superficie del Geoide) es sumado a la gravedad observada si el punto de medición está sobre el datum y se resta si esta debajo (Mironov, 1977).

La premisa se basa en que el valor de la intensidad de la gravedad es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia del punto observado al centro de la tierra. Esta corrección no toma en cuenta el valor de la masa ubicada entre el punto de medición y la superficie de referencia. La expresión de la ley de Newton permite determinar cuánto aumenta o disminuye la aceleración de la gravedad con los cambios en la altitud de los sitios de las estaciones gravimétricas, de esta manera tenemos:

$$g_{FA} = \frac{\partial}{\partial r} \left( G \frac{m}{r^2} \right) h = 2G \frac{m}{r^3} h \quad (4.19)$$

Considerando que la gravedad terrestre ( $g$ ) esta expresada por  $g = G \frac{m}{r^2}$  la expresión anterior se reduce a:

$$g_{FA} = \frac{2g}{r} h \quad (4.20)$$

Donde  $g_0 = 9817855 \text{ g.u.}$  y  $r = 6\,371\,000 \text{ m}$  y  $h$  expresada en metros. De manera más práctica tenemos:

$$g_{FA} = 3.082h \text{ g.u.} \quad (4.21)$$

El valor más aceptado para realizar la corrección de Bouguer, está dado en mgals, lo cual nos da la siguiente relación:

$$g_{FA} = 0.3086h \text{ mGal/m} \quad (4.22)$$

#### **4.1.7.2 Corrección de Bouguer.**

Esta corrección es aplicada, debido a que la influencia de las masas situadas entre el nivel del Geoide y el punto de observación tiene a aumentar el valor de aceleración gravitatoria. Ya que por su parte la corrección por Aire Libre hace una reducción en la medida de gravedad debido al incremento de la altura donde se realiza las medidas gravimétricas. La corrección de Bouguer es usada para cuantificar la masa de la roca entre el punto de medición y el nivel del mar (Geoide).

Esta variación puede ser corregida considerando una capa horizontal de ancho  $h$  y largo infinito cuyo espesor es la altura de estación arriba del datum (Figura 4. 4; Cantos F, 1974). Expresada mediante la siguiente ecuación:

$$g_{BS} = 2\pi G\sigma h = 0.0419\sigma h \text{ mgal} \quad (4.23)$$

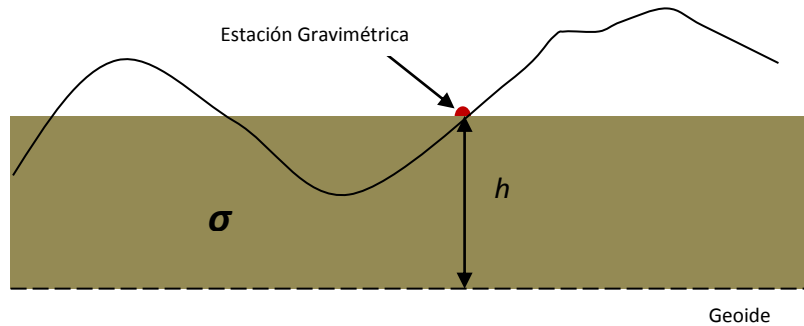


Figura 4.4. Representación del efecto de una capa infinita para la corrección de Bouguer ( $g_{BS}$ )

#### 4.1.7.3 Corrección Topográfica

El efecto que causa la topografía (insuficiencia y exceso de masa) conllevan a una disminución del valor observado de la aceleración gravimétrica. Las masas situadas encima del punto de observación (Figura 4. 5) crean una componente vertical de atracción dirigida hacia arriba, disminuyendo así el valor de la fuerza de la gravedad en dicho punto, del mismo modo la insuficiencia de masa aminora el valor observado (Mirónov V., 1977).

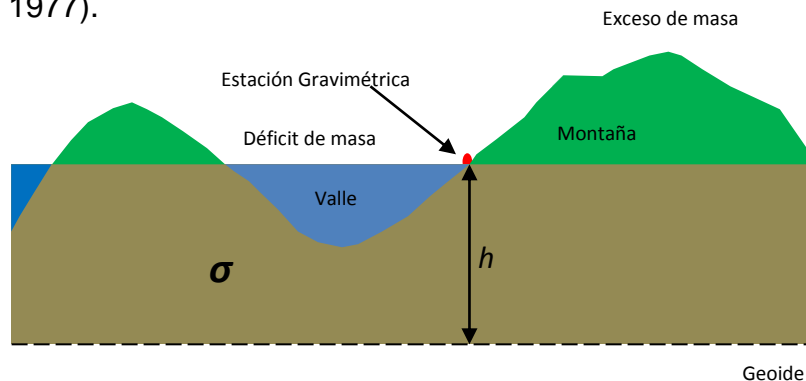


Figura 4.5. Tanto los valles y las montañas reducen el valor de la gravedad observada, por este motivo es necesarios realizar la corrección por topografía.

Este efecto es calculado por el método de Hammer el cual consiste en dividir el área alrededor de la estación en círculos concéntricos (zonas B, C, D...), divididos éstos a su vez en distintos sectores delimitados por rectas radiales que parten del centro (Cantos F, 1974). Estas son platillas transparentes que sobreponen a las cartas topográficas y el promedio de elevación de cada segmento es estimada en las tablas de Hammer.

#### **4.1.8 Anomalías gravimétricas**

Confrontar directamente los valores medidos de la fuerza de gravedad es imposible, esto es a causa de la distribución heterogénea de las masas en la Tierra, lo cual es objeto de investigación es prospección Gravimétrica, en la magnitud del valor observado de la fuerza de la gravedad influyen situaciones geográficas de los puntos de observación, su altura y el relieve circundante.

Estos efectos causan variaciones laterales y a profundidad de la gravedad. Las variaciones determinan la existencia de cambios de densidad lo cual permite aislar cuerpos de interés en la exploración geológica o minera. Este tipo de cambio es conocido como Anomalía Gravimétrica la cual se obtiene aplicando las reducciones antes mencionadas.

##### **4.1.8.1 Anomalía de aire libre**

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 los puntos observados ya sea debajo o sobre el geoide, esto nos da simplemente el cambio de gravedad con la elevación.

$$\Delta g_{AL} = g_{obs} - g_o + g_{FA} \quad (4.24)$$

Dónde:

$g_{obs}$  = gravedad observada en cada punto.

$g_0$  = gravedad teórica

$g_{FA}$  = corrección por Aire Libre

#### **4.1.8.2 Anomalía de Bouguer**

Esta anomalía representa la diferencia entre el valor teórico de la gravedad y el valor obtenido en el punto de observación, tomando en cuenta la densidad apropiada del lugar de medición y la altura a la que se encuentra. La base de realizar el cálculo de la anomalía de Bouguer es corregir la medida de la componente vertical de la fuerza gravitacional terrestre, ya que sufre variaciones por los efectos antes discutidos. En este trabajo de tesis es usada esta anomalía debido a que lo que nos interesa son las variaciones locales.

Para el cálculo de esta anomalía se utiliza la siguiente fórmula:

$$A_B = g_{obs} - g_0 + g_{FA} - g_{BS} + g_{topo} \quad (4.25)$$

Donde  $g_{obs}$  gravedad observada,  $g_0$  gravedad teórica,  $g_{FA}$  corrección de aire libre,  $g_{BS}$  corrección de Bouguer,  $g_{topo}$  corrección topográfica.

## **4.2 FUNDAMENTOS TEÓRICOS DEL MÉTODO MAGNÉTICO.**

La prospección Magnética de exploración se basa en cuantificar las variaciones del campo magnético de la tierra (**H**) en la cual se incluye el efecto de magnetización (**M**) de los minerales que constituyen las rocas de la corteza terrestre (Telford et al., 1990). Esta propiedad de la materia está ligada con una propiedad característica conocida como susceptibilidad magnética, esta define ampliamente cada tipo de roca en la corteza (Ígneas, sedimentarias, etc.) de esta manera es posible discernir el efecto magnético causada por cada una de estas, objetivo principal de la prospección magnética. En esta tesis es utilizado el método magnético ya que permitirá resolver la

ambigüedad entre la cobertera sedimentaria y el basamento, de esta manera tener un mayor control de la profundidad y geomorfología del basamento.

#### 4.2.1 Fundamentos físicos-matemáticos.

El método Magnético al igual que el Gravimétrico, se enfocan en medir las propiedades física natural de la Tierra, intensidad de campo magnético y aceleración de la gravedad, respectivamente. Sin embargo el método magnético es más complejo debido al comportamiento dipolar del campo magnético a diferencia del comportamiento monopolar de la gravedad (Telford et al., 1990).

La Tierra se comporta como un imán, el cual tienen sus polos magnéticos positivos y negativos en el polo norte y sur geográfico respectivamente, sin embargo el polo norte magnético presenta un desplazamiento de  $11.5^\circ$  del polo norte geográfico, desplazamiento conocido como declinación magnética (Figura 4. 6, Milsom J, 2002). El campo geomagnético tiene su origen del flujo de las corrientes eléctricas del núcleo líquido externo (hierro y níquel) el cual está en movimiento debido a movimientos de convección (Milson J, 2002).

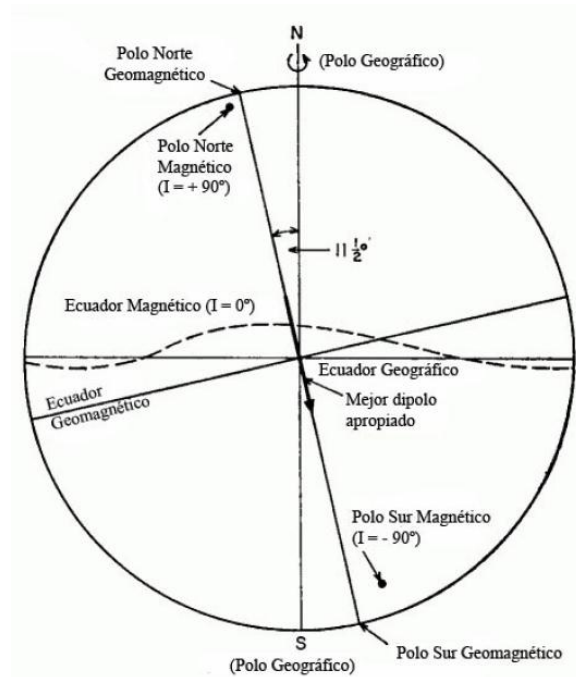


Figura 4.6. Diagrama ilustrando la disposición de los polos magnéticos y geográficos, se observa que la declinación magnética tiene una separación de  $11.5^\circ$  del eje de rotación de la tierra. Tomado de MchElhinny, 1973.

El principio básico del método magnético se basa en la fuerza magnética ( $\mathbf{F}$ ) regida por la Ley de Coulomb, que nos dicta que la fuerza que sienten dos cargas puntuales ( $Q$ ) es directamente proporcional al producto de sus cargas e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia que las separa ( $r$ ), expresada por:

$$\mathbf{F} = \frac{Q_1 Q_2}{4\pi\epsilon r^2} \hat{r} \quad (4.26)$$

Siendo  $\epsilon$  la permitividad del medio, característica de la materia la cual representa la capacidad que presenta esta de almacenar o transportar cargas eléctricas, esta constante tiene un valor aproximado en el vacío de  $\epsilon_0 = \left(\frac{1}{36\pi}\right) \times 10^{-9}$  con unidades de coulomb cuadrado por newton metro cuadrado ( $C^2/Nm^2$ )

De esta manera la intensidad de campo magnético se define como la fuerza por unidad de polo definido por:

$$\mathbf{H} = \mathbf{F}/Q_2 \quad (4.27)$$

De la ley de Biot-Savart se sabe que el campo magnético es consecuencia de un flujo de corriente eléctrica ( $\mathbf{I}$ ) a lo largo de una longitud  $\Delta l$  en un conductor, este paso de corriente eléctrica forma espiras circulares concéntricas y cerradas alrededor del conductor, comportamiento observado en la Tierra (Telford et al., 1990). Esta ley esta expresada por:

$$d\mathbf{H} = \frac{\mathbf{I} dl \sin \alpha}{4\pi R^2} \quad (4.28)$$

De algebra vectorial se tiene la definición de producto cruz definido por  $\mathbf{A} \times \mathbf{B} = |\mathbf{A}||\mathbf{B}| \sin \theta_{AB} \mathbf{a}_n$ , a demás  $\mathbf{R} = |\mathbf{R}|$  y  $\mathbf{a}_R = \mathbf{R}/|\mathbf{R}|$  (vector unitario) de esta manera la ecuación (18) se expresa de la forma:

$$d\mathbf{H} = \frac{\mathbf{I} dl \times \mathbf{a}_R}{4\pi R^2} = \frac{\mathbf{I} dl \mathbf{R}}{4\pi R^3} \quad (4.29)$$

Otra manera de expresar la ley de Biot-Savart es su forma integral, que dando de la siguiente manera:

$$\mathbf{H} = \oint_c \frac{I d\mathbf{l} \times \mathbf{a}_R}{4\pi R^2} \quad (4.30)$$

Cuando un cuerpo es sometido a un campo magnético  $\mathbf{H}$  adquiere Magnetización ( $\mathbf{M}$ ). Esta magnetización es la reorientación de las moléculas de la materia por alineación de sus espines, este efecto es proporcional al campo magnético al que está sometido. El grado en el que un cuerpo es magnetizado está determinado por la susceptibilidad magnética ( $k$ ) siendo esta un parámetro fundamental de las rocas en prospección magnética así como lo es la densidad en prospección gravimétrica. La susceptibilidad queda definida por la siguiente relación:

$$\mathbf{M} = k\mathbf{H} \quad (4.31)$$

Como se observa en la relación anterior (ecuación 4.31) la respuesta magnética de las rocas es la suma de la susceptibilidad magnética de cada mineral que lo constituye (Telford et al., 1990). Las unidades de magnetización están dadas por amper-metro<sup>2</sup> por metro<sup>3</sup> (A/m).

Conociendo las propiedades básicas anteriores, al realizar las mediciones del campo magnético en la superficie de la tierra cuantificamos la propiedad de inducción magnética, debido a que esta contiene las variaciones de campo magnético ( $\mathbf{H}$ ) y la propiedad de magnetización de las rocas ( $\mathbf{M}$ ) (Telford et al., 1990). Esta inducción magnética es expresada por:

$$\mathbf{B} = \mu_0(\mathbf{H} + \mathbf{M}) \quad (4.32)$$

Sustituyendo la ecuación (4.31) en (4.32) y reordenando términos tenemos:

$$\mathbf{B} = \mu\mu_0\mathbf{H} \quad (4.33)$$

Donde  $\mu_0$  es la permeabilidad en el vacío con un valor de  $4\pi \times 10^{-7}$  Wb/ A-m (Weber por Ampere-metro) y  $\mathbf{B}$  tiene dimensiones de 1 tesla ( $T$ ) = Wb/ m<sup>2</sup> (Weber por metro<sup>2</sup>)

Al realizar un levantamiento magnético medimos la inducción magnética **B**, sin embargo, podemos obtener la intensidad de campo magnético **H** por medio de la ecuación (4.33) ya que la permeabilidad del aire varía muy poco con la del vacío ( $\mu_0 \approx 1$ ; Telford et al., 1990). Las unidades utilizadas ampliamente en prospección magnética es el gamma,  $\gamma$  ( $1\gamma = 1\text{nT} = 1 \times 10^{-9} \text{T}$ ).

#### 4.2.2 Componentes del Campo Geomagnético.

El campo geomagnético terrestre es considerado como el efecto causada por tres fuentes (Telford et al., 1990): 1) campo principal, 2) campo cortical, y 3) campo externo.

El campo principal, es el que propicia la mayor parte del campo magnético terrestre (97 %); como ya se menciona es consecuencia de la rotación del núcleo externo de la tierra que contiene grandes cargas eléctricas y se comporta como un fluido. De esta manera su comportamiento es comparado con la de un dipolo que genera un campo magnético y es expresada por la ley de Bios-Savart.

Por su parte el campo cortical, solo es perceptible a escalas locales, ya que su efecto es causado por la propiedad de magnetización de los minerales en la corteza terrestre. Este efecto permite conocer la distribución los minerales, objetivo principal para la prospección magnética.

El campo externo conforma el 3% del campo magnético terrestre y se origina debido a corrientes eléctricas inducidas en la Ionósfera causadas por actividad solar. Este efecto puede tener un mayor efecto en el campo magnético durante tormentas solares, por esta razón la importancia de conocer la ocurrencia de este fenómeno para no tener errores en las lecturas en los levantamientos magnéticos.

De esta manera el campo geomagnético es considerado como un vector espacial **T**, el cual tiene dirección y sentido definido por los componentes de la figura 4.7 (Telford et al., 1990). La intensidad total **T** es el vector suma de las tres componentes principales **X**, **Y** y **Z**; la inclinación **I** es ángulo entre **T** y el norte magnético **H**, la declinación **D** es el ángulo comprendido entre el norte geográfico **X** y la horizontal.

Estos componentes tienen una relación trigonométrica de la siguiente manera (Telford et al, 1990):

$$T^2 = X^2 + Y^2 + Z^2 = H^2 + Z^2$$

$$H = T \cos I \quad Z = T \sin I$$

$$X = H \cos D \quad Y = H \sin D$$

$$\tan I = \frac{Z}{H} \quad \tan D = \frac{Y}{X}$$

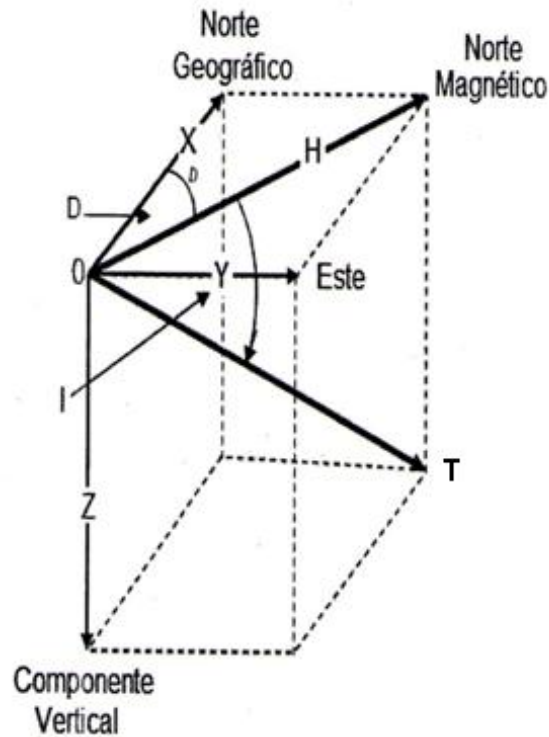


Figura 4.7. Elementos del vector del campo magnético terrestre. (Tomado de Telford et al., 1990).

### 4.2.3 Propiedades Magnéticas de las Rocas

La naturaleza de las anomalías magnéticas es función de las propiedades magnéticas (susceptibilidad, ecuación 4.33) de los minerales contenidos en las rocas, entonces la intensidad de anomalía observada será de gran amplitud con mayor contenido de minerales con una susceptibilidad alta (magnetita y pirrotita principalmente). La tabla 4.2 lista la susceptibilidad magnética para una gran variedad de rocas. Se puede observar que las rocas sedimentarias tienen un promedio bajo de susceptibilidad y las rocas ígneas básicas tienen una mayor magnitud. En la mayoría de los casos la susceptibilidad depende únicamente del promedio de minerales ferrimagnéticos presentes, principalmente magnetita, algunas veces pirrotita (Telford et al., 1990).

De este modo las sustancias existentes en la naturaleza se clasifican dependiendo de su comportamiento observado al colocarlos dentro de un campo magnético existente, en el caso de las rocas y minerales el campo terrestre (Telford et al., 1990). Este comportamiento se puede clasificar en tres fenómenos magnéticos principales: Diamagnéticos, Paramagnéticos y Ferromagnéticos.

El diamagnetismo, se presenta cuando la presencia de un campo externo modifica los orbitales de los átomos provocando de esta manera una orientación contraria al campo existente. Este efecto se ve reflejado debido a que  $k$  (susceptibilidad magnética) toma un valor negativo ( $k < 0$ ). Las evaporitas incluyendo la roca de sal presenta este tipo de comportamiento es por esta razón que las anomalías en este tipo de ambiente son negativas y de baja amplitud.

El paramagnetismo se presenta cuando una sustancia es capaz de formar un campo magnético por rotación de los electrones en su propio eje en ausencia de un campo externo; en presencia del campo exterior se magnifica su intensidad. En este efecto el valor de  $k$  es positivo ( $k > 0$ ). Ejemplos de minerales que presenta este comportamiento son la galena, pirita, limolita, olivino, granate piroxeno y biotita.

El ferromagnetismo tiene presencia cuando una sustancia es capaz de mantener su momento magnético incluso cuando el campo magnético es nulo. Una sustancia es considerada ferromagnética cuando todos los espines son paralelos al

material ( $k \approx 1$ ). De este modo en la naturaleza existen dos tipos de materiales, 1) cuando poseen el mismo número de espines en direcciones opuestas el material se conoce como antiferromagnético ( $k=0$ ), 2) cuando tiene desigual número de espines se les llama como ferrimagnéticos (el valor de  $k$  es altamente positivo). En estos últimos se incluye la magnetita, pirrotita, hematita e ilmenita. Prácticamente todos los minerales magnéticos en la naturaleza presentan un comportamiento ferrimagnético (Telford et al., 1990).

Tipo	Susceptibilidad $\times 10^3$ (Teslas)	
	Rango	Promedio
Sedimentarias		
Sal		-0.01
Yeso, Anhidrita		-0.01
Caliza	0-3	0.3
Arenisca	0-20	0.4
Lutita	0.01-15	0.6
Metamórficas		
Cuarcitas		4
Esquistos	0.3-3	1.4
Gneiss	0.1-25	
Ígneas		
Granito	0-50	2.5
Riolita	0.2-35	
Gabro	1-90	70
Basalto	0.2-175	70
Piroxenita		125
Andesita		160
Minerales		
Grafito		0.1
Cuarzo		-0.01
Calcita	-0.001 - - 0.01	
Arcilla	0.05-5	0.2
Pirita	0.05 - 5	1.5
Limonita		2.5
Ilmenita	300-3500	1800
Magnetita	1200-19200	6000

Tabla 4.2 Susceptibilidad magnética de varias rocas y minerales (Tomado de Telford et al., 1990)

#### **4.2.4 Magnetómetros**

La sensibilidad en las medidas magnéticas terrestres es de entre 1 a 10 nT en un campo total de 50 000 nT, sin embargo las medidas utilizadas en el método aeromagnético han llevado al desarrollo de magnetómetros con sensibilidad de 0.001 nT (Telford et al., 1990). Incluso también los primeros magnetómetros medían únicamente los componentes verticales y horizontales del campo geomagnético, pero en el presente la mayoría de los instrumentos magnéticos incluyendo los aeromagnéticos, miden el vector de intensidad total.

En el caso de levantamientos aeromagnéticos, los instrumentos de medición son los siguientes: El magnetómetro Fluxgate y el de precesión protónica, los cuales son descritos brevemente

1.- El magnetómetro Fluxgate originalmente fue desarrollado durante la II guerra mundial para poder detectar submarinos. Este magnetómetro consiste básicamente de dos núcleos de material ferromagnéticos, los cuales tienen una alta permeabilidad en pequeños campos magnéticos. Los dos núcleos están conectados en serie y genera densidades de flujo magnético de la misma intensidad, pero de signos opuestos. Cada bobina posee un enrollamiento secundario, cuyas dos secciones están conectadas con un voltímetro para indicar la diferencia entre las dos salidas (Figura 4.8). Por último se produce el campo magnético estacionario por medio de una bobina, que rodea un imán alimentado por una corriente alterna suficientemente intensa. Superponiendo el campo magnético cíclico inducido al campo terrestre, esto nos da como resultado una saturación en el núcleo ferromagnético. Cuando se llega a dicha saturación se obtiene la medida del campo magnético ambiental.

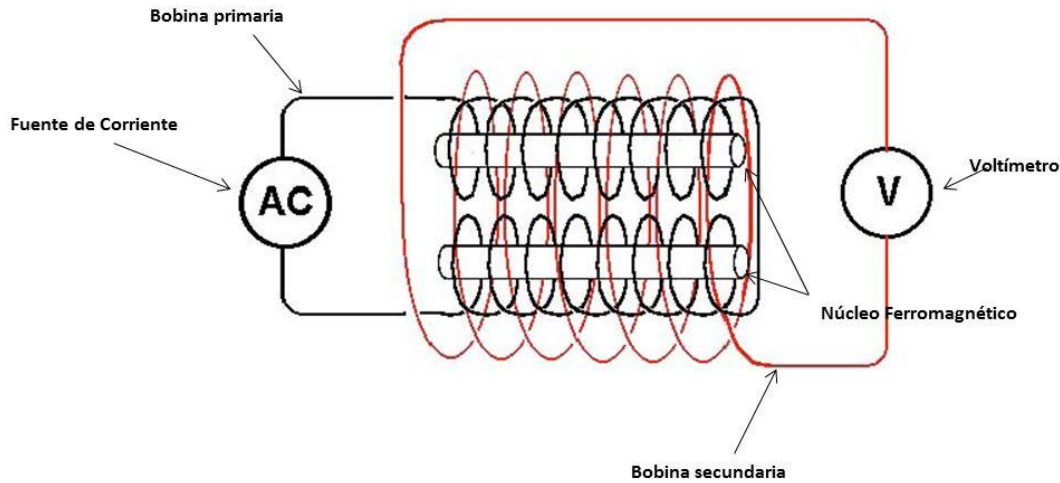


Figura 4.8. Diagrama representativo mostrando el sensor del magnetómetro Fluxgate. Básicamente este sensor consiste en dos barras con alta susceptibilidad colocadas paralelamente entre ellas, la susceptibilidad de estas barras es suficiente para que campos magnéticos débiles puedan causar saturación magnética.

2.- El magnetómetro de precesión protónica. Fue desarrollado en 1945 por el descubrimiento de la resonancia magnética nuclear. Todos los núcleos tienen un momento magnético como resultado de sus espines. El magnetómetro de precesión depende de las medidas de la frecuencia de precesión libre de los protones (núcleos de hidrogeno) que han sido polarizados en una dirección casi normal a la dirección del campo geomagnético. Cuando la polarización del campo es removida, los protones tenderán a orientarse según el campo geomagnético 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* (fuerza electromotriz) de frecuencia que puede medirse. Como el oxígeno no da respuestas magnéticas, toda la resonancia se debe a los protones del hidrógeno. La sensibilidad de este magnetómetro ( $\approx 1nT$ ) es máxima, de este modo es ampliamente usado por operaciones marinas y aéreas.

## **4.2.4 Corrección de los datos Magnéticos.**

### **4.2.4.1 Variación Diurna**

El campo magnético también varía debido a los cambios de la longitud y dirección de la circulación de corrientes en la ionosfera. En un día con actividad solar normal, el campo es casi constante durante la noche pero decrece entre la mañana cerca de las 11 a.m., vuelve incrementar cerca de la 4 p.m. y entonces declina lentamente durante la noche (Milson J, 2003).

La corrección por variación diurna consiste en remover tales fluctuaciones observadas al realizar las mediciones por medio de una estación base, de tal forma que podamos considerar que las mediciones fueron tomadas al mismo tiempo.

### **4.2.4.2 Corrección de campo total**

Sabiendo que el campo magnético es causado en su mayoría por el campo principal, es necesario mitigar este efecto, debido a que nuestro interés es centrado al efecto causado por la propiedad de magnetización de las rocas de la corteza terrestre. La variación del campo principal de la tierra es efecto de la latitud (Milson J, 2003). Este efecto ha sido descrito por una ecuación que determina el Campo geomagnético de referencia internacional (IGRF, por sus siglas en ingles), definido por 120 coeficientes armónicos esféricos, complementado por una predicción de modelo de variación secular (Milson J, 2003). El IGRF provee una representación razonable del campo regional actual y se utiliza para eliminar el contenido de la componente de longitud de onda larga mediante el modelo matemático que genera el campo geomagnético en cualquier punto de la Tierra, de esta manera el modelo empleado por esta corrección contiene armónicos esféricos, derivados de datos de satélites y de observaciones; es revisado cada cinco años (Blakely R, 1995).

## **CAPÍTULO V. PROCESAMIENTO DE LOS DATOS POTENCIALES**

### **5.1 INTRODUCCIÓN**

La información utilizada en este trabajo de investigación consta de una base de datos Gravimétricos con valores de gravedad absoluta y una base de datos aeromagnéticos con valores de Intensidad Magnética Total (IMT), ambos ya corregidos por los efectos descritos en el capítulo IV.

Una vez que la información de los métodos potenciales ha sido corregido por los efectos descritos en el capítulo IV, y realizado su correspondiente verificación para validar la información de los datos potenciales es posible procesarlos (aplicación de filtros) con el objetivo de atenuar o realzar algunas partes de la señal que permitan identificar rasgos de interés correspondientes a estructuras prominentes en la cuenca de la Popa. Esto debido a que como se mencionó anteriormente la anomalía de Bouguer y el mapa de Intensidad Magnética Total, ambos representan la suma de dos efectos, conocidos como efecto regional y efecto residual, entonces el objetivo del procesamiento de estos mapas es precisamente separar estos efectos y de esta forma aislar las anomalías de interés y poder realizar un análisis inequívoco.

### **5.2 DATOS UTILIZADOS**

La información gravimétrica utilizada en esta trabajo de tesis consta de una base de datos gravimétricos regionales de dominio público (DTU Space, 2010; Andersen O.B et al., 2010), datos publicados (Aranda García et al., 2008) y datos locales levantados y publicados por Tamez et al., (2011) de la cual se extrajo la información necesaria para los objetivos de este trabajo. La información consta de una malla que contiene 1,555 medidas con valores de Bouguer con una separación de 500m entre cada estación gravimétrica. Como se observa en el modelo digital de elevaciones (MDE, figura 5.1) la topografía en algunas zonas del área de estudio se presenta abrupta, por tal razón la distribución en las estaciones gravimétricas es irregular existiendo áreas con pocas estaciones gravimétrica, sin embargo la mayor parte del área de la Popa se encuentra cubierta por información, incluyendo las áreas con estructuras halocinéticas, dentro de

la cual se encuentra la traza de La Soldadura Salina donde se tiene estaciones de valores gravimétricos necesario para los fines de este trabajo.

En esta trabajo se realiza el análisis de este método geofísico debido a que la anomalía reflejada en el mapa está directamente relacionada con la densidad de los cuerpos, así es posible tener la configuración de los efectos causados por la presencia de evaporitas de la Fm. Minas Viejas, en contraste con la densidad de la secuencia sedimentaria del Cretácico superior-Terciario temprano (Grupo Difunta principalmente).

Por su parte para el análisis magnético son utilizados datos aeromagnéticos del Servicio Geológico Mexicano (SGM). Estos datos fueron tomados con una altura de vuelo de 300 m y una distancia de separación de 200 m entre cada punto observado (Figura. 5.1). A diferencia de los datos gravimétricos la cobertura realizada por los vuelos aeromagnéticos tiene una cobertura total del área de estudio. El método magnético es utilizado para tener un buen control con la profundidad y morfología del basamento, siendo esto posible por la diferencia de susceptibilidad magnética con la cobertera sedimentaria (Blakely, 1976; Cantos F, 1986).

### **5.3 MAPA DE ANOMALÍA DE BOUGUER**

Un mapa de anomalía de Bouguer muestra las variaciones de gravedad debido a los contrastes de densidad entre las distintas masas rocosas presentes a profundidad. La disposición de las anomalías corresponde a la suma de las fuentes regionales y residuales que provocan la variación del campo gravitatorio terrestre (Mirónov, 1976).

La base de datos gravimétricos de la cuenca de la Popa, contiene las correcciones correspondientes para obtener la anomalía de Bouguer, la densidad para obtener dicha anomalía tiene un valor de  $2.42 \text{ g/cm}^3$ , la cual fue obtenida mediante la aplicación del método Nettleton (Tamez et al., 2011).

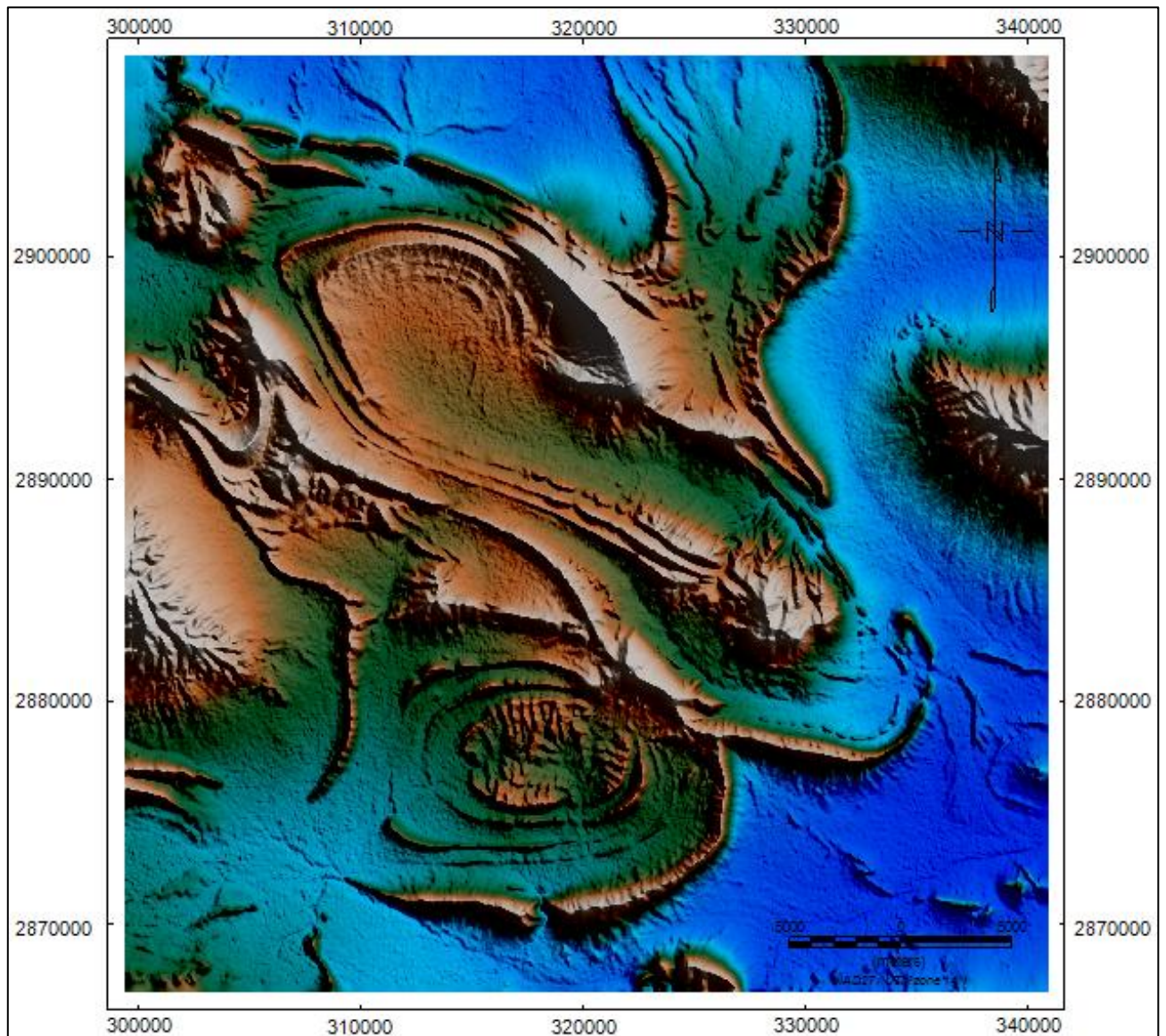


Figura 5.1. Modelo digital de elevación el área de la Cuenca de La Popa en la cual se encuentra la distribución de la información gravimétrica. Los datos aeromagnéticos tienen una cobertura completa en todo el polígono correspondiente a la cuenca de la Popa.

Una vez verificados los datos se procedió a realizar el mapa de anomalía de Bouguer para la cuenca de la Popa, para este paso se procedió realizar la interpolación de 1555 puntos de datos gravimétricos utilizando el algoritmo de mínima curvatura, tomando un tamaño de celda de 200m, para poder obtener el mapa de la correspondiente anomalía. El mapa de anomalía de Bouguer está proyectado a las coordenadas geográficas UTM NAD 1927 zona 14 Norte. Para observar mejor el comportamiento de la anomalía sobre el área de estudio se compara con un MDE con la misma proyección geográfica que la anomalía de Bouguer, al cual se le sobrepone dicha anomalía (Figura 5.2).

El resultado de este procedimiento muestra un mapa que refleja una tendencia de anomalías de noreste a suroeste que aumenta de -127 a -88 mgals en esta misma dirección. Este comportamiento en la anomalía de Bouguer muestra una afectación amplia de grandes longitudes de onda causadas por el efecto regional relacionadas en este caso con las partes profundas de la cuenca, teniendo los valores mayores en el tramo noreste del mapa. En el tramo suroeste, correspondiente al anticlinal la Gavia, se muestra una tendencia de anomalía aislada de -1.9 a -2.8 mGals que podrían estar relacionados directamente con la variación de la densidad de los estratos superficiales, sin embargo no es claro los efectos causados por las fuentes someras ya que el mapa se encuentra afectado grandemente por el efecto regional; de esta manera será necesario realizar la separación de anomalía residual del mapa de anomalía de Bouguer y de esta forma realizar un análisis más detallado de la respuesta gravimétrica de las estructuras halocinéticas en la cuenca de La Popa.

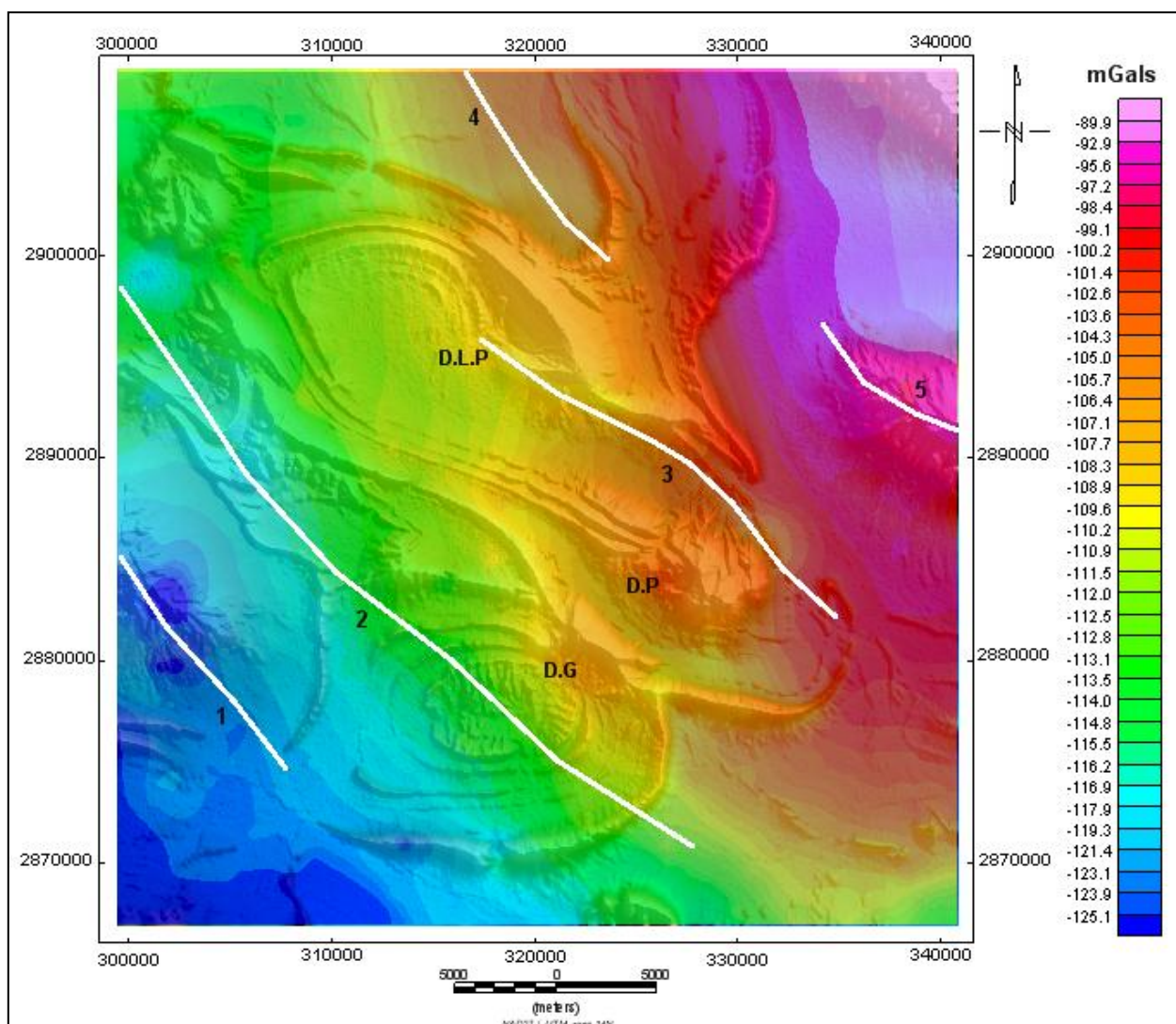


Figura 5.2. Mapa de anomalía de Bouguer con una densidad de  $2.42 \text{ g/cm}^3$  sobrepuesto al modelo digital de elevaciones de la cuenca de La Popa. Abreviaciones: D.G, diapiro el Gordo; D.P, diapiro el Papalote; D.L.P, diapiro de La popa; 1.- Anticlinal de La Gavia; 2.- Sinclinal Delgado; 3, Traza de La Soldadura de La Popa; 4, Sinclinal; 5, Anticlinal Minas Viejas

### 5.3.1 Separación efecto residual y efecto regional

La información que nos proporcionan los datos de los métodos potenciales se pueden considerar como señales espaciales que varían en función de la distancia, de esta manera se les pueden aplicar métodos de filtrado para discriminar cierta información que no es relevante para la interpretación (Naidu y Mathew, 1998)

Esta discriminación es llevada mediante la aplicación de filtros digitales, generalmente en el dominio de la frecuencia. Mediante estos algoritmos es posible eliminar ruidos o partes de la señal que no son de interés u obtener resultados como, por ejemplo filtros pasa-altos que tienen un gran valor dentro de la interpretación gravimétrica y magnética, la cual da como resultado un mapa con la respuesta de las partes superficiales.

#### 5.3.1.1 Filtros digitales pasa altas y pasa bajas

Un filtro digital se puede ver simplemente como la medida de suavización de los datos gravimétricos o magnéticos para remover ruido y resaltar ciertos componentes de interés. Matemáticamente un filtro se puede ver como un sistema lineal, en la cual la señal de salida está en función de la señal de entrada, de esta manera tenemos:

$$G(u, v) = H(u, v)F(u, v) \quad (5.1)$$

De la relación anterior llamamos a  $H(u, v)$  como el filtro digital, de esta manera reordenando términos para  $H(u, v)$ , tenemos:

$$H(u, v) = \frac{G(u, v)}{F(u, v)} \quad (5.2)$$

La relación anterior muestra el comportamiento del filtro en el dominio de la frecuencia conocida como Función de Transferencia (Naidu y Mathew, 1998).

Un filtro pasa altas (High pass filter), es de ayuda en las medidas geofísicas para la supresión de las frecuencias con un valor desde cero hasta una frecuencia de corte,

permitiendo el paso de todas las frecuencias que tienen valor por encima de la frecuencia de corte, con un filtro pasa altas de frecuencia entre cero y la frecuencia de corte son la banda eliminada, las frecuencias por encima de la de corte son la banda pasante. Para un filtro pasa alta ideal, su función de transferencia está dada por (Figura 5.3):

$$F_{pai}(u, v) = \begin{cases} 0 & \text{si } D(u, v) < D_0 \\ 1 & \text{si } D(u, v) \geq D_0 \end{cases} \quad (5.3)$$

Dónde:  $D_0$  es el número de corte de longitud de onda y  $D(u, v)$  es la distancia desde el punto  $(u, v)$  al origen del plano frecuencial.

Un filtro pasa altas es una herramienta eficaz para la eliminación de grandes longitudes de onda causadas por estructuras profundas, de esta manera, obtenemos los componentes de una distribución de las fuentes superficiales (anomalía residual).

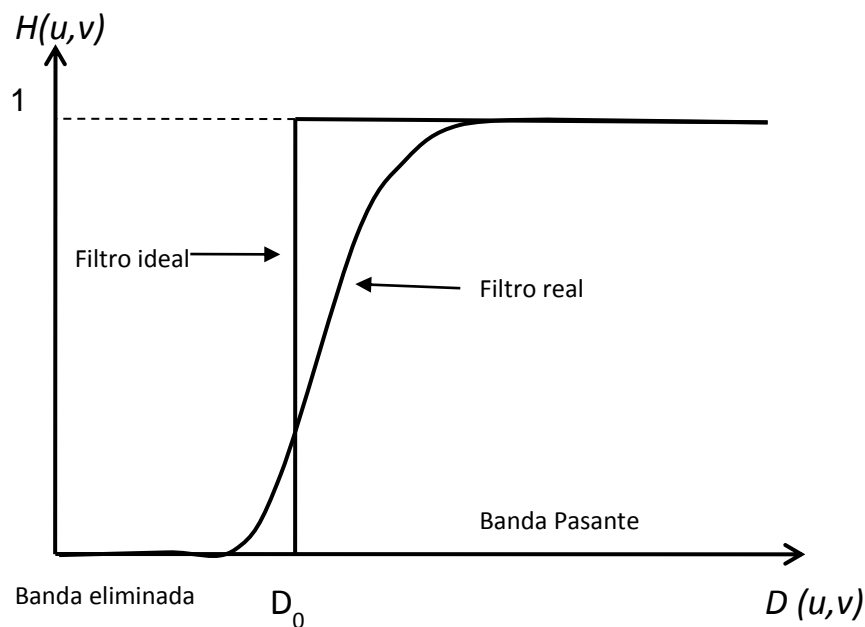


Figura 5.3. Diagrama ilustrando un filtro pasa altas ideal y su tendencia de atenuación real.

Por su parte un filtro pasa bajas (low pass filter) es de ayuda para eliminar altas frecuencias relacionadas con pequeñas longitudes de onda, esto nos permite tener un

mapa que refleje las estructuras profundas, como la corteza profunda (Naidu y Matew, 1998). Este filtro permite el paso de todas las frecuencias con valor desde cero hasta la frecuencia de corte, permitiendo la supresión de todas las frecuencias por encima de la de corte, siendo todas esta la banda eliminada (Figura 5.4)

En la señal de los campos potenciales contiene mucha información de energía de baja frecuencia, de este modo, este filtro nos permite preservar la señal relacionada con estas frecuencias. La función de transferencia para un filtro pasa bajas ideal está dada por la siguiente relación:

$$F_{pbi}(u, v) = \begin{cases} 1 & \text{si } D(u, v) \leq D_0 \\ 0 & \text{si } D(u, v) > D_0 \end{cases} \quad (5.4)$$

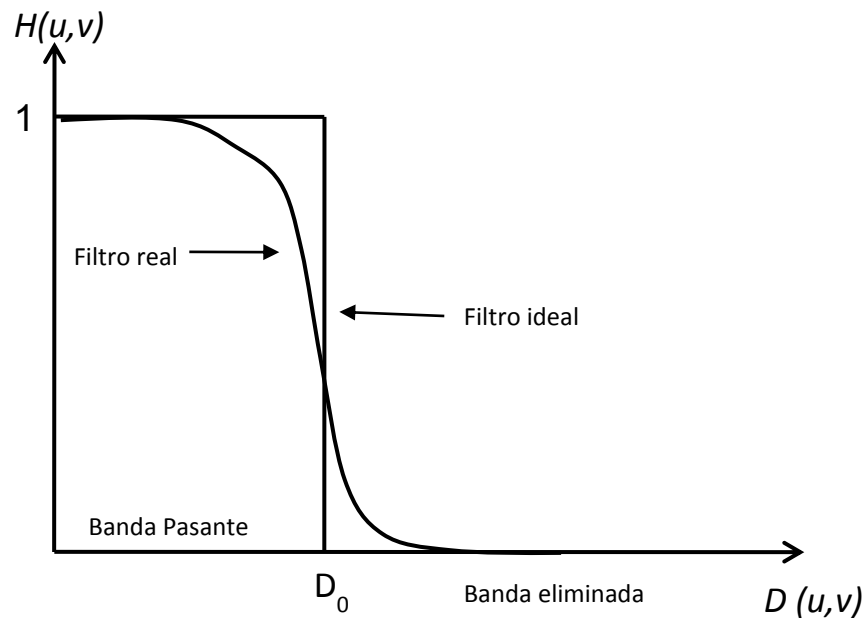


Figura 5.4. Diagrama ilustrando un filtro pasa baja ideal con su tendencia de atenuación real.

Así, el procesamiento en el dominio de la frecuencia permite mitigar o realzar ciertas longitudes de ondas. Matemáticamente es realizado mediante la aplicación de la Transformada de Fourier, la cual viene siendo utilizada en la exploración geofísica de campos potenciales desde hace 60 años (Introcaso B, 1999). Esto es llevado de la siguiente forma (Figura 5.5): (1) la señal de entrada (información gravimétrica o magnética) es transformada en el dominio de la frecuencia mediante la aplicación de la Transformada de Fourier; (2) después, esta señal es multiplicada por una función de

transferencia  $H(u,v)$  (ecuación 5.1); y (5.3) posteriormente se calcula la Transformada Inversa de Fourier de  $G(u,v)$ , de esta manera solo se toma la parte real, volviendo al dominio del espacio, obteniendo como resultado un mapa que nos muestra las frecuencias por encima o por debajo del corte, dependiendo si es un filtro pasa alta o un filtro pasa bajas.

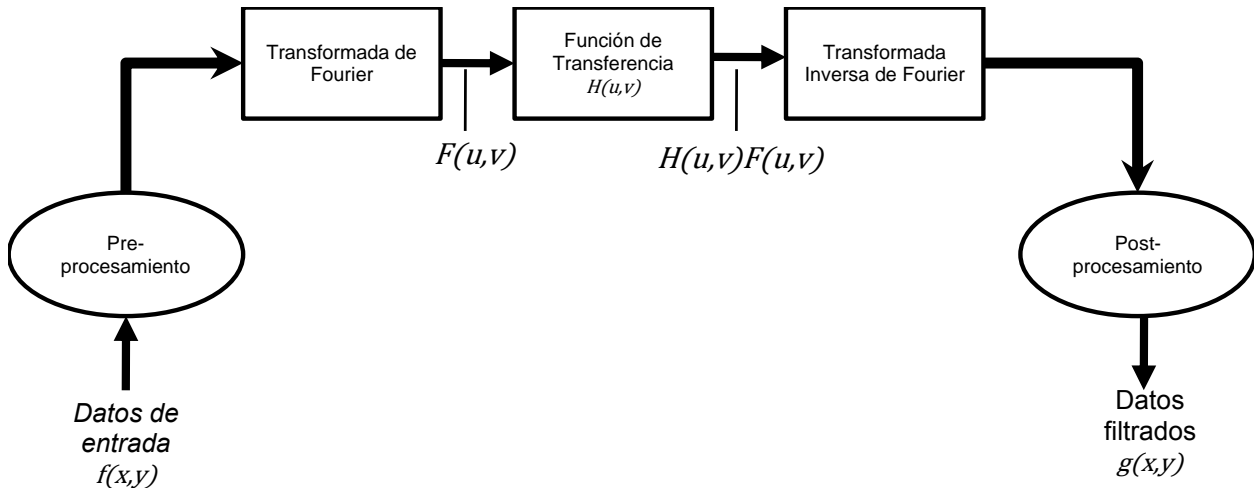


Figura 5.5. Diagrama del procedimiento para el filtrado en el dominio de la frecuencia (Tomado de Blakely R, 1995)

El objetivo principal dentro del procesamiento de los datos Gravimétricos para esta tesis es observar la respuesta de las estructuras halocinéticas, relacionadas con altas frecuencias. De esta manera, al mapa de anomalías de Bouguer se le realiza el filtrado en el dominio de frecuencia para separar el efecto residual del regional.

### 5.3.2 Análisis espectral de los datos gravimétricos

El análisis de los rangos de frecuencia y longitudes de onda es una parte imprescindible antes de realizar los procesos de filtrado a la información de los métodos potenciales. Este rango de frecuencia dentro de una densidad de información magnética o gravimétrica puede ser llevado mediante un análisis rápido recurriendo al teorema de muestreo, en específico aplicando la frecuencia de Nyquist.

Sin embargo en la actualidad se han desarrollado algoritmos más robustos los cuales proveen información acerca de la frecuencia espacial dentro de la información

de datos geofísicos. Así lo demostraron Spector y Grant, 1970, los cuales realizaron un análisis mediante la evaluación del espectro de potencia (siendo este el cuadrado del módulo de la transformada de Fourier) ellos lo emplearon en el análisis de información Aeromagnética para poder conocer la estructura de la serie de datos (rangos de frecuencia y profundidad de la fuente). La expresión matemática, la cual es introducida a la literatura geofísica de campos potenciales por Bhattacharyya (1966), se basa en la aplicación de filtros en el dominio de Fourier, a una malla de datos en el dominio del espacio para transfórmalo al dominio de la frecuencia. El espectro de potencia es una función del número de onda que se calcula a partir del promedio de la energía (frecuencias) para un mismo número de onda. Esto es posible mediante las siguientes funciones (Spector y Grant, 1970):

$$P(u, v) = |\Phi(u, v)|^2 = 4\pi^2 G^2 m^2 e^{-4\pi\alpha z_0}$$

De manera práctica:

$$\text{Log}P(u, v) = 4\pi h r \tag{5.6}$$

La profundidad de un grupo estadístico de fuentes viene dado por la expresión:

$$h = -s/4\pi \tag{5.7}$$

Donde  $h$  es la profundidad y  $s$  la pendiente del logaritmo del espectro.

En la figura 5.6, se muestra el espectro de potencia de los datos gravimétricos, con el fin de conocer la variedad de frecuencias contenido dentro de los datos así como conocer las profundidades representantes de estas frecuencias.

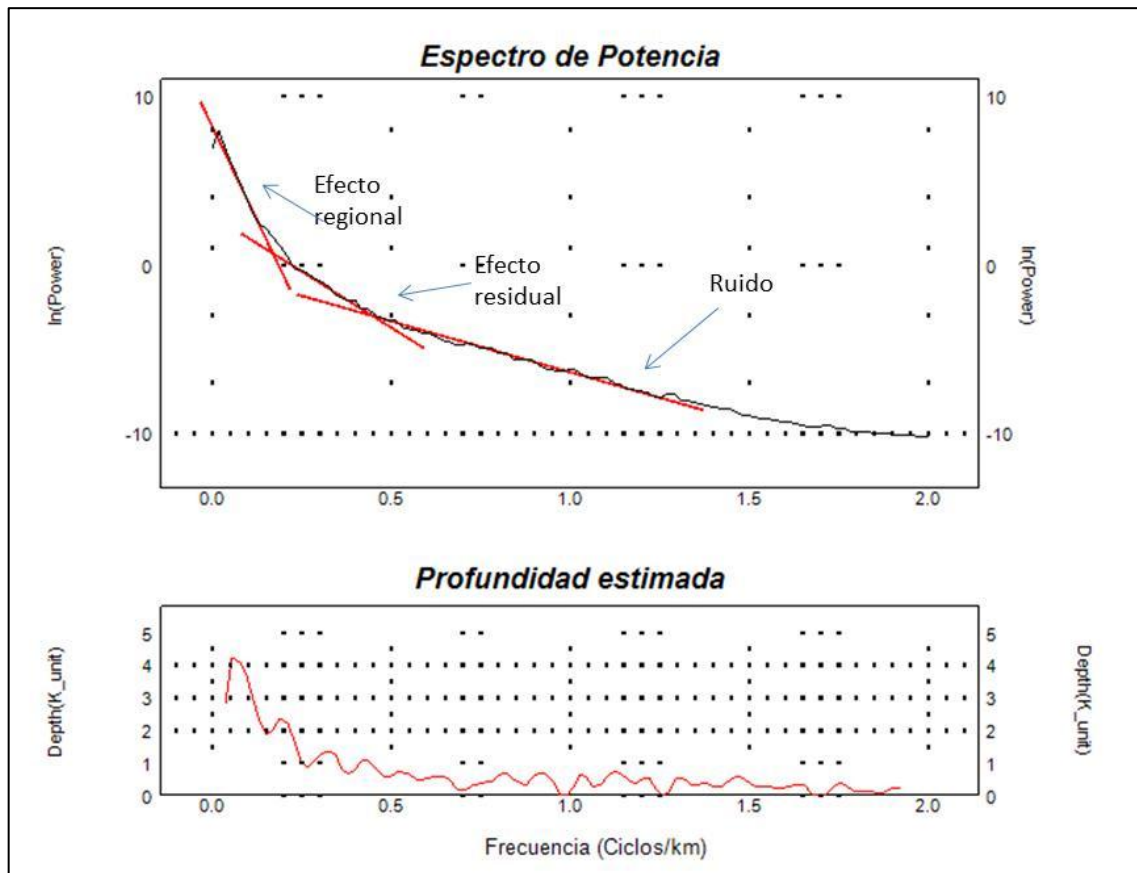


Figura 5.6. Análisis espectral para la malla de datos gravimétricos para la Cuenca de la Popa. Las líneas rojas en el espectro de potencia muestran los cambios de pendiente que representan a la curva logarítmica en la cual cada pendiente representa el efecto regional o residual de los datos gravimétricos (Spector y Grant, 1970).

Del resultado anterior se muestra que las máximas frecuencias existentes en los datos son de  $0.7 \text{ km}^{-1}$  (considerando las frecuencias mayores como ruido). Se puede dividir el rango de frecuencias que representa el efecto regional y residual de la siguiente manera (Tabla 5.1):

	Anomalía Regional	Anomalia Residual	Ruido
Frecuencia ( $\text{km}^{-1}$ )	0.019-0.2	0.3-0.7	0.8-2
Longitud de Onda (km)	31-330	21-34	3-8
Profundidad (km)	3-5	0.5-2	

Tabla 5.1. Estructura de la serie de datos Gravimétricos de la cuenca de la Popa

### 5.3.3 Separación del efecto regional y residual del mapa de Bouguer

La figura 5.7a muestra el resultado del filtro pasa baja aplicado al mapa de anomalía de Bouguer, para este caso se aplicó un corte de onda de 35 000 m. La elección del corte de onda fue seleccionada aplicando el Espectro de potencia, calculado en el dominio espacial (Spector y Grant, 1970).

El resultado obtenido es un mapa de anomalía regional con una magnitud que va de -128 a -90 mGals los cuales aumentan el valor con una tendencia de suroeste a noreste relacionados con bajas frecuencia que van desde 0.019 a 0.2  $\text{cl}/\text{km}$  (Ciclos por kilómetro) correspondientes a grandes longitudes de onda de 31-330 km. Este mapa muestra la respuesta de la corteza profunda, el comportamiento se nota mejor que en la anomalía de Bouguer dejando al descubierto que el comportamiento de la anomalía corresponde a una variación de la densidad cortical reflejada por un mayor espesor en el tramo suroeste y que según las interpretaciones de Bartolini *et al.* (2001) este comportamiento se relaciona con un adelgazamiento cortical, el cual tiene un espesor de 38 km en el tramo suroeste y adelgaza a 33 km en el tramo noreste del NE de México.

Por su parte, para estudiar los cuerpos someros se aplica un filtro pasa altas con un corte de longitud de onda de 35 000 m. El mapa obtenido (Figura 5.7b), muestra

frecuencias con rangos de 0.22-0.7 cl/km representantes de cortas longitudes de onda (9 a 34 km), sustrayendo de esta manera la respuesta mostrada por las estructuras superficiales de la cuenca de la Popa. La magnitud de las anomalías gravimétricas residuales va desde -4 a 3.7 mGals.

Comparando el mapa residual con el modelo digital de elevaciones se puede observar que en el anticlinal la Gavia y la soldadura en su porción noroeste algunos de los mínimos gravimétricos (-3.8 a -1.6 mgals) se acomodan sobre estos, manifestando un comportamiento gravimétrico esperado de acuerdo al tipo de estructura salina. Por su parte la respuesta gravimétrica de los diapiros el Gordo y el Papalote muestra una acomodación perfecta de anomalías aisladas con una magnitud positiva de 1.5 a 2.20 mGals (Figura 5.7b), respuesta que contrasta con la respuesta de los mínimos gravimétricos sobre el anticlinal o la parte norte de la soldadura. Contiguos a las respuestas gravimétricas negativas, se observan respuestas positivas (2 a 3 mgals) las cuales corresponden a anomalías por cuerpos de mayor densidad a diferencia de las evaporitas y las cuales se observan ampliamente dentro del mapa residual de la anomalía de Bouguer.

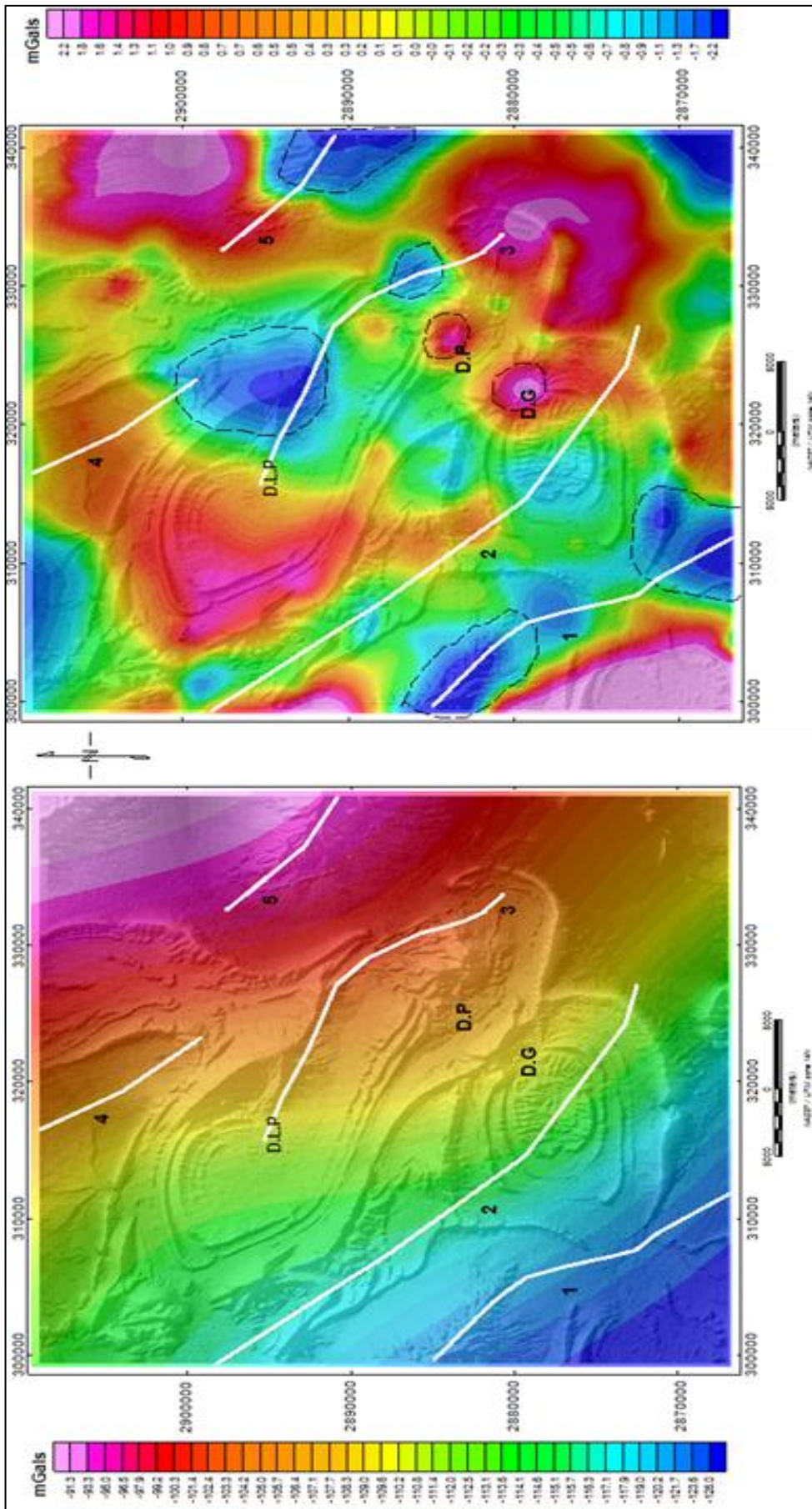


Figura 5.7. a) Mapa de anomalía regional para la cuenca de la Popa sobre puesto al modelo digital de elevaciones, obtenido a través de la aplicación de un filtro pasa bajas con un corte de longitud de onda de 35 000 m. b) mapa de anomalía residual sobrepuesto al modelo digital de elevación para la cuenca de la popa, obtenido con un corte de longitud de onda de 35 000m; las anomalías relacionadas a respuestas gravimétricas de estructuras salinas se encierran en polígonos negros. Para las abreviaciones ver figura 5.2

El procesamiento con este filtro no muestra un efecto claro a lo largo de toda la soldadura de la Popa, ya que solo refleja el contraste de densidades entre las evaporitas de la Fm. Minas Viejas y los estratos del Cretácico superior- Eoceno, de esta manera será necesario realizar algunas otras técnicas de filtrado (ej. Señal Analítica) para observar si es posible distinguir el efecto gravimétrico a lo largo de la soldadura.

### 5.3.3.1 Señal Analítica

El método de señal analítica actualmente tiene gran aceptación para la localización de contactos de los cuerpos que producen la anomalía (bordes de las estructuras geológicas, fallas, etc.) (Nabighian, 1972; Roest et al., 1992; Phillips J, 1998), es en estos límites donde los gradientes horizontales y gradiente vertical son altos. Este método provee una manera factible para obtener resultados en la localización de los límites en los cuerpos que estén causando la respuesta en el método potencial medido (Gravimétrico y magnético)

La función usada en el método de señal analítica es la amplitud de la señal analítica del campo gravimétrico o magnético observado, definido por (Nabighian, 1972; Roest et al., 1992) como:

$$|A(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial z}\right)^2} \quad (5.8)$$

Dónde:  $|A(x, y)|$  es la amplitud de la señal analítica; M, campo magnético o gravimétrico observado. De este modo, la amplitud de la señal analítica es máxima sobre los contactos de los cuerpos que producen la anomalía (Figura 5.8).

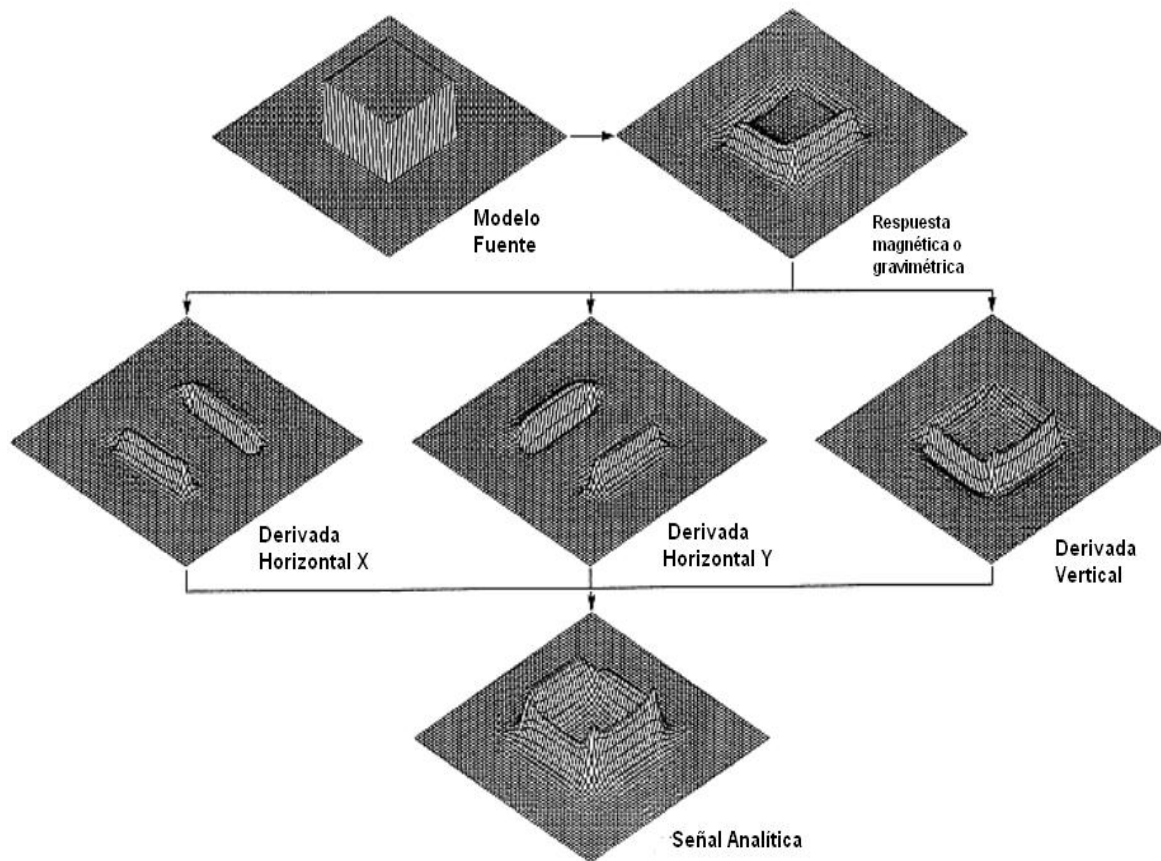


Figura 5.8. Esquema mostrando la respuesta de la aplicación de señal analítica a un prisma cuadrado, se observa como localiza la máxima amplitud de señal analítica en los bordes del cuerpo. Tomado de Roest et al., 1992.

El cálculo de la señal analítica se realiza en el dominio de la frecuencia (usando la Transformada de Fourier); para el caso de aplicación en los datos magnéticos, el método de señal analítica se efectúa sobre datos de intensidad magnética total (Roest et al., 1992), pero actualmente se ha mostrado que si se aplica sobre datos de reducción al polo se obtienen mejores resultados. *Bilim F. y Ates, 2004* demostraron que la distorsión causada por la magnetización de un cuerpo en un mapa de IMT permanece en el mapa de señal analítica, caso que no se presenta con datos reducidos al polo.

La Figura 5.9 muestra el resultado de la señal analítica aplicado al mapa de anomalía de Bouguer. En el mapa de señal analítica se puede observar evidentemente los máximos gradientes sobre las estructuras diapiricas como son el diapiro el gordo

(D.G), diapiro el Papalote (D.P) y el anticlinal la Gavia, pudiendo mostrar de este modo los límites de estas estructuras existentes dentro de la cuenca de la Popa.

Por su parte lo que se refiere a la traza de la soldadura se pueden considerar 3 variaciones máximas en el gradiente a lo largo de esta, estos máximos prominentes se encuentran en los extremos finales tanto al noroeste como al sureste (polígono azul en el mapa de señal analítica). Es posible que estos picos o máximos valores de la señal analítica nos estén mostrando los bordes a lo largo de la soldadura, ya que tienen la alineación a lo largo de la estructura, esta ambigüedad será resuelta con la respuesta que muestre la señal analítica en los datos magnéticos y así poder cotejar la respuesta en ambos campos potenciales de esta estructura halocinéticas.

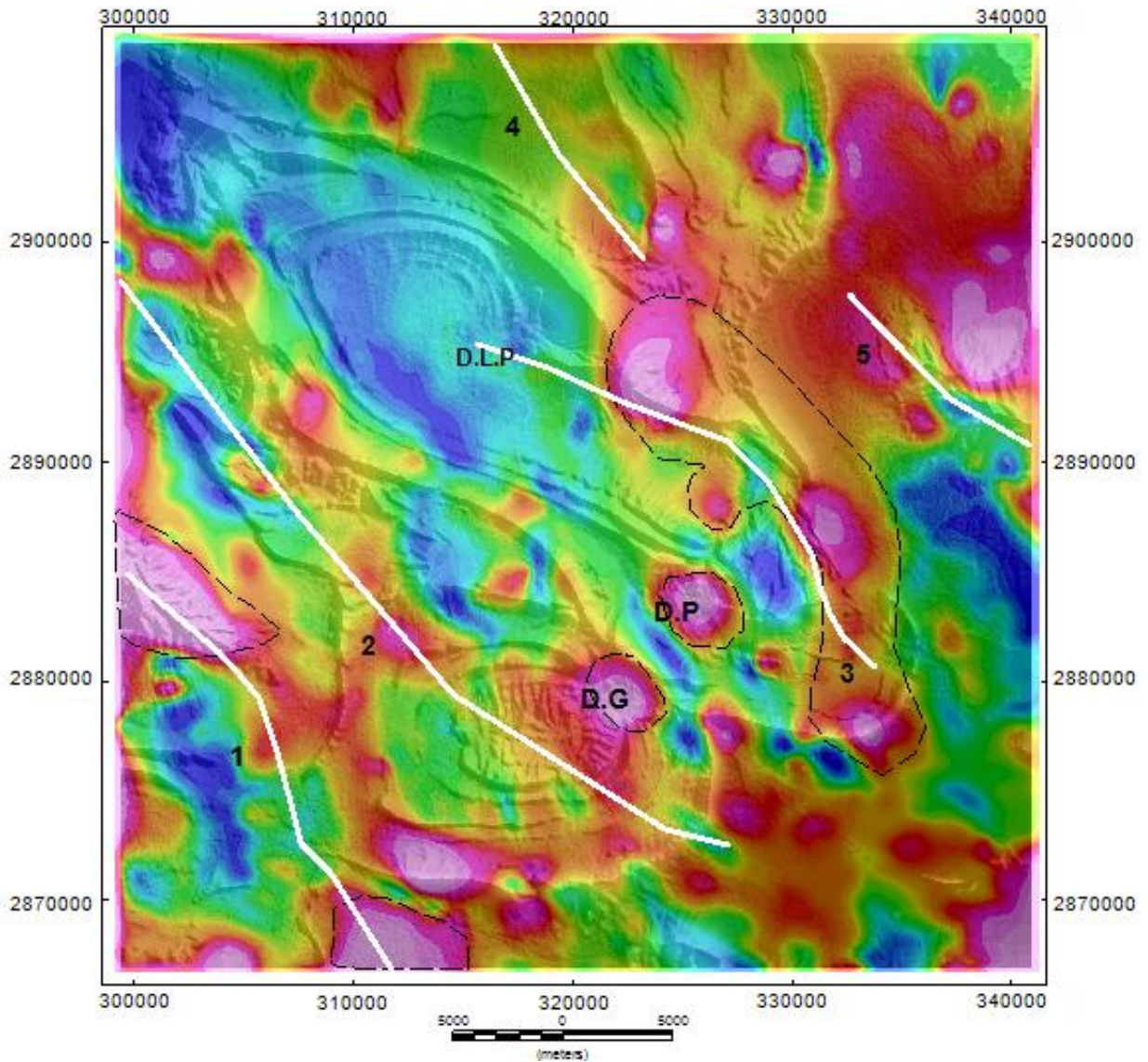


Figura 5.9. Mapa de Señal analítica. Muestra las zonas del área donde los gradientes gravimétricos son más intensos (tonos rojos). Las anomalías encerradas en los polígonos punteados, corresponden a los picos máximos de la señal analítica relacionados con la estructura salinas donde se incluye el efecto de altos gradientes a lo largo de la soldadura de La Popa. Para las abreviaciones ver la figura 5.2.

## **5.4 MAPA DE INTENSIDAD MAGNÉTICA TOTAL**

Los datos magnéticos para la cuenca de la Popa fueron obtenidos de los levantamientos aeromagnéticos realizados por el Servicio Geológico Mexicano (SGM) y forman parte de la base de datos regionales para el Noreste de México publicados por Tamez et al., (2011). Esta información fue recolectada entre los años 1998-1999 utilizando un magnetómetro de bombeo óptico de vapor de cesio con una sensibilidad de 0.001 nT. Los datos fueron corregidos en el SGM por movimiento del avión, nivelación (utilizando líneas de control), corrección de variación diurna, así como se le ha sustraído el efecto del campo total usando el modelo del IGRF 2000 (Tamez et al., 2011).

A partir de estos datos, se extrajo la información adecuada para generar la base de datos correspondiente a los objetivos de este trabajo, esta información consta de una malla de campo magnético total que incluye un área total de 1 789 km<sup>2</sup>, la cual abarca toda la cuenca de la popa (Figura 5.10) y contiene un total de 44 517 estaciones con información de IMT. A esta densidad de información se procedió a realizar una interpolación con el método de mínima curvatura considerando un tamaño de celda de 50m proyectada a las coordenadas geográficas UTM NAD 1927 zona 14 Norte. Este mapa será la base para las interpretaciones de los rasgos de la estructura del basamento, espesor de la cobertera sedimentaria y estimaciones de las profundidades del basamento magnético (mediante Deconvolución de Euler)

Para tener una mejor visualización del comportamiento de campo magnético total en el área de estudio se compara con un modelo digital de elevaciones (MDE) con la misma proyección geográfica que el mapa de IMT, para esto se sobrepone la anomalía magnética al MDE, el resultado de este procedimiento se muestra en la Figura 10.

El mapa de IMT nos muestra la respuesta debido al campo magnético cortical generado por las rocas a consecuencia del contenido de minerales magnetizables, de este modo apreciar en el mapa una distribución de la susceptibilidad magnética dependiendo de la distribución de minerales ferromagnéticos en el área de estudio.

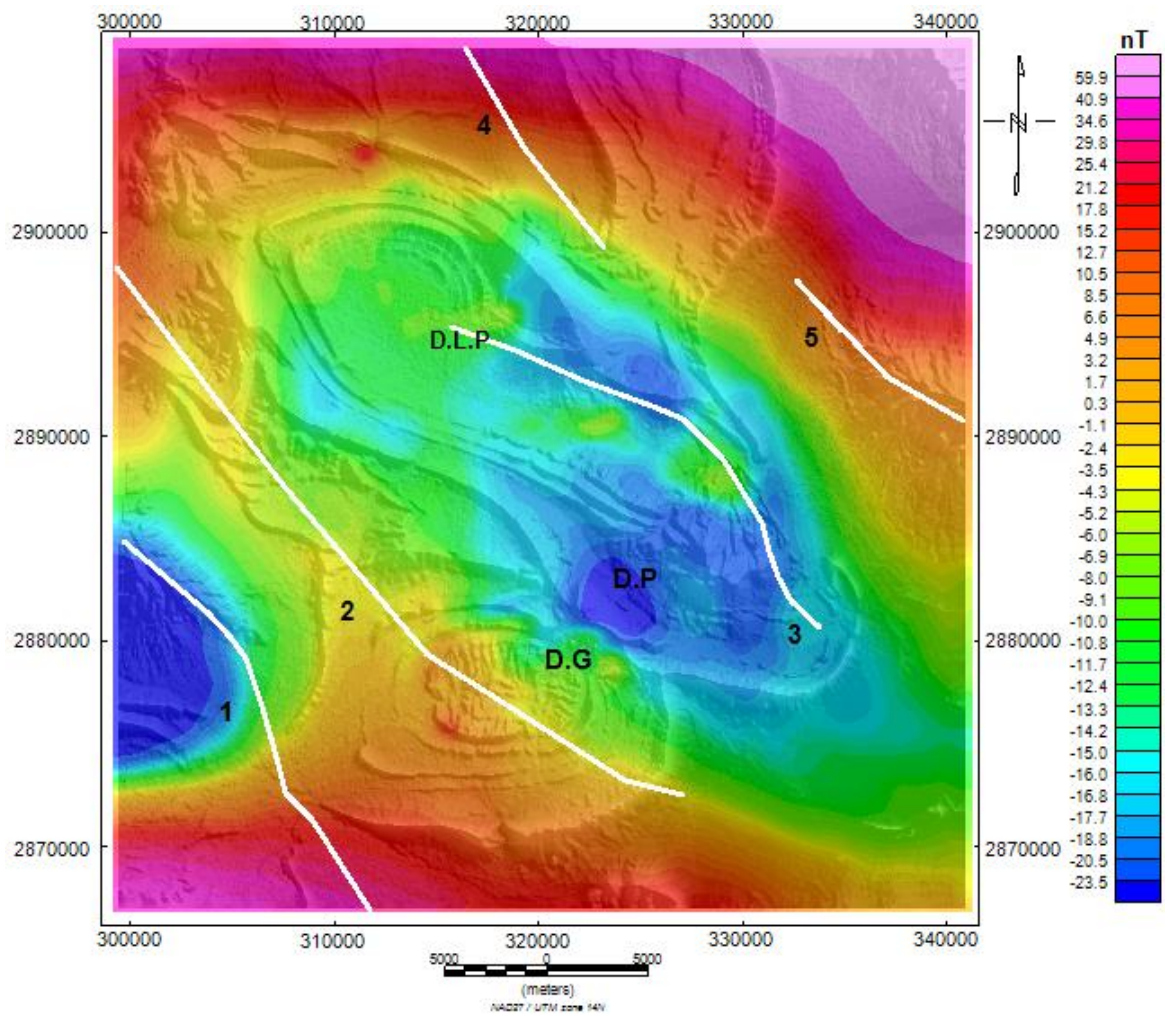


Figura 5.10. Mapa de Intensidad Magnética Total para la Cuenca de la Popa sobrepuesto al modelo digital de elevaciones. Abreviaciones: D.G, diapiro el Gordo; D.P, diapiro el Papalote; D.L.P, diapiro de La Popa; 1.- Anticinal de La Gavia; 2.- Sinclinal Delgado; 3, Traza de La Soldadura de La Popa; 4, Sinclinal; 5, Anticinal Minas Viejas

Estos minerales con propiedades magnéticas son los que constituyen ampliamente el basamento cristalino. Entonces, por medio de este método es posible delimitar los límites entre el basamento y la cobertera sedimentaria o sea su morfología. Por lo tanto el método magnético nos mostrara los resultados de este basamento cristalino debido a la discrepancia entre la respuesta de la columna sedimentaria evaporítica en la cuenca de la Popa.

El mapa de IMT (Figura 5.10) muestra un rango de variaciones de -35 a 90 nT, las cuales reflejan ampliamente una distribución de altas frecuencia propiciadas por los cuerpos superficiales, este rango de frecuencias se muestra expresado por una susceptibilidad negativa de -35 a -4 nT en la parte central de la cuenca orientada de noroeste-sureste. Este prominente negativo magnético se encuentra bordeado por valores de IMT positivas con valores de 10 a 90 nT.

Es fácil observar que el comportamiento en la distribución de las respuestas negativas constituyen la presencia de una importante depresión en la cuenca, la cual contiene espesores importantes de materiales con propiedades diamagnéticas, esto debido a la diferencia de susceptibilidad magnética positiva que representa tramos de basamento que se encuentra más superficial o con menor espesor de materiales diamagnéticos, reflejados en estas anomalías; por su parte, de los antecedentes geológicos han interpretado una depresión central en la cuenca (Fosa Jurasica según Aranda García, 2008) y la respuesta geofísica indica la presencia de un importante espesor de columna sedimentaria, en este caso evaporítica, que como se sabe tiene un comportamiento diamagnético (considerando el valor de la halita) y se ve reflejado por respuestas magnéticas negativas, impidiendo que se observen la repuesta de los minerales ferromagnéticos (que constituyen al basamento) el cual se encuentra a mayor profundidad, según esta respuesta magnética, de manera cualitativa refuerza las inferencias geológicas de la existencia de esta depresión.

#### **5.4.1 Reducción al polo**

Uno de los tratamientos importantes dentro del procesamiento de los datos magnéticos es la reducción al polo (RTP, por sus siglas en ingles). Esto es, debido principalmente a que la respuesta magnética tiene un comportamiento dipolar, esto quiere decir que la

respuesta depende de una fuerza de atracción y una de repulsión; este comportamiento tiende a deformar la posición original de los cuerpos que provocan la anomalía magnética.

Por lo tanto, la forma de la anomalía magnética depende del tipo de cuerpo que la cause, así como, de la orientación del vector de magnetización, este último está en función de la inclinación y declinación en la que se encuentre, por lo que cambiara de acuerdo a la variación de estos factores. Así la reducción al polo consiste en realizar una transformación o reconstrucción del campo magnético considerando que estuviera alineado al polo norte magnético, ósea considerarlo con una inclinación de  $90^\circ$  y con declinación 0.

Una técnica efectiva que resuelve esta problemática de llevar las anomalías magnéticas a un solo polo magnético fue implementada por Grant and Dodds al desarrollar el sistema de procesamiento MAGMAP FFT en 1972, ellos demostraron que el operador para la reducción al polo puede ser expresado como:

$$L(\theta) = \frac{1}{[(\text{sen}(I) + i\cos(I)\cos(D - \theta))]^2} \quad (5.9)$$

Donde  $\theta$  es la dirección del vector del componente magnético,  $I$  es la inclinación magnética y  $D$  es la declinación magnética. Cabe destacar que esta transformación no puede ser aplicada a latitudes menores a  $30^\circ$  (cercanas al ecuador) por lo que se tiene que recurrir a la reducción al ecuador (Naidu and Mathew, 1998).

El mapa de intensidad magnético total reducida al polo para el área de estudio se muestra en la figura 5.11. Los valores utilizados para la inclinación y declinación magnética en el área de estudio es  $54^\circ$  y  $07^\circ$  respectivamente.

La transformación del IMT a RTP para la cuenca de la Popa evidencia que la estructura que refleja el prominente magnético negativo se encuentra ubicado más hacia el Noreste (Figura 5.10), infiriendo que el mayor espesor con material diamagnético (valores de 0 a -22 nT) se encuentra más hacia esa porción de la cuenca, mientras que en las porción central y sur se tienen mayormente remanencias de susceptibilidades positiva (0 a 56 nT).

El resultado de esta transformación se puede clasificar en tres conjuntos de anomalías importantes, con un rango de valores de -25 a 50 nT. Una de las anomalías significativas como ya se menciono tiene respuesta de susceptibilidades negativa (-25 a -18 nT, *Anomalía A*) constituye la presencia de frecuencias altas, centrada de SW a NE. Las otras dos anomalías importantes, una de ella más prominente a lo largo de la porción sur de la cuenca y la otra en el tramo NE con valores de 30 a 50 nT (*Anomalía B y B'*) son respuestas de bajas frecuencias relacionadas directamente con materiales de susceptibilidades  $> 0$  (ferromagnéticas) relacionadas con minerales que constituyen al basamento cristalino.

De la misma manera, en este mapa se nota la presencia de una anomalía aislada de frecuencias bajas con respuestas de susceptibilidad magnética negativas (-23 a -17 nT) en el tramo SE. De manera general el mapa de reducción al polo nos está mostrando la ubicación correcta de los cuerpos causante de las anomalías magnéticas en la cuenca de la Popa. Sera necesario realizar otros procesos como señal analítica y la separación de la residual para tratar de observar alguna respuesta con respecto a estructuras superficiales en especial de la Soldadura de la Popa, estructuras relacionadas con frecuencias altas.

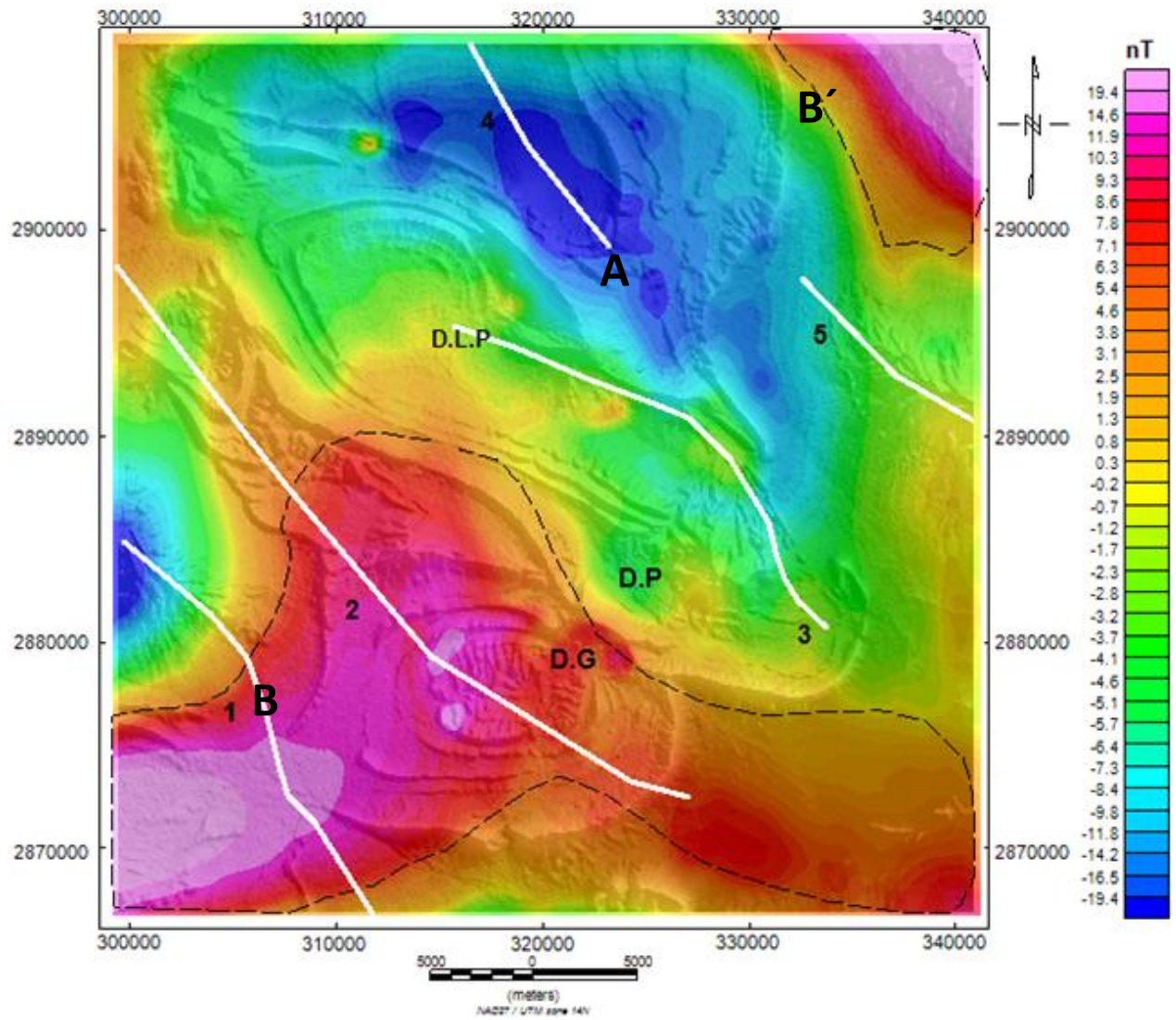


Figura 5.11. Mapa de intensidad magnética total reducida al polo con una inclinación ( $I$ ) de  $54^\circ$  y una declinación ( $D$ ) de  $07^\circ$  para la cuenca de La Popa sobrepuesto al MDE. Las anomalías encerradas en los polígonos corresponden a las altas repuestas magnéticas, relacionadas al efecto del basamento. Para abreviaciones referirse a la figura 5.2.

### 5.4.2 Separación del efecto Regional y Residual Magnético

Al igual que en el método gravimétrico, es de interés realizar la separación de los efectos residuales de los regionales, esto es para tener una idea más fundamentada de la respuesta magnética del basamento profundo en contraste de las estructuras superficiales de la cuenca de la Popa. Para lograr este objetivo se aplica un filtro pasa bajas y un filtro pasa altas considerando un corte de longitud de onda de 35 000 m de la misma manera que se realizó en la gravimetría.

#### 5.4.2.1 Análisis espectral de los datos Magnéticos

Para elegir el número de corte de longitud de onda fue necesario aplicar el espectro de potencia a los datos magnéticos (Figura 5.12). Así, la energía que representa la intensidad del campo magnético regional son rangos de frecuencia de  $0.09 - 0.18 \text{ km}^{-1}$  mostrando que las máximas frecuencias existentes en los datos es de  $1.5 \text{ km}^{-1}$  (considerando las frecuencias mayores como ruido). Mediante este proceso se tiene los siguientes resultados:

	Anomalía Regional	Anomalia Residual	Ruido
Frecuencia ( $\text{km}^{-1}$ )	0.09-0.18	0.19-0.6	0.7-1.5
Longitud de Onda (km)	35-300	3-22	<3
Profundidad (km)	5-7	0.5-2	

Tabla 5.2. Estructura de la serie de datos Magnéticos de la cuenca de la Popa

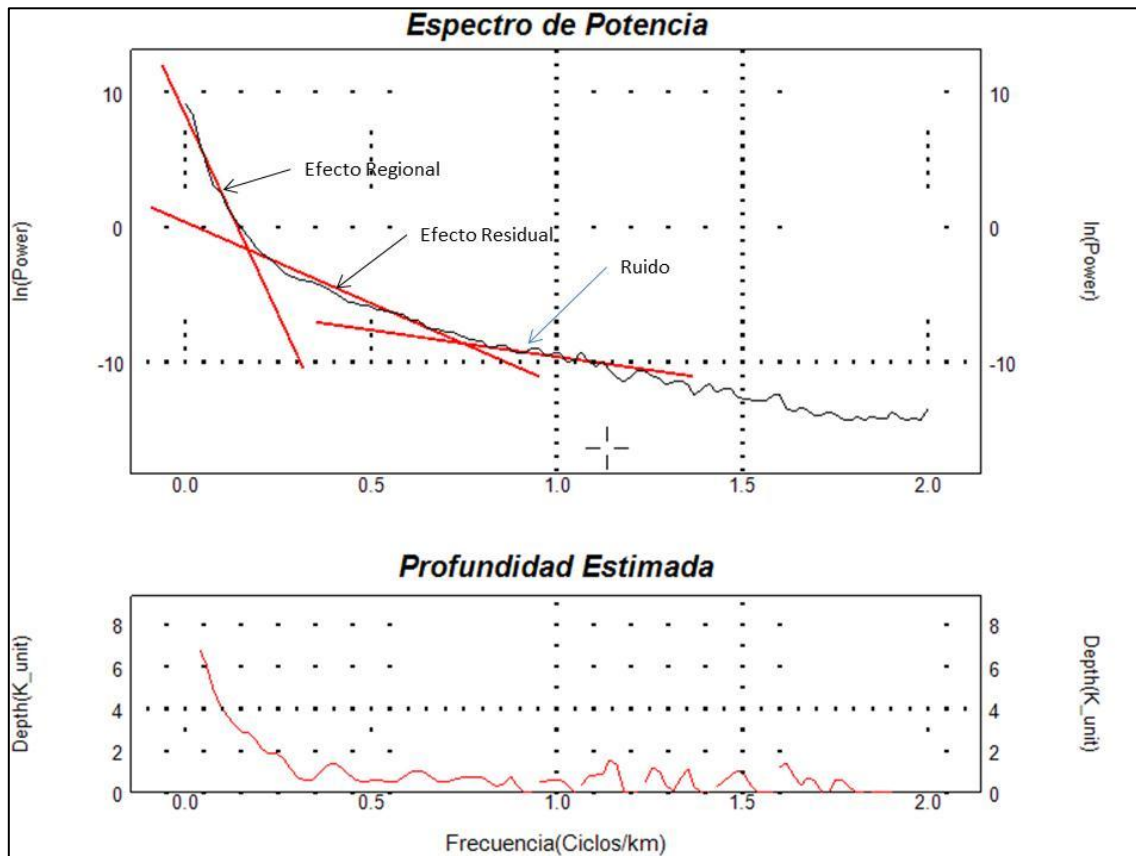


Figura 5.12. Análisis espectral para la malla de datos magnéticos para la Cuenca de la Popa. Las líneas rojas en el espectro de potencia muestran los cambios de pendiente que representan a la curva logarítmica en la cual cada pendiente representa el efecto regional o residual de los datos gravimétricos.

La figura 5.13a muestra la respuesta magnética regional reducida al polo para la cuenca de la Popa en la cual se presentan rangos de intensidad magnética de -24 a 35 nT. El análisis con el mapa de IMT reducida al polo y ahora la tendencia regional muestra que esta porción de la cuenca de la Popa se encuentra ubicada sobre una estructura deprimida con una orientación de SE-NW la cual se enmarca por la prominente anomalía negativa (-1 a -24 nT, *Anomalía A*) resultado de la presencia de un importante paquete sedimentario con propiedades diamagnéticas (depósitos evaporíticos). Las anomalías positivas B y B' (2 a 35 nT) presentes en el mapa de IMT se hacen evidentes dentro de este mapa, lo cual demuestra que estas anomalías son

repuestas regionales y confirmar que estos tramos de la cuenca son altos de basamento que limitan a la depresión magnética negativa.

Por otra parte el procesamiento para la separación de la residual (Figura 5.13b) da como resultado anomalías magnéticas con rangos de altas frecuencias (0.19 – 0.6 cl/km) representadas por longitudes de onda de 3 a 12 km evidenciando la presencia de estructuras superficiales con respuestas magnéticas de -28 a 30 nT. Estas anomalías son posiblemente el efecto causado por las partes más someras del basamento cristalino, sea el caso de la anomalía localizada en el extremo SE (Anomalia C) del mapa la cual presenta una susceptibilidad magnética mayor (30 nT).

Se hace evidente una anomalía con valores de 9 a 17 nT (*Anomalía D*) la cual inicia en el tramo sur de la traza de la Soldadura y termina en el tramo Norte de la traza y podría estar relacionada con estructuras del Cretácico Superior. En la parte sur del mapa la proliferación de un conjunto de anomalías negativas (*Anomalía E*), alineándose de W-E en contacto de la anomalía positiva al sur, la cual ha proliferado en todos los procesos que se la han realizado a los datos.

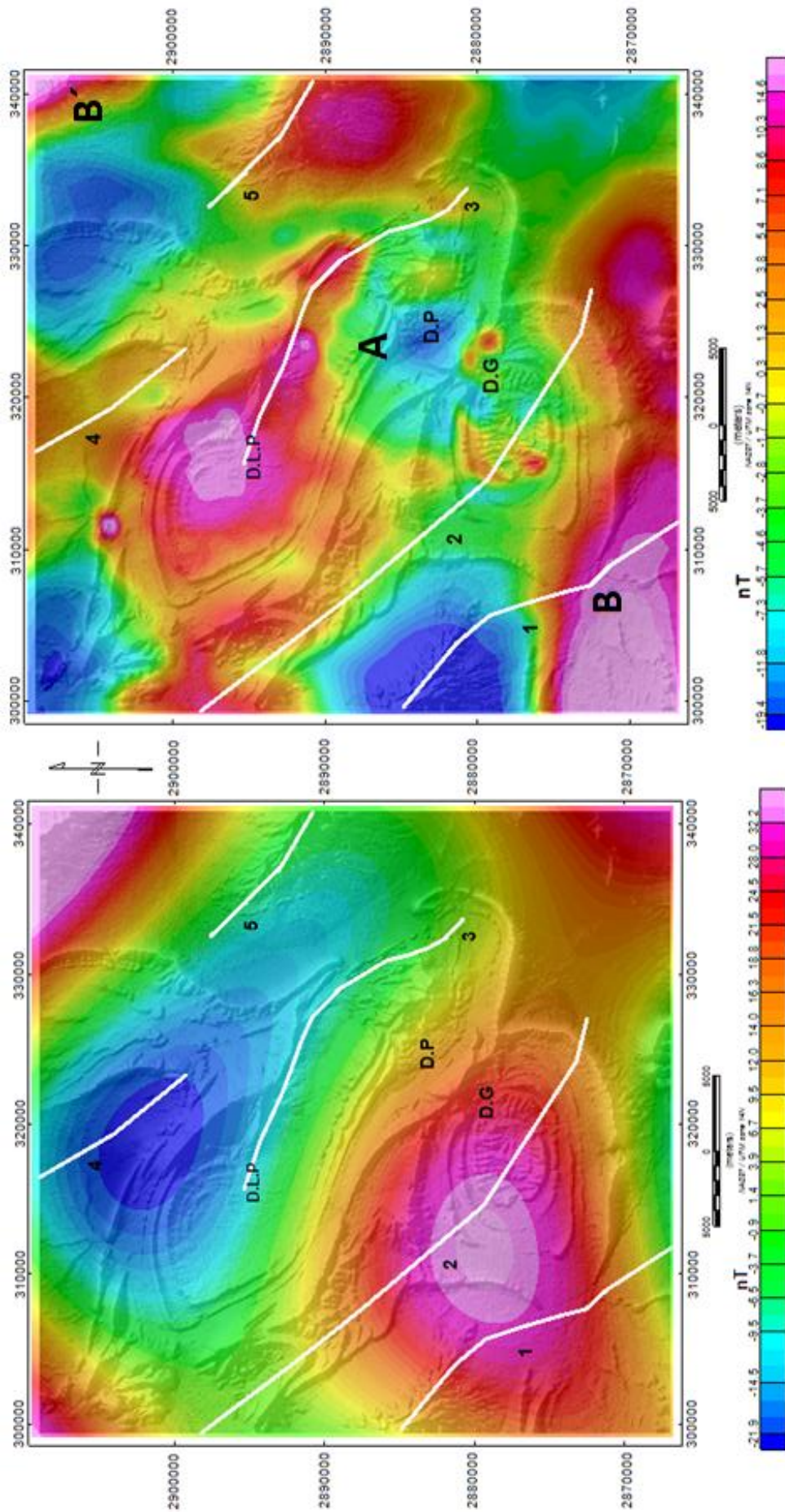


Figura 5.13. (a) Regional de la anomalía magnética reducida al polo. (b) Residual de la anomalía magnética reducida al polo. Ambos mapas se encuentran sobrepuestos al MDE de la cuenca de La Popa. Para las abreviaciones referirse a la Figura 5.2

#### **5.4.2.2 Análisis de Señal Analítica.**

Se aplicó el procesamiento de señal analítica al IMT reducido al polo, debido a que es necesario observar el comportamiento que tiene este proceso en zonas de altos gradientes ocasionados por el contacto de un cuerpo de mayor magnetización con otro de menor. Como se explicó en la teoría, la utilización de la señal analítica (o gradiente total) dentro de la geofísica en zonas de contacto ya sea una falla, intrusivo o contacto con el basamento cristalino propicia la variación de los gradientes horizontales y vertical, de este modo es fácil discernir que en el mapa de señal analítica veamos aquellas zonas dentro del área de estudio donde la intensidad magnética cambie de manera importante haciendo resaltar las anomalías de interés, reflejando resultados en mapas donde las respuestas de altos gradientes son ocasionado por alguno de estos contactos.

Una gran ventaja que se obtiene al aplicar el proceso de señal analítica, es que el resultado está exento de los efectos de la inclinación del campo magnético terrestre, evidenciando la localización de los límites de los cuerpos o fuentes que producen las anomalías magnéticas. De este modo, la amplitud de la señal analítica sobre un contacto magnético es una función en forma de campana simétrica, donde cada máximo aparece en los límites del cuerpo magnetizado.

El mapa de señal analítica, figura 5.14, muestra algunas anomalías importantes resaltadas con este proceso y que no eran evidentes en los procesos anteriores. Las anomalías B y B' que persisten desde el mapa de IMT reducido al polo ubicadas en los tramos NE y SE se muestran más evidente por un valor alto en los gradientes. De la misma manera la anomalía E presente en la anomalía residual se presenta con una mayor agrupación y localizada en el área ocupada por los DG y DP, mostrándose un alto en la magnitud de los gradientes propiciados por un contacto geológico bajo estas estructuras halocinéticas.

Aparece con mayor claridad la anomalía D observada en la anomalía residual, esta anomalía se muestra como tres pares de anomalías orientadas de NW a SE por lo cual se le puede considerar como un lineamiento magnético en esta dirección, tal lineamiento corresponde a frecuencias altas, según las repuesta de la residual de IMT.

A demás dicho lineamiento magnético muestra respuestas de gradientes mayores dentro de la cuenca de la Popa, por lo que corresponde a un fuerte contacto magnético en esta área, es importante darle un mayor énfasis debido a que se hace presente a lo largo de la traza de la Soldadura.

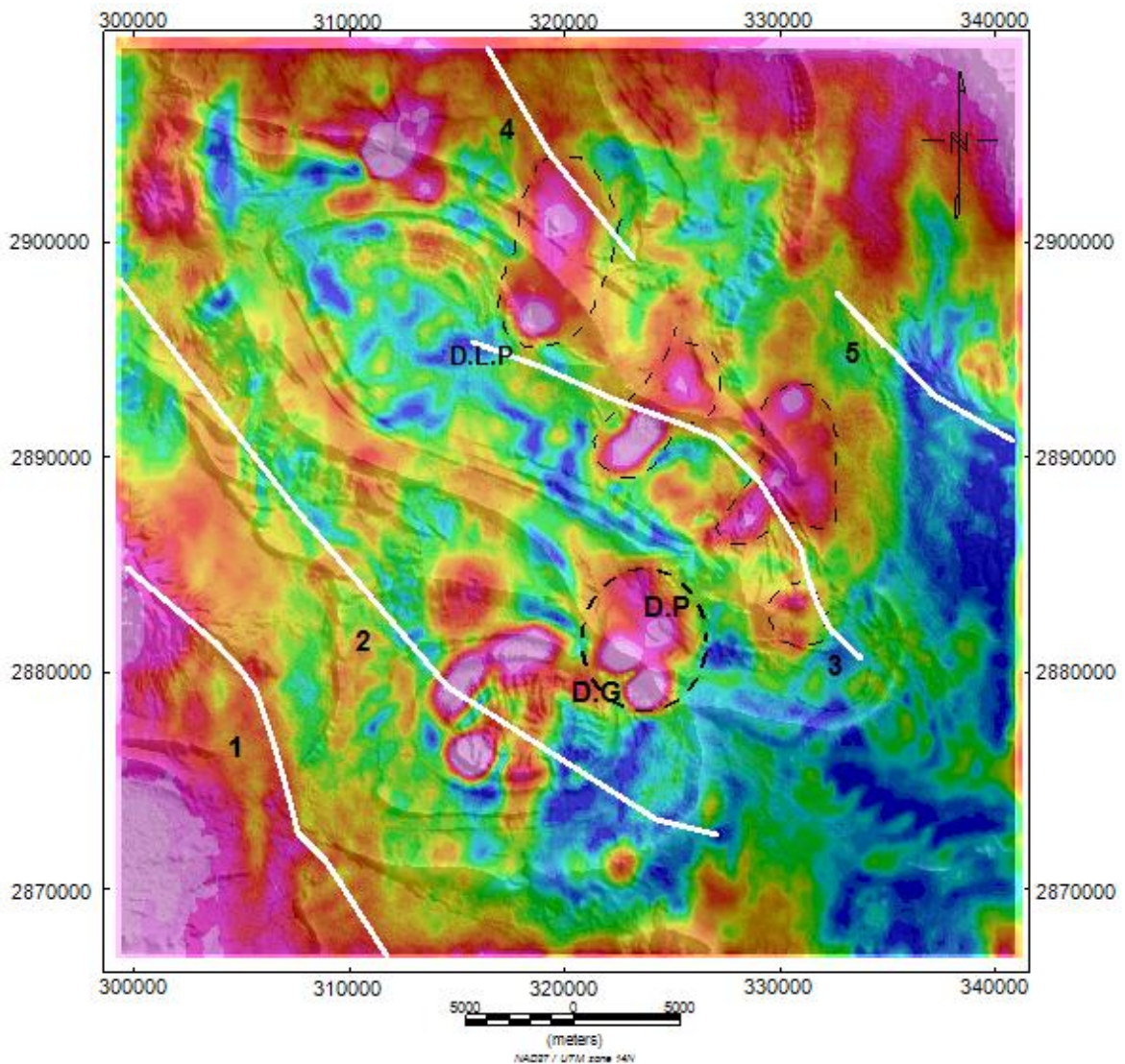


Figura 5.14. Mapa de Señal Analítica sobrepuesta al MDE para la Cuenca de la Popa. Con este proceso se obtiene un lineamiento magnético en dirección casi perfecta de la traza de la Soldadura mostrado como un tren de anomalías encerradas en el polígono asociado al efecto causado por la traza de la soldadura así como el efecto causado sobre los diapiros. Para las abreviaciones ver la figura 5. 2.

## 5.5. DECONVOLUCIÓN DE EULER

### 5.5.1. Introducción

La aplicación de los métodos potenciales dentro de la exploración geofísica ha tomado gran valor, debido, a que no solo se puede tener la variación de la propiedad del campo potencial (densidad o magnetización) dentro de un perfil o una malla, si no que se puede llegar a estimar la profundidad e incluso la geometría del cuerpo que causa la anomalía geofísica. Estos últimos forman parte de una completa interpretación cuantitativa en los métodos potenciales.

De esta manera desde hace tiempo se ha venido desarrollando numerosos métodos para la estimación de la profundidad y así tener una mejor interpretación geológica. Dentro de estos métodos encontramos aquellos que utilizan una curva maestra para poder estimar la profundidad de la anomalía en perfiles magnéticos o gravimétricos (Peters, 1949; Vacquier et al., 1951 y Naudy, 1971) y métodos más robustos que hacen uso de la transformada de Fourier, y los gradientes horizontal y vertical para realizar un mejor cálculo de la geometría y la profundidad (Spector y Grant, 1960; Thompson, 1982; Kilty, 1983 y Reid *et al.*, 1990).

Los primeros se basan en el concepto de fuente magnética, esto significa aproximar las anomalías magnéticas en cuerpos geométricos simples, y de esta manera generar una curva que pueda representar varias respuestas de las estructuras geológicas. Vacquier *et al.* (1951) desarrolla un algoritmo que provee una solución al problema del polo magnético en modelos que se aproximan a cuerpos prismáticos como intrusivos, hojas infinitas, y fallas dentro del basamento. Este método ilustra una serie de curvas que facilitan un reconocimiento visual de las anomalías que corresponden a los cuerpos de interés. Ellos proponen un conjunto de coeficientes que varían con la inclinación magnética. La profundidad y la longitud del cuerpo se relacionan directamente con el valor de la pendiente en la curva que representa a la anomalía. Henri Naudy (1971) desarrolla un método para el cálculo de profundidad apoyándose en el desarrollo de una curva sintética, la cual se basa en la idea de dividir esta curva en dos partes iguales y de esta manera poder facilitar la estimación de la

profundidad. Esta técnica hace uso de cálculo de coeficientes desarrollados por Naudy, el cual retoma la idea de reducción al polo de Baranov (1957) para resolver el problema de asimetría en los perfiles magnéticos.

### 5.5.2 Teoría de la Deconvolución de Euler

En últimas décadas se ha dado énfasis al desarrollo de algoritmos que proveen información automática acerca de la profundidad y geometría del cuerpo. Estos métodos suponen que las anomalías son lo suficientemente elongadas para hacer válida la suposición de cuerpos dimensionales. Por ejemplo Spector y Grant (1960) desarrolla un método basado en la transformación de tiempo a frecuencia y mediante el espectro de potencia encuentran una relación en la cual la profundidad está relacionada con la pendiente de la curva obtenida. Jain (1976) y Kilty (1983) trabajaron con la deconvolución de Werner utilizando la información de Campo Total y las derivadas horizontales y la vertical para estimar la profundidad, echado, posición horizontal y contraste de susceptibilidad de un cuerpo. Sin embargo estos métodos necesitan de modelos previos para realizar un buen cálculo de la profundidad, además de que tienen una fuerte dependencia con cuerpos geométricos puntuales para que el algoritmo arroje resultados fidedignos.

En este capítulo se enfatiza la metodología desarrollada por Thompson en 1982 y retomada posteriormente por Reid et al. (1990) para estimar la profundidad de los cuerpos. Esta técnica actualmente ha tenido gran énfasis debido a los buenos resultados que provee, además de que es independiente a modelos previos, la deconvolución de Euler (Li, 2003). Esta técnica se aplica a los datos magnéticos de la cuenca de La Popa para tener información adicional acerca de la profundidad del basamento geológico y en conjunto con la interpretación cualitativa y los antecedentes geológicos dar conclusiones satisfactorias.

El método está basado en la ecuación diferencial de Euler, la cual relaciona el campo potencial (magnético) y sus gradientes tanto horizontales y verticales, esta ecuación diferencial es homogénea de grado  $N$ , interpretado este valor como un Índice Estructural (SI por sus siglas en inglés; Thompson, 1982). El método hace uso de este índice para hacer una mejor estimación de la profundidad. En combinación del SI y los

gradientes proveen una gran eficiencia para identificar y calcular la profundidad para una gran variedad de estructuras geológicas así como fallas, contactos magnéticos, diques, etc.

Thompson (1982) demostró que varias funciones en tres dimensiones  $f(x, y, z)$  de grado  $n$  son homogéneas si cumplen con la siguiente relación:

$$f(tx, ty, tz) = t^n f(x, y, z) \quad (5.10)$$

De esta manera si  $f(x, y, z)$  es homogénea de grado  $n$  la siguiente ecuación se satisface:

$$x \frac{\delta f}{\delta x} + y \frac{\delta f}{\delta y} + z \frac{\delta f}{\delta z} = n f \quad (5.11)$$

Dentro de la exploración geofísica de campos potenciales, la función  $f(x, y, z)$  tiene la forma general de:

$$f(x, y, z) = \frac{G}{r^N} \quad (5.12)$$

Donde  $r^2 = (x - x_0)^2 + (y - y_0)^2 + (z - z_0)^2$ ,  $N$  es un número real (1, 2, 3...) y  $G$  una constante. Varias fuentes de puntos magnéticos pueden ser descritos a partir de la ecuación 3, con  $(x_0, y_0, z_0)$  la posición de la fuente en todo el campo magnético  $F$  medido. El parámetro  $N$  está directamente relacionado con la geometría de la fuente, una medida del índice de cambio del campo potencial que puede ser interpretado como el S.I (Reid et al., 1990). Es evidente que la ecuación 6.3 es homogénea y de esta manera  $N$  es equivalente a  $-n$  en la ecuación (5.11).

Ahora consideremos una fuente magnética puntual localizada en  $(x_0, y_0, z_0)$  relativa a un plano de medición  $Z$  igual a cero (Figura 5.15), la intensidad magnética total será de la forma

$$\Delta T(x, y) = f[(x - x_0), (y - y_0), z_0] \quad (5.13)$$

Considerando estos datos de un campo potencia, la ecuación de Euler puede ser escrita como:

$$(x - x_0) \frac{\delta T}{\delta x} + (y - y_0) \frac{\delta T}{\delta y} + (z - z_0) \frac{\delta T}{\delta z} = N(B - T) \quad (5.14)$$

Donde, B es el valor del campo magnético total y  $(x_0, y_0, z_0)$  es la posición de la fuente magnética, puede observarse que la ecuación anterior involucra las derivadas parciales de la función del campo magnético, estas pueden obtenerse directamente del procesamiento de los datos o de mediciones directas de gradientes en el levantamiento de los datos.

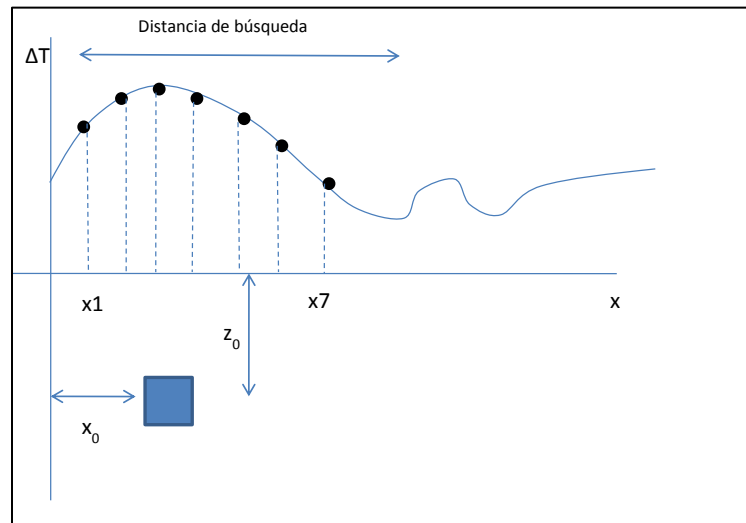


Figura 5.15. Perfil magnético de IMT para el calcular los parámetros en la ecuación de Euler. En un perfil el valor de distancia de búsqueda se toma desde el origen del eje hasta donde se considere el efecto de la anomalía geofísica. En el caso de una malla se tiene que definir este parámetro así como un tamaño de ventana, de este modo la distancia de búsqueda va desde el centro de la ventana hasta una distancia determinada.

Reid et al., (1990) proponen implementar el algoritmo en grillas de datos magnéticos partiendo de la idea de generar sistemas de ecuaciones simultáneamente en cada posición de la grilla dentro de una sub-malla (ventana). Una ventana de determinadas dimensiones  $(n \times n)$  es desplazada sobre la malla a lo largo de cada fila (Figura 5.16). Construidas este sistema de ecuaciones lineales, se implementa el método de mínimos cuadrados y de esta manera resolver las ecuaciones lineales. Para cada punto dentro de la malla un sistema de ecuaciones es resuelto, con cuatro incógnitas ( $x, y$  como la localización en el grid,  $z$  como la estimación de profundidad y el

valor del campo magnético B). La solución a ese sistema de ecuaciones por el método de mínimos cuadrados genera múltiples soluciones, entonces es necesario discriminar soluciones con un porcentaje de error alto. El método de Euler ofrece una solución por cada ventana que se evalúa, por lo tanto una estimación de error. Este error puede ser utilizado como un parámetro discriminatorio dentro de la técnica de Euler, si el error es pequeño para una solución, ésta puede ser considerada como buena, si por el contrario, el error es grande la solución puede ser omitida.

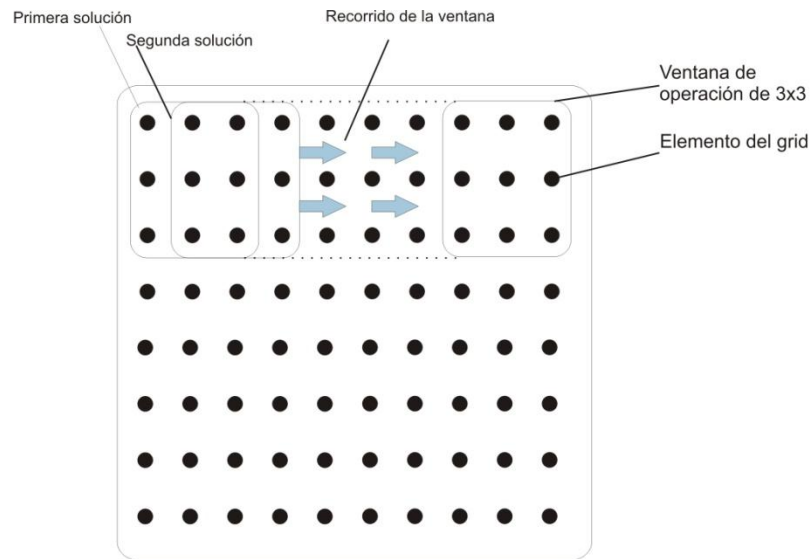


Figura 5.16. Ventana de operación de 3x3 unidades de matriz. Con una ventana de este tamaño el sistema de ecuaciones generado es de 9 ecuaciones, la cual genera una solución y avanza una unidad de matriz para generar otro sistema de ecuaciones, así hasta cubrir la matriz completa.

Thompson (1982) demostró que modelos de cuerpos simples magnéticos y gravimétricos son consistentes con la ecuación de Euler. Así el método de deconvolución de Euler proporciona un excelente herramienta para estimar una apropiada profundidad y la localización de varias fuentes en determinada área, dependiendo de los correctos parámetros seleccionados (tamaño de ventana, distancia de búsqueda, SI y % de error).

Una de las ventajas en la aplicación del método, es debido a que se puede aplicar a cualquier modelo para la interpretación de anomalías magnéticas sin necesidad de contar con un modelo geológico previo, tal y como en otros procesos lo

requieren (Ej. modelos inversos), así como la independencia a la remanencia magnética, inclinación y declinación magnética (Reid et al., 1990).

El S.I se considera como un índice de cambio de los rasgos geológicos estructurales, así al aplicar el método se tiene que seleccionar un índice correcto dependiendo de los rasgos estructurales a analizar; por ejemplo, el mejor resultado para un contacto geológico es obtenido por S.I de 0, mientras para estructuras como diques, fallas o estructuras regionales como grabens o horts el índice estructural puede ser representado por 0.5 ó 1.5, sin embargo la elección del S.I se deja al criterio y experiencia del interpretador así como de la complejidad de la estructura geológica en estudio. La Tabla 5.3 muestra los S.I para algunos modelos geológicos, los cuales han suministrado buenos resultados.

De la misma manera de la correcta elección de S.I un buen significado en la localización y estimación de la profundidad obtenida mediante este algoritmo depende de la elección correcta de dos parámetros importantes, el tamaño de ventana (basado en el espaciamiento de la malla y la longitud de la anomalía en interés; si el tamaño de la ventana es más grande o más pequeña que la anomalía de interés, el método calculara resultados de profundidad poco fidedignas), y la distancia límite de búsqueda esta puede ser seleccionada respecto a la longitud de onda de la anomalía magnética o gravimétrica.

Valor	Tipo de SI	Forma de los cuerpos geológicos
0 - 0.5	Resalto o borde de un plano	Las estructuras en forma de escalón muestran un incremento uniforme en la respuesta magnética o gravimétrica que es similar a lo largo de varias líneas de levantamiento.
1	Línea de dipolos	Falla/ Dique - Cuerpos bi-dimensionales relativamente delgados que están en posición sub-vertical.
2	Polo puntual	Pipas verticales. Estructuras cilíndricas sub-verticales
3	Dipolo puntual	Fuente puntual. Fuentes que no tienen continuidad en ninguna dirección. Ej. Intrusivos basálticos.

Tabla 5.3. Relación de valores entre el SI y las formas de los cuerpos geológicos. Tomada de técnicas de procesamiento de INTREPID GEOPHYSICS.

### **5.5.3 Aplicación del Método**

Para la selección de los parámetros óptimos de la deconvolución de Euler a los datos magnéticos de la cuenca de la Popa se realizaron una serie de pruebas, con diferentes S.I los cuales contengan resultados para las anomalías correspondientes a las estructuras geológicas presentes en el área de estudio. El objetivo primordial es analizar las anomalía de respuesta regional (Contacto con el Basamento) por este motivo se considera un tamaño de ventana de 20x20, ya que como mostro Reid et al. (1990) es suficiente para contener buenas soluciones correspondientes a anomalías de bajas frecuencias asegurando de esta manera considerar grandes longitudes de ondas, relacionadas a respuesta de estructuras regionales. De la misma manera se varía el tamaño de ventana y la distancia de búsqueda para evaluar resultados de cortas longitudes de onda las cuales representarían estructuras superficiales. Una vez definido los parámetros a utilizar, puede efectuarse la deconvolución de Euler, con la evaluación del algoritmo se obtuvieron los mapas con la soluciones de profundidad característico de estructuras y profundidades existentes dentro de la Cuenca de La Popa (Figuras 5.16a, 5.16b y 5.17a). La Tabla 5.4 muestra los parámetros utilizados para obtener el mapa de profundidades correspondientes a estructuras profundas, mientras la Tabla 5.5 presenta los parámetros utilizados para generar el mapa de profundidades correspondientes a estructuras superficiales en la cuenca de La Popa.

<b>Tabla 5.4. Parámetros para la soluciones de Euler de la Cuenca de La Popa, estructuras profundas</b>	
Tamaño de celda	500m
Tamaño de Ventana	20
Distancia de Búsqueda	10 000 m
Altura de Vuelo	300 m
S.I	0, 0.5
% de error	15 %

<b>Tabla 5.5. Parámetros para la soluciones de Euler de la Cuenca de La Popa, estructuras superficiales.</b>	
Tamaño de celda	500m
Tamaño de Ventana	10
Distancia de Búsqueda	5 000 m
Altura de Vuelo	300 m
S.I	3
% de error	15 %

Dentro de los mapas con las soluciones de profundidad (Figura 5.17a, 5.17b y 5.18a), se muestra la escala gráfica de colores que indica la profundidad de cada solución que se encontró con el índice estructural seleccionado. La posición del círculo indica la posición de la solución encontrada, y su tamaño aumenta conforme lo hace la profundidad, de igual manera se representa intervalos de profundidad por medio de colores, siendo el azul el índice más profundo y el rojo el más somero.

Es importante mencionar que para el análisis de las soluciones de profundidad se toma en cuenta las anomalías presentes en el mapa del RTP, anomalía regional, y señal analítica, relacionadas con el efecto del basamento (anomalía B y B') y de esta manera darle un mejor sentido a las estructuras y profundidades que nos suministre la deconvolución de Euler.

Como se puede observar en la Tabla 6.1, el S.I que proporcionó las mejores soluciones para la anomalía B y B' relacionada a anomalías del basamento profundo es de 0 y 0.5 (Figura 5.17a y 5.17b). El de la Figura 5.17a, correspondiente al SI de 0, presentan soluciones aisladas en la parte noreste, círculos de color azul, estos se agrupan en dirección NW-SE y representan profundidades de 5500-6000m mientras que en la porción suroeste del mapa se presenta algunas soluciones las cuales podrían corresponder a estructuras de basamento, los puntos que representan las soluciones tienen un color azul claro, que corresponden a una profundidad de 2500-3500 m según la tabla de colores. Se observa que con estos parámetros de cálculo no se muestran soluciones en la parte central del mapa, sin embargo el agrupamiento de las soluciones son las correspondientes a anomalías que representan a basamento magnético. Las cuales proveen información relevante para conocer y tener un buen control en las profundidades de la cuenca de la Popa, objetivo primordial de este capítulo.

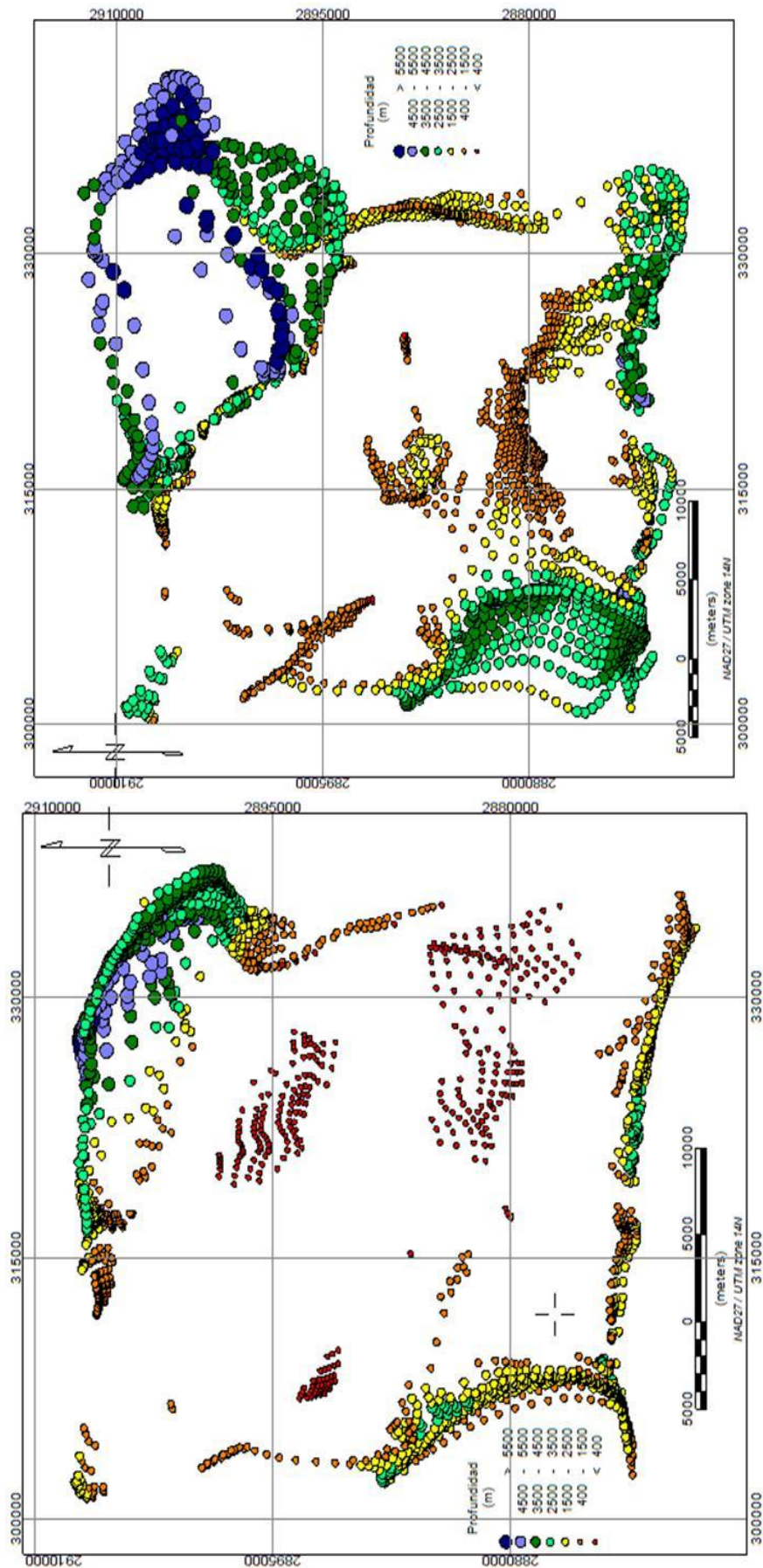


Figura 5.17 Mapa de Soluciones de Euler. (a) Resultados de profundidad con un SI de 0. (b) Resultados de profundidad con un SI de 0.5.

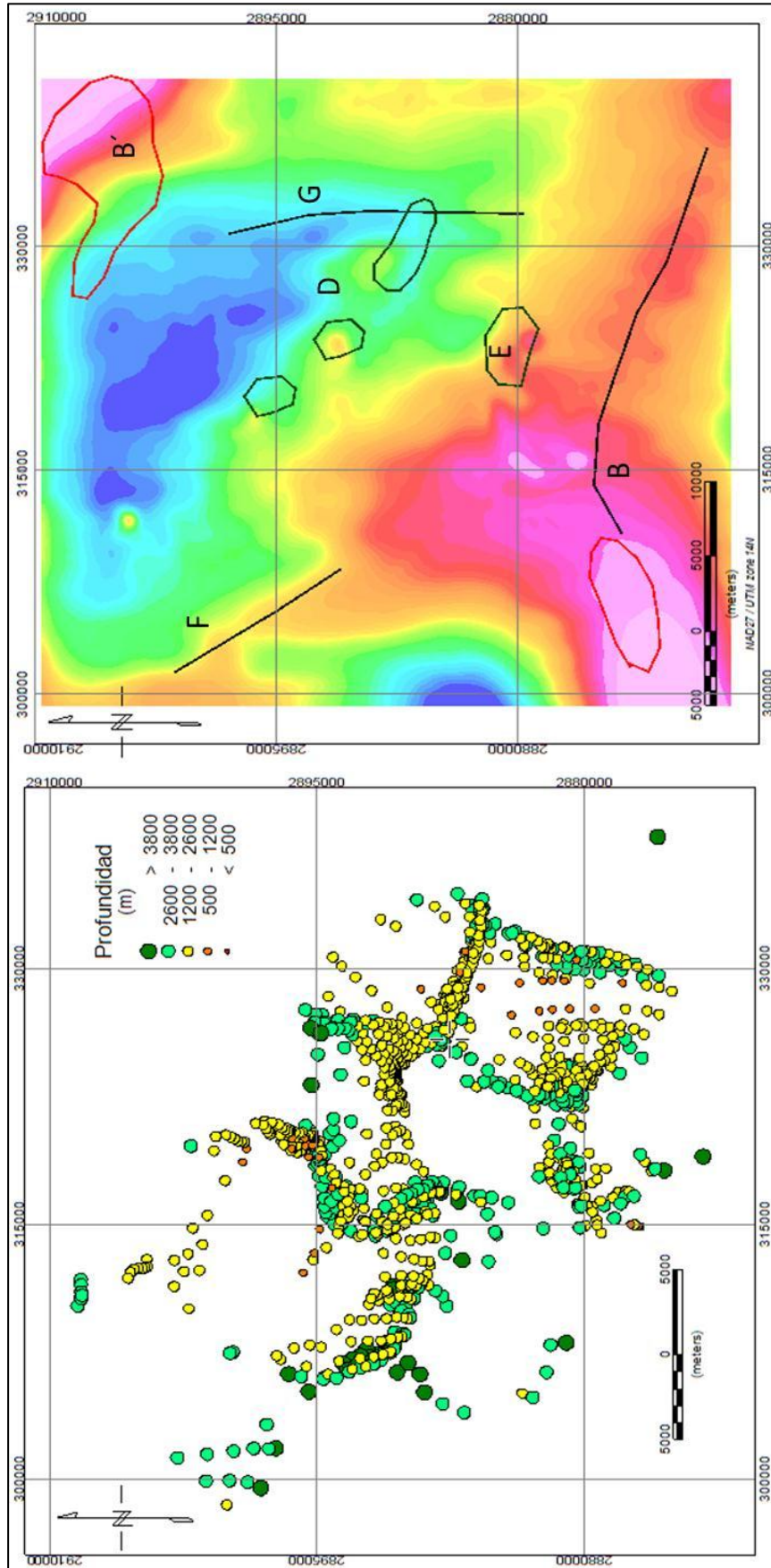


Figura 5.18. Mapa de Soluciones de Euler. (a) Resultados de profundidad con un S.I de 3. (b) Delimitación de la soluciones de Euler sobre el mapa RTP

Las soluciones de Euler para la anomalía B´ pueden apreciarse con una mejor agrupación en los mapas correspondientes a los “SI” igual a 0.5 (Figura 5.17b), ubicada en las coordenadas (332500E, 2910000N). Con SI igual a 0 las soluciones para esta anomalía, a pesar de que ya se encuentran presentes, se muestran muy pobres y dispersas, conforme se aumenta el SI se agrupan de una forma más cerrada. Cuando se hace el proceso para el SI igual a 0.5 se alcanza la agrupación más cerrada de las soluciones, conteniendo profundidades de 5500-6500 m. De la misma manera en la parte sur del mapa, coordenadas (305377E, 2874195N y 326983E, 2871678N) se presentan un conjunto de soluciones, correspondientes a la anomalía B, las cuales se representaban pobres con un S.I igual a 0, con este índice las profundidades a las que se encuentra esta estructura son de 3500-4500m.

Según la conclusión anterior, el mapa que revela la profundidad del cuerpo de la anomalía B y B´, es el de la Figura 5.17b correspondiente al SI de 0.5. Los puntos que representan las soluciones tienen un color azul, que corresponden a una profundidad de 5500-6500 m según la tabla de colores, esto para la anomalía B´; mientras que para la anomalía B los colores que representan a dicha anomalía son las de color verde, con profundidades de 3500-4500m. Como se mencionó anteriormente los colores son para una referencia rápida a la hora de observar el mapa. Las profundidades obtenidas de la base de datos se resumen en la tabla 3 para cada anomalía.

Estas anomalías (B y B´) como se observó en el mapa de RTP, anomalía regional y señal analítica son las más interesantes por contener los valores de intensidad magnética más altos correspondientes a la estructura del basamento.

Sin embargo es importante realizar un análisis de los resultados que nos puede proveer el algoritmo variando parámetros como la ventana y la distancia de búsqueda, ya que con el tamaño de ventana de 20 teníamos un área de análisis de 10000 m<sup>2</sup> dentro de la malla de datos, por lo que esta área de análisis de ventana se reducirá a 10, lo cual el algoritmo recorrerá anomalías más pequeñas que se encuentren en un área de 5000m<sup>2</sup>, no considerando de esta manera anomalías que sean más grandes a las que pueda contener este tamaño de ventana.

Al realizar la evaluación del algoritmo se observa que los S.I 1, 1.5 y 2 no muestran soluciones relevantes a las que se han obtenido con 0 y 0.5, sin embargo cuando se evalúa con un S.I de 2.5 y 3 se observan soluciones correspondientes a la parte central de la cuenca y la cual se asocia a anomalías de cuerpos superficiales. Para poder observar estas estructuras se redujo el tamaño de ventana (10x10 unidades de la malla) así como la distancia de búsqueda (5000m) ya que las anomalías que representan estas estructuras son de longitudes de ondas más pequeñas a comparación de la del basamento. Realizando el análisis con una tamaño de ventana mayor (con un S.I igual a 3) o con una distancia de búsqueda más grande o más pequeña se llega a una sobre estimación de profundidades, mostrándose en el mapa con soluciones muy austeras y muy dispersas entre cada solución.

Las soluciones que se observan en la Figura 5.18a, se destacan 4 grupos de soluciones las cuales se muestran agrupadas y responde al S.I de 3, lo cual corresponde, según la tabla 6.1, a dipolos puntuales sin continuidad en el espacio (x, y, z). Tres de estas soluciones son relevantes, ya que se alinean en el transepto en el cual se ubica la soldadura de la popa y responde a las anomalías que fueron ubicadas en el mapa de señal analítica nombradas como anomalía D, los colores que representan a estas soluciones son de color amarillo y muestran profundidades de 1500-2600m, las soluciones o agrupaciones con este índice se ubican entre las coordenadas 319737E-2895806N, 323999E-2890587N y 328610E-2887107N correspondientemente para cada una.

Por otra parte el 4to grupo de soluciones encontradas (coordenadas 322694E-2881018N) se agrupa sobre los diapiros D.G y D.P, por lo que este rango de soluciones corresponde posiblemente a tramos del basamento extenuado y arrastrados por *downbuilding* quedando como conjuntos de residuos de rocas ígneas aisladas y con el método de deconvolución de Euler las muestra con un S.I de 3, los colores que representan a estas estructuras son de color verde claro, con profundidades entre 2600-3800m

Hay otro conjunto de soluciones presentes en los mapas que no corresponde a anomalías o estructuras localizadas dentro del área de análisis por medio de las técnicas de procesamiento, sin embargo con la evaluación de Euler con un S.I igual a

0.5 (Figura 5.18b) se muestran soluciones con buenas agrupaciones y una orientación preferente bien marcadas. La primera de estas soluciones se encuentra entre las coordenadas 304727E-2896280N y con una orientación de NW-SE, los colores que la representan son de color anaranjado, profundidades de 500-1500; la segunda estructura se ubica en la porción Este de la cuenca (344466E, 2884304N) la orientación que muestra esta estructura es de N-S y localizada a una profundidad de 1500-2500 m representada por los círculos de color amarillo, estas estructuras bien delineadas podrían responder a fracturas o fallas dentro del espesor sedimentario, esto según el S.I que las representa. En la figura 5.18b se muestra las soluciones de la deconvolución de Euler sobrepuesto al mapa RTP para cada uno de los S.I utilizados y donde se puede observar que muchas de las estructuras encontradas, principalmente la relacionada al basamento, corresponde a la misma ubicación con ambas técnicas. Por su parte las estructuras correspondientes al S.I igual a 3 se encuentran ubicadas dentro de la prominente anomalía negativa y corresponde a las anomalías encontradas dentro del mapa de señal analítica.

En la Tabla 5.6 se resume el análisis de los resultados obtenidos con los diferentes S.I, mostrando las anomalías y dándole la posible estructura geológica a la cual podrían corresponder los resultados.

Anomalía	Ventana	S.I con la mejor solución	Profundidad (metros)	Estructura inferida
B	20	0.5	4000	Contacto
B'	20	0.5	6000	Contacto
D	10	3	1500	Cuerpo aislado
E	10	3	3000	Cuerpo aislado
F	20	0.5	1200	Fractura/Falla
G	20	0.5	2000	Fractura/Falla

Tabla 5.6. Resultados de la interpretación de las soluciones de Euler

## **CAPÍTULO VI. INTEGRACIÓN GEOLÓGICA-GEOFÍSICA**

Después de realizar el procesamiento de los datos potenciales es necesario realizar un análisis cualitativo en base a la interpretación de las anomalías de Bouguer e Intensidad Magnética Total, con la cual es posible identificar los principales dominios magnéticos y las tendencias de las anomalías que se relacionan con posibles cambios de profundidad en el basamento y la distribución de cuerpos deformados producto de la halocinesis a la que fue sometida la columna sedimentaria.

### **6.1 ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS**

#### **6.1.1 Resultados Gravimétricos**

Las anomalías de Bouguer observadas en la cuenca de La Popa presentan en términos generales una tendencia regional con rumbo NW-SE tal y como se puede observar en la figura 5.2 del capítulo 5. Este comportamiento se puede observar mejor al aplicar la separación del efecto regional, tal y como se observa en la figura 5.67a, dejando evidente que las tendencias gravimétricos regionales se hacen más negativas hacia la porción Oeste. Estas anomalías, han sido interpretadas por Mickus y Montana (1999) en un estudio regional de la corteza en el NE de México como consecuencia de los eventos geológicos regionales a los que fue sometida la Provincia Occidental Pacífico de México con la acreción de los diferentes arcos volcánicos a partir del Triásico-Cretácico tardío (Goldhammer, 1999), dejando como resultado un mayor espesor de la corteza superior en este tramo de la provincia tectono-estratigráfica y lo cual queda evidente con el cambio gradual de los valores gravimétricos en la cuenca de la Popa. La anomalía regional para la cuenca de La Popa contiene valores gravimétricos de -130 a -88 mgal y longitudes de onda >35 km, valores gravimétricos que según Bartolini y Mickus (2001) corresponden a una variación del espesor cortical de 36 a 32 km hacia el Este, lo anterior se demostró mediante un modelado directo 2D regional en el NE de México en base a datos gravimétricos.

Las estructuras sedimentarias deformadas por halocinesis se desenmascaran y evidencian mejor con la ayuda de la separación del efecto residual y señal analítica las cuales permitieron identificar las anomalías correspondientes a las estructuras de interés. Esta separación permite observar anomalías dentro del rango de valores gravimétricos de -3.7 a 3.9 mgal (figura 5.7b), aislando de esta manera el efecto causado por las estructuras profundas, y amplificando la respuesta de cuerpos originados por tectónica salina. Además en la figura 5.6 y la Tabla 5.1 se muestran los resultados obtenidos con el espectro de potencia de las anomalías antes mencionadas, mostrando que estas están representadas por longitudes de onda de 6 a 34 km, por lo que cualquier señal que esté representada dentro de este rango de longitud de onda se hará presente dentro del mapa de anomalía residual.

En la figura 5.7b se muestra encerradas con líneas punteadas las principales anomalías relacionadas a respuestas gravimétricas de estructuras halocinéticas algunas geológicamente bien conocidas, tales como las anomalías del sinclinal la Gavia y Minas Viejas, la cual por los modelos geológicos regionales (Giles y Lawton, 1999; Gray *et al*, 2001; Aranda García, 2008) y análisis estructurales (Millan-Garrido, 2004) se infiere y conocen espesores de evaporitas del oxfordiano (Fm. Minas Viejas) y el resultado del procesamiento de la residual muestra estas anomalías de mínimos gravimétricos se encuentran sobre estas estructuras, por tal motivo es fácil discernir el origen de estas anomalías. El rango de estos mínimos gravimétricos es de -1.5 a -3.9 mgals respuesta gravimétrica esperada y conocida en la literatura para este tipo de anomalías producto de material evaporítico. En el caso del mínimo gravimétrico sobre el sinclinal la Gavia, esta anomalía nos indica que la mayor concentración de capas de evaporitas se encuentra en la parte de menores valores (-1.34 a -3.9) a pesar de que la anomalía parece presentarse a lo largo de todo el anticlinal. Este conjunto de anomalías muestran que los anticlinales mencionados se encuentran nucleados por importantes espesores de sal que subyacen a esta porción de la cuenca de la Popa (Aranda *et al.*, 2008; Tamez *et al.*, 2011)

Por su parte en el mapa de anomalía residual es notorio que existen dos anomalías positivas (1 a 2.17 mgal) centradas sobre los D.G y D.P (Figura 5.7b), por lo que esto contrasta con las respuestas gravimétricas en capas de cuerpos evaporíticos,

sin embargo se conoce que estas estructuras son cuerpos de evaporitas aflorando ampliamente en la cuenca y son claros ejemplos del efecto de la tectónica salina presente en la cuenca de La Popa, la cual ha sido objeto de un amplio análisis (MacBride, 1974; Laudon, 1984; Lawton et al., 2001; Rowan et al., 2003; Millan-Garrido, 2004; Shelly y Lawton, 2005 ). Lo anterior apoya la hipótesis de que estos cuerpos de sal aflorantes son diapiros despegados, es decir se encuentran separados de la capa de sal autóctona (Millán-Garrido, 2004; Aranda et al., 2008; Tamez et al., 2011).

El grupo de anomalías mencionadas anteriormente sobresalen en el mapa de señal analítica, delimitando el contacto de estos cuerpos halocinéticos. Para el caso del sinclinal la Gavia, se deja claro el límite de este cuerpo (anomalías encerradas con líneas punteadas en la figura 5.9), ya que en el mapa residual se mostraba una tendencia de mínimo gravimétrico a lo largo de todo el sinclinal y con la ayuda del gradiente total se muestran que esta anomalía tienen dos porciones importantes, una en la porción NW de la Gavia y otro en la porción SE de esta misma. En lo que concierne al comportamiento de las anomalías de la señal analítica para los diapiros de despegue, se muestra que efectivamente se marcan altos gradientes sobre estas estructuras, observando que la aplicación de la señal analítica arroja resultados satisfactorios acerca del límite en estas estructuras, tal y como lo muestra la figura 5.9, estas anomalías se muestran sobre los diapiros y son encerradas con líneas punteadas oscuras para su identificación.

Con todo el análisis del comportamiento gravimétrico de las estructuras halocinéticas conocidas en la cuenca de La Popa se realiza un análisis para la estructura de la Soldadura, la cual al igual que los D.G y D.P se han desarrollado una serie de estudios geológicos los cuales han permitido su identificación superficial como una soldadura secundaria (Laudon, 1987; Giles y Lawton, 1999, 2002; Lawton et al., 2001; Graff, 2003; Rowan et al., 2003; Millan-Garrido, 2004; Shelly y Lawton, 2005 ).

Es evidente que en el mapa de anomalía de Bouguer no muestra un efecto gravimétrico claro a lo largo de la traza de la soldadura, sin embargo al realizar las diferentes técnicas de procesamiento (Anomalía residual y Señal analítica), además de aislar las anomalías antes mencionadas se logra tener resultados relevantes para esta estructura. En el mapa residual de la figura 5.7b se presentan dos mínimos

gravimétricos limítrofes a lo largo de la soldadura, el más prominente localizado directamente sobre el lentil La Popa y el segundo sobre los lentiles del cretácico inferior (ambas anomalías encerradas con líneas negras punteadas), los valores gravimétricos (-1.4 a -3 mgals) tienen el mismo comportamiento que los presentes en el anticlinal la Gavia y anticlinal Minas Viejas, mostrando de esta manera su origen a causa de espesores importantes evaporitas. Cabe mencionar que adyacente al lentil La Popa se tienen afloramientos de evaporitas conocido como diapiro La Popa (Laudon, 1996; Giles y Lawton, 2001) y según el comportamiento gravimétrico de los diairos D.G y D.P muestran que hubo una evacuación excesiva de evaporitas durante la depositación de la Fm. Potrerillos (Giles y Lawton, 1999, 2001, Tamez et al., 2011) conjugado con los resultados gravimétricos en la soldadura esta evacuación a la que fue sometida las evaporitas del oxfordiano y que da origen a la soldadura propicio una expulsión de sal la cual genero un depocentro en la porción Noreste de la Popa (Aranda García et al., 2008), respondiendo de esta manera al origen de las anomalías encontradas a lo largo de la traza. Además de estas observaciones, los indicios de la evacuación son los mismas estructuras de origen evaporítico como lo son los lentiles, siendo los más prominentes el de La Popa y el lentil San José, además de las inclusiones metaígneas a lo largo de toda la traza de la soldadura, tal y como lo demostraron Giles y Lawton (1999, 2001); y Willis et al. (2001).

En la figura 5.9 correspondiente al mapa de la técnica de señal analítica se logra obtener 3 conjuntos de altos gradientes a lo largo de la traza de la soldadura, dos de las cuales corresponden a las anomalías presentes en el mapa de anomalía residual, y se presenta una más al sur de la traza, estos picos máximos de la señal analítica se alinean de manera casi perfecta a la traza, lo cual se infiere que corresponden a los límites de dicha estructura, estas anomalías se muestran encerradas en un polígono punteado, esta inferencia de correspondencia de los máximos gradientes con la soldadura se soporta con el comportamiento de la anomalía residual y como lo demostró Nabiguian (1972) en la señal analítica aparecen picos indicadores de bordes para localizar el origen anómalo, como lo es en los bordes de los cuerpos. De esta manera estos picos máximos nos están indicando un contacto entre cuerpos de diferentes densidades, dichos cuerpos podrían ser los propiciados por el arrastre de bloques carbonatados y metaígneos, y localizados a lo largo de la traza de la soldadura

(Millán-Garrido, 2004; Giles y Lawton, 2002), los cuales una aglomeración de las rocas metaígneas (basaltos y granitos principalmente) darían este cambio abrupto en la densidad y por consecuencia anomalías de señal analítica de gradiente altos en el contacto de estos.

### 6.1.2 Análisis de Resultados Magnéticos

El análisis de datos magnéticos en la cuenca de La Popa fue utilizada ya que es de gran ventaja para el análisis del basamento cristalino, debido principalmente a que la cobertera sedimentaria contiene muy pocas propiedades magnéticas, aunado a esto se encuentra la propiedad diamagnética de las evaporitas (una magnetización casi nula, Telford et al., 1990) y debido a que el área de estudio es una de las cuencas con importantes distribución de estas, se hace factible la utilización del método magnético para observar el comportamiento del basamento cristalino, y de esta manera delimitar los límites de este, así como su morfología en el área de estudio. Del mismo modo, por la fuerte dependencia con la propiedad de magnetización del basamento es posible realizar el cálculo de profundidad tal y como se realizó con la técnica de deconvolución de Euler y asegurar tener soluciones fidedignas

Las anomalías magnéticas observadas en la cuenca de La Popa, al igual que las gravimétricas, poseen un comportamiento muy influenciado por respuestas de bajas frecuencias, tal y como lo muestra el mapa de IMT, sin embargo las anomalías presentan una amplia distribución de repuestas de altas frecuencias en la porción central (Figura 5.9). El mapa de IMT contiene rangos de valores de anomalía magnética de -38 a 95 nT y fácilmente se observa que toda la porción central de la cuenca de la Popa se encuentra afectada ampliamente por anomalías negativas (-1 a -38 nT) y con una dirección preferencial de NW-SE lo cual deja en evidencia, por la naturaleza de las anomalías, que en esta porción se encuentra un importante paquete de sedimentos con propiedades de muy baja magnetización y por el origen negativo responde a una capa con propiedades diamagnéticas, relacionando esta respuesta geofísica con una importante capa de sedimentos evaporíticos (Aranda et al., 2008; Tamez et al., 2011). Respuestas magnéticas positivas (0 a 100 nT) se encuentran bordeando este

importante prominente negativo los cuales por su alto valor magnético se relaciona con anomalías del basamento cristalino.

Cabe mencionar que para un mejor análisis de las anomalías magnéticas se les identifica con un Id (una letra) y de esta manera observar el comportamiento de dicha anomalía con las diferentes técnicas de procesado. La anomalía negativa se etiqueta como anomalía "A". Por su parte los altos magnéticos presentes en el IMT se etiquetaron como anomalía "B" y "B'".

El proceso de reducción al polo a la IMT (Figura 5.10) se realizó para centrar las anomalías sobre los cuerpos que la causan, de este modo se hace evidente que el cuerpo que causa la anomalía "A" se encuentra más hacia la parte norte y no en la parte central como lo mostraba el mapa de IMT. Por su parte al efectuar la RTP (Figura 5.11), se realza o hace más evidente la anomalía "B" (encerrada con líneas punteadas) la cual muestra una mayor intensidad (31-55 nT) en la porción SW pero se extiende hacia el SE con menor intensidad (18-25 nT). Mientras la anomalía "B'" se extenúa a como se mostraba en el IMT, indicando que este cuerpo se encuentra más hacia la región norte y que con el área de análisis para la cuenca de La Popa, solo estamos mapeando una pequeña porción de esta estructura.

Observando el comportamiento magnético en el área de estudio se disertar que esta tendencia en las anomalías corresponde a una depresión la cual contiene una amplia depositación sedimentaria principalmente evaporítica, y los altos magnéticos corresponde a los tramos donde los depósitos sedimentarios son menores, siendo posible observar el comportamiento magnético del basamento; estos resultados geofísicos comprueban las hipótesis que han propuesto varios autores (Giles y Lawton, 2001; Millán-Garrido, 2004; Aranda-García, 2008), los cuales han considerado al basamento como una estructura deprimida resultado de una etapa syn-rift heredado por el desarrollo de la cuenca de La Popa del tipo "pull-apart" durante el Jurásico superior y el comportamiento del mapa RTP muestran claramente la dirección preferencial del tramo hundido dejando claro que esta porción se encuentran ocupada por espesores de materiales diamagnéticos bordeados por altos de basamento. Mediante el análisis del espectro de frecuencia se obtuvieron las profundidades para el efecto regional relacionado con el basamento profundo, mostrando que el cuerpo que propicia estas

anomalías son de 7 km, profundidades que Eguluz de Antuñano (1994) infirió mediante el análisis de contornos magnéticos de campo total y reconstrucciones estratigráficas; sin embargo estas profundidades se refieren a la parte donde la cobertera sedimentaria no es tan espesa y las anomalías de cuerpos de alta magnetización son evidentes, tal es el caso de las anomalías “B” y “B’” por lo que la parte más profunda del basamento es la porción ocupada por la anomalía “A” con profundidades >7km. Por su parte las soluciones de Euler mostraron rasgos importantes de las anomalías presentes en los mapas anteriores, pudiéndose localizar el contacto del basamento para las anomalías “B” y “B’” a profundidades de 6.5 km para la porción NE y el contacto del basamento en la porción SW es más somera con profundidades de 4km (Tabla 5.6), siendo coincidente estas soluciones con las encontradas para el efecto regional con el espectro de potencia, sin embargo con la deconvolución de Euler aparte de estimar una mejor profundidad localizó la ubicación exacta de la estructura que propicia estas anomalías regionales (figura 5.7b y 5.8b), haciendo posible la delimitación de la depresión o bajo magnético.

La tendencia de la anomalía del basamento queda evidente en la separación del efecto regional del RTP, en este mapa regional prevalece el efecto de la depresión magnética (anomalía “A”) con la misma dirección que se muestra en el mapa de RTP, las anomalías correspondientes al basamento “B” y “B’” prevalecen, mostrando su origen del efecto profundo con longitudes de onda >35 km al igual que en la regional del efecto gravimétrico.

Por otra parte los resultados de la separación de la residual muestran anomalías magnéticas de -34 a 28 nT con longitudes de onda de 3-12 km, esto según el análisis frecuencial (Tabla 5.2). La distribución de las anomalías superficiales de alto valor magnético (6 a 34 nT) podría estar relacionada a concentraciones de depósitos de minerales magnéticos en el paquete sedimentario o tramos de basamento que se encuentran más superficiales. Dos de estas anomalías son de mayor interés (Figura 5.13b) en lo que refiere a las estructuras superficiales halocinéticas, etiquetadas como anomalía “D” y “E”. La anomalía “D” es de mayor relevancia por ubicarse sobre la estructura de la soldadura.

El conjunto de anomalías presentes en la residual se hacen más evidentes al realizar la técnica de señal analítica, tal y como se muestra en la figura 5.14 (anomalías encerradas), en el caso de la anomalía “D” se localizan como un conjunto de 4 pares de anomalías y están contiguas a lo largo de la soldadura, mostrando los límites de cuerpos relacionados a esta estructura. Estos picos máximos en la señal analítica, se comportan como una tendencia de pares de anomalías con un rumbo de NW-SE, misma tendencia que tienen la estructura de la soldadura, haciéndose presente desde el procesamiento con la técnica de señal analítica a los datos gravimétricos. Este comportamiento se correlaciona con la anomalía “E” la cual se localiza justo encima de los D.G y D.P mostrando los límites de estos contactos estructurales halocinéticos.

Además de esta evidencia para el contacto de la soldadura La Popa, mapeada con los datos potenciales a lo largo de los casi 25 km, las soluciones de Euler muestra 3 conjuntos de estructuras importantes localizadas sobre los contactos de la anomalía “D” en la señal analítica (Figura 5.8a y 5.8b), el S.I que dio esta solución es de 3, correspondientes al decaimiento o variación del campo magnético para dipolos puntuales o cuerpos aislados sin continuidad en ninguna dirección (Reid et al., 1990; Geosoft, 2005), relacionados en la cuenca de La Popa con estructuras de basamento extenuados y arrastrados por Halocinesis (Laudon et al., 1984; Giles y Lawton, 1999, 2001) y la aglomeración de estos en partes de la zona de expulsión de las evaporitas propician las anomalías observadas y encontradas con el algoritmo de Euler, las profundidades a las que se encuentran estas estructuras son del rango de 1.5 a 2.5 km (Tabla 6.4).

## 6.2 MODELADO DIRECTO 2D DE DATOS GRAVIMÉTRICOS Y MAGNÉTICOS

Después del análisis cualitativo de los datos potenciales e integrarlo con toda la información geológica disponible de la evolución de la cuenca de La Popa, se obtuvieron suficientes insumos para realizar un modelado directo 2D para observar la distribución de las anomalías dándole un sentido geológico y tener una interpretación más soportada acerca de la naturaleza de la soldadura de La Popa, con lo cual se llegó a determinar la geometría de los estratos así como la disposición del basamento que subyace esta porción de la cuenca. Para seleccionar el perfil a modelar se tomó en consideración hacer énfasis en una área donde hubiese la suficiente información gravimétrica para dar un buen soporte a lo largo de este, y corresponde a estaciones gravimétricas de los trabajos de campo realizados y publicados por Tamez et al., (2011) así como apoyados en las secciones que se han propuesto para el análisis estructural de la soldadura y de esta manera verificar si estos modelos expuestos responden a las respuesta magnética y gravimétrica.

Se realizó una sección estructural del subsuelo a partir del uso del módulo GM-SYS, de Geosoft, este programa hace posible el cálculo de la respuesta geofísica de métodos potenciales mediante un modelo de sección geológica, el programa se basa en el método publicado por Talwani y Heirtzler (1964) y Talwani et al. (1959) quienes desarrollaron un método el cual permiten modelar la respuesta gravimétrica y magnética de un cuerpo con superficie arbitraria aproximándola a un polígono de  $n$ -lados, donde la distribución de densidad y susceptibilidad son calculadas al considerarlas como polígonos contiguos con una distribución uniforme. Esta metodología ha sido utilizada ampliamente debido a que ha mostrado buenos resultados para resolver la naturaleza de las anomalías geofísica de métodos potenciales (Won y Bevis, 1987).

El perfil para la estructura de La Soldadura La Popa fue modelado a partir de la anomalía magnética total y anomalía de Bouguer, ya que se observó que era posible tener la variación necesaria en las curvas para realizar el modelado, sin embargo al confeccionar el modelo se tomó en cuenta los resultado obtenidos en los mapas residual de Bouguer, señal analítica de Bouguer, residual del campo magnético

reducido al polo, señal analítica del RTP y sobre todo las soluciones de las profundidades de Euler para un mejor control del basamento así como las soluciones encontradas para los contactos relacionados a bloques exhumados del basamento a lo largo de la soldadura. El análisis aquí presentado además de contener los resultados geofísicos de este trabajo, se realiza en base a la revisión de los trabajos de secciones geológicas estructurales en la cuenca de La Popa, trabajos de Giles y Lawton (1999), Lawton et al. (2001), J. Aschoff (2003), Graff (2003), Rowan et al. (2003), Millán-Garrido (2004) (Figura 6.1) los cuales han dado un entendimiento en los estratos de crecimiento halocinético así como la génesis de la Soldadura y las estructuras que lo rodean. Además se consideró los conceptos estructurales del basamento propuestos por Aranda et al. (2008), Tamez et al. (2011) para un mejor control en el modelado. Por su parte la asignación de densidades y susceptibilidad que caracteriza a los sedimentos del mesozoico y basamento que constituyen el modelo se consideró mediante la investigación de estos parámetros en base a revisión bibliográfica (Telford et al., 1990; J.Milson, 2003), apoyados en trabajos que han publicado las propiedades físicas de los sedimentos del NE de México (Bartolini y Mickus, 2001; Tamez et al., 2011), así como trabajos de Albarran et al. (2008) el cual clasificó la composición del basamento cristalino en la cuenca Sabinas incluyendo en este la cuenca de La Popa.

Los parámetros considerados para el modelaje se muestran en la tabla 6.1. La sección seleccionada para modelar tiene una dirección SW-NE (Figura 6.2) y una longitud de 16.22 km, la ubicación de esta sección fue principalmente para analizar el efecto de la soldadura de la Popa, por lo que se intersecta, entre los tramos del lentil la Popa y el lentil San José, donde con el procesamiento se ubicó un mínimo gravimétrico (-1.25 a -3 mgal) en la residual de Bouguer, así como los máximos gradientes de señal analítica tanto con los datos magnéticos y gravimétricos los cuales aparecieron en este tramo seleccionado para modelar.

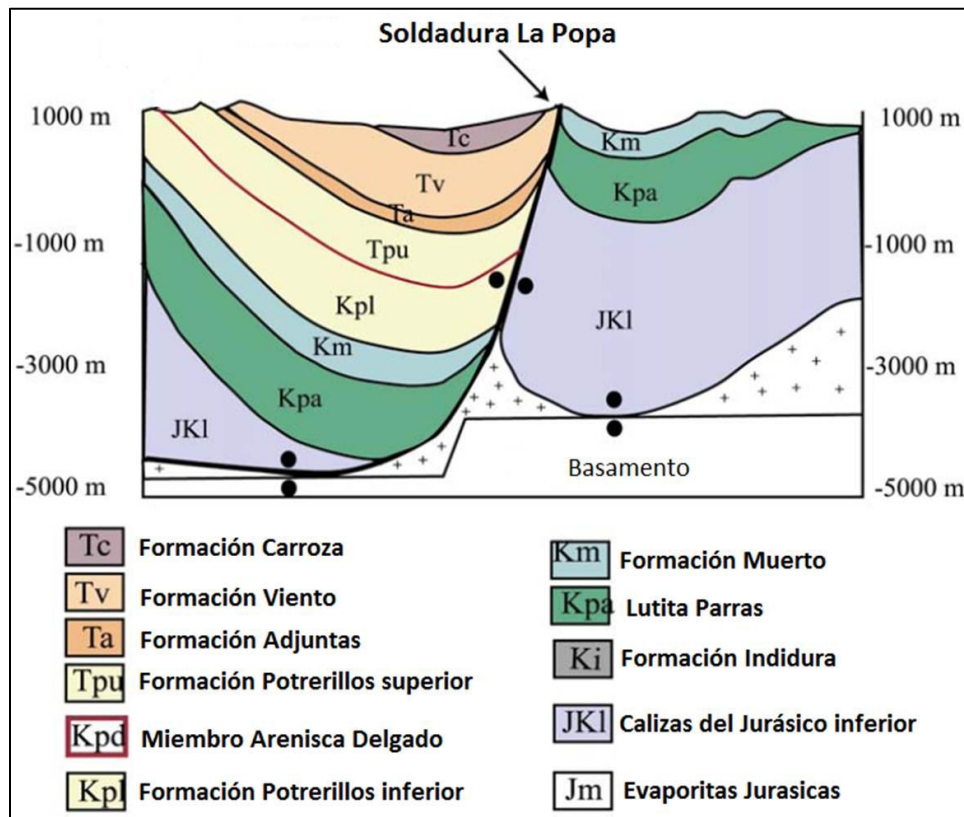


Figura 6.1. Sección geológica estructural de la cuenca de la Popa, como apoyo para el modelado directo 2D de la soldadura de la Popa (Tomado de J. Aschoff, 2003; Modificado de Giles y Lawton, 1999). Para su ubicación referenciarse a la figura 6.2.

Tiempo	Litología	Formación litológica	Densidad (g/cm <sup>3</sup> )	Susceptibilidadx10 <sup>3</sup> (SI)	
Cretacico Superior	Aluviones	Grupo Difunta	Fm. Adjunta, Viento	2.4	0
	Arenisca		Fm. potrerillos		
	lutitas		Fm. Muerto	2.42	0
			Lutita Parras		
			Fm. indidura		
	Lentiles	Escombros de carbonatos	2.5		
Creatácico inferior	Carbonatos		Fm. La casita	2.45	0
	lutitas		Fm. Taraices		
			Fm. Cupido		
			Fm. La Peña		
Jurásico superior	Carbonatos		Fm. Zoluaga	2.5	0
	Evaporitas		Fm. Minas Viejas	2.22	0
Basamento Pre-mesozoico	Xenolitos		Basamento arrastrado	2.75	55
	Esquisto			2.77	48-56
Granito					

Tabla 6.1. Valores de densidad y susceptibilidad para la sección de la Soldadura de la cuenca de la Popa



La densidad que representa los estratos sedimentarios dentro de la cuenca de la Popa es de un rango de 2.4 a 2.5 g/cm<sup>3</sup>, densidades que caracterizan a cada tipo de litología y han sido referenciadas por Tamez et al. (2011) en un estudio regional de los rangos característicos del NE de México. Por su parte el basamento sobre el cual descansa el paquete sedimentario se le asigna susceptibilidades del rango de 48-56x10<sup>3</sup> SI, susceptibilidades correspondientes a rocas Metaígneas (esquistos y granitos) las cuales caracterizan a esta porción del NE de México en la cuenca de La Popa (Giles y Lawton, 2001; Albarran et al., 2008) y conocido físicamente por la exhumación de xenolitos dentro de las estructuras diapiricas (Garrison y Millan, 1997; Giles y Lawton, 2001).

La figura 6.3 muestra el modelo final obtenido para la Soldadura de la Popa, representada en su mayor parte por una espesa capa de sedimentos Cretácicos (siliciclasticos), donde el control del basamento para el modelado fue uno de los aspectos importantes en el proceso de modelado, se observó que las susceptibilidades asignadas junto con la profundidad a la que se propone el basamento es consistente con la respuesta geofísica y se apega a las inferencias geológicas que se han realizado para este tramo de la cuenca (Giles y Lawton, 2001; Lawton et al 1999; Aschoff, 2003; Rowan et al, 2003). Las profundidades son del rango de 9 - 12 km, localizando la parte más profunda hacia la porción NE de la sección, esto según los resultados del procesamiento. Las soluciones de Euler mostraron que el contacto entre el basamento y las estructuras sedimentarias (parte más somero donde la fuerte magnetización de este y el espesor sedimentario de menor proporción hizo posible detectar la respuesta geofísica del basamentos) se encuentran a profundidades de 4000 m en la porción central del mapa y 6000 metros hacia el tramo NE igual y como se mostró en el mapa de RTP, la anomalía magnética negativa se ubicó hacia el tramo NE, infiriéndose que la parte más profundo de la cuenca se ubica en esta porción (profundidades >6000). Estos resultados se confirman con el modelado, ya que la sección corre sobre casi todo el prominente negativo, y se esperaba que las profundidades fueran mayores. Hacia la porción NE según el modelo, el basamento todavía se hace más profundo y donde el negativo magnético se ubica es su mayoría; mientras que el tramo SW de la sección el basamento se va haciendo más somero hasta posiblemente alcanzar los 4000 m, tal y como se infirió con las soluciones de Euler.

En el modelo se puede observar que la secuencia sedimentaria (2.4 a 2.5 g/cm<sup>3</sup>) del Mesozoico representada en su mayor parte por el Grupo Difunta en la porción SW mientras el tramo NE se representa por la Lutita Parras. Los espesores mejor soportados en el proceso de modelado para estas capas son de 7 km de espesor siliciclásticos (Grupo difunta y Lutita Parras) y 4.5 km en el tramo NE.

Los espesores de evaporitas del Jurásico superior de la Fm. Minas Viejas son representados en el modelo por espesores que van de 2 a 5 km. La porción SW de la sección geológica-geofísica contuvo un mejor control para el modelaje con espesores de hasta 2 Km y el cual se adelgaza hacia la porción central, por otra parte la porción NE, el espesor en la capa evaporítica no satisface a la respuesta geofísica por lo que se amplió a un espesor de 5 km y de la misma forma que la porción SW adelgaza hacia la porción central del perfil. Este comportamiento se coteja con lo interpretado en los mapas residuales de Bouguer y RTP, los cuales, en el caso de la respuesta magnética desenmascaran una mayor profundidad en esta porción de la sección modelada, mientras el residual de Bouguer dejaba en evidencia una mayor concentración de sedimentos con propiedades de baja densidad, relacionados directamente con las evaporitas del Oxfordiano.

Debido al análisis geofísico con ambos métodos potenciales, apoyado con las inferencias geológicas citadas, se realizó el análisis sobre la respuesta geofísica en la porción que cruza la estructura de la soldadura y darle de esta manera un mejor sentido a las interpretaciones geológicas, siempre apegándose a los conceptos estructurales y sedimentarios dentro de esta porción. De esta manera ya teniendo definido los espesores sedimentarios y la naturaleza del basamento magnético fue necesario el análisis sobre la naturaleza de los cuerpos que ocupan esta porción de la sección a modelar, en primera instancia se tienen los conceptos de bloques carbonatados localizados a lo largo de la soldadura y los prominentes lentiles representativos de la tectónica salina (Lentil La popa y San José) así como la exhumación de bloques metaígneos; por otra parte las anomalías de alto gradiente las cuales se agrupan en pares a lo largo de la traza de la soldadura con ambos métodos (magnético y gravimétrico). Así al momento de modelar se hizo necesario introducir estos cuerpos aislados (lentiles) con una densidad semejante a la capa de calizas del Jurásico

superior y de esta manera se logró obtener el comportamiento en los datos gravimétricos, del mismo modo fue necesario introducir un cuerpo con susceptibilidades correspondientes a las del basamento magnético, cuerpo que correspondería a las estructuras de xenolitos expulsadas por halocinesis y con esto se logró ajustar el cálculo en la respuesta magnética con la obtenida en campo (Figura 6.3).

En el modelo geológico-geofísico 2D de la soldadura se observa que en la porción SW existe una capa de mayor espesor de sedimentos siliciclásticos (7 km) correspondientes al Grupo Difunta principalmente, mientras que en la porción NE este espesor es más delgado (4.5 km) esto 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 siliciclásticos, 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 por diferentes autores, este acortamiento tal y como se referenciaba en los antecedentes geológicas 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, se hizo notoria la necesidad de considerar estas estructuras así como los adelgazamientos de la capa evaporítica al momento de modelar, de la misma manera para tener un mejor control a la hora del modelaje se incluyeron lentes de bloques carbonatados y metaígneos, de esta manera se logró tener un mejor ajuste respetando la información geológica conocida.

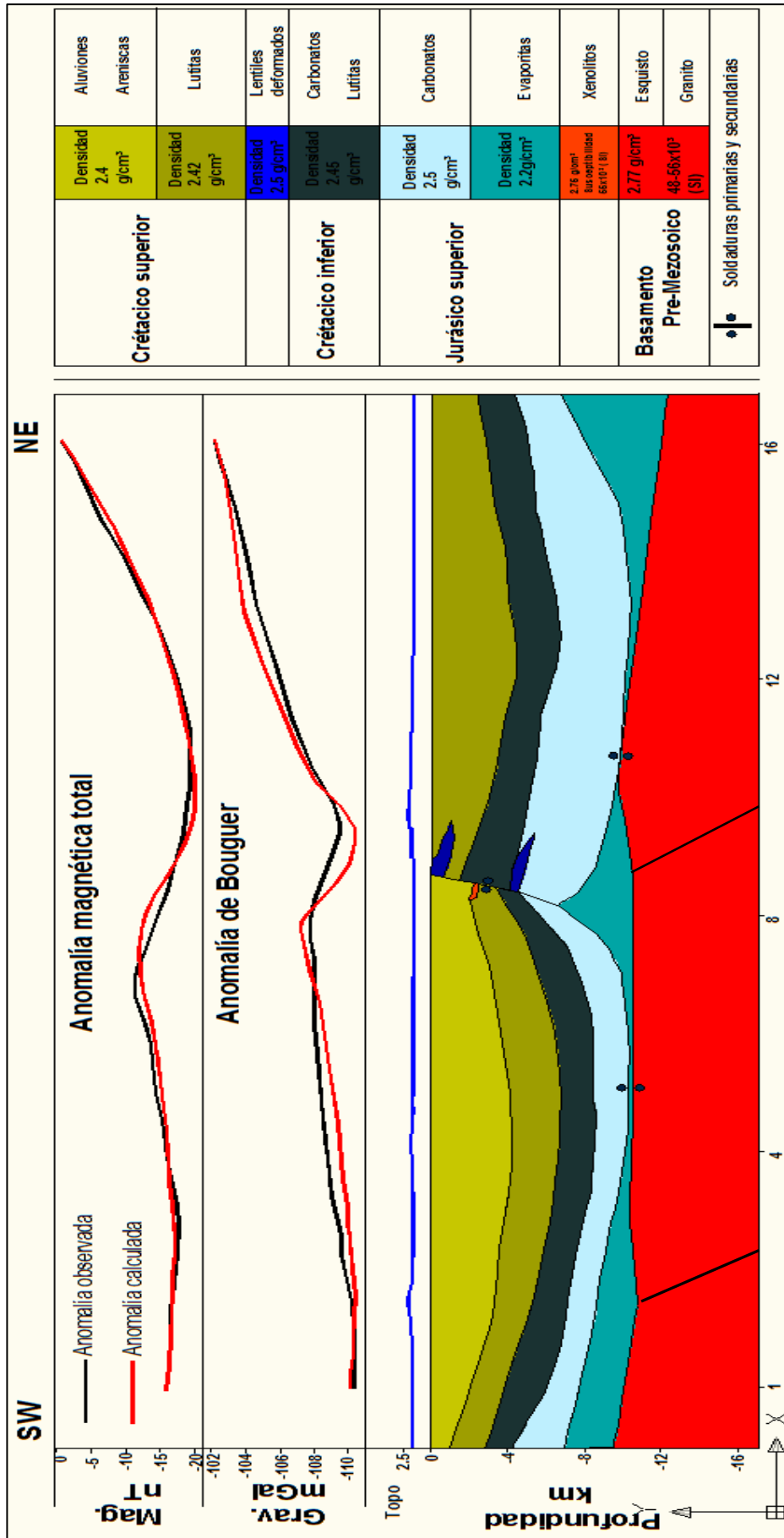


Figura 6.3. Modelo geológico-geofísico resultado del análisis de métodos potenciales para la soldadura de la popa. La respuesta del análisis gravimétrico-magnético se logró a partir del análisis de la anomalía de Bouguer y la anomalía de IMT. Para mayor detalle de la descripción de la relación de los parámetros geofísicos (susceptibilidad-densidad) y la litológica referenciarse a la Tabla 6.1

## CAPÍTULO VII. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

En este estudio, con integración de información geológica disponible acerca de la génesis y evolución tectónica de la cuenca de la Popa, junto con la evolución tectonoestratigráfica del NE de México y aplicando correctamente técnicas de procesado a los datos magnéticos y gravimétricos disponibles, suministró resultados interesantes, los cuales se pueden cotejar con los modelos geológicos disponibles para el área de estudio. El contraste de las densidades de las formaciones geológicas hizo posible identificar y aislar la respuesta gravimétrica de los cuerpos deformados por tectónica salina, así como lo correspondiente a la morfología de basamento el cual fue posible definir y estimar las profundidades mediante los cambios en la propiedad de susceptibilidad magnética reflejada en el mapa de IMT.

Los resultados de este análisis de métodos potenciales mediante la anomalía de Bouguer y el mapa de IMT hizo posible identificar los efectos en los cambios de gradientes a lo largo de la Soldadura de La Popa, mediante la aplicación de la Señal Analítica, así como con la deconvolución de Euler en los cuales aparte de localizar las profundidades del contacto de la capa sedimentaria con el basamento magnético se localizaron un conjunto de soluciones someras, las cuales se cotejan con las anomalías aisladas en la técnica de señal analítica y se les encuentra correspondencia con las estructuras a lo largo de la Soldadura y los diapiros el Gordo y el Papalote.

Se identificó y confirmó que la cuenca de la Popa se desarrolló en un ambiente tectónico tipo *pull apart*, esto debido al comportamiento de la anomalía de IMT mostrando un prominente negativo magnético, el cual actuó como un depocentro conteniendo un espesor considerable de material con propiedades diamagnéticas correspondientes, en este caso a las evaporitas de la formación Minas Viejas.

Este depocentro de evaporitas con propiedades plásticas y susceptibles a una inversión de densidades con el paquete sedimentario del mesozoico, conjugado con los esfuerzos tectónicos Laramidicos heredaron a la cuenca su evolución halocinética desarrollando cuerpos de sal, los cuales fueron localizados mediante la separación del efecto residual y la aplicación de la señal analítica a los datos gravimétricas.

El análisis gravimétrico de la anomalía residual negativa de la porción NE junto con el mapa de RTP, muestran que durante los esfuerzos compresionales a los que fue sometido la cuenca de la Popa durante el Maastrichtiano propicio una evacuación excesiva de sal hacia esta porción dejando importantes espesores de la Fm. Minas Viejas y mediante el modelado 2D se confirmó que en esta porción el basamento se hace más profundo, conteniendo una capa considerable de evaporitas.

Los resultados de la deconvolución de Euler permitieron definir el contacto del basamento y conjugado con el espectro de potencia se definieron profundidades de 4 y 6 km de profundidad, siendo estas las partes más someras del basamento en los que se encuentra la cuenca.

La respuesta geofísica calculada mediante el modelado directo 2D es consistente con modelos geológicos previos y muestra una sección estructural de un ambiente de tectónica salina desarrollado durante fuerzas compresionales correspondiente a la Orogenia Laramide; los diapiros D.G y D.P constituyen evidencia de la evacuación de sal a la que fue sometida la cuenca, además la respuesta gravimétrica observada sobre estas estructuras son positivas (1 a 27 mgal) debido a que son estructuras diapiricas que se encuentran separados de la capa de sal autóctona.

El modelo aquí presentado integra bloques carbonatados (lenticles) en la inmediación de la soldadura, así como bloques metaígneos, las cuales fueron estructuras necesarias para poder obtener la respuesta geofísica calculada y son consistentes con las estructuras existentes en este ambiente tal y como lo han mostrado varios autores (Giles y Lawton, 1999; Lawton *et al.*, 2001; J. Aschoff, 2003; Graff, 2003; Rowan *et al.*, 2003; Millán-Garrido, 2004). Con estas inferencias se demuestra que la estructura de la soldadura de la Popa es una soldadura secundaria, como consecuencia de la evacuación excesiva y disolución a la que fue expuesta después de la compresión del cretácico superior. Por su parte se refuerzan las inferencias de la localización de dos soldaduras primarias bajo la estructura de la soldadura tal y como lo han demostrado mediante la interpretación cualitativa de secciones geológicas.

Por último como recomendación sería útil realizar una interpretación regional mediante la técnica de deconvolución de Euler a la información magnética para todo el NE de México y de esta manera observar cómo se comportan las profundidades a esta escala. Del mismo modo sería útil aplicar la técnica de señal analítica para observar las tendencias regionales de los cambios de gradientes de los principales contactos del basamento así como de las estructuras halocinéticas tanto con la información gravimétrica y magnética.

## BIBLIOGRAFÍA

Aguayo C., M. Salvador, (1987), Origen y Evolución de los Rasgos Morfotectónicos Postcretácicos de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo XLVIII, no. 2, 15-39.

Albarrán, J.J., J.F. González-Pineda, R. Muñoz-Cisneros, J. Rosales-Rodríguez, (2008), Actualización petrológica del basamento cristalino de la cuenca de Sabinas, *en* Aranda-García, M., Peterson-Rodríguez, R.H. (eds.), Congreso Mexicano del Petróleo. Estructuras del Arco de Monterrey y cuenca de la Popa, en la Sierra Madre Oriental y sus analogías para la exploración de Hidrocarburos en el Golfo de México: Monterrey, Nuevo León, México, Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 129-139.

Andersen, O. B., P. Knudsen and P. Berry (2010), The DNSC08GRA global marine gravity field from double retracked satellite altimetry, *Journal of Geodesy*, Volume 84, Number 3, DOI: 10.1007/s00190-009-0355-9.

[www.space.dtu.dk/English/Research/Scientific\\_data\\_models/Global Marine Gravity Field.eld.aspx](http://www.space.dtu.dk/English/Research/Scientific_data_models/Global_Marine_Gravity_Field.eld.aspx).

Aranda-García, M., S., R.H. Peterson Rodríguez, E.R. Hernández Flores, M.E. Vázquez Meneses y G. Chávez Cabello (2008), Estructura Regional del Arco de Monterrey de la Sierra Madre Oriental y La Cuenca de La Popa en el Golfo de Sabinas, *en* Aranda-García, M., Peterson-Rodríguez, R.H. (eds.), Congreso Mexicano del Petróleo. Estructuras del Arco de Monterrey y Cuenca de la Popa, en la Sierra Madre Oriental y sus analogías para la exploración de Hidrocarburos en el Golfo de México: Monterrey, Nuevo León, México, Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 76-91.

Aranda-García, M., S. Eguiluz-de Antuñano, R.H. Peterson-Rodríguez, G. Chávez-Cabello, (2008), Estratigrafía Jurásico-Cretácica y estructuras del Arco de Monterrey de la Cuenca de La Popa en el Golfo de Sabinas, *en* Aranda-García, M., Peterson-Rodríguez, R.H. (eds.), Congreso Mexicano del Petróleo. Estructuras del Arco de Monterrey y Cuenca de la Popa, en la Sierra Madre Oriental y sus analogías para la exploración de Hidrocarburos en el Golfo de México: Monterrey, Nuevo León, México, Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 7-75.

Araujo-Mendieta, J., and R. Arenas-Partida, (1986), Estudio tectónico-sedimentario en el Mar Mexicano, estados de Chihuahua y Durango: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 47, 43-88.

Aschoff, J. L., (2003), Sedimentation patterns within a salt-diapir influenced foreland basin: Upper Cretaceous to lower Paleogene Delgado Sandstone Tongue, Potrerillos Formation, La Popa basin, Nuevo Leon, Mexico, Abstract: Master's Thesis, New Mexico State University, Las Cruces.

Baranov V., (1957), A new method for interpretation of aeromagnetic maps: Pseudo-gravimetric anomalies: *Geophysics*, 22, 359-383.

## Bibliografía

Bartolini, C., K. Mickus, (2001), Tectonic blocks, magmatic arcs, and oceanic terrains: A preliminary interpretation based on gravity, outcrop, and subsurface data, northeast-central Mexico, *en* Bartolini, C., Buffler, R.T., Cantú-Chapa, A. (eds.), The western Gulf of Mexico basin - tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems: American Association of Petroleum Geologists Memoir, 75, 29-43.

Barton, D.C., (1933), Mechanics of formation of salt domes with special reference to Gulf Coast salt domes of Texas and Louisiana: American Association Petroleum Geologist Bulletin, v. 17, 1025-1083.

Bhattacharyya B.K., (1966), Continuous spectrum of the total magnetic field anomaly due to a rectangular prismatic body: Geophysics, 31, 99-121.

Bilim F., A. Ates., (2004), Estimation of the paleopole position from potential field anomalies of a local area in northern central Turkey, Journal of Balkan Geophysical Society, Vol. 7, 2, 12-22.

Bird D.E., Kevin B., Stuart A.H., John.F.C., (2005), Gulf of Mexico tectonic history: Hotspot tracks, crustal boundaries, and early salt distribution. AAPG Bulletin 89,311–328.

Blakely R.J., (1995), Potential theory in gravity and magnetic applications: Cambridge, Reino Unido, Cambridge University Press

British Oceanographic Data Centre, (2008).  
[www.gebco.net/data and Products/gridded bathymetry data](http://www.gebco.net/data_and_Products/gridded_bathymetry_data)

Cantos F.F., (1974), Tratado de Geofísica Aplica. Madrid.

Carrasco V.B., (1977), Albian sedimentation of submarine autochthonous and allochthonous carbonates, east edge of the Valles–San Luis Potosí Platform, Mexico, *in* H. E. Cook and P. E. Enos, eds., Deep-water carbonate environments: Society for Sedimentary Geology (SEPM) Special Publication 25, 263–272

Carter N.L., S.T. Horseman, J.E Russell, and J. Handin, (1993), Rheology of rock salt: Journal of Structural Geology, v. 15, 1257-1271.

Charleston, S., (1981), A summary of the structural geology and tectonics of the state of Coahuila, Mexico, *en* Smith, C.I., Katz, S.B., (eds.), Lower cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico: West Texas Geological Society Publication, 81-74, 85-88.

Chávez-Cabello, G., (2005), La falla San Marcos: una estructura jurásica de basamento multirreactivada del noreste de México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo LVII, no. 1, 27-52.

## Bibliografía

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*, v. XV,1, 6-15.

Davinson, I., G.I. Alsop, and D.J. Blundell, (1996), Salt tectonic: some aspects of deformation mechanics, in G.I. Alsop, D.J. Blundell, and I. Davison, eds., *Salt tectonics*, Geological Society, London; Special Publication, 100, 1-10.

de Cserna, Z., (1979), Cuadro tectónico de la sedimentación y magmatismo en algunas regiones de México durante el Mesozoico: Programas y resúmenes del V. Simposio sobre la Evolución Tectónica de México: *Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 11–14.

DeFord, R. K., and W. T. Haenggi, (1970), Stratigraphic nomenclature of Cretaceous rocks in northeastern Chihuahua, in K. Seewald and D. Sundeen, eds., *The geologic framework of the Chihuahua tectonic belt*: West Texas Geological Society, 175–196.

Dickinson, W. R., (1981), Plate tectonic evolution of the Southern Cordillera, in W. R. Dickinson and W. D. Payne, eds., *Relations of tectonics to ore deposits in the southern Cordillera*: Arizona Geological Society Digest, v. 14, 113–135.

Drury, M.R., and J.L. Urai, (1990), Deformation-related recrystallization processes: *Tectonophysics*, v.172, 235-253.

Eguiluz de A., S., (1994), La Formación Carbonera y sus implicaciones tectónicas, Estados de Coahuila y Nuevo León: *Sociedad Geológica Mexicana Boletín*, v. 50, 3-39.

Eguiluz de A., S., A.G. Mario, M. Randall, (2000), Tectónica de la Sierra Madre Oriental, Mexico, *Sociedad Geológica Mexicana Boletín*, v. LIII, 1-26.

Enos, Paul, (1974), Reefs, platforms, and basins of middle Cretaceous in northeast Mexico: *AAPG Bulletin*, v. 58, 800–809.

Garrison, J. M., and N. J. McMillan, (1997), Geochemistry of allochthonous igneous and metavolcanic blocks from the Papalote evaporite diapir, La Popa basin, Nuevo León, Mexico, *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs*, 29, 10.

Geosoft Inc., (2005), Processing, Analysis and visualization system for 3D inversion of potential field data for Oasis montaj v6,1: Tutorial and user guide.

Giles K. A. and T.F., Lawton, (1999), Attributes and Evolution of an exhumed salt weld, La Popa basin, northeastern Mexico: *Geology*, v.27, no. 4, 323-326.

Giles, K.A., Lawton, T.F., (2002), Halokinetic sequence stratigraphy adjacent to the El Papalote diapir northeastern Mexico: *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, no. 86, 823-840.

## Bibliografía

Graff B.S., (2003), Development of a vertical salt weld, La Popa Basin, Nuevo Leon, Mexico, Abstrac: Master of Science, New Mexico State University.

Grant, F.S., J. Dodds, (1972), MAGMAP FFT processing system development notes, Paterson Grant and Watson Limited.

Goldhammer, R. K., (1999), Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico, *in* C. Bartolini, J. L. Wilson, and T. F. Lawton, eds., Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico: Geological Society of America Special Paper 340, 1–58.

Gray, G.G., Pottorf, R.J., Yurewicz, D.A., Mahon, K.I., Pevear, D.R., Chuchla, R.J., 2001, Thermal and chronological record of syn- to post-Laramide burial and exhumation, Sierra Madre Oriental, Mexico, *en* Bartolini, C., Buffler, R.T., Cantú-Chapa, A. (eds.), The western Gulf of Mexico basin - tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems: American Association of Petroleum Geologists Memoir, 75, 159-181.

Goldhammer, R.K., Johnson, C.A., (2001), Middle Jurassic-Upper Cretaceous paleogeographic evolution and sequence-stratigraphic framework of the northwest Gulf of Mexico rim, *en* Bartolini, C., Buffler, R.T., Cantú-Chapa, A. (eds.), The western Gulf of Mexico basin - tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems: American Association of Petroleum Geologists Memoir, 75, 45-81.

González Sánchez, F., Puente Solís, R., González Partida, E., Camprubí, A., (2007), Estratigrafía del noreste de México y su relación con los yacimientos estratoligados de fluorita, barita, celestina y Zn-Pb: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 59, 43-62.

González, J. A., (1976), Resultados obtenidos en la exploración de la Plataforma de Córdoba y principales campos productores: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 37, no. 2, 23–56.

Hudec, M.R., Jackson, M.P.A., (2006), Growth of allochthonous salt sheets in passive margins and orogens. AAPG Bulletin, 90, 1535–1564.

Hudec, M.R., Jackson, M.P.A., (2007), Terra infirma: Understanding salt tectonics: Earth- Science Reviews, 82, 1–28.

Introcaso, B., (1999), Algunos elementos para el tratamiento de anomalías de campos potenciales. Instituto de Física de Rosario. Libro 3, Temas de Geociencia.

Jackson, M.P.A., B.C. Vendeville, and D.D Shultz-Ela, (1994), Structural dynamics of salt systems: Annual Review of Earth and Planetary Sciences, v.22, 93-117.

Jackson, M.P.A., C.J. Talbot, (1986), External shapes, strain rates, and dynamics of salt structures: Geological Society of America Bulletin, no. 3, 305-323.

## Bibliografía

- Jones, N. W., J. W. McKee, D. B. Marquez, J. Tovar, L. E. Long, and T. S. Laudon, (1984), The Mesozoic La Mula island, Coahuila, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 95, 1226–1241.
- Kilty K., (1983), Short Note: Wener deconvolution of profile potential field data, Geophysics, 48, 234-237.
- Laudon, R. C., (1984), Evaporite diapirs in the La Popa Basin, Nuevo León, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 95, 1219-1225.
- Lawton, T. F., F. J. Vega, K. A. Giles, and C. Rosales-Domínguez, (2001), Stratigraphy and origin of the La Popa Basin, Nuevo León and Coahuila, Mexico, *in* C. Bartolini, R. T. Buffler, and A. Cantú-Chapa, eds., The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems: AAPG Memoir 75, 219-240.
- Li X., (2003), On the use of different methods for estimating magnetic depth, The Leading Edge, 1090-1099.
- Longoria, J. F., D. M. Clowes, and R. Monreal, (1999), The type Mesozoic succession of northern Mexico: Cañon La Casita, *in* C. Bartolini, J. L. Wilson, and T. F. Lawton, eds., Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico: Geological Society of America Special Paper 340, 287-318.
- Manual de usuario de INTREPID, (1998)
- McBride, E. F., A. E. Weidie, J. A. Wolleben, and R. C. Laudon, 1974, Stratigraphy and structure of the Parras and La Popa Basins, northeastern Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 84, 1603–1622.
- McFarlan, E., and L. S. Menes, (1991), Lower Cretaceous, *in* A. Salvador, ed., The Geology of North America, v. J : Geological Society of America, 181–204.
- McBride, E. F., A. E. Weidie, J. A. Wolleben, and R. C. Laudon, (1974), Stratigraphy and structure of the Parras and La Popa Basins, northeastern Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 84, 1603–1622.
- McBride, E. F., A. E. Weidie, and J. A. Wolleben, (1973), Deltaic and associated facies of Difunta Group (Late Cretaceous to Paleocene), Parras and La Popa Basins, Coahuila and Nuevo León, Mexico: Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies, v. 23, 37-40.
- Mello, U.T., G. D. Karner, and R. Anderson, (1995), Role of salt in restraining the maturation of sub-salt source rock: Marine & Petroleum Geology, v.12, 697-716.
- Mickus, K. L. and C. Montana, (1999), Crustal structure of northeastern Mexico revealed through the analysis of gravity data, *in* C. Bartolini, J. Wilson, and T. Lawton, eds., Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico: Geological Society of America Special Paper, 340, 357-371.

## Bibliografía

- Mironov, V.S, (1977), Curso de prospección gravimétrica. Editorial Reverte, S.A.
- Misom J., (2003), Field Geophysics, University College London, Wiley, 3rd ed.
- Millán-Garrido, H., (2004), Geometry and kinematics of compressional growth structures and diapirs in the La Popa basin of northeast Mexico: Insights from sequential restoration of a regional cross section and three-dimensional analysis: *Tectonics*, 23, TC5011.
- Mixon, R. B., G. E. Murray, and G. T. Diaz, (1959), Age and correlation of Huizachal Group (Mesozoic), state of Tamaulipas, Mexico: *AAPG Bulletin*, v. 43, 757–771.
- Naudy, H., (1971), Automatic determination of depth on aeromagnetic profile: *Geophysics*, 36, 717-722
- Naidu P.S., M.P. Mathew, (1998), Analysis of Geophysical Potential Fields: A digital signal processing approach, Elsevier Science B.V.
- Nabighian, M.N., (1972), The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: Its properties and use for automated anomaly interpretation: *Geophysics*, 37, 507-517.
- Padilla y Sánchez, R.J., (1986), Post-Paleozoic tectonics of northeast México and its role in the evolution of the Gulf of México: *Geofísica Internacional*, 25, 157-206.
- Padilla y Sánchez, R.J., (2007), Evolución Geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LIX, no. 1, 19-42.
- Peters, L. J., (1949), The direct approach to magnetic interpretation and its practical application: *Geophysics*, 14, 290-320.
- Phillips J., (1998), Processing and Interpretation of Aeromagnetic Data for the Santa Cruz Basin-Patagonia Mountains Area, South-Central Arizona, *U.S. Geological Survey*.
- Pindell, J. L., and J. F. Dewey, (1982), Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/ Caribbean region: *Tectonics*, v. 1, 179-211.
- Pindell, J. L., (1985), Alleghanian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and Proto-Caribbean. *Tectonics* , v. 4, 1-39.
- Reid, A. B., J. M. Allsop, H. Granser, A. J. Millett, and I.W. Somerton., (1990), Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution: *Geophysics*, 55, 80–91.
- Roest, W.E., Verhoef, J., Pilkington, M., (1992), Magnetic interpretation using 3-D analytic signal: *Geophysics*, 57, 116-125.

## Bibliografía

Rowan, M.G., Lawton, T.F., Giles, K.A., Ratliff, R.A., (2003), Near-salt deformation in La Popa basin, Mexico, and the northern Gulf of Mexico: a general model for passive diapirism. *AAPG Bulletin* 87,733–756.

Shelley D.C and T.F. Lawton, (2005), Sequence stratigraphy of tidally influenced deposits in a salt-withdrawal minibasin: Upper sandstone member of the Potrerillos Formation (Paleocene), La Popa basin, Mexico, *AAPG Bulletin*, v.89, 9, 1157-1179

Spector, A., and Grant, F. S., (1970), Statistical models for interpreting aeromagnetic data: *Geophysics*, 35, 293–302.

Talbot, C.J., and R.J.Jarvis, (1984), Age, budget and dynamics of an active salt extrusion in Iran: *Journal of Structural Geology*, v.6, 521-533.

Tamez A., V. Yutsis, K. Krivosheya, E.R. Hernandez, A.A. Bulychev, A. Tamez, (2011), *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen 63, no. 2, 271-284.

Talwani, M., J.R. Heirtzler, (1964), Computations of magnetic anomalies caused by two dimensional bodies of arbitrary shape, *en* Parks, G.A. (ed.), *Computers in the mineral industry, Part I: Stanford, California, EUA, Stanford University Publications, Geological Sciences*, 9, 464-480.

Talwani, M., JL. Worzel, M. Landisman, (1959), Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone: *Journal of Geophysical Research*, 64, 49-59.

Telford, W. M., L. P. Geldart, and R. E Sheri, (1990), *Applied Geophysics*, Cambridge University Press, 2nd ed.

Ter Heeg, J.H., J.H.P.De Bresser, and C.J Spier. (2005), Rheological behavior of synthetic rocksalt: the interplay between water, dynamic crystallisation and deformation mechanisms: *Journal of Structural Geology*, v.27, 948-964.

Thompson, D. T., 1982, EULDPH - A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data: *Geophysics*, 47, 31-37.

Urai, J.L., C.J.Spiers, H.J.Zwart, and G.S. Lister, (1986), Weakening of rock salt by water during long-term creep: *Nature*, v. 324, 554-557.

Vacquier V.N., C. Steenland, R. G. Henderson and I. Zietz, (1951), Interpretation of aeromagnetic maps, *Geol. Sot. America Mem.* 47.

Vega-Vera, F. J., and M. Perrilliat, (1989), La presencia del Eoceno marino en la cuenca de la Popa (Grupo Difunta), Nuevo León: Orogenia post-Ypresiana: *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista*, v. 8, 7-70.

Viniegra Osario, F., and C. Castillo-Tejero, (1970), Golden Lane Fields, Veracruz, Mexico: *AAPG Memoir* 14, 309–325.

## Bibliografía

Viniegra Osario, F., (1981), Great carbonate bank of Yucatán, southern Mexico: *Journal of Petroleum Geology*, v. 3, 247–278.

Warren, J., (2006), *Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons*, Springer, 1-57.

Willis, J.J., B.E. Lock, D.A. Ruberg, K.C. Cornell, (2001), Field Examination of exposed evaporite-related structures, United States and Mexico: Relations to subsurface Gulf of Mexico examples (resumen) en Gulf Coast Association of Geological Societies, annual meeting: Shreveport, Louisiana, E.U.A., *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, 51, 399-408.

Winker, C. D., and R. T. Buffler, (1988), Paleogeographic evolution of early deep-water Gulf of Mexico and margins, Jurassic to Middle Cretaceous (Comanchean): *AAPG Bulletin*, v. 72, 318–346.

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

Wilson, J.L., (1990), Basement structural controls on Mesozoic carbonate facies in northeastern México – a review, en *Contribuciones al Cretácico de México y América Central: Linares, Nuevo León, México*, Universidad Autónoma de Nuevo León, *Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra*, 4, 5-45.

Zubtsov, S., F. Renard, J.P. Gratier, R. Guiguet, D.K. Dysthe, and V. Traskine, (2004), Experimental pressure solution compaction of synthetic halite/calcite aggregates: *Tectonophysics*, v. 385, 45-57.