



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA DE MAESTRÍA Y DOCTORADO EN INGENIERÍA
FACULTAD DE INGENIERÍA
INGENIERÍA PETROLERA Y DE GAS NATURAL

**UNA APLICACIÓN DE LA GRADIOMETRÍA DEL TENSOR DE GRAVEDAD EN
LA INTERPRETACIÓN DE UNA SECCIÓN SÍSMICA REGIONAL
CUENCAS TERCIARIAS DEL SURESTE DE MÉXICO**

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN INGENIERÍA

PRESENTA:
ERNESTO EFRÉN BARRIOS CORONADO

TUTOR
DR. GUILLERMO ALEJANDRO PÉREZ CRUZ
FACULTAD DE INGENIERÍA

MÉXICO, D. F. JULIO 2013

JURADO ASIGNADO

Presidente: Dr. Joaquín Eduardo Aguayo Camargo

Secretario: Dr. Ricardo J. Padilla Y Sánchez

Vocal: Dr. Guillermo Alejandro Pérez Cruz

Primer suplente: Dr. Gorgonio García Molina

Segundo suplente: M. en I. Alfredo F. Treviño Rodríguez

Ciudad Universitaria, México, D.F.

TUTOR DE TESIS:

Dr. Guillermo Alejandro Pérez Cruz

Firma

AGRADECIMIENTOS

A Pemex Exploración y Producción por financiar mis estudios de Posgrado.

A la Universidad Nacional Autónoma de México por permitirme cursar el Posgrado.

A la Facultad de Ingeniería y Posgrado en Ingeniería por el conocimiento adquirido.

Al Dr. Guillermo Pérez Cruz por su asesoría, apoyo y confianza para ayudarme a terminar esta Tesis.

A los integrantes del Jurado por su atención y comentarios a este trabajo: Dr. Joaquín Eduardo Aguayo Camargo, Dr. Ricardo J. Padilla Y Sánchez, Dr. Gorgonio García Molina y M.I. Alfredo F. Treviño Rodríguez.

A la Subdirección de Exploración, en particular al Ing. José Antonio Escalera Alcocer, por permitirme usar y publicar información de Pemex Exploración y Producción contenida en esta Tesis.

A la Ing. María Alicia Cruz Rodríguez y a los Ingenieros Carlos T. Williams Rojas y Víctor Manuel Chávez Valois por haberme dado las facilidades para estudiar una maestría y para terminar mi tesis y graduarme.

A los Ingenieros Julio Pérez Aldana y Jaime Patiño Ruiz por su confianza y por su ayuda.

A todos mis amigos y compañeros de trabajo del Activo de Exploración Cuencas del Sureste Terrestre en Villahermosa, Tabasco, por su apoyo y ayuda, en particular a los ingenieros Oscar Vázquez García, Antonio Tamez Ponce y Amado Marin Toledo.

DEDICATORIA

A mi esposa, Rosa Icela Martínez Fuentes, por su amor, apoyo, comprensión y ayuda.

A mis padres, hermanos y hermanas y a todos mis familiares por su cariño y por las palabras de aliento.

A mis profesores y a mis compañeros de la Maestría por sus enseñanzas y por compartir con ellos estos años de estudio.

A Demy y a Ghost por haberle dado tanta alegría a mi vida.

Siempre los tendré en mi corazón.

ÍNDICE

	Pág.
Resumen	1
Introducción	3
Capítulo I. Antecedentes y Marco Estructural-Estratigráfico	8
Capítulo II. Marco Teórico de Referencia	
II.1 Teoría de Gravedad	18
II.2 Anomalía de Gravedad	20
II.3 Gradiente de Gravedad	21
II.4 Gravedad vs. Gradiente de Gravedad	24
Capítulo III. Integración de Información y Control de Calidad	
III.1 BASEGRA y BASEMAG	26
III.2 Gradiente de gravedad	29
III.3 Correcciones y Reducciones	30
III.4 Información sísmica y de pozos	36
Capítulo IV. Análisis Cualitativo	
IV.1 Magnetometría	41
IV.2 Gravimetría y Gradiente de Gravedad	44
Capítulo V. Modelo Directo	
V.1 Introducción	52
V.2 Metodología	53
V.3 Anomalía y Filtros para Modelar	58
V.4 Modelo Inicial	62
V.5 Modelo Final	62
Capítulo VI. Conclusiones	69
Anexos	78
Bibliografía	90

Resumen

En este trabajo se presenta una aplicación de los datos del primer levantamiento en México de Gradiometría del Tensor de Gravedad que en conjunto con datos magnéticos se usaron para hacer un modelado directo 2D en un transecto regional, donde se actualizaron la profundidad y geometría del basamento y las dimensiones y forma de los cuerpos de sal principalmente.

Durante el diseño del modelo inicial y también en la etapa del modelado, los antecedentes geológicos, los datos sísmicos, los datos de pozos y los horizontes interpretados jugaron un papel muy importante. Estos datos permitieron que el modelo propuesto fuera consistente y tuviera una representación acorde con la geología regional conocida.

El gradiente de gravedad permitió definir con mayor precisión la ubicación de los cuerpos de sal y sus dimensiones, en particular fue muy útil para definir la base de la sal, que es difícil de determinar solo con los datos sísmicos.

Entre los resultados destaca el muy buen ajuste regional general obtenido tanto en la curva gravimétrica como en la magnética, y en el aspecto local el buen ajuste de la respuesta de los cuerpos de sal, como son los canopies, diapiros comprimidos, alimentadores y pedestales.

Para el basamento se propuso uno de tipo granítico en el marco de una corteza transicional de afinidad continental, adelgazada y emplazada por cuerpos sublitosféricos, el cual va se va elevando gradualmente hacia el NE a lo largo del transecto. Al extremo NE se incluyó un hipotético cuerpo intrabasamental el cual se usa para explicar una gran anomalía magnética cuyo eje más largo esta en dirección SSW-NNE.

Respecto a la carpeta sedimentaria a lo largo del transecto podemos observar varios cuerpos someros de sal y otros a mediana profundidad al centro de la sección, los que ya no se observan hacia el final del transecto. En general el espesor de la sal disminuye notablemente al pasar de la cuenca Salina del Istmo a la cuenca de Comalcalco al NE. En la trayectoria del transecto se ubican los campos Mo y SM que son productores de hidrocarburos en trampas suprasalinas y truncamientos contra sal.

El resultado obtenido fue un modelo geológico mejorado y actualizado gracias al soporte de los datos del gradiente de gravedad principalmente. Su importancia radica en el uso que se le puede dar en estudios posteriores de modelado de sistemas petroleros y en el apoyo en la generación y evaluación de prospectos.

Introducción

Los Métodos Potenciales dentro de la Geofísica, como son la Gravimetría y la Magnetometría, han adquirido en años recientes mayor interés en la exploración petrolera debido a sus bajos costos y alta resolución. Los sistemas para interpretar estos datos ahora son más amigables y resolutivos, aportando nuevas ideas y técnicas de interpretación.

Es necesario un contraste de densidad a nivel lateral para crear una anomalía gravimétrica, la cual proviene de una o más estructuras como plegamientos, fallas, discordancias, intrusiones ígneas, domos salinos, etc. En general se puede inferir si la estructura esta cercana a la superficie o a gran profundidad, ya que entre más profunda se encuentre la masa anómala, más pequeña será la amplitud de la anomalía y más extensa. Por lo tanto en la interpretación se deben considerar el tamaño de la anomalía, el contraste de densidad y la profundidad.

Mediante el método magnetométrico en la exploración geofísica podemos conocer las anomalías provocadas por los contrastes de susceptibilidad magnética debidos al contenido de minerales ferromagnesianos en las rocas ígneas y su entorno, comúnmente se pueden delimitar cuerpos intrusivos y extrusivos residuales como efectos regionales que afectan la carpeta sedimentaria ([Albarrán et al, 2003](#)).

Sin embargo, en los métodos potenciales no tenemos una solución única para una anomalía en términos de profundidad, forma y tamaño del cuerpo que produce la anomalía. Por lo tanto, debemos considerar otros datos como son geología superficial, información de pozos, datos sísmicos, etc.

Las mediciones hechas por un gradiómetro de los gradientes de gravedad en tres direcciones del espacio permiten obtener mejor exactitud y resolución espacial. Tradicionalmente en la interpretación gravimétrica se usan los gradientes de gravedad verticales de la componente vertical de la aceleración de la gravedad, pero con los datos que se obtienen de los levantamientos de Gradiometría de Gravedad del Tensor Completo

(FTG-Full Tensor Gravity Gradiometry por sus siglas en inglés) es posible obtener imágenes más claras de las estructuras del subsuelo lo que a su vez ayuda a mejorar la prospección de aceite y gas (Pajot et al, 2004).

El objetivo de un levantamiento FTG es proporcionar mediciones de las cuales se deriva el campo de gravedad. Sin embargo, los mismos gradientes se pueden usar directamente para inferir propiedades de las estructuras del subsuelo.

Con su famosa Balanza de Torsión, el Baron Eötvös no solo probó el llamado Principio de Equivalencia, si no que obtuvo dibujos con implicaciones geológicas de un levantamiento en el Lago Balaton en Hungría, usando mapas de gradientes horizontales. Posteriormente, el instrumento se uso con éxito en la prospección geofísica. Hoy en día, gracias a los gradiómetros que permiten medir todos los componentes del tensor, los datos de gradiometría de gravedad se usan en la exploración petrolera para determinar, por ejemplo, la geometría de los domos salinos (Pajot et al, 2004).

El levantamiento FTG adquirido en el 2010 sobre el área donde se ubican las Cuencas del Sureste se uso en el modelado del transecto objeto del presente trabajo. El transecto se ubica en la subcuenca Salina del Istmo (CSI), la cual es el área más importante en producción de hidrocarburos del Terciario superior de las Cuencas del Sureste Terrestre. Sin embargo, en la CSI aun no se ha evaluado el potencial petrolero en la parte profunda, es decir, en el Paleógeno y el Mesozoico, por lo que se requieren estudios regionales para conocer dicho potencial.

Esta subcuenca se caracteriza por la abundancia de cuerpos de sal en forma de domos, diapiros y canopies, así como depósitos de terrígenos, y se infiere que en la parte profunda existen carbonatos. Estas secuencias y las estructuras asociadas han demostrado a nivel mundial que conforman buenos sistemas petroleros.

En el área existen varios campos petroleros que producen en el Terciario superior y se ubican grandes cuerpos de sal cuyas cimas han sido alcanzadas por algunos pozos.

Objetivo

El objetivo de este trabajo fue hacer un modelado directo 2D sobre un transecto regional en la Cuenca Salina del Istmo en base a datos potenciales, en particular con el apoyo de los datos del levantamiento de gradiente de gravedad Salsomera 2010, con el propósito principal de actualizar las dimensiones y forma de la sal, de la columna sedimentaria y del basamento cristalino a lo largo del transecto y proponer un modelo geológico más confiable.

El resultado de este modelado puede proporcionar uno de los insumos para la actualización de los Sistemas Petroleros en la Cuenca Salina del Istmo, ya que las características del basamento, la presencia de la sal, la formación de las trampas y las rutas de migración definidas por la evolución estructural afectan la distribución de los hidrocarburos en la Cuenca.

Descripción del transecto

El transecto que se modeló, al que se le denominará T-7 en este trabajo, forma parte de los transectos interpretados en el estudio Interregional Tectónica Salina (Cruz et al., 2009). El transecto tiene dirección SW-NE y va desde el área de Almagres y pasa por las cuencas Salina del Istmo y Comacalco y llega hasta la parte marina (Figura 1).

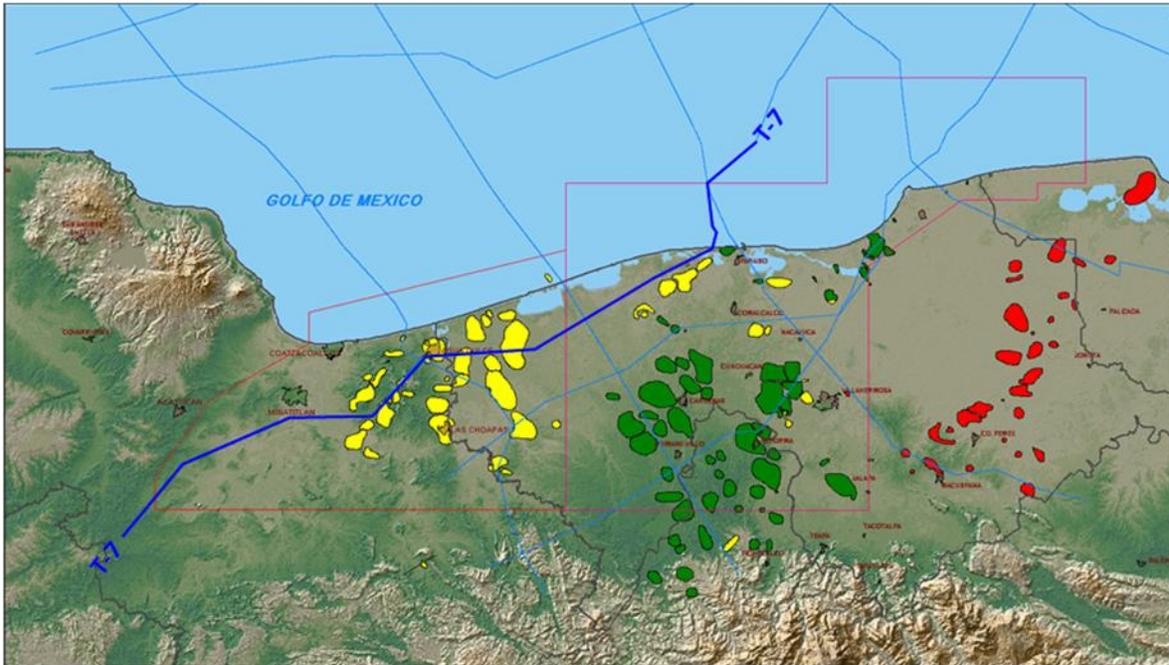
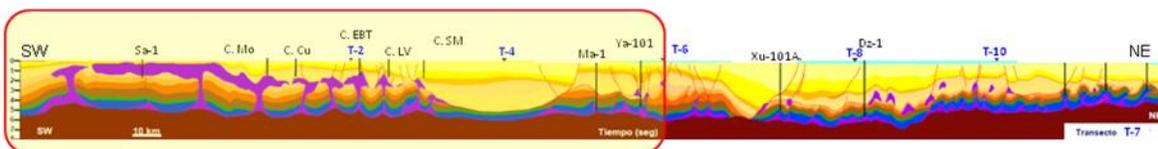


Figura 1. Mapa de ubicación del transecto a modelar resaltado en color azul.

Dado que el área de interés se ubica dentro de la parte terrestre principalmente, en este trabajo solo se usó la parte continental y una pequeña porción del área marina del transecto. La parte modelada del transecto tiene una longitud de 265 km (Figura 2).



Modificado de Cruz et al., 2009

Figura 2. Transecto T-7 resaltando el área seleccionada para este trabajo.

En la porción central del tramo a utilizar del transecto se ubican cinco campos Terciarios y un poco más al NE encontramos dos pozos que llegaron al Mesozoico. Los campos Terciarios producen aceite en el Terciario superior y sus yacimientos están por encima de los cuerpos salinos.

Como se puede ver en la sección, nos encontramos en una área donde existe una gran cantidad de sal alóctona en forma de canopies, diapiros comprimidos, algunos ya formando soldaduras secundarias, alimentadores y pedestales de sal. La sal está relacionada directamente con la deformación producida por los procesos de extensión y compresión.

En el extremo NE de la parte modelada del transecto, donde ya no aparecen cuerpos de sal, existe una gran cantidad de sedimentos terciarios y el Mesozoico parece estar un poco más profundo. Es esta transición lo que se considera el límite entre la CSI y la cuenca de Comalcalco.

Capítulo I. Antecedentes y Marco Estructural-Estratigráfico

Es importante conocer los antecedentes del área de estudio y de los levantamientos de métodos potenciales para ayudar a definir algunos parámetros a usar en el modelado.

Ubicación

El área de estudio forma parte del Activo de Exploración Cuencas del Sureste Terrestre (AECST) de Pemex Exploración y Producción (PEP), en un área de Evaluación de Potencial conocida como Cuichapa donde actualmente se efectúan estudios de Identificación y Evaluación de Cuencas y Plays hipotéticos de edad Mesozoico en el área geográfica conocida como la subcuenca Salina del Istmo. En la subcuenca se encuentran los principales campos terciarios productores de hidrocarburos de la Región Sur en la parte terrestre.

El área de estudio está limitada al norte por el Golfo de México, al sur por la Sierra de Chiapas, al occidente por la Cuenca de Veracruz y al oriente por la Cuenca de Comalcalco (Figura I.1)

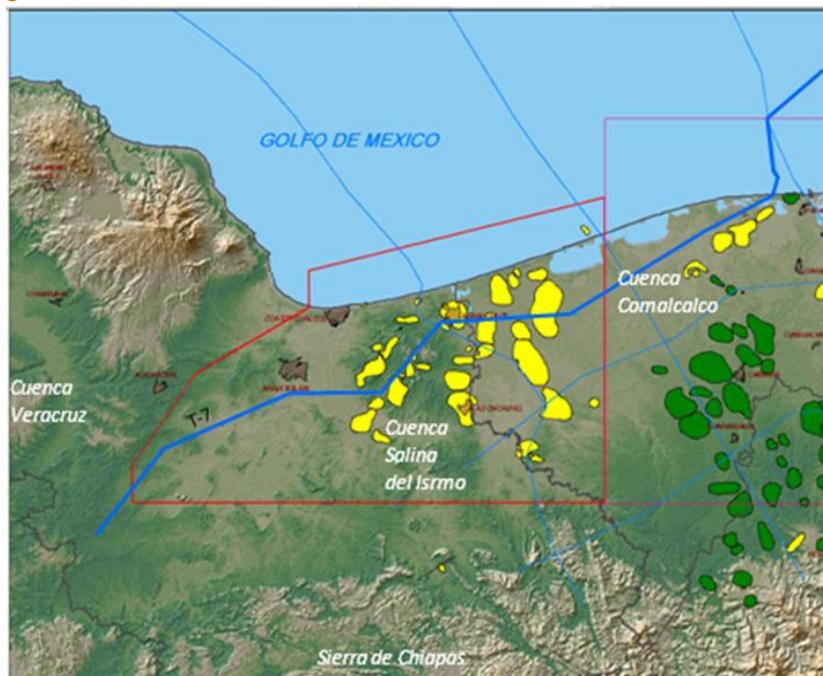


Figura I.1. Ubicación del área de estudio.

Estudios realizados

En el área de estudio se han realizado varios estudios de Tectónica, teniendo entre los más importantes, el de Interpretación Tectónica del Basamento en el área Reforma-Comalcalco en 2003 por Pemex-IMP, el Modelo de Evolución Tectónica del Jurásico en 2008 por Pindell et al., y el Estudio Interregional Tectónica Salina en 2009 por Pemex.

En 1994 Pemex y British Petroleum (BP) realizaron el proyecto Marbella donde se estableció un modelo geológico estructural. Asimismo, se tienen el estudio de Cuencas en el área de Almagres en 2007 y un estudio de Sistemas Petroleros en 2011. Pemex realizó también un estudio regional de prospectos en la subcuenca Salina del Istmo en 2006. Desde el 2007 se han realizado varios estudios de Plays en el área enfocados principalmente a la parte productora del Terciario superior.

En el 2010 la Subdirección Técnica de Exploración de Pemex Exploración y Producción realizó el estudio de la Provincia Petrolera Sureste (Salina del Istmo, Reforma-Akal y Macuspana), donde se describen los sistemas petroleros dentro de esta provincia. (Robles et al., 2010)

Uno de los estudios más recientes es el Estudio de Cuencas Magallanes del 2012 realizado por Pemex y Terrasys, que incluyó un modelado inverso tridimensional integrado basado en los datos del FTG, el cual obtuvo entre sus resultados una mejor definición de la cantidad y ubicación de los cuerpos de sal alóctona principalmente.

Dado que fue el más importante insumo para el presente trabajo, se debe mencionar como antecedente de forma especial al levantamiento aéreo de gradiometría de gravedad (FTG) adquirido por la compañía Bell Geospace en 2010 que se realizó en una gran parte del AECST e incluyó una parte del área marina (Figura I.2). Este fue el primer levantamiento aéreo de gradiente de gravedad con objetivos de exploración petrolera en México.

El levantamiento se adquirió en dos etapas, Sal Somera con casi 8 mil km² y una ampliación del mismo llamada Oriente de Sal Somera con un poco más de 13 mil km², cubriendo una área total de poco mas de 21 mil km². Los objetivos del levantamiento incluían apoyar la definición de cuerpos salinos someros, ayudar a generar modelos geológicos-geofísicos e identificar posibles rasgos estructurales.

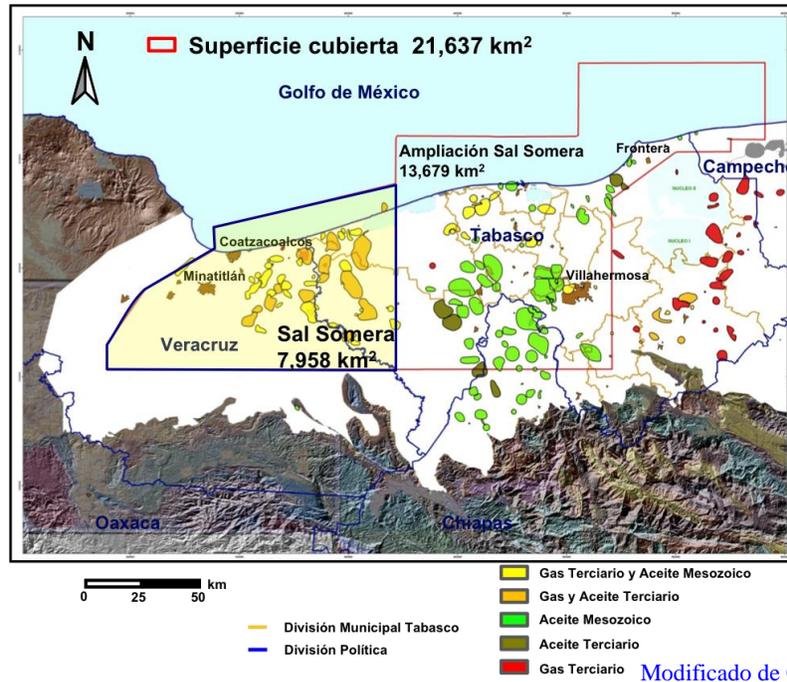


Figura I.2. Levantamiento FTG Salsomera y Oriente de Salsomera.

Marco Tectónico

El Bloque Yucatán (Basamento) es el remanente de corteza continental que subsistió al fraccionamiento del Mesozoico (Figura I-3). Su respuesta a la extensión es variable, aunque predomina en los bordes. Está constituido por un complejo de rocas ígneas y metamórficas de edad Permo-Carbonífero. El adelgazamiento cortical en su interior permitió el desarrollo de la Artesa de Chiapas hacia su porción suroeste (Johnson et al., 1999).

Johnson et al. (1999) proponen un entramado de 5 grandes cuencas separadas por altos de basamento que comparten un origen y características tectono-estratigráficas comunes (Figura I.4).

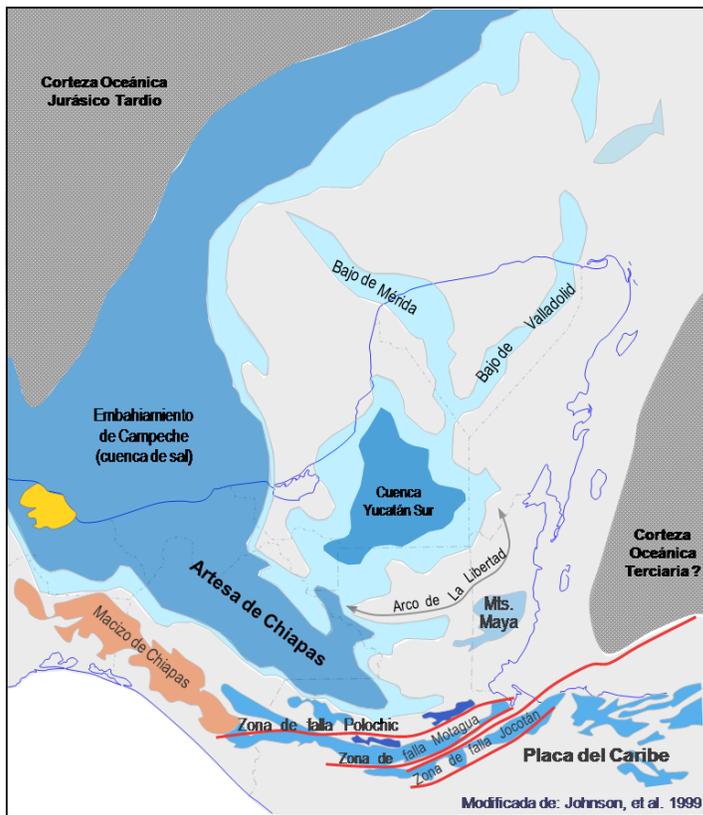
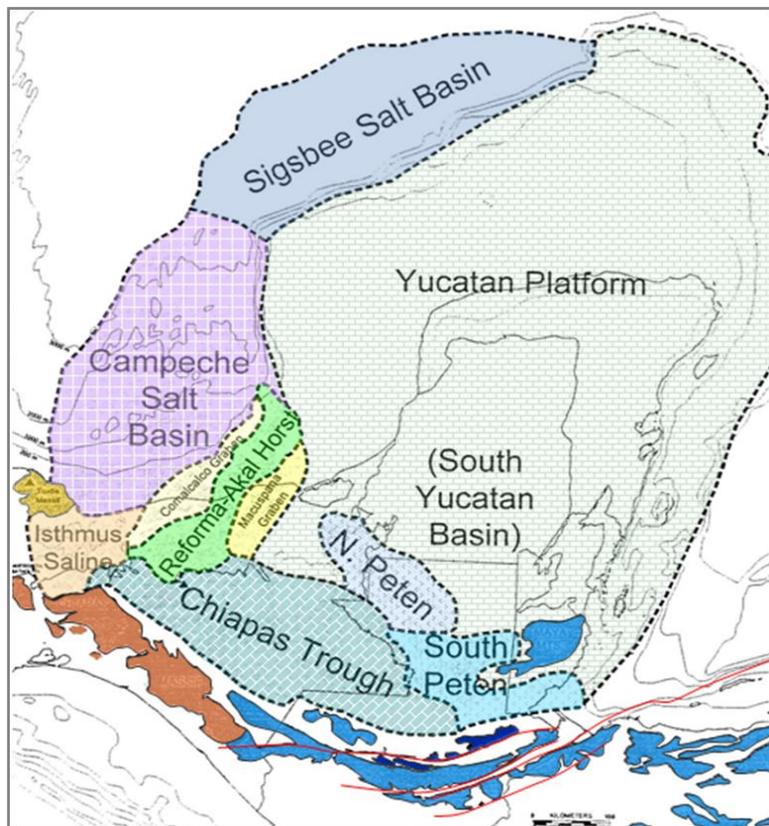


Figura I.3. Fase I, Rifting Triásico-Jurásico Medio (~230-160 Ma).

Figura I.4. Cinco grandes cuencas propuestas por Johnson et al. (1999) para la Región del Sureste de México.

Johnson et al., 1999



Con los estudios realizados en la Coordinación de Modelado Geológico Regional del AECST de PEP, se ha definido una gran cuenca Mesozoica: el cinturón de pliegues y cabalgaduras de la Sierra de Chiapas con su porción sepultada al Noreste y su prolongación hacia la cuenca de Petén. Sobre esta cuenca Mesozoica se formaron las tres principales subcuencas Terciarias: Huimanguillo, Comalcalco-Salina del Istmo y Macuspana.

La subcuenca de Huimanguillo se origina por procesos de evacuación de sal y subsidencia de la cuenca Mesozoica a partir del Cenomaniano tardío, mientras que importantes fallas normales Neógenas forman los depocentros de Salina del Istmo/Comalcalco y Macuspana (Figura I.5).

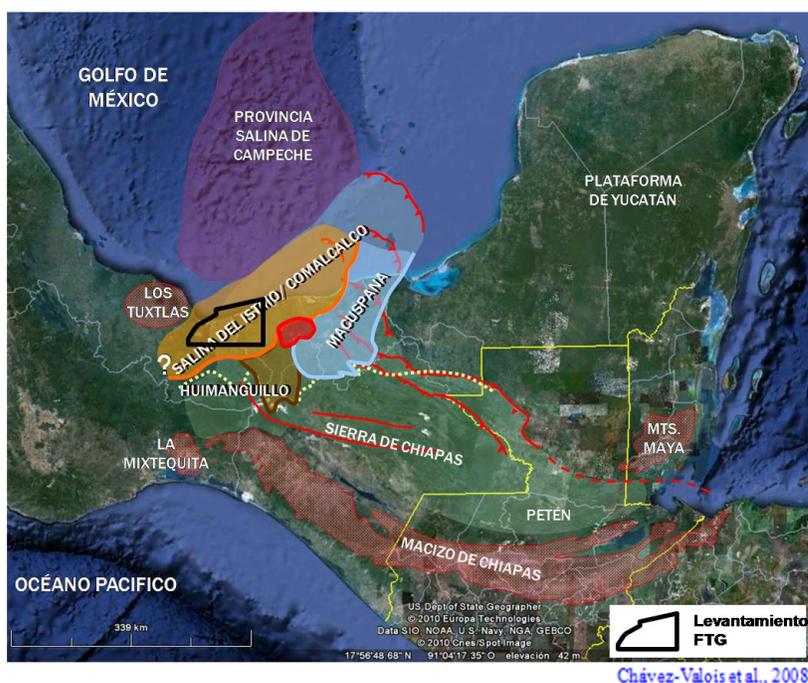


Figura I.5. Principales subcuencas terciarias: Huimanguillo, Salina del Istmo/Comalcalco y Macuspana

Los eventos tectónicos que afectaron la Salina del Istmo fueron principalmente las fases compresivas Chiapaneca del Mioceno-Plioceno y la Fase Laramídica del Paleógeno, los cuales juegan un papel muy importante en el emplazamiento de los cuerpos de sal (Tabla I.1).

Tabla resumen del Marco Tectónico–Sedimentario*

TIEMPO	LITOLOGIA	GE. AL. SE.	EVENTO TECTONICO	ESTRUCTURA	TECTONO-SECUCENCIA
CENOGÉNICO	CUATERNARIO		Margen Pasivo		Paquetes gruesos de secuencias de siliciclasticos acumuladas en los flancos de fallas activas, en cuencas por evacuación de sal y en mini cuencas entre diapiros de arcilla. Todo ello relacionado al deslizamiento por gravedad.
	NEÓGENO		Fase Compresiva "Chiapaneca"		Rápido avance de plataformas terrigenas hacia el norte. Proveniencia del Macizo Granítico de la Sierra de Chiapas. Las secuencias muestran geometrías de deformación syndeposicionarias.
	MIÓCENO		Estabilidad Inter-compresiva		Secuencias terrigenas de cuenca. Principalmente arcillas y limolitas. Continúan los pulsos del movimiento de la sal.
PALEOGENO	PALEOCENO		Fase Compresiva "Laramida"		Cambio evidente del régimen de sedimentación en el cual las plataformas carbonatadas se inundan por secuencias terrigenas que muestran engrosamiento en sinclinales y adelgazamiento sobre anticlinales.
	EÓCENO				Amplo desarrollo de sistemas de canales y abanicos turbidíticos que varían de proximales hacia el sur y distales hacia el norte. Estas secuencias son resultado de un esfuerzo estructural de baja intensidad y magnitud que crea un plegamiento y un cinturón plegado.
MESOZOICO	CRETÁCICO	SUP.	Inundación de Plataformas		Secuencias de Margen Pasivo donde los sistemas carbonatados son dominantes, y cuyas facies muestran una evolución de ambientes transicional, marino somero hasta aguas profundas.
		MED.	Subsidencia termal Post-Rift		En el Cretácico Medio-Temprano se desarrollan amplias plataformas carbonatadas, luego inician a ahogarse en el Cretácico Tardío por calizas arcillosas de mar abierto.
	JURÁSICO	SUP.	Rift Intracontinental		En diferentes áreas de la Región toman lugar los movimientos tempranos de sal. Secuencia Syn-Rift: Capas rojas continentales, evaporitas y sal, resultado de periodos alternantes de inundación y desecación

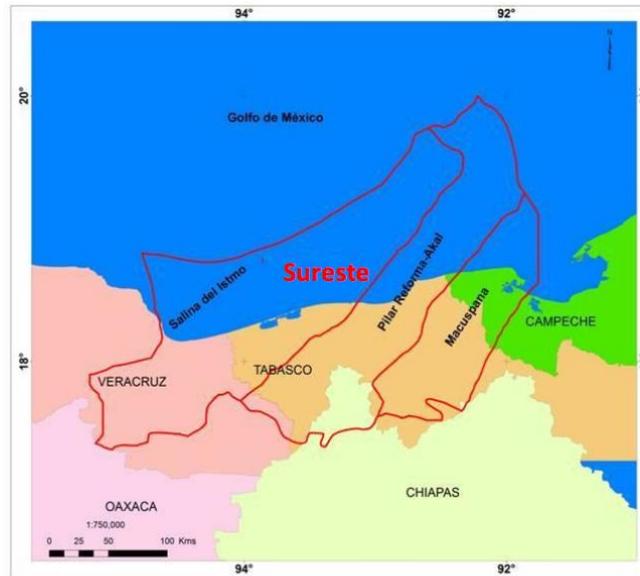
Chávez-Valois et al., 2008

* Resultado de la integración de trabajos internos realizados para diferentes proyectos que incluyen: Análisis Estructural, Estratigráfico, Sedimentológico, Bioestratigráfico, Interpretación Sísmica Regional, Estudios de Plays, etc.

Tabla I.1. Resumen del marco tectónico-sedimentario.

Antecedentes de Prospección-Producción

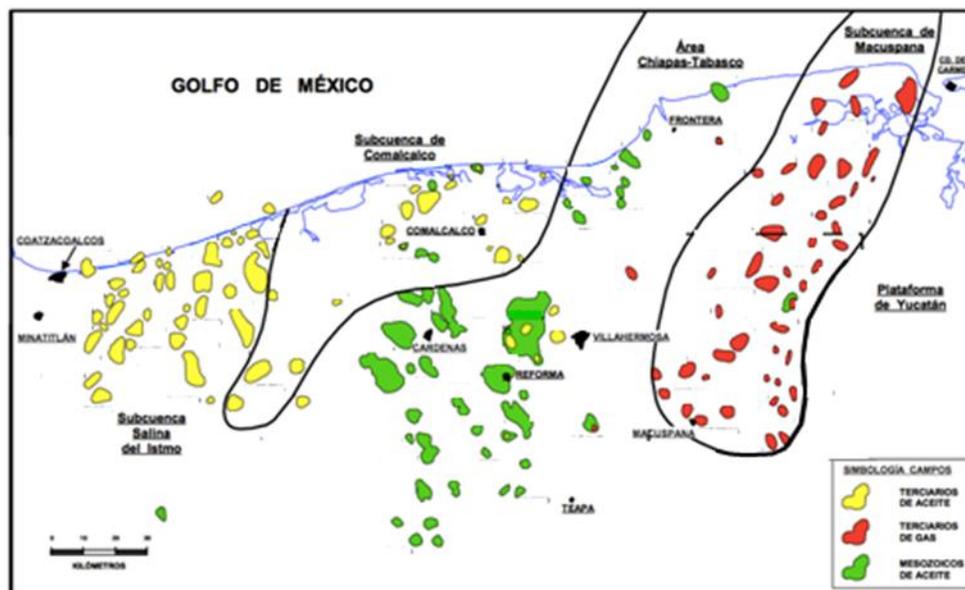
La Provincia Petrolera Sureste está localizada en la Planicie Costera del Golfo de México y la Plataforma Continental del sureste de México (Figura I.6). Es una de las provincias petroleras más prolíficas de aceite y gas del país, que incluye una porción terrestre y otra marina. Esta Provincia se subdivide en tres provincias geológicas: Salina del Istmo, Pilar Reforma-Akal y Macuspana (Robles et al., 2010).



Robles et al., 2010

Figura I.6. Ubicación de la Provincia Petrolera Sureste.

La parte terrestre de la subcuenca Salina del Istmo inició su explotación en 1902 y hasta el 2012 se habían descubierto 43 campos, de los cuales 20 continúan produciendo (Figura I.7). El hidrocarburo principal es aceite ligero y a inicios de 2012 tenía una producción acumulada de 2260 mmbpce y una reserva remanente de 417 mmbpce. Hasta el 2012 se habían perforado 656 pozos exploratorios con un porcentaje de éxito de 35%. (PEP, Dictamen Técnico Proyecto Cuichapa, 2011).



Modificado de Carrasco et al., 2011

Figura I.7. Localización de los campos petroleros de la Región Sur.

Hasta ahora toda la producción es a nivel Neógeno y por encima de la sal, excepto en el área de los campos Ra y Gu donde hay producción subsalina. Algunos pozos cercanos al área de estudio alcanzaron sedimentos del Mesozoico en la parte Noroeste y Oeste, donde incluso hay un afloramiento en las Calizas Chinameca.

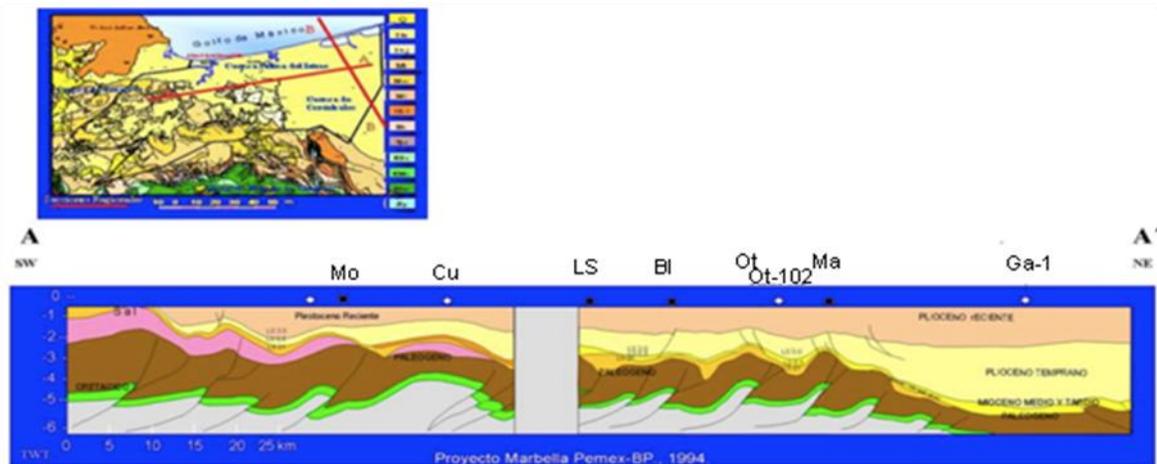
Hacia el Este-Sureste también existen pozos que alcanzaron el Mesozoico pero se encuentran sobre el pilar de Reforma-Akal. Hacia el sur están los pozos del campo CN que llegaron al Cretácico. Estos datos que rodean el área nos indican que los sedimentos Mesozoicos deben encontrarse también bajo la subcuenca Salina del Istmo, solo que aun no se sabe con exactitud a que profundidad se encuentran.

En 2010 se perforo un pozo con objetivo Mesozoico dentro del área de estudio pero no lo alcanzo debido a que tuvo un accidente mecánico y tuvo que ser taponado. Varios pozos han perforado grandes espesores de sal, uno de ellos con más de 3500 m de espesor y otro perforó más de 5000 m sin salir de la sal, aunque en este último se trato de sal interestratificada con capas de arcilla.

Modelos Geológicos

En la subcuenca Salina del Istmo existe una potente columna sedimentaria que abarca sedimentos del Jurásico al Plio-Pleistoceno, resultado de la compleja interacción de sedimentación, subsidencia, deformación compresiva en el frente de la Sierra de Chiapas y una tectónica salina con mecanismos contraccionales y extensionales producto de la intrusión y evacuación de la sal.

En el trabajo del estudio Marbella ([Pemex-BP, 1994](#)) se estableció un modelo geológico estructural postulando el cinturón plegado de Agua Dulce y cuerpos remanentes de una sabana de sal en la parte alta de las estructuras compresivas. Este trabajo se basó principalmente en sísmica 2D de calidad regular a pobre a nivel subsalino y con problemas de imagen. ([Figura I.8](#))



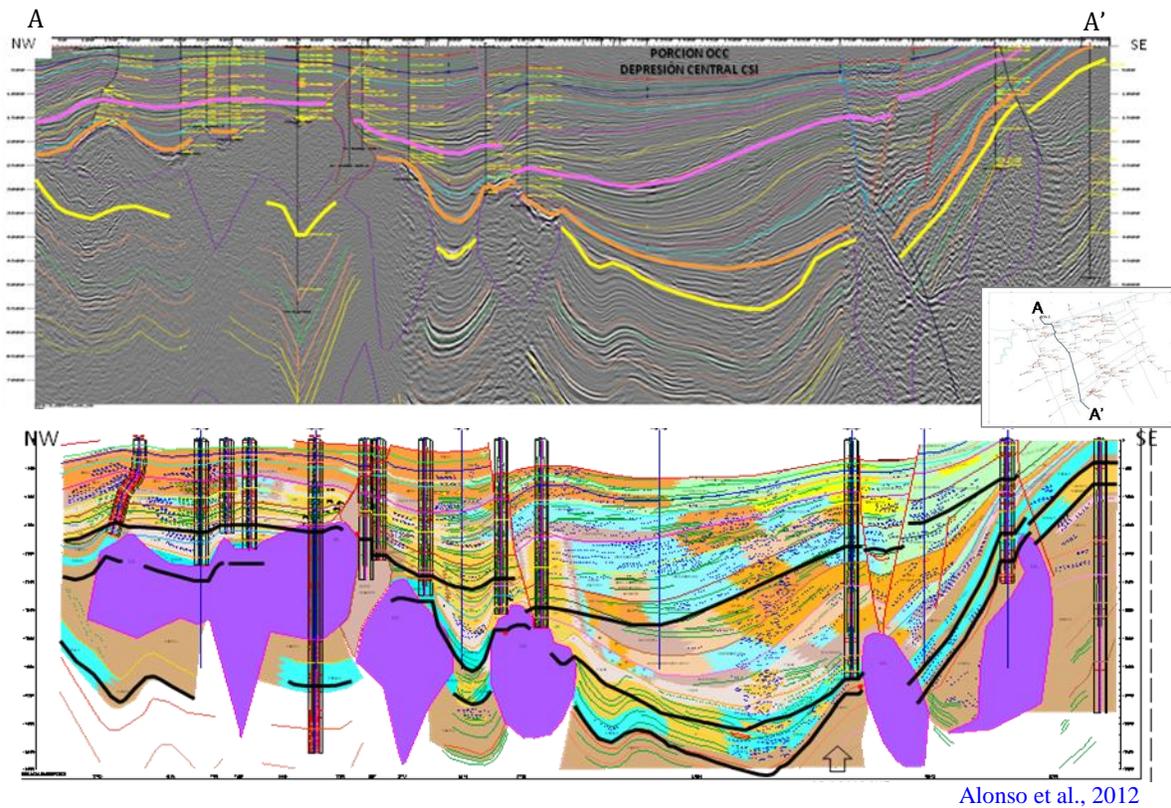
[Informe del Estudio Marbella., 1994](#)

[Figura I.8.](#) Sección estructural A-A' proyecto Marbella Pemex-BP (1994).

En el Terciario superior existen cuerpos arenosos asociados a fallas de crecimiento y también cuerpos arenosos de abanicos turbidíticos deformados por empuje salino y/o truncados contra sal. Se piensa que podría existir un Play de calizas fracturadas en el Mesozoico.

Las estructuras más importantes son de tipo tortuga, mini cuencas por evacuación de sal relacionadas a grandes fallas contra regionales, estructuras dómicas asociadas a los diapiros salinos, trampas contra falla y subsalinas, y estructuras combinadas debido a los movimientos de la sal ([Sosa et al, 2006](#)).

En la [Figura I.9](#) se muestra una sección donde se observa el modelo geológico en el área de estudio, a partir de una interpretación reciente ([Alonso et al., 2012](#)).



Alonso et al., 2012

Figura I.9. Sección A-A' sismo-estratigráfica (arriba) y geológica (abajo) en dirección NW-SE para mostrar el modelo geológico actual que se tiene sobre el área de estudio.

Capítulo II. Marco Teórico de Referencia

II.1 Teoría de Gravedad

Las bases del método gravimétrico geofísico son las Leyes de Newton:

- Ley Universal de la Gravitación: $F = G \frac{m_1 m_2}{r^2}$

- Segunda Ley del Movimiento: $F = m g$

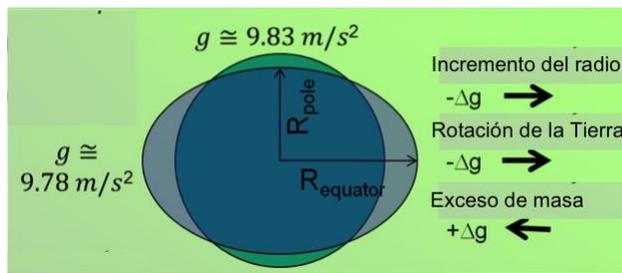
La aceleración de la gravedad en la superficie de la Tierra es:

$$g = \frac{G M_E}{R_E^2}$$

donde $G = 6.67384 \times 10^{-11} \text{ m}^3 / \text{kg s}^2$ y es la Constante Gravitacional

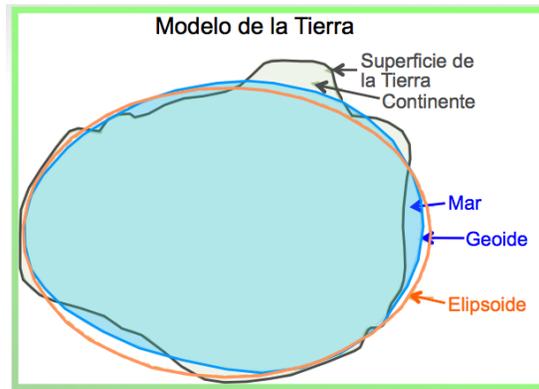
Existen variaciones de la aceleración gravitacional ocasionadas por:

- La forma de la Tierra (esferoide achatado)



- Variaciones regionales con origen en la corteza por acumulaciones de masa (e.g. montañas) que resultan en ondulaciones del Geoide, y que se usan en aplicaciones geodésicas.
- Anomalías locales por cambios de densidad debido al material (e.g. sal vs. sedimento) o a la geometría (e.g. fallamiento), usadas en aplicaciones geofísicas.

El Geoide es la superficie equipotencial que coincidiría con la superficie promedio del mar en la Tierra, si los océanos y la atmosfera estuvieran en equilibrio.



Las alturas del geoide son las elevaciones del mismo a partir de una figura idealizada de la Tierra, e.g. el elipsoide de referencia WGS84.

La aceleración de la gravedad es un campo vectorial:

$$\vec{g} = \frac{GM_E}{R_E^2} \vec{r}$$

donde \vec{r} es un vector unitario apuntando hacia el centro de la Tierra.

El potencial gravitacional debido a una masa m a una distancia r de m , es el trabajo hecho por la fuerza gravitacional para mover la masa unitaria desde infinito hacia una posición r de m :

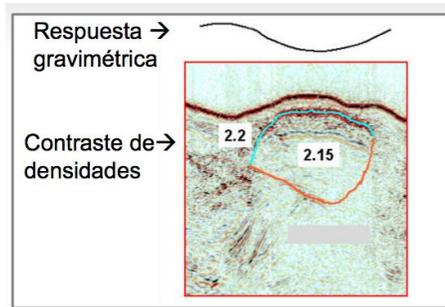
$$U = \frac{Gm}{r}$$

La fuerza gravitacional se puede escribir como el gradiente negativo de un potencial:

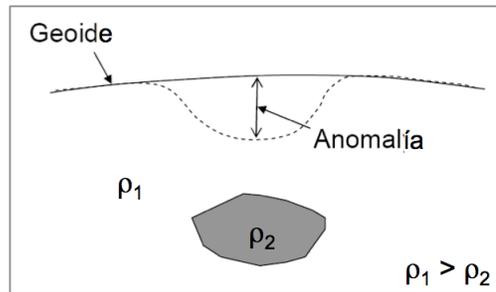
$$\vec{g} = -\vec{\nabla}U = -\frac{\partial U}{\partial r} \hat{r} = \frac{Gm}{r^2} \hat{r}$$

II.2 Anomalía de Gravedad

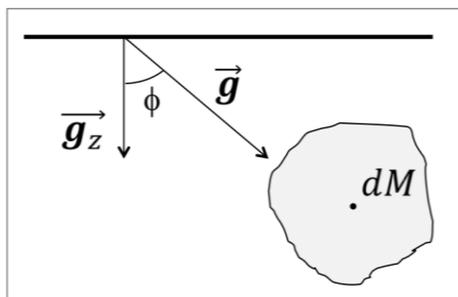
Los levantamientos gravimétricos para fines de prospección geofísica miden las variaciones espaciales en el campo gravitacional de la tierra ocasionadas por diferencias en las densidades de las rocas del subsuelo.



Se expresa como anomalías gravimétricas a las desviaciones de un nivel de referencia predefinido, el Geoide, una superficie sobre la cual el campo gravitacional tiene el mismo valor. Estas son causadas por la distribución anómala (local) de masas.



En el método gravimétrico se mide la suma de contribuciones de esas masas anómalas en la dirección vertical:



$$|\vec{g}_z| = G \int_M \frac{dM}{r^2} \cos \phi$$

En gravimetría se mide la gravedad relativa (diferencia de aceleración de una estación comparada con otra).

Las unidades de medición son mili Gales (mGal).

$$1 \text{ Gal} = 0.01 \text{ m/s}^2 \text{ (SI)}$$

$$1 \text{ mGal} = 0.00001 \text{ m/s}^2 = 10^{-5} \text{ m/s}^2$$

El valor promedio de la gravedad en la superficie Terrestre = $9.8 \text{ m/s}^2 = 980 \text{ Gal} = 980,000 \text{ mGal}$.

II.3 Gradiente de Gravedad

El vector de gravedad es el gradiente del campo gravitacional en las tres direcciones cartesianas:

$$\vec{g} = -\vec{\nabla}U = -\frac{\partial U}{\partial r} \hat{r} = -\begin{pmatrix} \frac{\partial U}{\partial x} \\ \frac{\partial U}{\partial y} \\ \frac{\partial U}{\partial z} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} G_x \\ G_y \\ G_z \end{pmatrix}$$

La derivada espacial de segundo orden del campo gravitacional produce el Tensor del Gradiente de Gravedad:

$$\Gamma = \vec{\nabla} \vec{g} = \begin{bmatrix} \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} & \frac{\partial^2 U}{\partial x \partial y} & \frac{\partial^2 U}{\partial x \partial z} \\ \frac{\partial^2 U}{\partial y \partial x} & \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} & \frac{\partial^2 U}{\partial y \partial z} \\ \frac{\partial^2 U}{\partial z \partial x} & \frac{\partial^2 U}{\partial z \partial y} & \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} \end{bmatrix}$$

$$= \begin{bmatrix} G_{xx} & G_{xy} & G_{xz} \\ G_{yx} & G_{yy} & G_{yz} \\ G_{zx} & G_{zy} & G_{zz} \end{bmatrix}$$

NINE COMPONENTS OF GRAVITY TENSOR

$\begin{bmatrix} G_{xx} & G_{yx} & G_{zx} \\ G_{xy} & G_{yy} & G_{zy} \\ G_{xz} & G_{yz} & G_{zz} \end{bmatrix}$

Dan DiFrancesco - Lockheed Martin
Manik Talwani - Rice University
SEG - Gravity & Magnetics GM3
10 October 2002 - Salt Lake City

El tensor tiene nueve componentes pero como la matriz es simétrica y cumple con la ecuación de Laplace, es decir, la suma de la diagonal principal es igual a cero, solo cinco de estos componentes son independientes, por lo que en la adquisición no se necesita medir los nueve componentes.

La simetría del tensor respecto a la diagonal principal se debe a que la gravedad es un campo conservativo, en el cual el trabajo ejercido para desplazar un punto masa de una posición a otra es independiente de la trayectoria seguida.

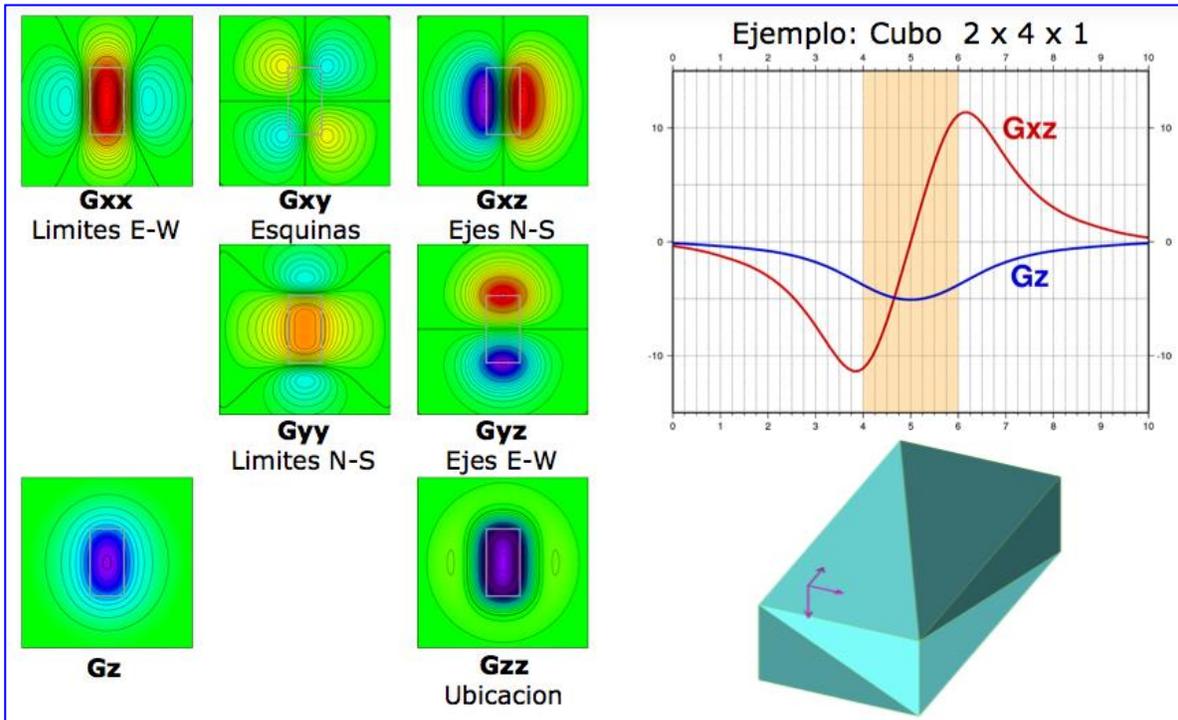
Los cinco componentes independientes en el tensor de gravedad son: T_{xx} , T_{xy} , T_{xz} , T_{yy} y T_{yz} . [Blakely \(1996\)](#) detalla más acerca de las propiedades matemáticas y físicas del gradiente.

Los gradientes representan derivadas direccionales, por lo cual el contenido espectral aumenta hacia frecuencias altas ([Saad, 2006](#)), no obstante, la amplitud de la señal es inversamente proporcional al cubo de la distancia, a diferencia de la gravedad convencional cuya señal es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia.

Las unidades de medición del gradiente de gravedad son unidades de aceleración/distancia y se conocen como Eötvös (E):

$$1 \text{ Eötvös} = 1 \times 10^{-9} / \text{s}^2 = 0.1 \text{ mGal/km}$$

Cada componente del tensor de gravedad aporta distinta información sobre la anomalía. G_{xx} y G_{yy} delimitan sus límites Este-Oeste y Norte-Sur, G_{xz} y G_{yz} delimitan sus ejes centrales, G_{xy} mapea sus orillas o esquinas y G_{zz} ubica directamente la anomalía. ([Figura II.3.1](#))

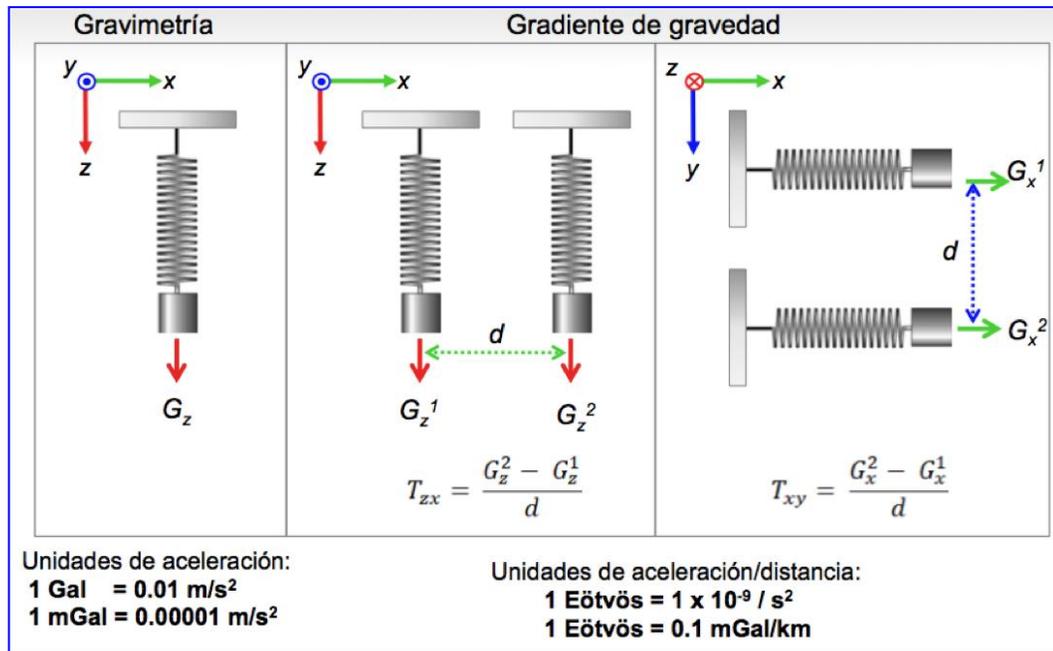


Theory and Basics of Gravity, Gravity Gradients and Magnetics, Curso de Terrasys Geophysics, Julio 2012

Figura II.3.1. Componentes del tensor de gravedad.

II.4 Gravedad vs. Gradiente de Gravedad.

En la [Figura II.4.1](#) se muestra la comparación entre los esquemas de medición de la Gravedad y del Gradiente de Gravedad.



Modificado de Carrasco et al., 2011

[Figura II.4.1](#). Esquema de medición.

La gradiometría es útil para manejar longitudes de onda corta mientras la gravimetría es mejor detectando longitudes de onda larga. Por lo anterior se puede establecer que, en general, la competitividad de la gradiometría disminuye al incrementarse la profundidad así como al incrementarse la extensión lateral de la estructura anómala.

Para definir si la gradiometría puede ayudar o no en un estudio en particular, se deben hacer suposiciones sobre la ubicación del objetivo, su geometría y su contraste de densidad, y se deben evaluar las exactitudes de los instrumentos. En la mayoría de los casos el uso combinado de información de gravimetría y gradiometría da buenos resultados y permite un modelado directo o inverso más preciso.

En cuanto a resolución y longitudes de onda, se han establecido los siguientes datos:

- En gravimetría marina puede alcanzar una resolución de 0.1 mGal con longitudes de onda de 1 km. ($1 \text{ mGal} = 10^{-3} \text{ cm/s}$), esto es debido a la velocidad de adquisición más lenta.
- En mediciones aéreas puede ser mejor a 1 mGal sobre longitudes de onda de 4 km en avión, y de 0.5 mGal sobre longitudes de onda de menos de 2 km en helicóptero.
- La gradiometría de gravedad aérea actual resuelve longitudes de onda de 0.3 a 1 km con una resolución de 3 a 8 Eötvös, y en adquisición marina puede alcanzar los 0.5 Eötvös.

La exactitud de la componente G_{zz} se puede mejorar si se mide el tensor completo. En este caso los componentes ayudan a corregir el ruido no correlacionado.

Los gradiómetros son muy sensibles a los cambios de masa cerca del sensor debidos a la topografía, por lo que se debe tener un buen modelo topográfico para eliminar la influencia de esas masas, y evitar que oscurezcan las señales de cuerpos del subsuelo.

Capítulo III. Integración de Información y Control de Calidad

III.1 BASEGRA y BASEMAG.

BASEGRA

BASEGRA es el manejador de datos gravimétricos de Pemex. Su última actualización se realizó en 1994 en el IMP. La base de datos es una compilación formada por tres tipos principales de información:

- Levantamientos históricos hasta 1994 con información de campo.
- Levantamientos digitalizados muy antiguos (1930-1960) sin información de campo.
- Estudios de las décadas de los 80 y 90 marinos y aéreos.

La **Figura III.1.1** muestra los diferentes levantamientos comprendidos en BASEGRA para la Región Sur los cuales incluyen el área de estudio del presente trabajo. La parte central del área está formada por la compilación denominada Prospectos Antiguos Sur, los cuales se consideran como poco confiables, útiles únicamente para estudios regionales. No obstante, la reciente adquisición de datos de gradiente de gravedad aéreo cubre completamente el área de interés.

Las mallas usadas obtenidas a partir de BASEGRA se exportaron con nodos cada 1000 m. La **Figura III.1.2** muestra la anomalía de Bouguer de BASEGRA para el área de estudio.

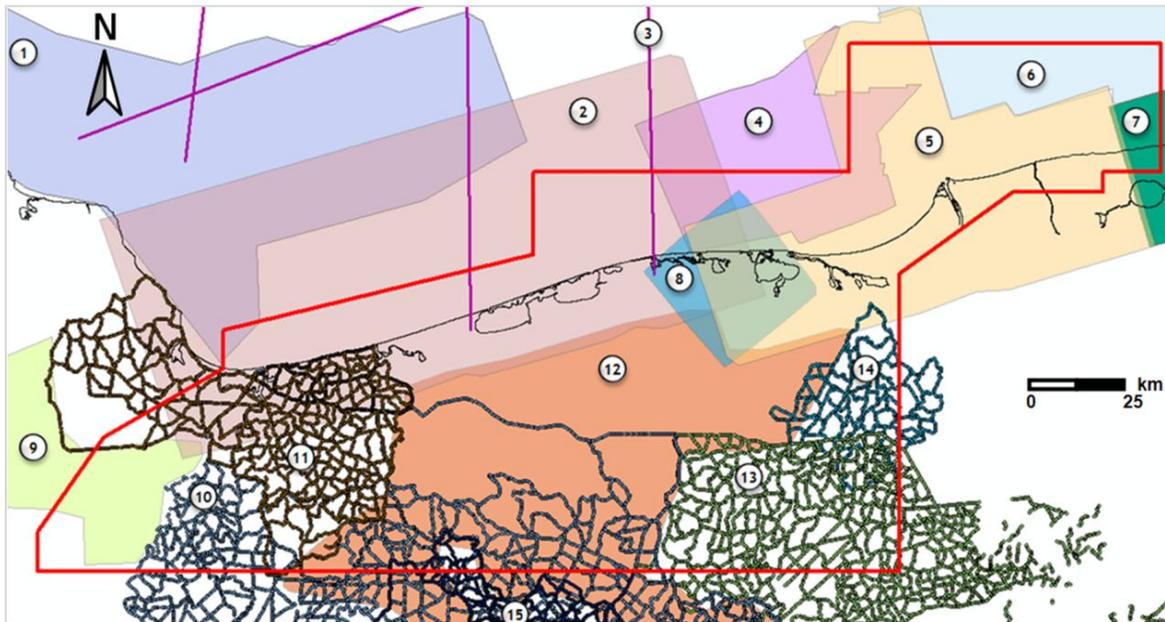


Figura III.1.1. Levantamientos gravimétricos que conforman BASEGRA en la Región Sur. Los puntos indican los caminamientos y la información disponible de los estudios realizados hasta 1994. Los polígonos de color indican los levantamientos digitalizados a partir de mapas y los estudios aéreos y marinos. El polígono con línea roja indica el área del levantamiento de gradiente de gravedad realizado en 2010 (Carrasco et al. 2011).

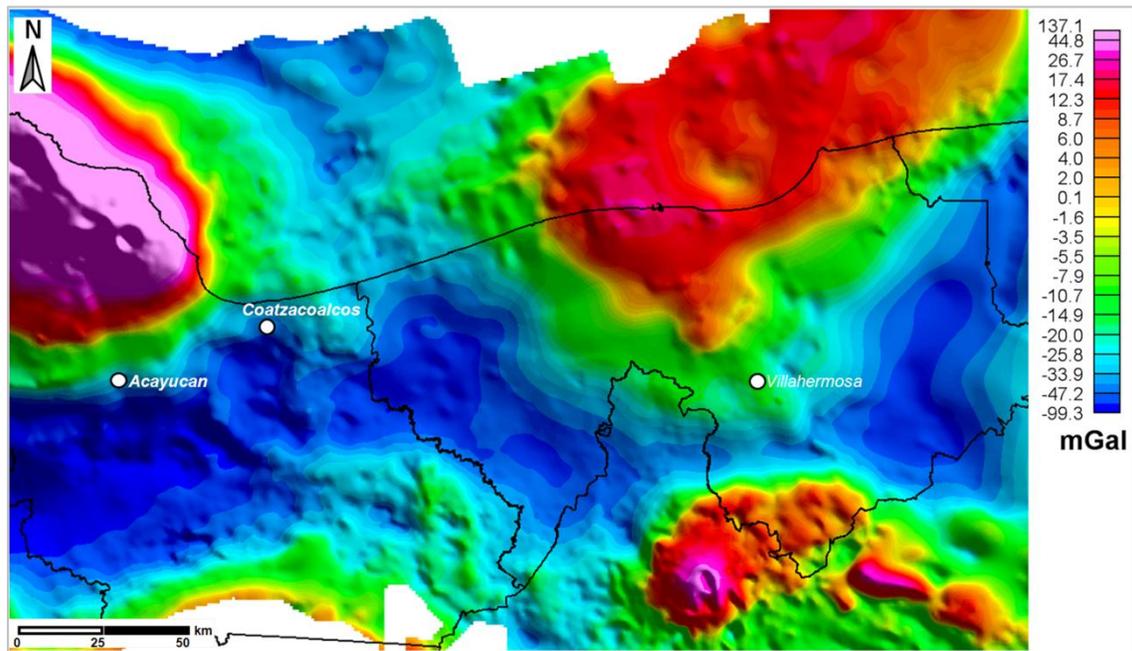


Figura III.1.2. Anomalía de Bouguer corregida con densidad de 2.67 g/cm^3 .

BASEMAG

BASEMAG está formada por información digitalizada de prospectos aéreos y marinos levantados por PEP en la década de los 80 y principios de la década de los 90, los cuales se extienden, en la porción de costa, hasta la isobata de 500 m. También incluye el levantamiento aeromagnético del Golfo de México realizado por Pemex en 2001-2002 catalogado como resolutivo y confiable. Además abarca la antigua información de prospectos aeromagnéticos de la porción continental, considerada confiable y resolutiva cuando se ha aplicado a áreas cubiertas con un solo prospecto aeromagnético.

Actualmente más del 80% del territorio continental ha sido levantado con aeromagnetometría por el Servicio Geológico Mexicano (SGM). Sin embargo, esta información aun no está disponible en Pemex y por lo mismo no se incluyó en este trabajo.

Las mallas usadas obtenidas a partir de BASEMAG se interpolaron con intervalos de cada 1000 m. La **Figura III.1.3** muestra el mapa de Intensidad Magnética Total extraída de BASEMAG.

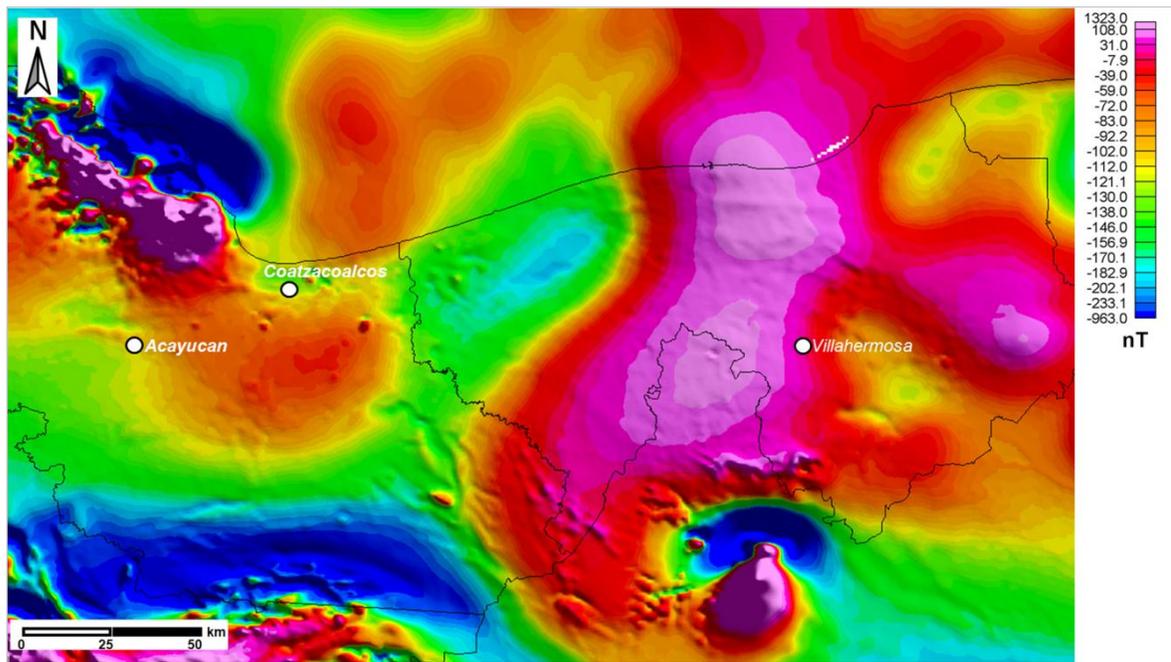


Figura III.1.3. Mapa de Intensidad magnética total extraída de BASEMAG.

III.2 Gradiente de gravedad (FTG)

Los datos de gradiente de gravedad usados en este trabajo fueron adquiridos de forma aérea a través de la compañía Bell Geospace, usando una tecnología que fue desarrollada inicialmente por los militares de Estados Unidos y Bell Aerospace, y adquirida posteriormente por Lockheed Martin.

A diferencia de los estudios de gravedad convencionales en donde únicamente se mide la componente vertical de la gravedad, el método de gradiente mide la variación espacial de cada componente del vector de gravedad en tres direcciones perpendiculares (Figura III.2.1). De esta forma cada medición representa una razón de cambio espacial. En la Figura II.4.1 se presentó un esquema simplificado de estas diferencias.

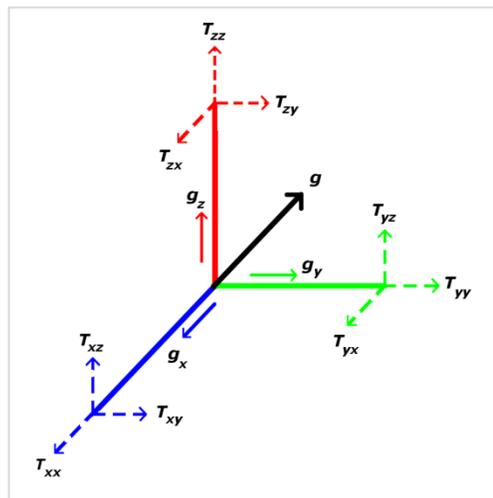
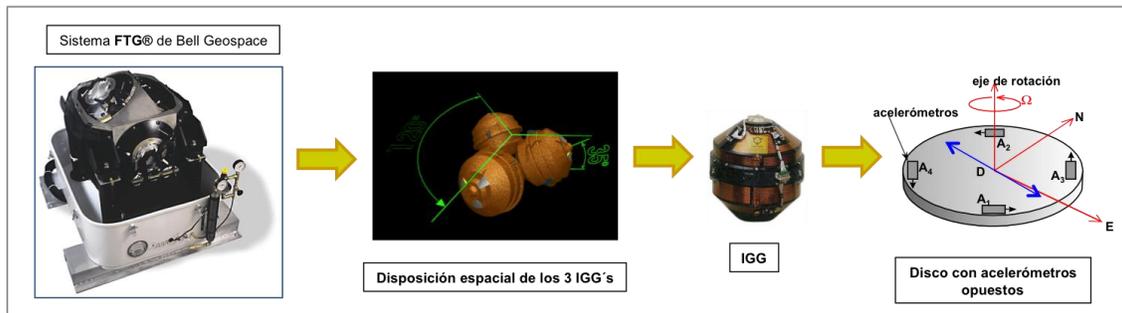


Figura III.2.1. Representación vectorial del campo de gravedad (g), proyecciones ortogonales (g_i) y tensor de gravedad (T_{ij}).

El sistema de adquisición FTG 3D contiene tres gradiómetros de gravedad y cada uno consiste de dos pares opuestos de acelerómetros acomodados en un disco giratorio, donde la dirección de medición es la misma que la dirección del giro del disco (Figura III.2.2). Los gradientes se determinan midiendo la diferencia entre pares opuestos de acelerómetros. Los datos de salida de cada uno de los cuatro acelerómetros en un disco se suman para determinar la aceleración del gradiente sin aceleraciones lineales.



Modificado de Carrasco et al., 2011

Figura III.2.2. Sistema de adquisición FTG 3D de Bell Geospace.

Los datos se muestrean a 128 Hz. Los discos están orientados a 120° uno respecto a otro y a 54.74° de la vertical, y están montados sobre una plataforma estabilizadora para mantener la horizontalidad. Un análisis más detallado del funcionamiento del equipo se puede encontrar en el trabajo de [Murphy \(2004\)](#).

El procesamiento de los datos de FTG consiste, de forma general, en una micro nivelación de los datos de aire libre, el procesamiento de tensor completo y la corrección por terreno.

III.3 Correcciones y Reducciones

Antes de cualquier estudio con datos de métodos potenciales es importante realizar un control de calidad de los mismos para revisar su consistencia y asegurarse que se hayan eliminado la mayor parte de los errores y ruidos sistemáticos.

Las correcciones gravimétricas se aplican en los datos medidos para minimizar los efectos relacionados al levantamiento y/o al instrumento de adquisición, e.g. deriva instrumental.

Las reducciones gravimétricas transforman los datos de gravedad medidos y corregidos al desligar o desacoplar los efectos relacionados a masas en las que no se intenta enfocar el estudio propuesto, e.g. reducción de Bouguer.

Correcciones y reducciones de datos de Gravedad.

Las correcciones que usualmente se aplican a los datos gravimétricos son:

- Corrección por deriva, que es necesaria debido a las variaciones en las lecturas repetidas del instrumento en un mismo punto.
- La corrección de Eötvös, que se realiza en levantamientos que se adquieren desde una plataforma móvil, e.g. aéreos o marinos, y se debe al vector de velocidad de la nave la que se suma a la velocidad de rotación de la Tierra, alterando la aceleración centrífuga y por lo tanto los valores gravitacionales.
- Corrección por marea, debida a la atracción gravitacional que afecta a la Tierra por el Sol (alrededor de 0.05 mGal) y por la Luna (alrededor de 0.1 mGal).
- Corrección por terreno, la cual “aplana” la superficie al nivel de medición. A nivel regional los valores de corrección se pueden determinar usando un modelo digital de elevaciones general.
- Corrección por latitud/campo normal, que se debe al cambio con la latitud de la superficie del elipsoide de la gravedad teórica.

Las reducciones que se aplican comúnmente a los datos gravimétricos son:

- Reducción por altura, la cual toma en cuenta el cambio de la gravedad teórica debido a la ubicación de la estación por encima o por debajo del elipsoide. A esta corrección históricamente se le conoce como de Aire Libre.
- Reducción de Bouguer, que elimina el efecto de la topografía y de las masas homogéneas entre el punto de observación y la altura del nivel de reducción.

-
- Reducción por Isostasia, que se hace porque un modelo de corteza terrestre rígida no permite que soporte el peso de las montañas.

Correcciones y reducciones de datos de Gradiente de Gravedad.

Reducción de ruido

Para el levantamiento FTG la medición directa de los cinco componentes independientes del tensor facilita la reducción de ruido por medio de revisiones de consistencia. Se parte del conocimiento de que la suma de los componentes G_{xx} , G_{yy} y G_{zz} es igual a cero por la ecuación de Laplace:

$$G_{xx} + G_{yy} + G_{zz} = 0$$

Además, cada componente puede calcularse a partir de los otros y por lo tanto se puede hacer de esta forma un control de calidad. Si se filtran los datos del tensor las relaciones entre los componentes no se violan. Los componentes deben procesarse de forma conjunta.

Todos los componentes pueden ser representados por una sola distribución de densidades individual, la cual se puede encontrar por medio de inversión. Si los componentes se recalculan como el efecto gravimétrico de la distribución de densidades el ruido será eliminado. Este método se llama fuente equivalente. Sin embargo, el ruido coherente presente en todos los componentes no se elimina cuando se usa este método.

El método de fuente equivalente es también muy útil para combinar levantamientos que fueron adquiridos a alturas diferentes. Si se coloca en la profundidad correcta, la capa de fuente equivalente se puede usar como un filtro pasa bajas.

Corrección de terreno

Los gradientes de gravedad son muy sensibles a los cambios de densidad cercanos al sensor y por lo tanto se necesitan hacer correcciones topográficas muy cuidadosas.

La **Figura III.3.1** muestra el relieve topográfico que se utilizó obtenido de la base digital SRTM (Shuttle Radar Topography Mission por sus siglas en inglés) en la Cuenca Salina del Istmo. En la parte central se observa un alto topográfico con valores máximos de 144 msnm.

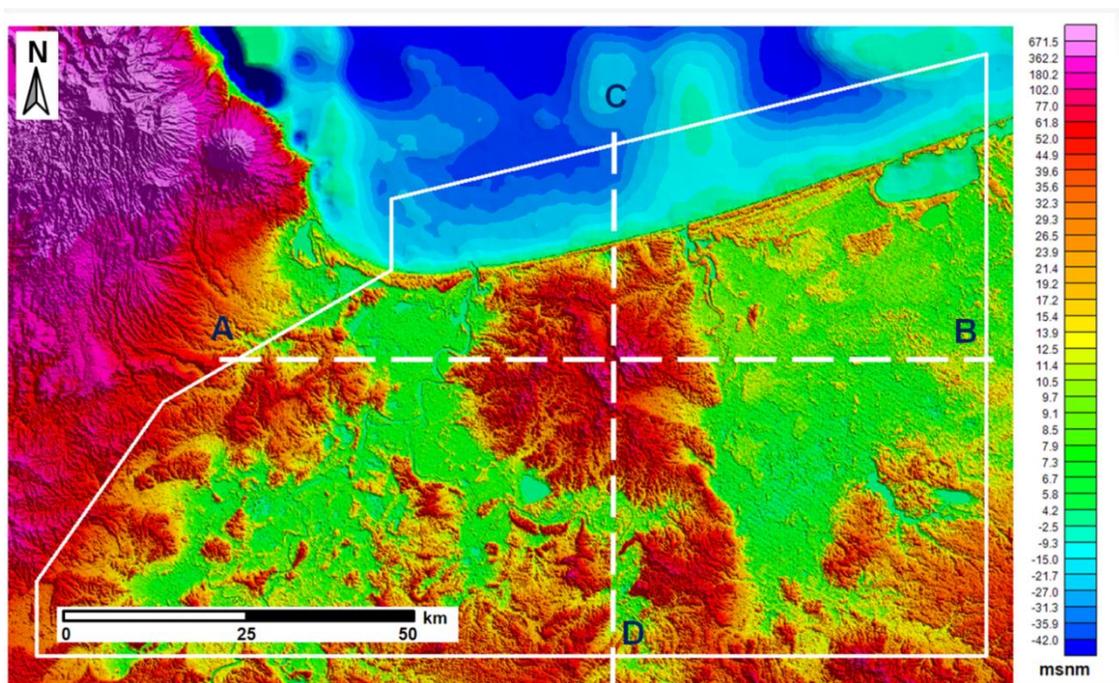


Figura III.3.1. Modelo digital de terreno SRTM

Se debe aplicar un filtro en el Modelo Digital de Elevaciones previo a la corrección por terreno de acuerdo al filtrado post-procesamiento de los datos del tensor de gravedad, a fin de evitar la reintroducción de datos de longitudes de onda artificiales (de hasta 30 Eötvös) (Fullagar & Pears, ASEG, 2010). Para una corrección topográfica correcta es esencial usar la distribución de densidades adecuada. Se necesita modelar el terreno en forma directa a fin de obtener una corrección por terreno.

Para determinar la densidad de corrección adecuada usualmente se aplica el método de Nettleton (1971), en donde un perfil de gravedad de aire libre ubicado en algún relieve topográfico es reducido con distintos factores de densidad a fin de encontrar aquel que minimice la correlación de la gravedad con la topografía (Figura III.3.2)

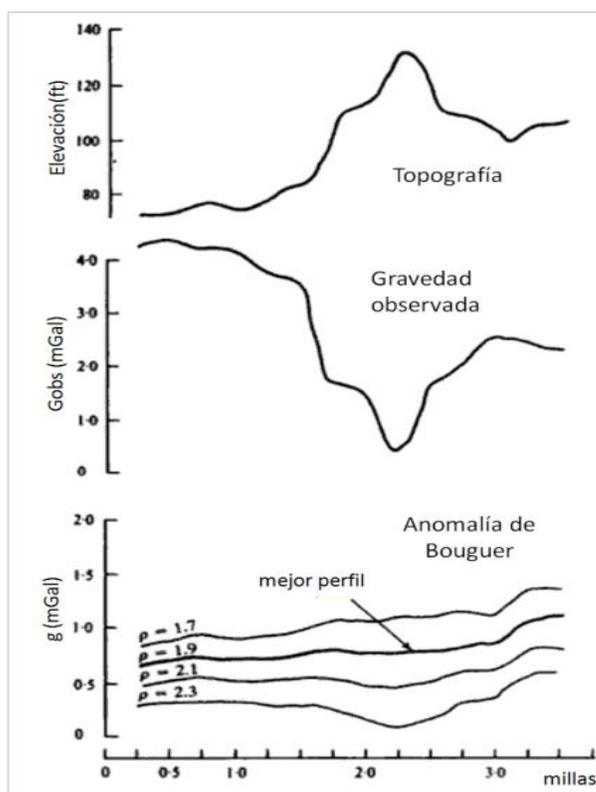


Figura III.3.2. Método de Nettleton para la determinar la densidad de corrección óptima. La densidad seleccionada es aquella para la cual exista una menor correlación entre la gravedad observada y la topografía (modificada de Telford, 1990).

En el área del levantamiento de Sal Somera se determinó que la densidad de 2.0 g/cm^3 era la óptima para la eliminación de efecto del terreno (Selman, 2010).

El tensor del gradiente de gravedad encima de una placa de Bouguer infinita es igual a cero, por lo tanto la corrección de Bouguer no se aplica.

Anteriormente en el posicionamiento se usaban métodos de nivelación para determinar la altura ortométrica H de un punto topográfico la cual equivale a la altura sobre la superficie equipotencial (nivel medio del mar = geoides). Sin embargo, actualmente las alturas del Sistema Global de Posicionamiento GPS (Global Positioning System por sus

siglas en inglés) representan la altura h sobre el elipsoide de referencia definido (e.g. WGS84).

Los datos de los seis componentes del tensor de gravedad con sus correcciones aplicadas y con reducción de ruido se muestran en la **Figura III.3.3**. La componente vertical T_{zz} posee mayor relación directa con la geología del subsuelo, ya que mapea directamente límites de anomalías.

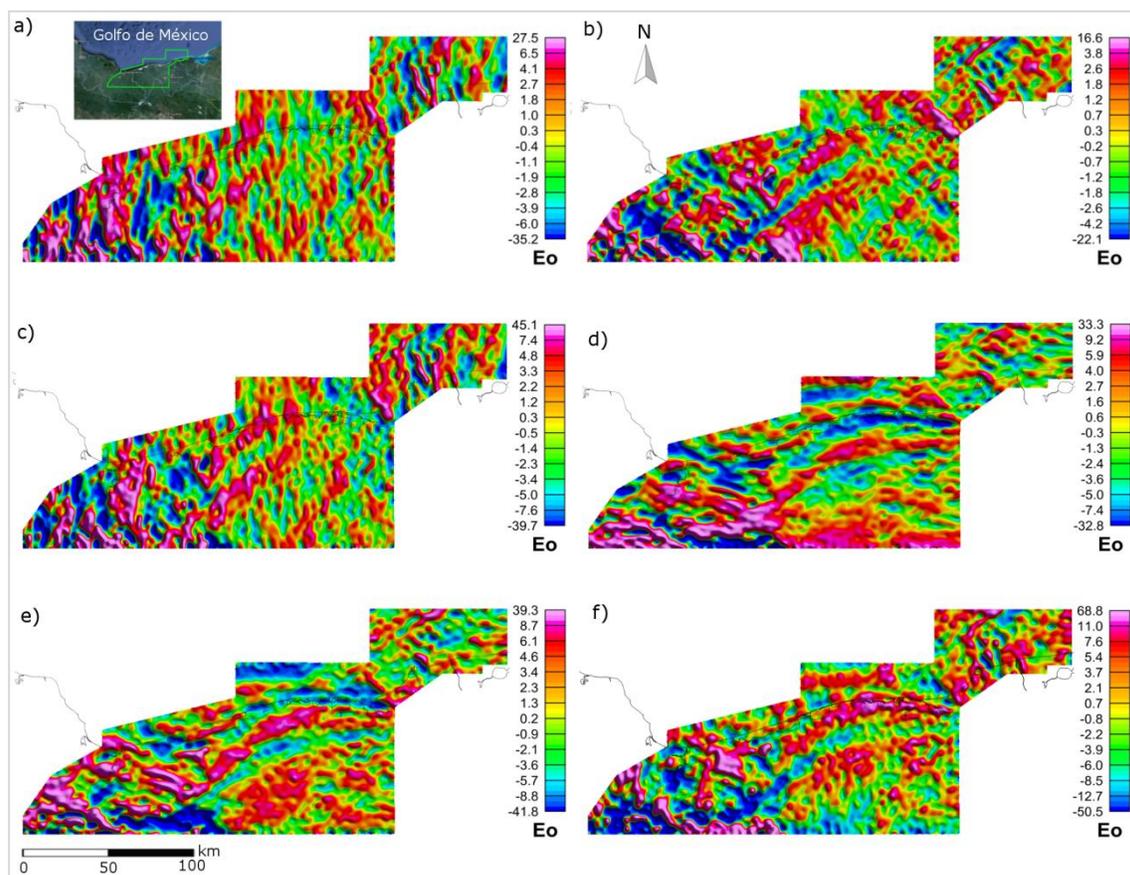


Figura III.3.3. Componentes del tensor de gravedad corregidos por terreno y reducidos en ruido. (a) T_{xx} , (b) T_{xy} . (c) T_{xz} . (d) T_{yy} . (e) T_{yz} . (f) T_{zz} . Se quitaron las longitudes de onda menores a 5 km.

III.4 Información sísmica y de pozos

Sísmica

El transecto T-7 que se modeló para este trabajo fue construido originalmente durante el estudio de Tectónica Salina 2009 de PEP (Cruz et al., 2009), en base a tramos o líneas aleatorias de sísmica 2D y 3D. Del mismo estudio se exportaron los horizontes interpretados.

En la **Figura III.4.1** se muestra el mapa con la cobertura sísmica 3D por donde pasa el transecto.

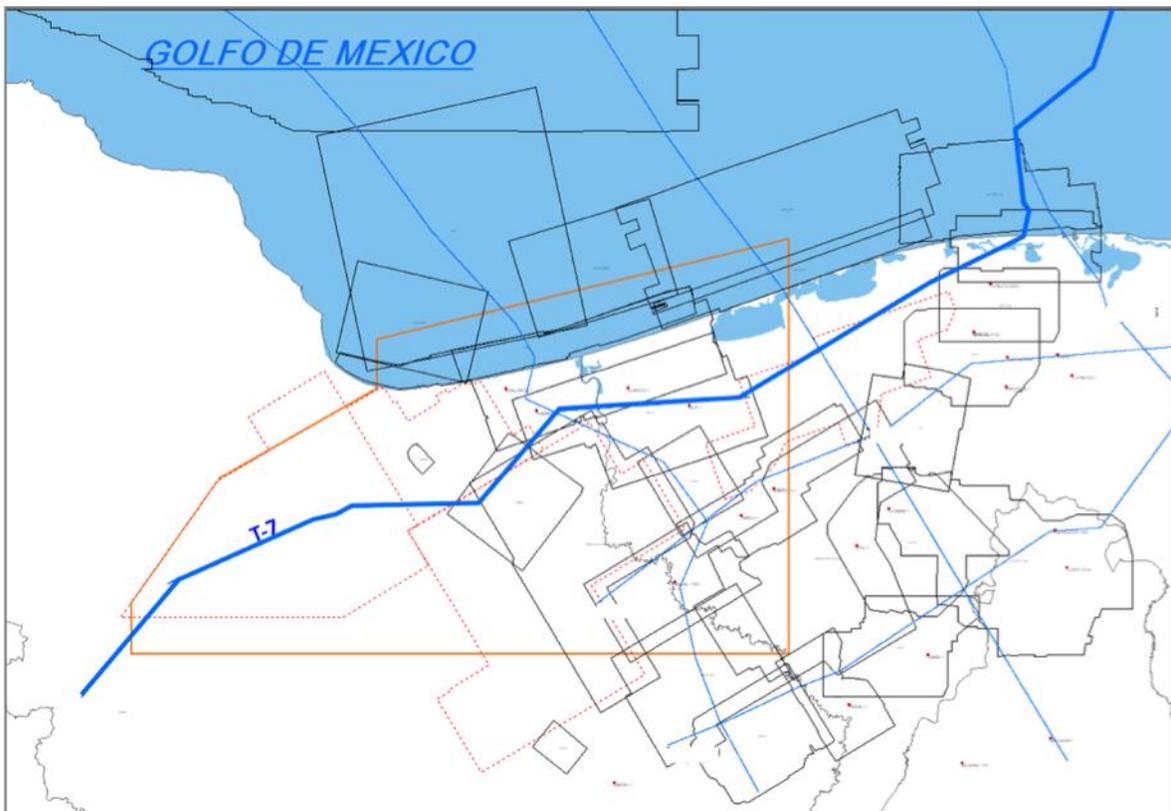
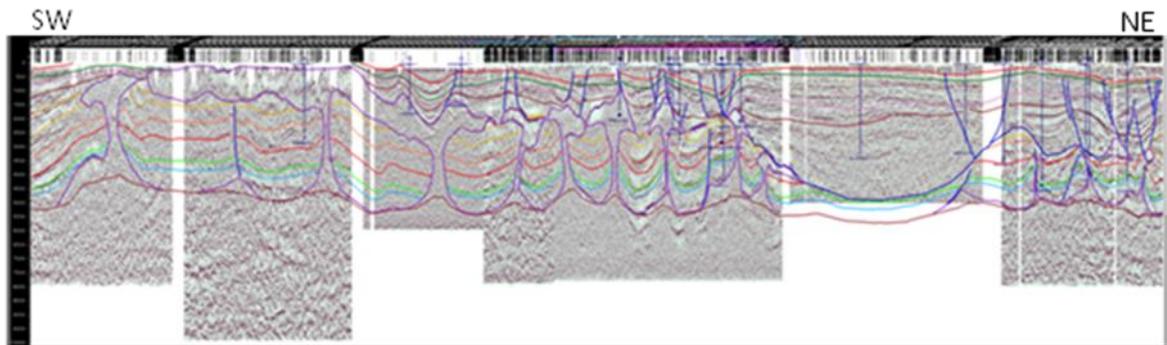


Figura III.4.1. Cobertura sísmica 3D en el área de estudio.

En la **Figura III.4.2** aparece el transecto con la interpretación inicial en tiempo.



Cruz et al., 2009

Figura III.4.2. Transecto T-7 con la interpretación original en tiempo.

La información sísmica usada en este trabajo es de calidad buena hasta una profundidad de entre 4 y 5 km, pasando esta profundidad la calidad es de regular a mala. Esto se debe principalmente a la presencia de grandes cuerpos de sal ubicados a esas profundidades los cuales distorsionan la imagen sísmica por debajo de la sal, y también debido a que los levantamientos sísmicos en esta zona se diseñaron con objetivos Terciarios relativamente someros.

Aun cuando se han realizado algunos procesamientos sísmicos dirigidos a mejorar la calidad en la parte profunda, la mejora en la imagen aun no ha sido suficiente debajo de esos cuerpos de sal.

En la [Tabla III.4.1](#) se muestran las diferentes versiones usadas por cubo.

Tabla III.4.1. Información sísmica 3D usada en la construcción y actualización del Transecto T-7.			
Nombre	Tiempo	Profundidad	Velocidades
1M	PSTM	PSDM	RMS
2R	PSTM	PSDM	Intervalo
3C	PSTM	PSDM	Intervalo
4PC	PSTM	No	RMS
5KT	PSTM	No	No

Pozos

En la **Tabla III.4.2** se muestran los pozos y los registros usados para apoyar el modelado del transecto T-7.

Además de los registros de densidades y velocidades, se compiló otra información importante de los pozos como es: coordenadas, elevaciones, datos de desviaciones, tablas tiempo-profundidad, marcadores, profundidad total, tarjetas e informes.

Entre los usos que se le dio a la información de pozos destacan principalmente su utilización para correlacionar las profundidades de los polígonos del modelo, para generar el modelo de velocidades y para obtener los valores de densidades promedio para cada edad cronoestratigráfica.

Tabla III.4.2. Pozos usados con los tipos de registro que aportaron.

No.	Pozo	Registro(s)	No.	Pozo	Registro(s)
1	Al-300	No	9	To-201	No
2	Sa-1	Velocidad	10	LV-201	No
3	Ye-1	Velocidad	11	Ke-1	Velocidad y Densidad
4	Co-1	No	12	SM-263	No
5	Re-1	No	13	Ga-1	Velocidad
6	Ta-100	No	14	Cho-1	No
7	Ti-3	No	15	Ya-1	Densidad
8	EBP-1	No			

Conversión a profundidad

Se convirtió a profundidad el transecto T-7 usando el modelo de velocidades mostrado en la **Figura III.4.2** que se creó para ese transecto. El modelo de velocidades se basó en datos de pozos y de sísmica, y el nivel de detalle fue semi-regional.

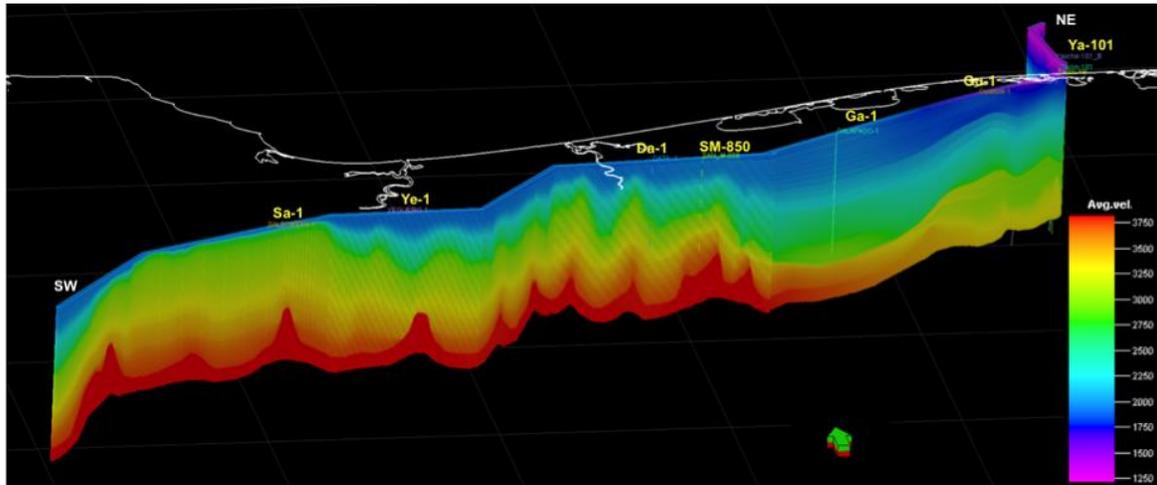


Figura III.4.2. Modelo de velocidad media para el transecto T-7.

Las velocidades medias finales sobre el modelo varían en un rango de 1250 a 3750 m/s. Para la sal se usó una velocidad interválica de 4500 m/s aumentando ligeramente a medida que se hace más profunda, de acuerdo a los datos de pozos y a los cubos de velocidades.

De los datos de los pozos usados, las velocidades interválicas más bajas, de alrededor de 1500 m/s, se observan al inicio de sus columnas y corresponden a arenas y gravas, mientras que las velocidades interválicas más altas, de alrededor de 6600 m/s, corresponden a calizas, dolomías, anhidrita y sal.

Los modelos de velocidades se basaron en los datos tiempo-profundidad de los pozos principalmente, pero se usaron también las velocidades de los cubos especialmente en la parte profunda infra salina para complementar la información de los pozos. En la [Figura III.4.3](#) se muestran la sísmica y los horizontes en tiempo y su respectiva conversión a profundidad para el transecto T-7. En el anexo A se explica con mayor detalle la metodología seguida para la conversión a profundidad del transecto.

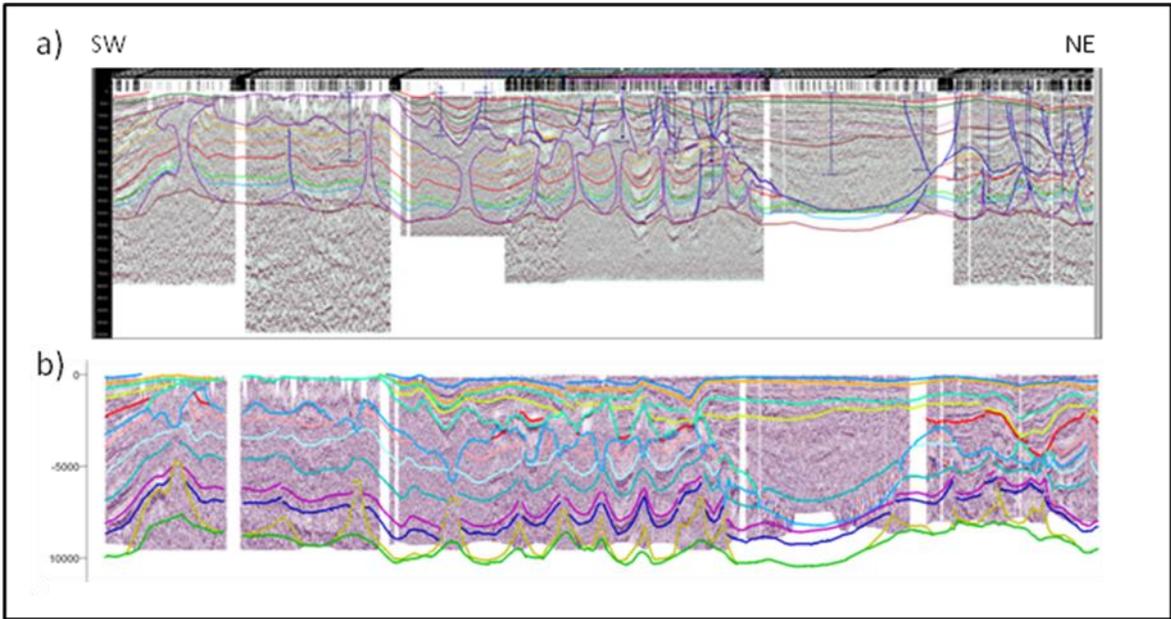


Figura III.4.3. Transecto T-7 (a) en tiempo y (b) convertido a profundidad.

Capítulo IV. Análisis Cualitativo

La interpretación cualitativa consistió en el análisis de mapas en los cuales las anomalías regionales, con longitudes de onda larga que usualmente se relacionan con eventos profundos, se separaron de las anomalías residuales, con longitudes de onda corta, comúnmente relacionadas con eventos someros. Esto se hizo a través del uso de filtros para separar las anomalías.

La asociación entre longitud de onda y profundidad no es una regla, ya que fuentes someras de gran extensión horizontal también pueden generar longitudes de onda larga, y a su vez fuentes profundas no muy extensas pero con un gran contraste en sus propiedades respecto al material que las rodea podrían producir longitudes de onda corta. Por lo tanto, la definición de lo que representa la respuesta regional y el residual depende más bien de los objetivos que se buscan.

Los filtros espaciales se han empleado extensivamente para la separación de anomalías. En datos de gravimetría y magnetometría es común el uso de filtros pasa bandas sobre la anomalía de Bouguer completa y sobre los mapas magnéticos. El resultado es un residual delimitado en el rango de longitudes de onda.

Una vez que se aplicó el filtro se identificaron anomalías individuales y se relacionaron con una posible fuente como son cuerpos intrusivos, bloques, fallas, cuerpos de sal, etc.

IV.1 Magnetometría

El método magnético responde a las variaciones de susceptibilidad magnética causada por la distribución de minerales ferromagnéticos en la corteza terrestre, y generalmente se relaciona con los cambios de profundidad del basamento cristalino y con los cuerpos ígneos que intrusionan la columna sedimentaria. Este método también puede usarse para inferir la presencia de cuerpos de sal dada sus propiedades diamagnéticas.

Se utilizó un mapa de intensidad magnética total con reducción al polo, en la cual se remueve la dependencia de la declinación e inclinación en la información magnética, convirtiendo los datos registrados en el campo magnético inclinado a la forma en que se verían de haber sido registrados si el campo magnético fuera vertical (Sheriff, 2002). La reducción al polo remueve la asimetría causada por la inclinación y ubica las anomalías por arriba del cuerpo que las genera, convirtiendo así anomalías dipolares en monopulares (Figura III.3.2).

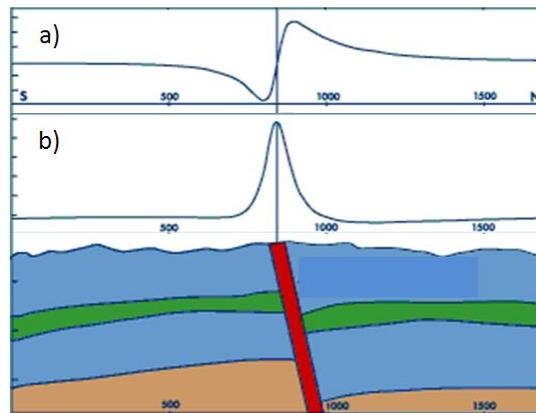


Figura III.3.2. (a) Intensidad magnética total. (b) Reducción al polo. El proceso genera una anomalía monopolar centrada arriba de la fuente magnética.

A los datos con reducción al polo se les aplicó un filtro pasa banda con longitud de onda de corte de 9 a 20 km (Figura III.3.3). En el mapa resultante dentro de los límites del levantamiento FTG se observan anomalías de baja amplitud que corresponden posiblemente a cuerpos intrasedimentarios como la sal, que se comportan como cuerpos diamagnéticos. En la esquina noroeste del mapa se nota claramente la fuerte respuesta con valores magnéticos altos correspondiente al intrusivo Los Tuxtlas.

La resolución en la parte terrestre es mejor con respecto a los datos de la parte marina debido a que las líneas de adquisición de los datos magnéticos de la parte continental tienen una separación de 1 km mientras que en los datos de la parte marina las líneas se observaron con una separación de 3 km.

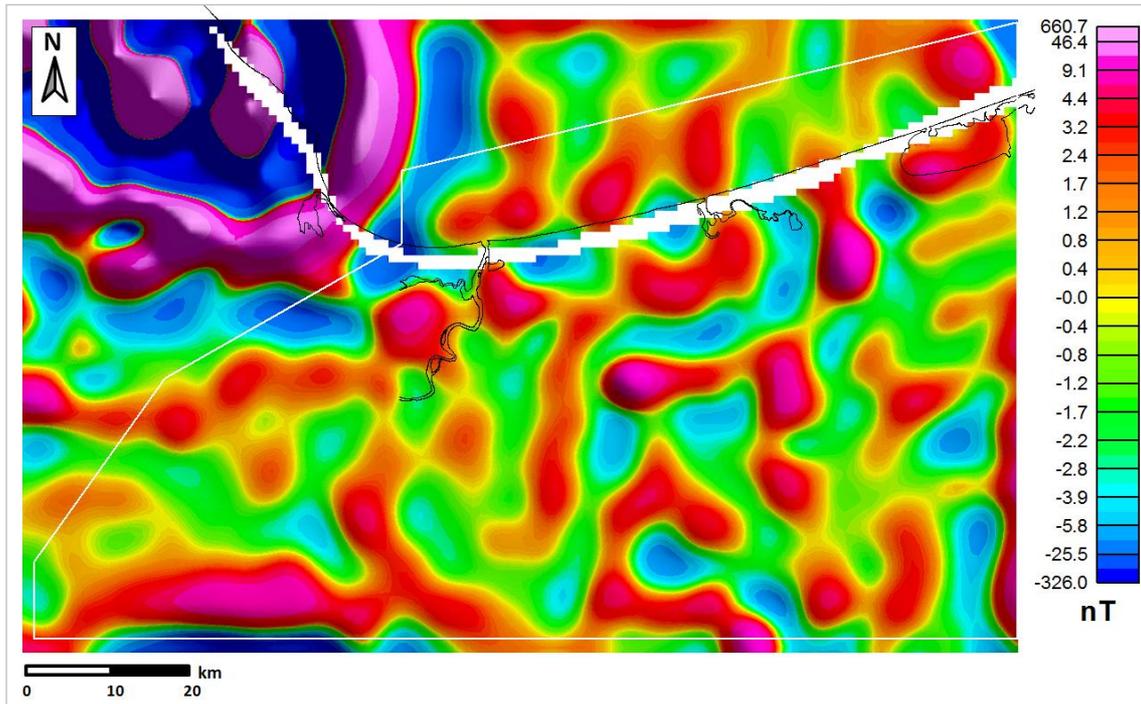


Figura III.3.3. Mapa de Intensidad Magnética Total con reducción al polo y filtro de 9 a 20 km. Como referencia, el levantamiento de gradiente de gravedad se muestra con línea blanca.

También se aplicó otro filtro pasa bandas de 4 a 6 km, en cuyo mapa se muestra con mayor claridad la diferencia en resolución entre los datos terrestres y marinos (**Figura III.3.4**). En este mapa las anomalías tienen un carácter más local, indicando que las fuentes que las producen son menos profundas y que posiblemente están relacionadas con estructuras salinas.

La anomalía magnética fuerte de forma circular que aparece casi al centro del mapa está relacionada a algún cuerpo de sal somero, lo cual se confirma con los datos del pozo AP-2 ubicado muy cerca del centro de esta anomalía, el cual perforó anhidrita a 1366 m de profundidad. Otra anomalía de forma circular al SE y cercana de la anterior también corresponde a la presencia un cuerpo salino comprobado por el pozo Za-3 cuya ubicación coincide con el centro de la anomalía y que corta capas de anhidrita y sal entre el intervalo de 100 a 500 m de profundidad.

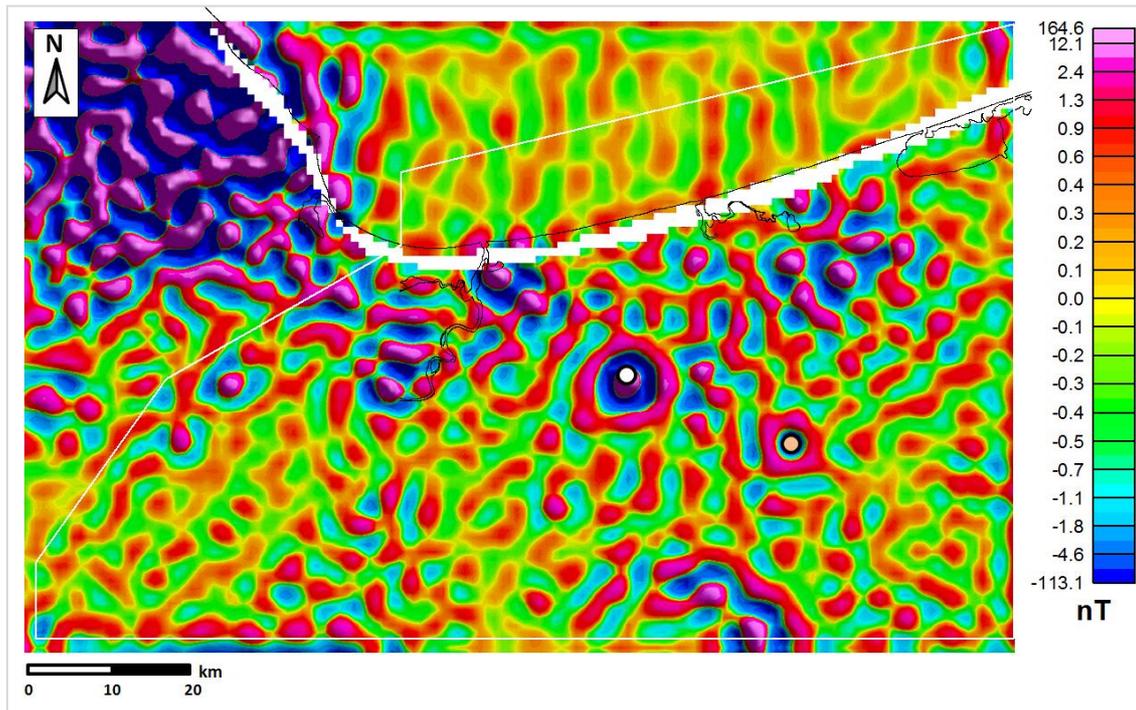


Figura III.3.4. Mapa de intensidad magnética total con reducción al polo con filtro pasa bandas de 4 a 6 km. El pozo AP-2 aparece en círculo blanco y el pozo Za-3 en círculo naranja.

IV.2 Gravimetría y Gradiente de Gravedad

Anomalía de Bouguer mejorada (Tze)

El campo gravitacional se puede calcular a partir del tensor de gravedad observado mediante la integración de la componente vertical T_{zz} . Se puede obtener por integración a lo largo de la línea o por integración vertical en el dominio de las frecuencias. El resultado de cualquiera de estos dos procesos carece de una constante de integración conocida; por lo tanto, el valor absoluto del campo gravitacional no se puede calcular a partir del tensor de gravedad. Pero al complementarlo con las longitudes de onda largas de la gravimetría convencional, se puede obtener un mapa de anomalía de Bouguer mejorada.

Esta mezcla de información gravimétrica se logra aplicando un filtro pasa bajas aplicado a la rejilla resultante de las mediciones del gravímetro y un filtro pasa altas aplicado a la componente T_z generada a partir de los resultados del tensor de gravedad.

Las dos señales filtradas se suman para obtener la anomalía de Bouguer mejorada Tze donde las componentes de longitud de onda larga están vinculadas a las lecturas del gravímetro y las componentes de longitud de onda corta están vinculadas al tensor de gravedad observado.

En la **Figura IV.2.1** se realiza la comparación de la Anomalía de Bouguer de BASEGRA y Anomalía de Bouguer mejorada.

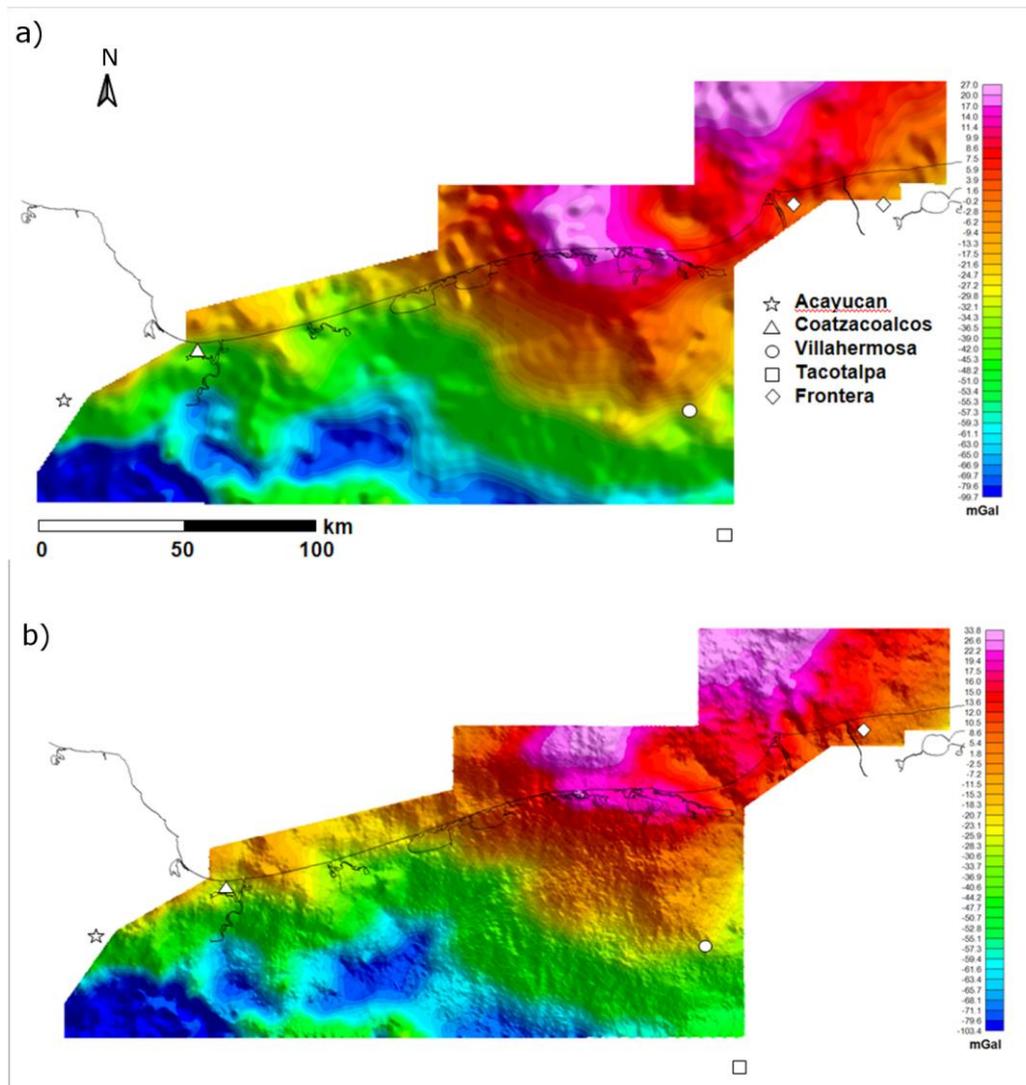


Figura IV.2.1. (a) Anomalía de Bouguer obtenida de BASEGRA con filtro pasa bajas de 5 km. (b) “Anomalía de Bouguer mejorada” (Tze) calculada a partir de la suma aritmética de la anomalía de Bouguer de BASEGRA con filtro pasa bajas de 35 km y la integral vertical de Tzz con filtro pasa altas de 35 km. Nótese el incremento de longitudes de onda corta en Tze.

En relación a que tanto ruido o señal está representado en las longitudes de onda corta se debe mencionar que, después de corregir los errores sistemáticos (e.g. deriva

instrumental), gran parte del ruido remanente se debe a diferencias de elevaciones o de gradientes. Estas diferencias se corrigieron durante el procesamiento a través de la nivelación.

El levantamiento FTG Salsomera incluyó una parte transicional (mar-continente), lo que produjo una anomalía ocasionada por esa transición, ubicada a lo largo de la línea de costa. Esta anomalía se corrigió usando los modelos digitales de elevaciones adecuados (SRTM para la parte terrestre y NOAA para la batimetría).

Además de la nivelación que se hizo durante el procesamiento del levantamiento, después se analizaron los valores de los cruces de las líneas de vuelo y se corrigieron desajustes remanentes, logrando reducirlos hasta un valor de 0.8 E.

La teoría del tensor del gradiente de gravedad requiere que se cumpla la Ecuación de Laplace fuera de las fuentes ($G_{xx} + G_{yy} + G_{zz} = 0$). El 97% de las mediciones cumplían con esta condición, con residuales de ± 0.01 E (exactitud de los datos), sin embargo el 3% restante mostró residuales de 22 E con una desviación estándar de 0.222 E. Estos valores se removieron del conjunto de datos a fin de cumplir con esta condición teórica. La malla de datos resultante presentó residuales bastante bajos de 0.050 E y desviación estándar de 0.004 E.

Adicionalmente a la nivelación y a la Ecuación de Laplace, los datos de FTG se sometieron a un proceso llamado FTNR (Full Tensor Noise Reduction) en donde mediante el uso de todas las componentes medidas se deriva el potencial escalar (U) con un análisis de esféricos armónicos, a partir del cual se calcula el tensor completo. En teoría dicho tensor calculado está libre de ruido por cumplir las condiciones matemáticas previas; así es posible remover de la señal de FTG el ruido no Laplaciano.

Lo explicado anteriormente indica que la mayor parte del ruido fue eliminado de los conjuntos de datos usados en el análisis y modelado, por lo que podemos establecer que se puede tener gran confiabilidad de que la mayor parte de lo que observamos en los mapas de FTG y de Anomalía de Bouguer mejorada se trata de señales útiles y no de ruido.

Considerando lo anterior, las “rugosidades” que se observan en el mapa de Tze se deben a pequeños cambios o contrastes de densidades. A los intérpretes nos corresponde determinar a través de análisis cualitativos y cuantitativos a qué estructuras geológicas responden las señales de esas longitudes de onda pequeñas, así como las de gran longitud de onda. Sin una interpretación de los mapas no es sencillo determinar si la señal corresponde o no a estructuras geológicas.

Filtros e interpretación

Los filtros calculados se aplicaron a la anomalía de Bouguer mejorada. La **Figura IV.2.2** muestra un pasa bandas de 7 a 12 km de longitud de onda. En la parte sur de ese mapa se observan anomalías gravimétricas en dirección NW-SE principalmente, las cuales se podrían asociar con una serie de bloques limitados por fallas con dirección NE-SW; esto podría interpretarse como el frente tectónico sepultado de la Sierra de Chiapas. Al norte de estos bloques se observa una franja casi paralela a la anterior pero más angosta que se interpreta como la transición entre el frente tectónico de la Sierra y la Cuenca Salina del Istmo

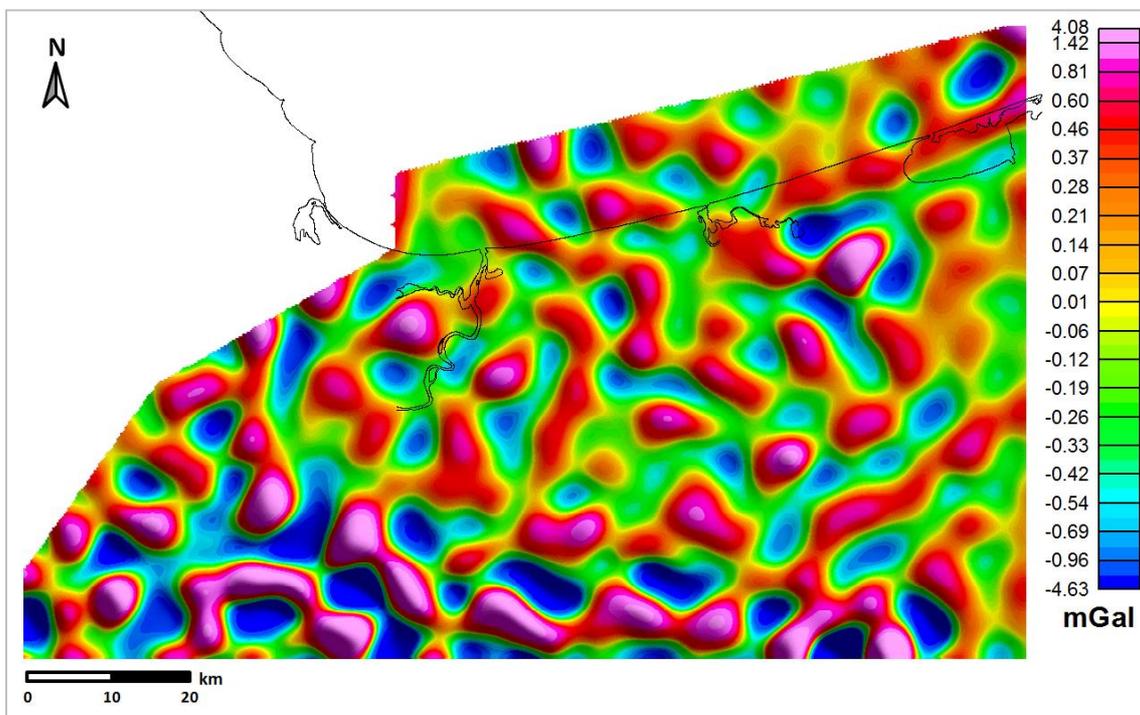


Figura IV.2.2. Tze con filtro pasa bandas de 7 a 12 km.

Los polígonos de línea blanca rellenos en color gris corresponden a cuerpos de sal conocidos alcanzados por pozos y que se ubican debajo de los campos principales. Otras anomalías negativas se resaltan en el mapa delimitándolas con polígonos de línea amarilla rellenos de color morado, estos podrían representar posibles cuerpos de sal similares a los que se conoce que existen bajo los campos actuales. Tanto los cuerpos de sal conocidos como los probables pudieran estar conectados entre sí a profundidad a través de raíces de sal y con los cuerpos de sal autóctonos.

Las anomalías negativas representan la expresión típica de masas de sal en datos potenciales ya que la densidad de la sal usualmente es menor que la densidad del sedimento que la rodea. Sin embargo no siempre se presenta de esta forma. Para casi todos los casos anteriores de los cuerpos de sal conocidos estos se ubican a un promedio de 3 km de profundidad, pero en el pozo Sa-1 se encontró un cuerpo de sal de 3.5 km de espesor a una profundidad de 227 m el cual se manifiesta como un alto de gravedad como se observa en el mapa.

Una posible explicación para este comportamiento radica en el cambio de la densidad de los sedimentos con la profundidad. De esta forma para profundidades someras es posible que el cuerpo de sal posea una densidad mayor que los sedimentos manifestándose una anomalía positiva, mientras que, al incrementar la profundidad, la densidad de los sedimentos aumenta generando un contraste negativo con la sal, lo que a su vez produciría un bajo de gravedad.

La [Figura IV.2.4](#) muestra un mapa del FTG con filtro pasa bandas de 4 a 7 km de longitud de onda. Aún se observan en la parte sur posibles bloques similares a los observados en el mapa anterior, pero con anomalías más pequeñas y con otra orientación. El frente tectónico está más desarrollado hacia el norte y las probables fallas que delimitan las anomalías tienen dirección casi N-S en la parte sur central, pero en la parte SW se mantienen en la misma dirección que el mapa anterior, es decir, NE-SW.

La zona de transición entre la sierra y la CSI ahora solo se observa en la parte Oeste. En la parte Este se nota que las anomalías gravimétricas son de menor amplitud, lo que podría indicar que las estructuras con las que se relacionan están menos deformadas y/o que el contraste de densidad es menor.

La fuerte anomalía circular que aparece en la parte SW se ubica en el mismo lugar donde está el pozo Za-3 el cual cortó anhidrita y sal desde los 100 m y al menos hasta los 500 m de profundidad. En este mismo punto en los mapas magnéticos se puede distinguir claramente una anomalía magnética también.

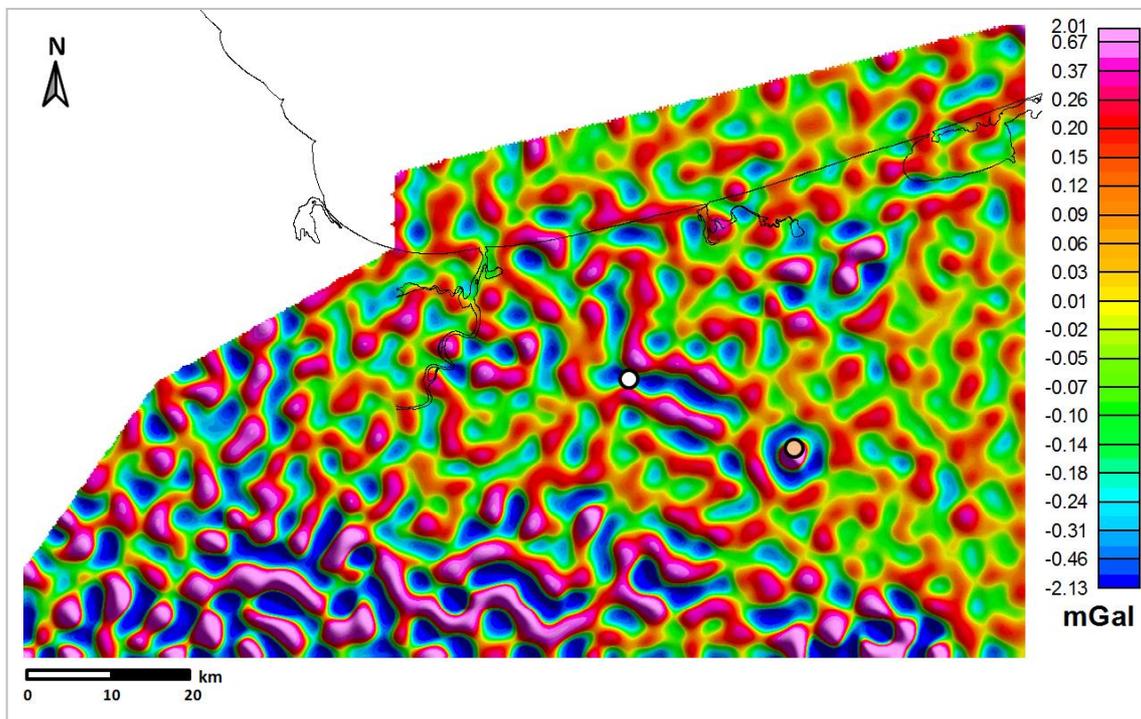


Figura IV.2.4. Tze con filtro pasa bandas de 4 a 7 km. El pozo AP-2 se muestra en el círculo blanco y el pozo Za-3 en el círculo naranja.

En la cuenca Salina del Istmo los campos productores terciarios se encuentran ubicados en la porción central norte y este. El presente análisis con datos potenciales muestra la gran correlación de características gravimétricas con las áreas con presencia de hidrocarburos. La mayoría de los campos productores tienden a estar asociados con los altos de gravedad así como con las fallas principales que dividen dichas anomalías positivas.

La parte central sur y suroeste de la cuenca permanecen casi sin explorar y desde el punto de vista de la respuesta gravimétrica ambas zonas son análogas a la porción central norte donde se concentran los campos productores. Las similitudes incluyen: a) presencia de altos de gravedad extensos y continuos, b) fallas regionales con orientación NW-SE y NE-SW y c) minicuenas con rellenos de sedimentos asociadas a la evacuación de sal.

Capítulo V. Modelo Directo

V.1 Introducción

El modelado directo 2D en base a métodos potenciales es una herramienta muy útil para configurar secciones con distintas estructuras geológicas, obteniendo una imagen de su geometría mediante el ajuste sistemático de un modelo inicial comparado contra la respuesta de los datos observados (Lillie, 1999).

Uno de los métodos más utilizados para realizar modelado directo en dos dimensiones es el de Talwani et al., (1959), en el cual la anomalía calculada es el resultado de la suma de las contribuciones de cuerpos individuales descritos como polígonos, cada uno con una densidad o susceptibilidad magnética dada. De manera general todos los métodos para modelar funcionan de manera similar.

Las respuestas de las anomalías gravimétricas y magnéticas son el resultado de contrastes de densidad y susceptibilidad magnética respectivamente. De esta forma, mediante la modificación de estas propiedades y de la geometría del modelo inicial se van ajustando los datos calculados para que se parezca lo más posible a los datos observados, siempre y cuando se conserve un modelo con sentido geológico guiado por otros datos geológicos-geofísicos, tales como la sísmica, pozos y el conocimiento geológico previo del área de estudio.

Es este trabajo se modeló el transecto regional T-7 con el objetivo de definir la profundidad y configuración del basamento cristalino y los espesores de la columna sedimentaria, así como las geometrías de los cuerpos de sal, a fin de ayudar a reducir la incertidumbre que se tiene en esta área sobre la geometría de esas estructuras geológicas que no se logran definir con mucha claridad usando únicamente los datos sísmico disponibles actualmente.

En el capítulo III se describió la información con la que se contó en este trabajo para el modelado del transecto. A estos datos se añadió el conocimiento adquirido a

partir de los proyectos anteriormente realizados que se mencionan en el capítulo I en el tema estudios previos.

V.2 Metodología

A continuación se describe la metodología que se siguió en el modelado directo del transecto T-7 y que de forma general puede aplicarse a cualquier otro transecto o sección a modelar.

Interpretación sísmica

Antes de hacer el modelado del transecto T-7 se le hizo una reinterpretación debido a las actualizaciones realizadas a los datos originales relacionadas con el cambio en las versiones sísmicas por reprocesamiento de algunos tramos que componen el transecto, y también debido a la adición de algunos pozos recientes perforados no usados en la primera interpretación del estudio del 2009.

También se modificó la interpretación estructural del transecto para poder explicar la influencia de los eventos de compresión y extensión. Además, basado en los modelos publicados en artículos e informes de estudios previos, se agregó una capa de sedimentos entre el basamento y la base de la sal autóctona.

Determinación de anomalías y filtros para modelar

A fin de usar el tipo de datos adecuado de acuerdo a los objetivos que se persiguen, se seleccionaron las anomalías a usar en el modelado y se hizo un análisis de los filtros más apropiados.

Se definió usar la anomalía de Bouguer de BASEGRA para el aspecto regional y la anomalía mejorada del FTG para modelar rasgos locales, y la anomalía de IMT para el modelado del basamento, todas con un filtro de 20 km.

Estimación de profundidad del basamento

Usando diversos métodos de cálculo se realizaron estimaciones de la profundidad del basamento cristalino en base a los datos magnéticos, a fin de ayudar a definir esa parte del modelo inicial.

Estos puntos de cálculo de profundidad del basamento sirvieron posteriormente como guía para hacer un modelo de la configuración de la cima de los bloques del basamento en conjunto con los datos provenientes de la interpretación sísmica.

Edición de horizontes y formación de polígonos

Los horizontes sísmicos interpretados se exportaron al software LCT y se editaron usando la aplicación MAK2MOD del software LCT.

Se revisó que las líneas de los horizontes cerraran adecuadamente formando los polígonos del modelo que se requieren en el software para poder asignar y modificar las propiedades físicas densidad y susceptibilidad, en las cuales se fundamentan los métodos gravimétrico y magnético respectivamente.

En esta edición se incluyeron la cima del basamento y los límites interpretados en la sísmica de los cuerpos de sal. Para el basamento se tomaron como guía las profundidades estimadas previamente, y se modificó la forma de la cima interpretada en el transecto original, dándole una configuración más geológica en forma de bloques.

Durante la edición se cargaron y usaron los marcadores de los pozos para corregir los desfases que hubiera entre la posición de los horizontes con respecto a sus correspondientes marcadores, asegurándose de esta forma que los horizontes se ubicaran en la profundidad correcta donde existiera algún dato de pozo.

Con lo anterior y en conjunto con el conocimiento geológico y tectónico del área, se definió un modelo inicial de bloques de basamento y de columna sedimentaria.

Asignación de propiedades

En base a la información geológica del área de estudio se relacionaron las estructuras y litologías con los polígonos del modelo inicial creado. Estos polígonos se exportaron a la aplicación 2MOD del software LCT donde se asignaron las propiedades físicas a cada uno.

Para los bloques del basamento los valores de densidades y susceptibilidades asignadas se escogieron de acuerdo a valores generales tomados del software para el tipo de basamento que se observa en los pozos que lo han perforado, así como en base a afloramientos y en datos de estudios previos, y tomando en cuenta los tipos de corteza que se ha estudiado que existen en el área.

Para la asignación de densidades de la columna sedimentaria se consideraron los valores promedio para cada edad cronoestratigráfica interpretada establecidos en el estudio de Cuencas Magallanes (Barrios et al., 2012) y los rangos de densidades promedio tomados directamente de los registros de los pozos que pasan por el transecto T-7 (Tabla V.2.1). También se tomaron como guía los rangos establecidos en base a estudios de laboratorio y a los valores disponibles en el software.

Identificación de estructuras contra anomalías

Se identificaron las estructuras que se querían modelar con datos potenciales y se determinó cuales encajaban en una escala local y cuales se ajustaban a una escala regional.

Se aplicaron diferentes filtros para identificar y resaltar características de anomalías de interés como son la magnitud y los posibles bordes de los cuerpos que las producen y también para diferenciar los efectos causados por cuerpos someros y profundos.

Se identificaron las anomalías relacionadas con las estructuras de interés en el mapa de la anomalía de Bouguer y aquellas relacionadas con el basamento cristalino en el mapa de intensidad magnética total (IMT).

Tabla V.2.1. Rangos de densidades utilizados en el modelado del transecto T-7.

HORIZONTES	Densidad (g/cm³)	
	Min.	Máx.
Reciente Pleistoceno	2.14	2.16
Plioceno Superior	2.24	2.38
Plioceno Medio	2.38	2.44
Plioceno Inferior	2.33	2.39
Mioceno Superior	2.36	2.38
Mioceno Medio	2.41	2.45
Mioceno Inferior	2.48	2.52
Oligoceno Superior	2.44	2.50
Eoceno Superior	2.56	2.58
Cretácico Superior	2.64	2.70
Jurásico Superior	2.69	2.71
Sal Alóctona	2.08	2.19
Basamento	2.70	2.80

Modelado de líneas auxiliares

En un modelado 2D idealmente la trayectoria del perfil a modelar debería seguir una dirección perpendicular a alguno de los ejes de la anomalía, o cuando la anomalía tiene forma circular, las líneas deberían cruzar lo más cerca del centro de la anomalía. Para el caso de las fallas, la dirección ideal es perpendicular al plano de falla. Si se cumple con esta situación ideal se lograrán visualizar los gradientes máximos producidos por el contraste en alguna de las propiedades físicas en la que se basan los métodos potenciales.

Sin embargo, el transecto T-7 se había diseñado sin tomar en cuenta la forma de las anomalías. Por lo anterior, fue necesario realizar una serie de modelos sobre líneas auxiliares donde se obtuvieron los parámetros más adecuados para lograr el ajuste de los datos calculados y observados. Esos parámetros sirvieron como guía para el modelado del transecto.

Modelado del transecto

Usando como guía los parámetros obtenidos en el paso anterior y con los datos de IMT y de anomalía de Bouguer se modelaron los bloques del basamento cristalino y las estructuras de la columna sedimentaria.

En base a la modificación sistemática de la geometría de los polígonos y de las densidades y susceptibilidades magnéticas en el modelo inicial, la respuesta calculada se fue comparando contra la respuesta de los datos observados hasta que la diferencia entre ambas llegó a un valor mínimo.

El criterio para establecer la diferencia mínima se estableció de forma visual, es decir, buscando que la curva calculada a lo largo del transecto se pareciera lo más posible a la curva de los datos observados. A continuación se muestran las diferencias relativas normalizadas obtenidas entre ambas curvas, dando los siguientes rangos (mínimo-máximo):

- Curvas gravimétricas: 15.59 – 29.41 mGal
- Curvas magnéticas: 0.002 – 38.59 nT

Debido a las circunstancias no ideales, e.g. cambios frecuentes de dirección de los tramos del transecto, el ajuste entre las curvas fue complicado ya que al ajustar un segmento del transecto se desajustaba otra parte del mismo. Los valores altos en las diferencias pueden deberse a alguno de los siguientes factores:

- A que se ubican principalmente en los extremos donde el efecto de las anomalías detectadas puede quedar fuera del transecto (muestreadas parcialmente).
- A los puntos donde hay cambios fuertes en la dirección del transecto y no se logra muestrear en ese punto la anomalía en su máximo gradiente.

-
- Al efecto tridimensional de los cuerpos que producen las anomalías y que no se pueden ejemplificar cabalmente en un modelo bidimensional.
 - A la incertidumbre de la interpretación sísmica en algunas secciones del transecto y en la parte profunda donde no se tiene el amarre de datos de pozos que den confiabilidad al modelo estructural inicial (modelo inicial dudoso).

Lo más importante fue que en todo momento se tuvo cuidado de mantener los valores de las propiedades físicas dentro de los rangos aceptables según la litología presente en la zona y también conservando una geometría concordante con el modelo geológico aceptable para el área de interés.

V.3 Anomalías y Filtros para Modelar

Anomalías

El transecto T-7 se modeló usando las anomalías de Bouguer de BASEGRA y de Bouguer mejorada de FTG y de intensidad magnética total. Los datos de FTG sirvieron en particular para tener un control más detallado de las geometrías de los cuerpos de sal.

Para el modelado se extraen perfiles de los mapas generados en el análisis cualitativo descrito en el capítulo IV, a partir de los cuales se interpretan cuerpos corticales y someros.

La anomalía de Bouguer representa la suma del efecto regional más el efecto residual (**Figura V.3.1**). Sedimentos de baja densidad, como por ejemplo la sal, que comúnmente presentan un contraste de densidad significativo con respecto a las rocas circundantes, produce un efecto residual negativo sobre la anomalía observada. Este efecto residual se puede determinar a través de la aplicación de filtros, lo que equivale a quitar el efecto regional.

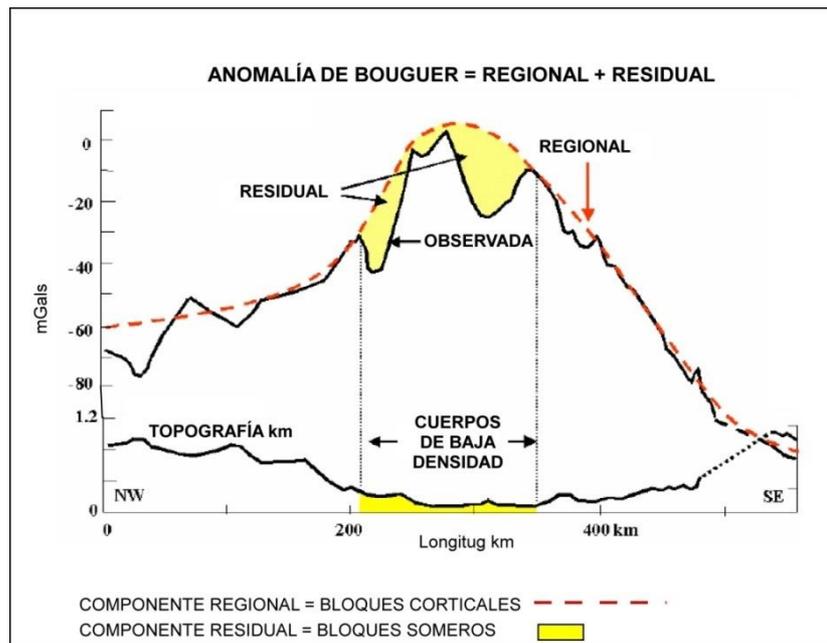


Figura V.3.1. Anomalía de Bouguer y sus componentes regional y residual, los cuales corresponden a estructuras corticales y someras.

En general la anomalía de intensidad magnética total (IMT) se relaciona con la respuesta del basamento cristalino y de cuerpos del mismo que intrusionan en la columna sedimentaria. En el transecto T-7 la respuesta magnética refleja principalmente los cambios de profundidad del basamento granítico.

Las anomalías de IMT también se pueden separar en sus componentes regional y residual. Sin embargo, el método magnético responde a cuerpos que se comportan como dipolos (Figura V.3.2). Esto quiere decir que se deben asignar los parámetros adecuados de inclinación y declinación, a fin de lograr un mayor ajuste entre la anomalía calculada y la observada.

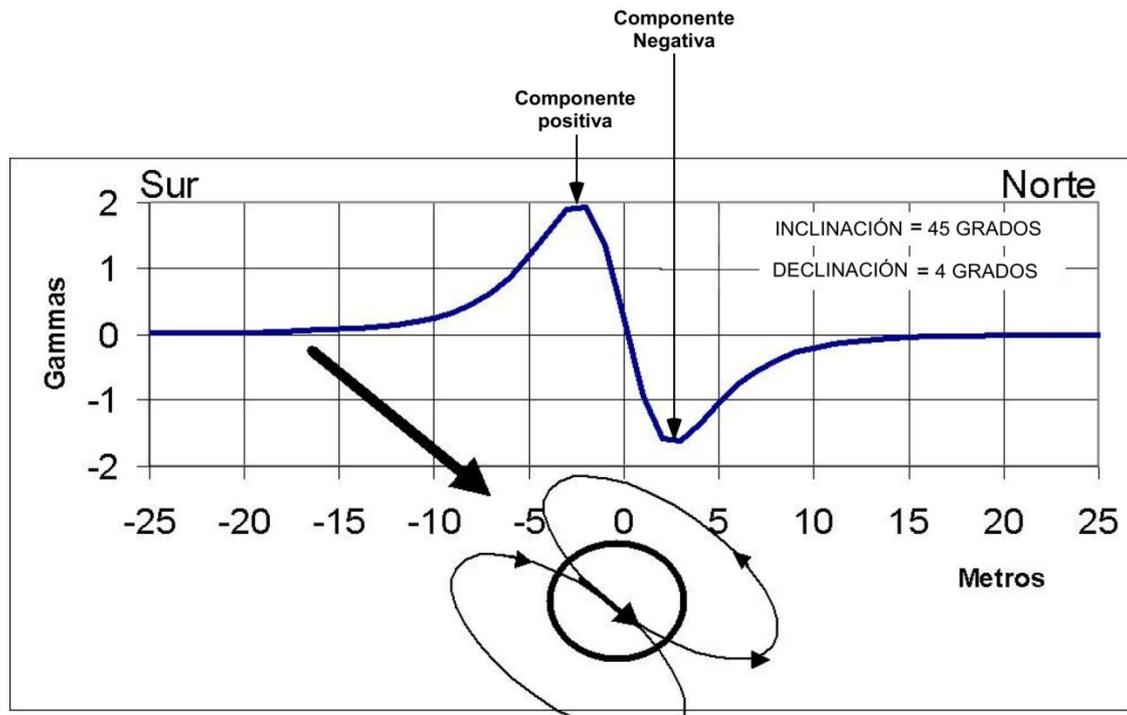


Figura V.3.2. Anomalía de intensidad magnética total y sus componentes positivo y negativo, comportándose como un dipolo. Para poder modelar se deben asignar la inclinación y declinación correctas.

Filtros

Para determinar si se requiere o no aplicar un filtro para modelar y cual filtro es el más adecuado es necesario definir el objetivo que se está buscando. Se puede modelar directamente sobre la anomalía de Bouguer en el caso de la gravimetría o si es necesario se le puede aplicar un filtro para enfocar características someras, usualmente relacionadas con altas frecuencias o longitudes de onda corta, o enfocar características profundas comúnmente relacionadas con bajas frecuencias o longitudes de onda larga.

Se extrajeron diversos perfiles sobre el transecto T-7 con la anomalía de Bouguer y la anomalía de intensidad magnética total sin filtrar y aplicando algunos filtros (**Figura V.3.3**). Como se observa en la figura, un filtro pasa bajas puede suavizar los datos mostrando solo la tendencia regional la cual puede ser útil para modelar bloques corticales. En contraste, para objetivos someros o a detalle en la columna

sedimentaria es recomendable usar un residual, el cual muestra diversas longitudes de onda.

En el caso de datos de IMT los residuales se aplican generalmente para enfocar la respuesta de intrusivos dentro de la columna sedimentaria o altos de basamento importantes. Aunque en los residuales también pudiera haber contribución de los cuerpos de sal como se mostró en la figura III.3.4.

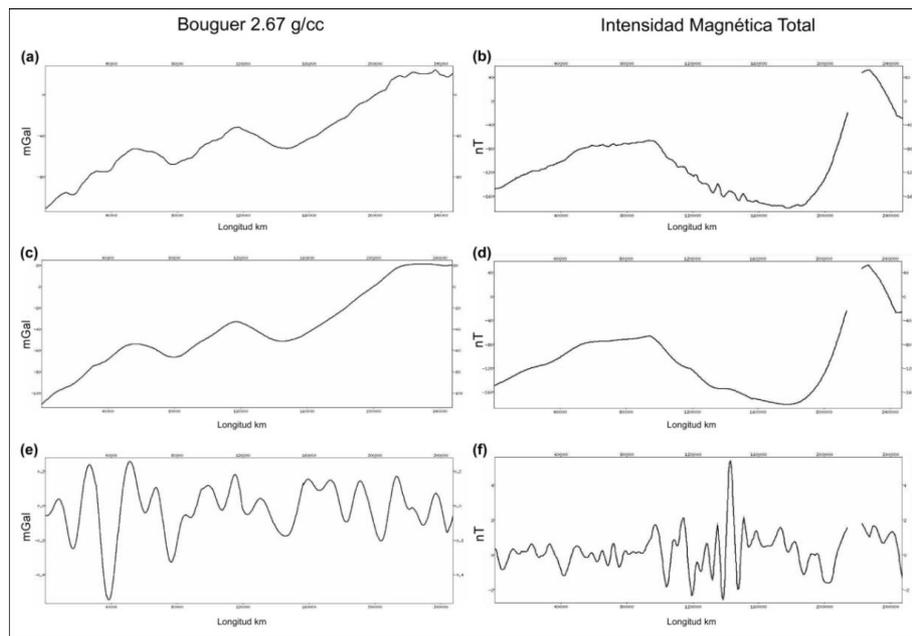


Figura V.3.3. Perfiles extraídos para modelar el transecto T-7. (a) Anomalía de Bouguer. (b) Anomalía de intensidad magnética total. (c) Anomalía de Bouguer con un pasa bajas de 20 km. (d) Anomalía de intensidad magnética total con un pasa bajas de 20 km. (e) Anomalía de Bouguer con filtro pasa bandas de 8 a 16 km. (f) Anomalía de intensidad magnética total con filtro pasa bandas de 8-16 km.

V.4 Modelo Inicial

Basamento

Para la estimación de profundidad magnética se usaron los algoritmos de Euler, Werner, Peter's y Naudy, los cuales funcionan suponiendo modelos geométricos sencillos y tomando en cuenta los cambios máximos en el gradiente y en algunos casos de manera manual la forma de la anomalía generada por los cuerpos de interés (Figura V.4.1). En el anexo B se muestran más detalles sobre los métodos para la estimación de la profundidad magnética.

Debido a la serie de suposiciones realizadas tales como datos libres de ruido y fuentes ideales, se compararon estimaciones de varios métodos los cuales sirvieron para elegir los puntos donde llegaron a converger la mayor parte de los resultados. Estos puntos se tomaron como guía para definir la configuración inicial de la morfología de los bloques del basamento.

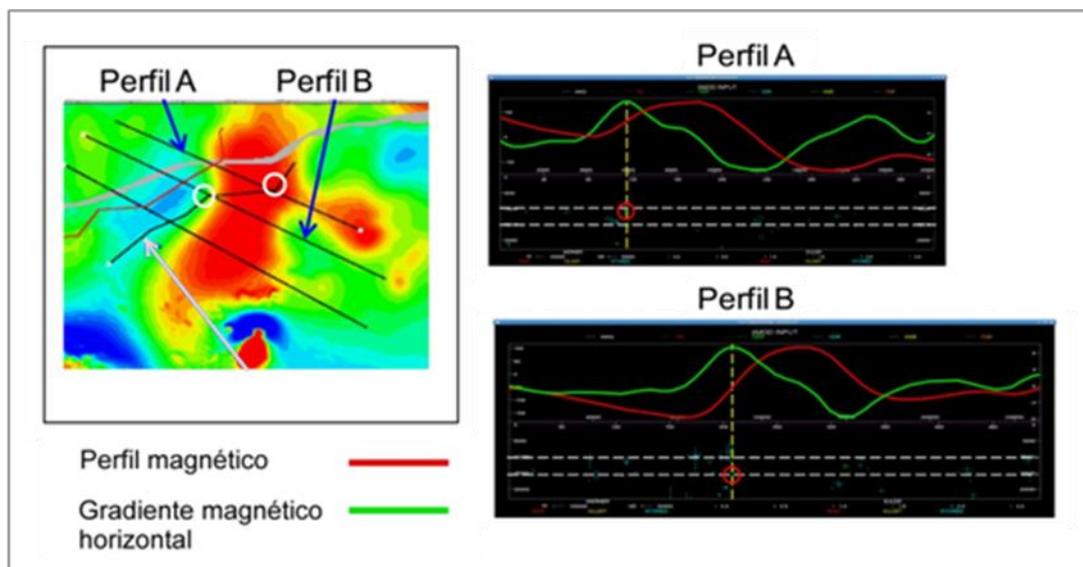


Figura V.4.1. Perfiles auxiliares que se trazaron para calcular la profundidad del basamento.

Los rangos de profundidad obtenidos en los cálculos para la cima del basamento a lo largo del transecto T-7 varían entre 9 y 12.5 km, siendo la parte más somera hacia el extremo NE del transecto y la parte más profunda inmediatamente antes, donde se engrosan notablemente los sedimentos del Terciario.

Para modelar el basamento se contó con información de dos pozos que lo cortaron: Co-301 y VA-1, siendo estos los únicos que lo han perforado en la Región Sur. Los informes de estos pozos reportan granito de biotita y esquistos de cuarzo-sericita respectivamente, teniendo quizás contaminación peridotítica.

Sabiendo que el área de estudio se encuentra en una corteza transicional de afinidad continental, adelgazada y emplazada por cuerpos sublitosféricos (Padilla y Sánchez, 2007) y tomando en cuenta la composición proporcionada por los pozos, al bloque del basamento se le asignó una susceptibilidad dentro de un rango de 2000 a 4000 SI y una densidad que varía en un rango de 2.7 – 2.8 g/cm³.

Los valores de densidades usados para el basamento se basaron principalmente en las tablas que proporciona la base de datos del software LCT. En esas tablas al granito se le asignan densidades de 2.45 a 3.10, con una media de 2.64, mientras que para el esquistos proporciona densidades de 2.39 a 2.90, con una media de 2.64.

Asimismo, Keary, P. y M. Brooks (2002) asignan densidades de 2.52 a 2.75 para el granito, y Jacoby, W. y P. Smilde (2009) asignan densidades de 2.50 hasta 2.80 para el granito y de 2.64 a 2.88 para el esquistos.

Como comparación, cabe mencionar que de acuerdo a las mismas fuentes mencionadas antes, para rocas intermedias como la andesita los valores son de 2.40 a 2.80 con un promedio de 2.61, y para la diorita varía entre 2.72 y 2.99 con una media de 2.85. Mientras que para rocas básicas como la peridotita los valores están entre 2.78 y 3.37 con un promedio de 3.15.

Columna Sedimentaria

Se sabe que la sedimentación comenzó con el depósito de lechos rojos continentales durante el Triásico Tardío y el Jurásico Temprano, como lo han mostrado modelos propuestos por Padilla y Sánchez et al. (2007). Después durante el Calloviano ocurre la invasión marina proveniente del Pacífico lo cual favoreció el depósito de grandes volúmenes de sal en la parte central de la cuenca, continuando un periodo

dominado por carbonatos y finalmente aparecen los depósitos terrígenos en una depresión de tipo cuenca foreland.

Posterior a esto ocurre el desplazamiento del bloque de Yucatán hasta su posición actual, rotando aproximadamente 45°, lo cual generó nuevos depocentros y minicuenas, controlados por fallas con vergencia hacia las partes más profundas del Golfo, y por fallas antitéticas regionales que limitan las cuencas del sureste (Padilla y Sánchez, 2007).

El modelo inicial (Figura V.4.2) se generó a partir de la integración de toda la información previamente descrita, principalmente en base a los horizontes obtenidos de la interpretación sísmica, y también guiándose con los datos de los pozos y las estimaciones de profundidad del basamento realizadas anteriormente. Se decidió limitar el modelo a una profundidad máxima de 20 km.

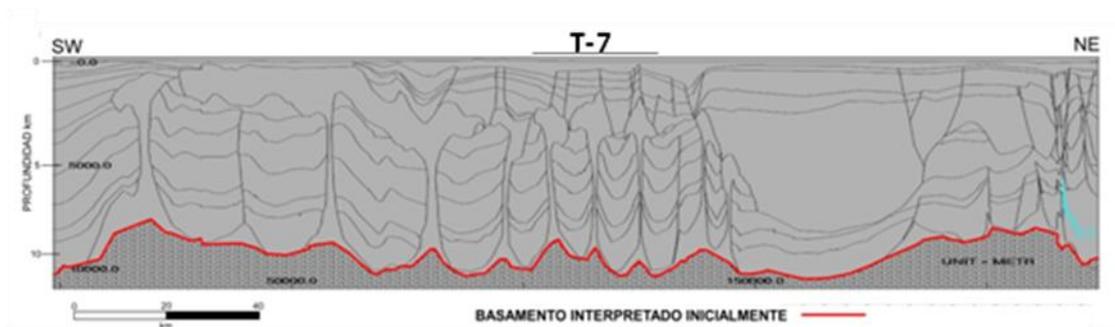


Figura V.4.2. Modelo inicial para el transecto T-7.

En base al análisis que se describió en la sección V.3 se extrajeron los perfiles con el filtro adecuado seleccionado a partir de los mapas de anomalía de Bouguer y de anomalía de intensidad magnética total. Estos perfiles constituyen las anomalías observadas, el cual es el dato contra lo que se fue comparando la anomalía calculada del modelo.

Luego de generar los polígonos para el modelo inicial (Figura V.4.2) y asignarles propiedades físicas, se hizo una revisión con el fin de verificar que el modelo tuviera sentido geológico, y después se obtuvo la anomalía calculada. Después se compararon los perfiles observado y calculado para el modelo inicial.

V.5 Modelo Final

El modelado del transecto T-7 tuvo tres objetivos principales:

- Estimar las profundidades del basamento y proponer su posible morfología.
- Definir con mayor precisión la cima y base de la sal autóctona y alóctona.
- Establecer un control de los espesores de la columna sedimentaria.

El modelo final obtenido además de lograr un buen ajuste regional tiene sentido geológico, refiriéndose esto a que las estructuras dentro del modelo honran la serie de procesos de extensión, compresión y tectónica salina que a través del tiempo geológico han afectado el área de estudio, dando como resultado su geometría actual.

El modelo directo 2D del transecto T-7 fue realizado en el software LCT, el cual emplea los algoritmos de [Talwani et al. \(1959\)](#) para el cálculo de la respuesta de gravedad y magnética.

El modelado directo consistió básicamente en ir modificando los valores de las propiedades físicas de los polígonos y su geometría a fin de lograr el mejor ajuste entre las curvas observada y calculada.

El ajuste entre las curvas puede ser resultado de muchas combinaciones de parámetros y formas, sin embargo, la confiabilidad del modelo radica en el control que se tenga sobre las densidades y susceptibilidades y del sentido geológico que se plasme en el modelo final. Considerando este importante punto fue posible obtener un buen ajuste entre las curvas manteniendo congruencia con toda la información disponible del área de estudio.

Resultados del modelado del transecto T-7

Antes de describir los resultados que se muestran en la [Figura V.5.1](#) es importante recordar que el transecto está orientado en dirección SW-NE, tiene una longitud de 225 km en su parte modelada, corta transversalmente la Cuenca Salina del Istmo y se extiende hasta la Cuenca de Comalcalco.

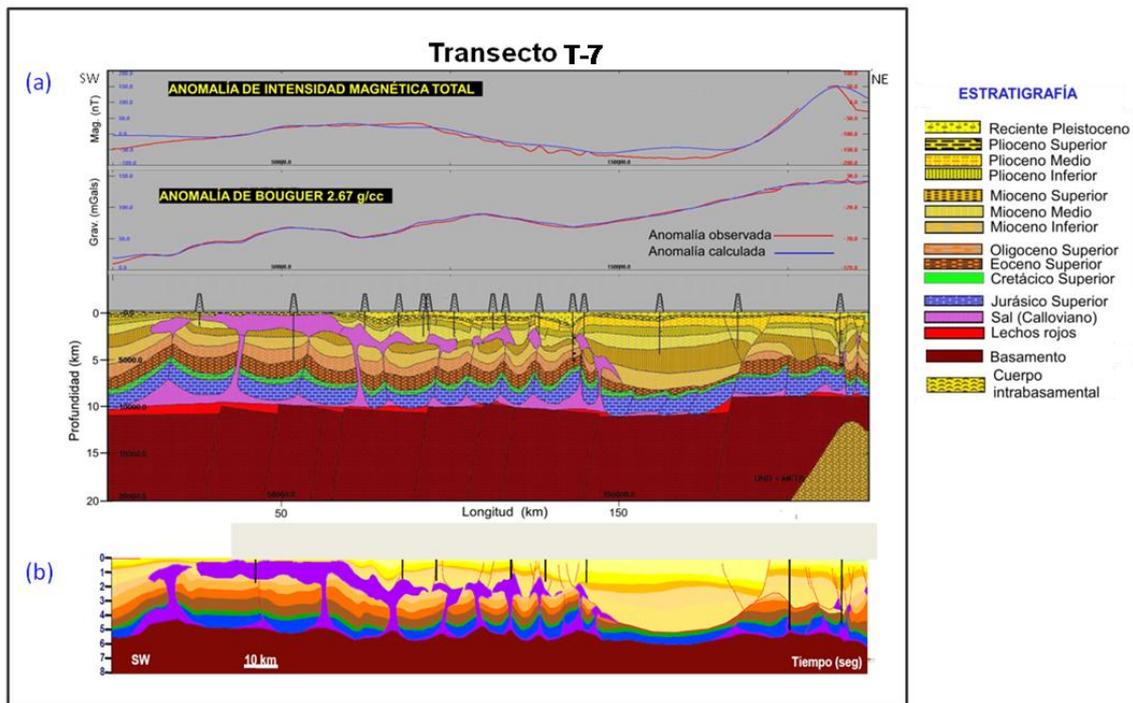


Figura V.5.1. (a) Modelo final del transecto T-7, (b) modelo inicial.

En la porción SW se ubica el pozo Sa-1 el cual cortó un cuerpo de sal de 3500 m, siendo uno de los primeros pozos que cortaron horizontes subsalinos. Más adelante pero aun dentro de la CSI el transecto pasa por varios campos Terciarios que producen hidrocarburos por encima de la sal.

Pasando la parte media del transecto se interrumpe la presencia de cuerpos de sal alóctonos y se observa un incremento significativo de la cantidad de sedimentos Terciarios y una ligera profundización del basamento y de los horizontes del Mesozoico. Este cambio se considera que representa el límite entre las cuencas Salina del Istmo y Comalcalco.

En la parte final del transecto se nota un aumento en la profundidad de la cima del basamento así como de la columna Mesozoica y se mantiene ausente la sal alóctona, aunque si se observa un ligero aumento en la sal autóctona.

Comparado contra el modelo inicial el cual se basó en datos sísmicos y de pozos someros principalmente, en el modelo final, logrado con ayuda de datos potenciales, los cambios más notables son los siguientes:

- El basamento cristalino se propuso con una morfología más geológica en forma de bloques, tomando como guía las estimaciones de profundidad del mismo y mostrando un aumento en su profundidad.
- Se agregó un cuerpo intrabasamental en el extremo NE del transecto para poder ajustar la gran anomalía magnética presente en esa zona.
- Se agrega una capa de lechos rojos entre el basamento y la base de la sal autóctona, estando en concordancia con lo que se observa en los afloramientos de la Sierra de Chiapas y con otros modelos regionales.
- Se observó en general una disminución en la cantidad de sal, donde algunos alimentadores se transforman en soldaduras.

A fin de delinear con menos incertidumbre la geometría de los cuerpos de sal se usaron también residuales de la anomalía de Bouguer. El efecto producido por los cuerpos de sal sobresale cuando se modela con un residual, por esta razón es de gran ayuda su utilización al momento de modelar áreas con esta característica.

Se aplicaron 3 filtros ([Figura V.5.2](#)) obteniendo los siguientes resultados:

- Un filtro pasa bandas de 8 a 16 km. Este filtro ayudó a modelar las partes donde se tenían interpretados alimentadores, los cuales disminuyeron significativamente y en algunos casos se transformaron en soldaduras secundarias. Además se observó una disminución en la cantidad de sal para

algunos canopies y otros cuerpos atrapados dentro de la columna sedimentaria.

- Un pasa altas de 30 km ayudó en el modelado de las características generales sin tomar en cuenta contrastes de densidad locales.
- Un pasa altas de 40 km que se usó para modelar los contrastes de densidad más regionales hasta una profundidad máxima de 10 km aproximadamente.

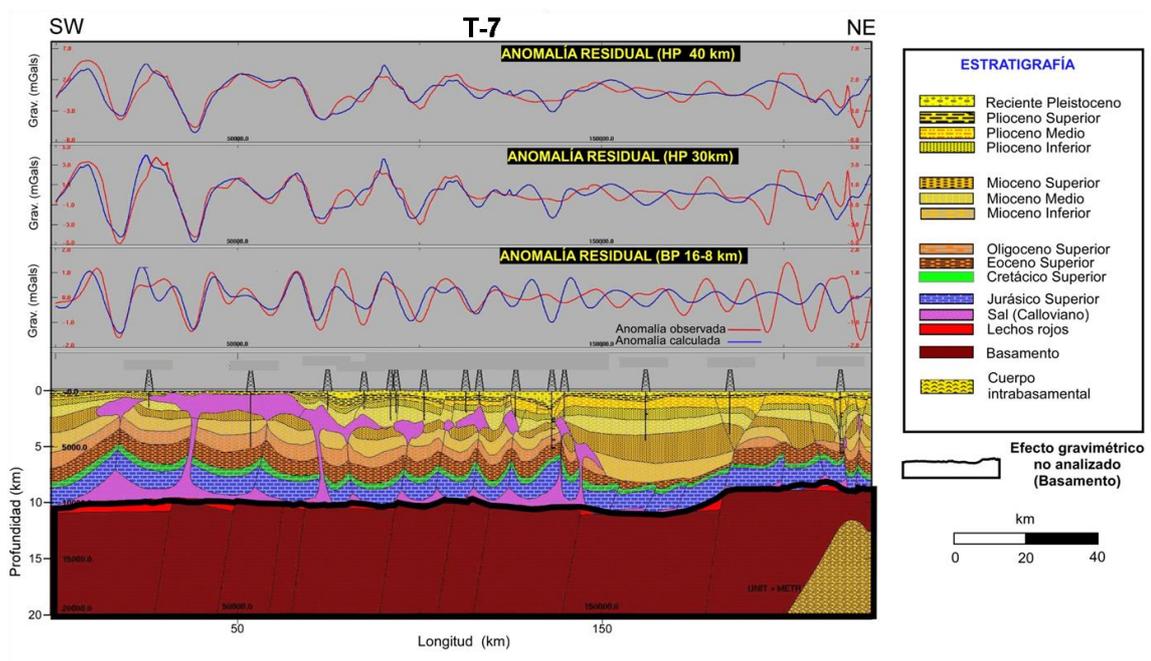


Figura V.5.2. Modelado de la columna sedimentaria con residuales para el transecto T-7, aplicando los filtros pasa bandas de 8 a 16 km y pasa altas de 30 y 40 km.

Capítulo VI. Conclusiones

Este trabajo demuestra que los métodos potenciales (gravimetría, gradiente de gravedad y magnetometría) son de gran utilidad para obtener una aproximación más precisa de la morfología del basamento, los espesores de la columna sedimentaria y la cima y base de la sal autóctona y alóctona, lo cual a su vez ayuda a definir un modelo geológico con mayor certidumbre.

A nivel cualitativo, los mapas gravimétricos y magnéticos apoyados con otra información geológica-geofísica permitieron visualizar más claramente estructuras a escala regional y semi-regional.

Con los datos magnéticos fue posible inferir las partes más profundas del basamento y las zonas donde se hace más somero. Asimismo se observó un amplio alto magnético en una gran extensión del mapa de Intensidad Magnética Total en dirección SSW-NNE que se relacionó con un posible cuerpo intrabasamental.

Los datos de gradiente de gravedad (FTG) se usaron principalmente para proporcionar un mayor detalle en el análisis cualitativo identificando anomalías relacionadas con cuerpos de sal comprobados por pozos y otras anomalías similares que se podrían relacionar también con posibles cuerpos de sal aun no perforados. También se identificaron alineamientos relacionados con posibles fallas o trends estructurales.

Debido a que el modelado directo se realizó sobre un área regional a lo largo de un transecto no se usaron directamente los componentes del tensor porque era muy complicado ajustar los componentes de alta frecuencia con el modelo regional propuesto. Lo que se usó en el modelado fueron los datos gravimétricos de BASEGRA (Anomalía de Bouguer 2.67 g/cm^3).

Sin embargo los mapas de FTG sirvieron para guiar el modelado al identificar más claramente las anomalías que iba cruzando el transecto, observando los cambios de signo y de magnitud y aplicando ese conocimiento en la modificación de propiedades y geometrías.

La estimación de la profundidad del basamento ayudó a tener un mejor control de la cima del basamento cristalino y su morfología. Las características obtenidas para el basamento en el transecto T-7 son: profundidades entre 9 y 12.5 km y composición granítica, incluyendo la propuesta del cuerpo intrabasamental a unos 13 km.

Según la litología de los únicos dos pozos en la Región Sur que lo perforaron, la composición del basamento es granito de biotita y esquistos de cuarzo-sericita. En el trabajo de [Albarran et al. \(2003\)](#) se menciona un basamento constituido por granitos, granodioritas y gneises.

En base a esta información de las rocas que componen el basamento, se buscaron las susceptibilidades y densidades correspondientes en las tablas de la base de datos del software LCT y en otras referencias y se llegó a la conclusión de usar los valores mencionados antes para el modelado del basamento.

A nivel cuantitativo, con el modelado 2D fue posible delinear con mayor precisión la forma de los cuerpos de sal alóctona principalmente y ajustar los espesores de la columna sedimentaria del modelo inicial propuesto. También se agregaron capas de lechos rojos entre el basamento y la sal.

En el modelado 2D es importante tomar en cuenta la dirección de la línea que se está modelando. Una línea recta que cruce los máximos gradientes de las anomalías es preferible a una línea con muchos quiebres y que borde los gradientes, pero ante la falta de información sísmica y de pozos suficiente, como es el caso del área de estudio, se modeló sobre un transecto diseñado de acuerdo a los datos disponibles.

Un modelado directo bidimensional (2D) o semi tridimensional (2.5 D) es muy útil para modelar las propiedades y geometrías en una forma relativamente rápida, práctica y simple, y puede usarse como complemento para modelar los resultados de un estudio de inversión 3D. Sin embargo, los polígonos o cuerpos modelados en forma bidimensional tendrán la desventaja de no poder reflejar completamente el efecto o

anomalía que produce un cuerpo tridimensional. Esto puede, y en muchos casos lo hace, impedir un buen ajuste entre los datos observados y calculados.

Otro aspecto importante es verificar que el modelo inicial que se use para empezar el modelado debe ser congruente con otra información disponible. En el aspecto estructural, por ejemplo, se deben considerar todos los esfuerzos que estuvieron involucrados en la formación de las estructuras y restaurar la sección o por lo menos proporcionar confiabilidad de que se pueda restaurar.

El cuerpo intrabasamental propuesto posee implicaciones tectónicas posiblemente relacionadas con la apertura del Golfo de México por lo cual es recomendable realizar un análisis más detallado que incluya datos regionales de mayor escala, tales como sísmica de refracción, mapas magnéticos y cartas de gravedad del Golfo de México, a fin de proponer el origen de este cuerpo y determinar su posible relación con los procesos de subsidencia en la Cuenca Salina del Istmo y por consiguiente con los sistemas de formación y acumulación de hidrocarburos.

La gravimetría fue el primer método en ser utilizado para la exploración de hidrocarburos, aunque después no se usó durante muchas décadas debido al avance de la tecnología y los resultados obtenidos con la sísmica. Sin embargo actualmente los métodos potenciales demuestran su utilidad en ciertos escenarios geológicos complejos, como el caso del área de estudio, por lo que es recomendable su uso para proyectos futuros mediante la integración con información sísmica y de pozos.

Pemex cuenta con bases de datos con información gravimétrica y magnética (BASEGRA y BASEMAG) además de los datos de gradiente de gravedad aéreo. En conjunto estos datos abarcan casi todas las cuencas de interés petrolero en México, por lo tanto es importante aprovecharlos y apoyar su uso a fin de obtener mayor certidumbre de los modelos geológicos interpretados.

A continuación se mencionan brevemente tres ejemplos de los resultados y beneficios que se han obtenido con el uso de datos FTG.

1.- Inversión 3D con FTG que se realizó en el Estudio de Cuencas Magallanes (Barrios et al. 2012).

En ese estudio se construyó un modelo geológico estructural 3D usando los datos disponibles (Figura VI.1.a), el cual se pudo ajustar a través de la aplicación de un algoritmo de inversión comparando iterativamente la señal observada de los datos FTG contra la respuesta calculada del modelo que se fue ajustando (Figura VI.1.b).

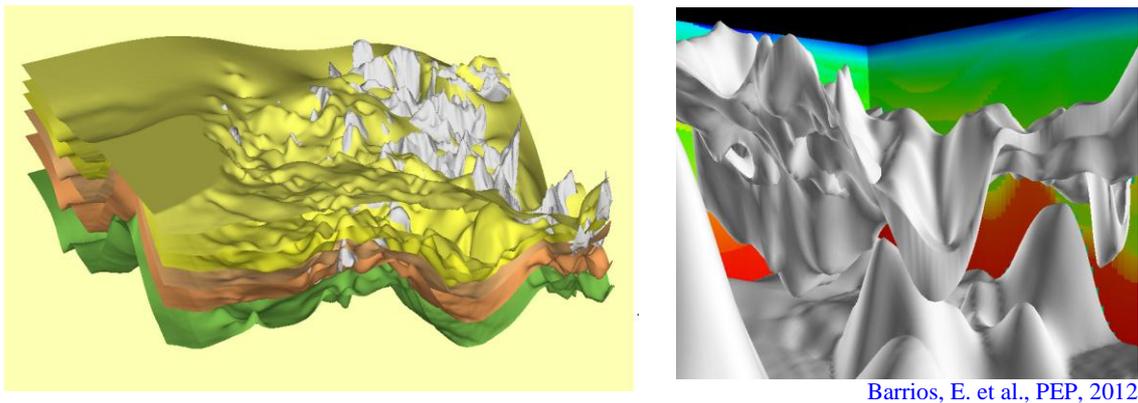


Figura VI.1. Modelo estructural 3D (a) inicial (b) ajustado.

Los resultados de esa inversión 3D incluyeron la cima de la sal autóctona y la base de la sal alóctona (Figura VI.2).

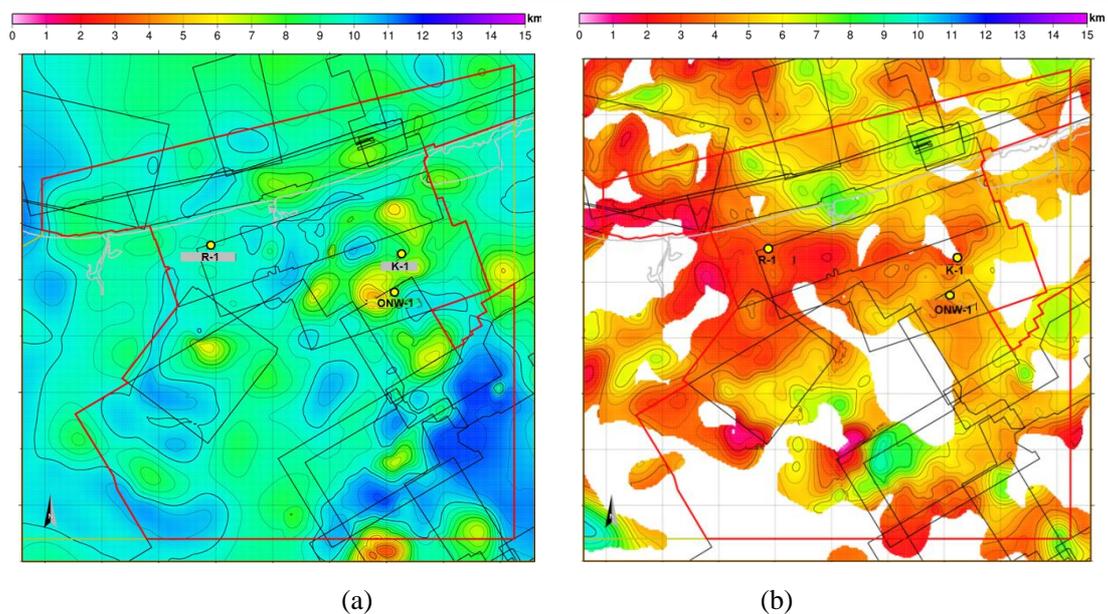
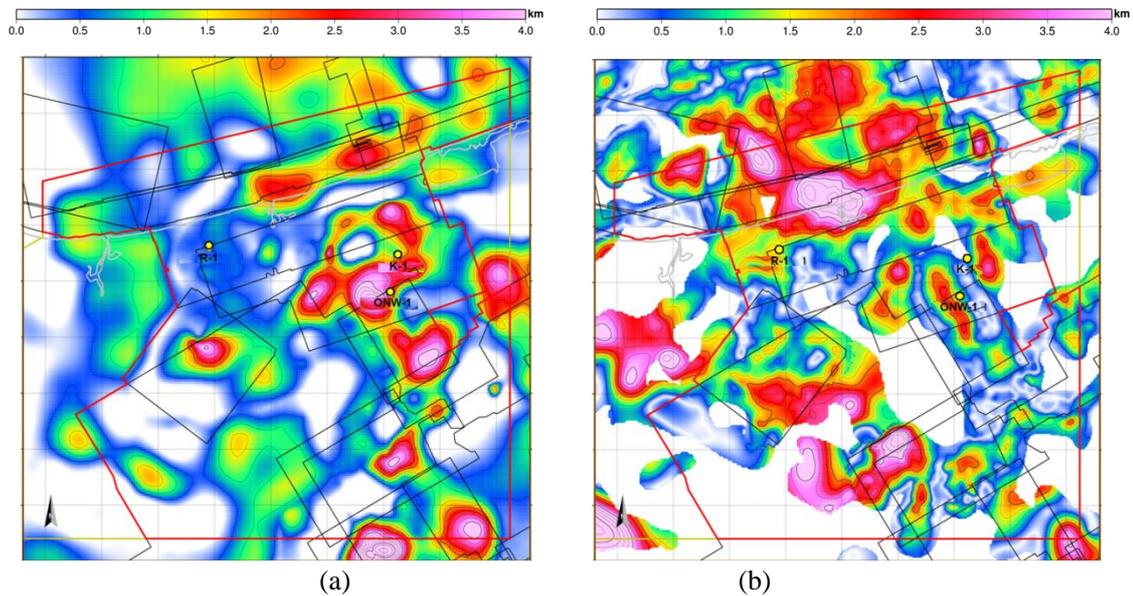


Figura VI.2. (a) Cima de la sal autóctona. (b) Base de la sal alóctona.

Otros productos que se obtuvieron fueron los espesores de la sal autóctona y alóctona (Figura VI.3).

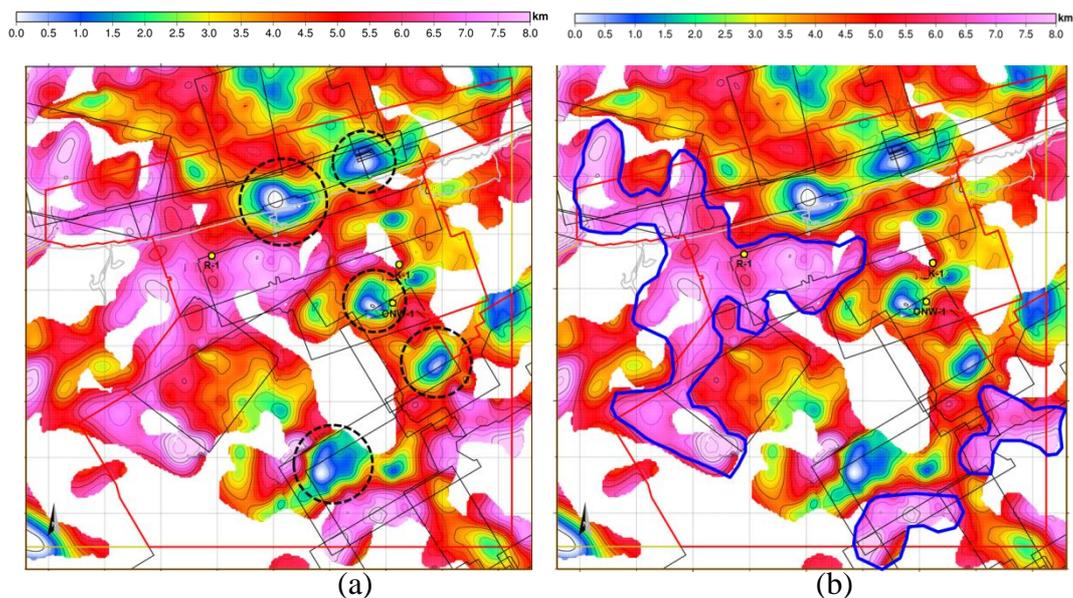


Barrios, E. et al., PEP, 2012

Figura VI.3. (a) Espesor de la sal autóctona. (b) Espesor de la sal alóctona.

Se observó un incremento en la cantidad y espesor de la sal alóctona, y en muy pocas áreas la sal se redujo a prácticamente cero. Estos resultados se están usando para revisar y mejorar la interpretación sísmica de la sal. El modelo 3D resultante de la sal y de las densidades se están usando también en los procesamientos de migración en profundidad para mejorar la imagen alrededor y debajo de la sal.

En base a los mapas anteriores, se calculó y mapeo la separación entre la base de la sal alóctona y la cima de la sal autóctona (Figura VI.4). Con este mapa se pudieron identificar cinco áreas con la posible presencia de raíces de sal, así como las áreas con la mayor separación entre ambos datos.



Barrios, E. et al., PEP, 2012

Figura VI.4. Separación entre la base de la sal alóctona y la cima de la sal autóctona resaltando: (a) los posibles alimentadores de sal y (b) las zonas con mayor columna sedimentaria por debajo de la sal alóctona.

Se logró una mejor definición de la cantidad y ubicación de la sal y se propusieron cinco áreas donde posiblemente la sal alóctona se encuentra enraizada con sal autóctona mediante alimentadores. También se identificaron las zonas con grandes espesores de sedimentos por debajo de la sal alóctona.

Los resultados de esa inversión se están integrando a los flujos de procesamiento sísmico a fin de establecer modelos de velocidad adecuados para los cuerpos de sal alóctonos.

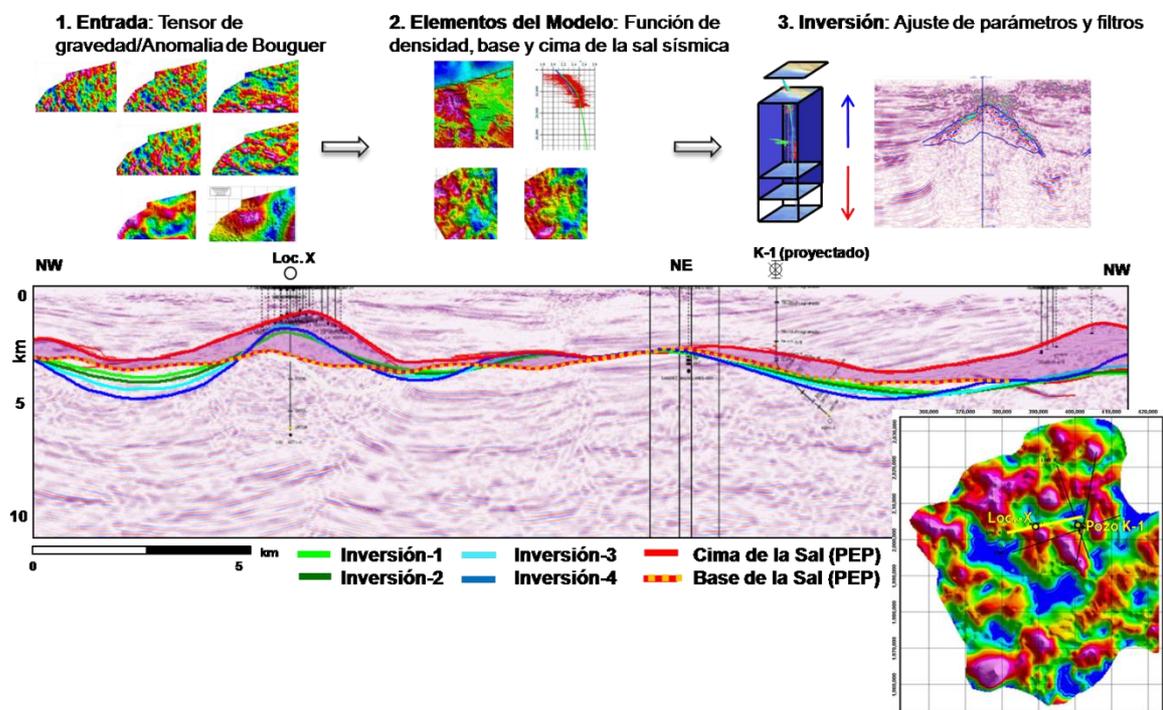
El modelo resultante sirve para refinar el modelo geológico en zonas de interés exploratorio donde es abundante la presencia de sal, a través de un modelado directo, integrando información sísmica y de pozos.

La metodología empleada y los resultados de este estudio pueden ayudar a reducir la incertidumbre en futuras localizaciones con objetivos subsalinos no solo en la CSI, sino en otras áreas donde la presencia de sal es abundante e impide la adecuada iluminación sísmica por debajo de masas de sal alóctona.

Finalmente, es importante mencionar que para realizar un modelado de inversión con FTG se requiere tener suficiente información a-priori para generar un modelo inicial el cual se irá mejorando con la parametrización.

2.- Modelado inverso 3D, Bell Geospace, 2010.

Inversión con datos FTG para los cuerpos de sal enfocada a mejorar la interpretación sísmica de la sal para apoyar la evaluación de dos localizaciones exploratorias (Figura VI.5).



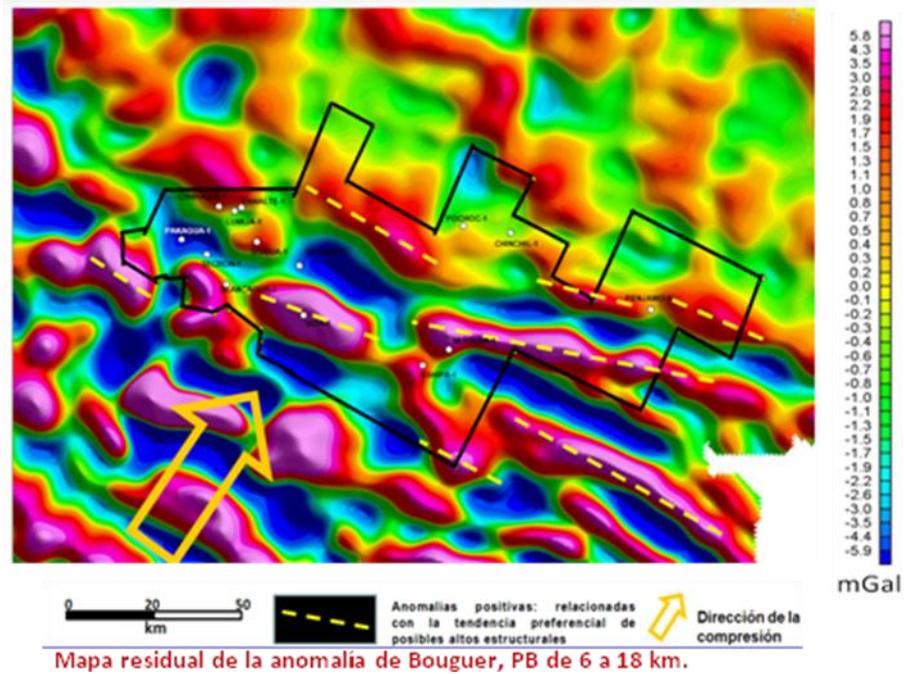
Jorgensen, G. et al., Bell Geospace, 2010

Figura VI.5. Inversión 3D con FTG con un ejemplo de los resultados, Bell Geospace, 2010.

Los resultados permitieron modificar la cantidad de sal interpretada originalmente en los datos sísmicos y sirvieron como guía para el procesamiento PSDM de un cubo.

3.- También se han realizado diferentes análisis cualitativos y modelados para apoyar a otros estudios ya sea con FTG o con gravimetría convencional, entre los más importantes se pueden mencionar los siguientes:

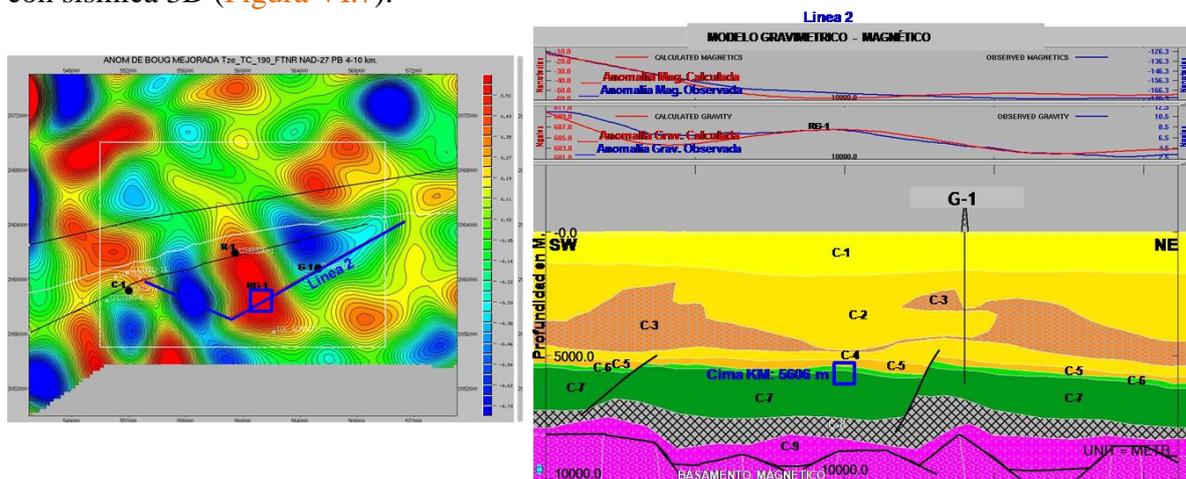
a) Apoyo en el diseño de levantamientos sísmicos mediante análisis de anomalías y su relación con los trends estructurales y posibles cuerpos de sal. (Figura VI.6)



Vazquez, O. et al., 2011

Figura VI.6. Apoyo para el diseño del levantamiento de un cubo sísmico.

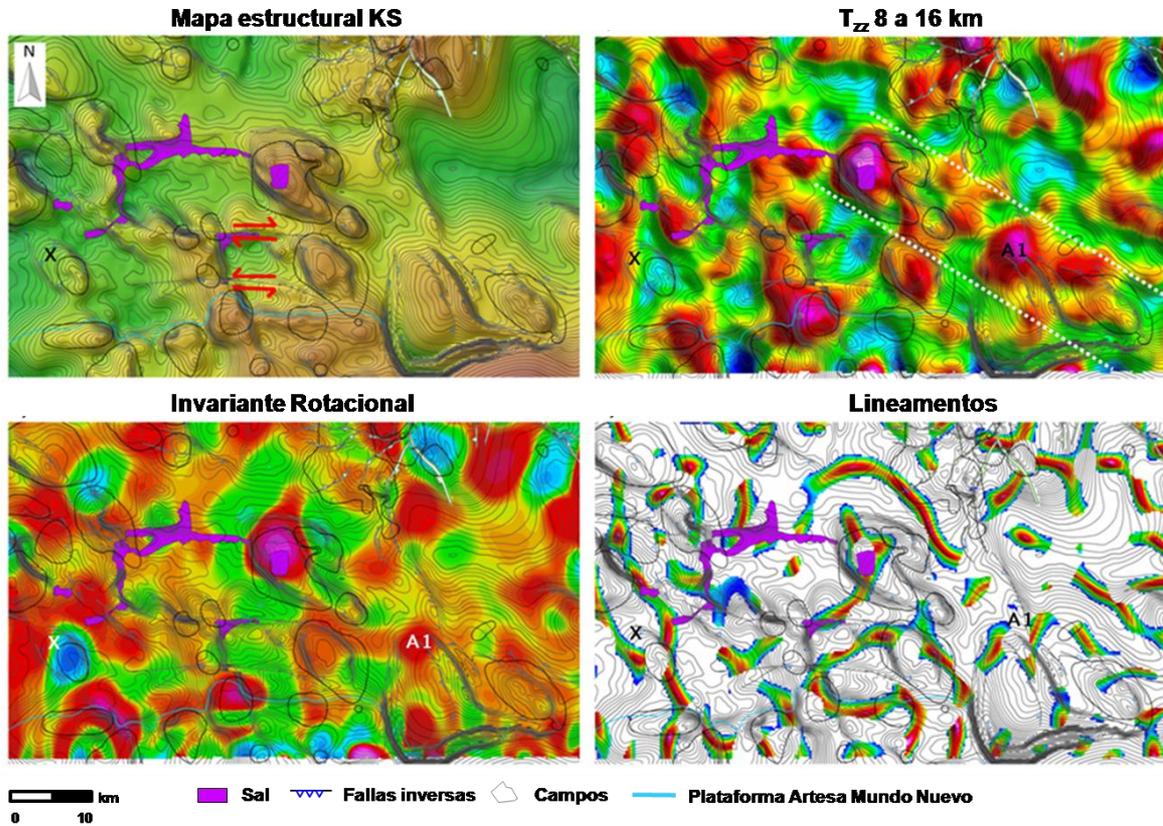
b) Análisis cualitativo y modelado directo para la determinación de una mejor ubicación estructural para la perforación de una localización donde no se contaba con sísmica 3D (Figura VI.7).



Hernández, L. et al., 2011

Figura VI.7. Análisis cualitativo y modelado directo para buscar una mejor posición estructural.

c) Correlación entre anomalías y mapas estructurales para apoyar la interpretación sísmica de cuerpos de sal y dar soporte a la interpretación de los altos estructurales y trends (Figura VI.8).



Vazquez, O. et al., Congreso Mexicano del Petróleo, 2012

Figura VI.8. Análisis cualitativo para apoyar la interpretación estructural.

Debido a su importancia desde el punto de vista económico, se recomienda realizar más modelados directos en la zona de estudio con el fin de apoyar la definición de los cuerpos de sal identificando de esta forma los mejores lugares para perforar, como son las trampas potenciales de cierre contra sal.

Asimismo, se recomienda realizar más inversiones gravimétricas para reducir la incertidumbre de la cantidad y ubicación de sal y de esta forma ayudar a disminuir el riesgo geológico lo que proporcionará mayor valor económico a las localizaciones propuestas. También se deben integrar los resultados de este tipo de estudios en los flujos de procesamiento PSDM a fin de obtener mejores modelos de velocidades para las zonas con donde se tiene abundante presencia de sal.

ANEXO A

Conversión a profundidad del transecto T-7

Inicialmente no se contaba con los horizontes en profundidad del transecto T-7 por lo que fue necesario elaborar un modelo de velocidades para posteriormente convertirlos a profundidad.

Preparación de los datos de entrada

A continuación se hace una descripción de los datos utilizados ([Tabla A.1](#)) para la creación de los modelos de velocidades y la conversión a profundidad de los transectos:

- Horizontes y cuerpos de sal: se tomo la información interpretada en tiempo del estudio Tectónica Salina ([Cruz et al., 2009](#)). En total se exportaron 11 horizontes sísmicos y 4 horizontes se crearon en el presente estudio a partir de la interpretación de la geometría de la sal, la cual se interpreto originalmente como “fallas” en el estudio del 2009. Estos 4 horizontes se dibujaron de forma continua y representan las cimas y bases de los cuerpos de sal alóctona y autóctona. En los lugares donde no se interpretó sal, la cima y la base se unieron indicando ausencia de sal o un espesor de cero metros.

- Pozos: Se compilaron los datos generales de cada pozo, los marcadores validados, las desviaciones y las tablas de tiempo-profundidad de los pozos ubicados sobre la trayectoria de los transectos. Se usaron datos de 11 pozos para el transecto T-7.

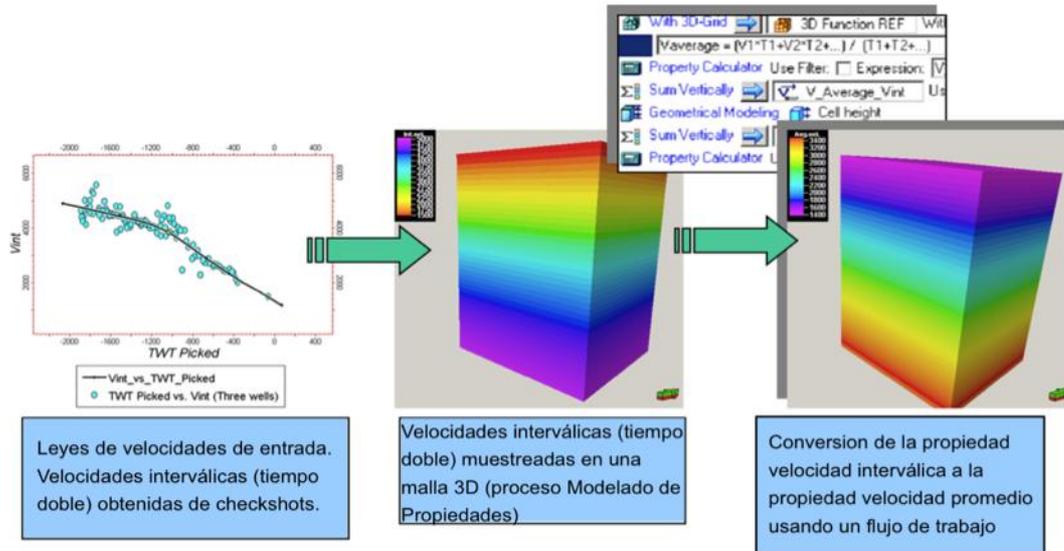
- Cubos de velocidades: Se usaron las velocidades de procesamiento de 4 cubos localizados sobre la trayectoria del transecto.

Tabla A.1. Pozos, horizontes y volúmenes de velocidades.		
Pozos	Horizontes	Volumen de velocidades
Da-1	Reciente Pleistoceno	1M
Ga-1	Plioceno Superior	2R
Gu-1	Plioceno Medio	3C
Ke-1	Plioceno Inferior	4PC
Ma-1	Mioceno Superior	
SM-850	Mioceno Medio	
Sa-1	Mioceno Inferior	
Ta-1	Oligoceno Superior	
Ta-101	Eoceno Superior	
Ya-101	Cretácico Superior	
Ye-1	Jurásico Superior	
	Cima de Sal Alóctona	
	Base de Sal Alóctona	
	Cima de Sal Autóctona	
	Base de Sal Autóctona	

Modelo de velocidades y conversión a profundidad

Con el software Petrel se creó el modelo de velocidades para el transecto T-7.

La metodología para crear modelos de velocidades usando Petrel depende de los datos disponibles, así como del grado de detalle que se requiera. Para este estudio contamos con datos de pozos y de sísmica, y el nivel de detalle fue regional o semi-regional. Los pasos a seguir se muestran resumidos en la [Figura A.1](#) y se describen posteriormente.



Guía para hacer modelos de velocidades en Petrel, Schlumberger, 2012

Figura A.1. Flujo de trabajo resumido para hacer modelos de velocidades.

Carga y control de calidad de los datos

Primero se cargan todos los datos mencionados antes en el formato apropiado. En el caso que las velocidades de cubos sean velocidades medias cuadráticas (RMS por sus siglas en ingles), estas se cargan como atributos y luego se convierten a velocidades intervállicas y a velocidades promedio mediante la conversión de Dix. Para los pozos se hacen graficas cruzadas de tiempo doble-profundidad o tiempo doble-velocidad promedio para detectar datos anómalos y descartarlos. También se revisan que las marcas en tiempo ajusten correctamente con los horizontes para asegurar que no haya problemas durante el proceso de calibración.

Creación del modelo geocelular

Una vez cargados y revisados los datos, se crea un polígono que define la extensión del modelo, luego se crea un modelo geocelular. Después se agregan los horizontes, y si es necesario, se crean límites de cima y base en tiempo para luego incorporar horizontes. Posteriormente se define el tamaño de las celdas y se configura el arreglo de las mismas, y para concluir esta parte se le da un nombre al modelo y se

guarda. Ya que se creó el modelo, es necesario subdividirlo en capas para formar celdas a través del proceso de “Layering”. Cada zona, definida entre dos horizontes, podrá tener características particulares de distribución y espesores de capas. Se realizan las pruebas necesarias para seleccionar la configuración que mejor se ajuste al modelo, tanto en relación a la morfología como en relación a la preservación de las velocidades de los pozos y de la sísmica, durante el escalado.

Escalado de propiedades y propagación en el modelo

El escalado de propiedades consiste en asignar valores a las celdas o geocelulas del modelo que son atravesadas por los registros de velocidad de los pozos, o por los puntos de velocidad de la sísmica. En el caso de los datos de pozos, solo las celdas que están en la trayectoria de estos adquirirán un valor en el escalado.

Después se necesita escalar los registros de velocidad interválica y promedio, los cuales se generan al cargar los checkshots. Es importante controlar la calidad del resultado para que las celdas escaladas representen lo más fiel posible al registro original. Para asegurar esto, en una sección de pozos se puede desplegar ambos datos y establecer comparaciones, y si es necesario se realizan ajustes al tamaño de las capas, lo que implica correr de nuevo el proceso de “Layering”.

Creación del modelo de velocidades

Antes de distribuir los datos en el modelo, es recomendable hacer un análisis estadístico de los mismos para comprender su distribución, hacer transformaciones y realizar variogramas direccionales para acondicionarlos. A continuación se distribuyen los datos de velocidad de los pozos, así como las velocidades de la sísmica, por todo el modelo geocelular, honrando en lo posible las heterogeneidades del área de estudio de la forma más realista que se pueda, usando la herramienta de modelado petrofísico.

Petrel ofrece varios algoritmos para el modelado de propiedades, los cuales incluyen métodos determinísticos y estocásticos. La selección de la metodología a usar es crucial para la generación de cualquier modelo de propiedades, por lo que la experiencia y/o criterio del intérprete es muy importante. Para este caso, la propiedad que compete debe ser la velocidad promedio, la cual se usará en la creación del modelo de velocidades.

En resumen, se recomienda realizar las siguientes actividades:

- Escalar las velocidades de los pozos y las velocidades de la sísmica.
- Propagar las velocidades de la sísmica para obtener un modelo preliminar.
- Calcular una propiedad de anisotropía que equivale a dividir la velocidad de los pozos entre las velocidades propagadas de la sísmica.
- Propagar la propiedad de anisotropía creada en el paso anterior.
- Corregir la velocidad de la sísmica en función de los pozos, que equivale a multiplicar la propiedad de anisotropía propagada por la velocidad sísmica propagada para obtener la velocidad sísmica corregida.

Esta velocidad sísmica corregida deberá tener formato de velocidad promedio. Si inicialmente se decidió trabajar con velocidades interválicas, deberán hacerse los cálculos para transformarla en velocidades promedio, aplicando una ecuación que involucra una propiedad geométrica que define el alto de las celdas.

Una vez definida la velocidad promedio, se procede a crear el modelo de velocidades. En la ventana interactiva donde se realiza esto, se pueden incorporar los horizontes en tiempo que deseen convertirse, definir el método a usar, en este caso velocidad promedio, calibrar con marcadores y escoger los productos a generar al término del proceso.

Conversión a profundidad

Al concluir el proceso anterior se creara un modelo de velocidades con el nombre que definió el usuario y estará disponible para realizar la conversión tiempo-profundidad. Se pueden convertir casi todos los datos disponibles. Los horizontes pueden estar como mallas, puntos o líneas, al seleccionarlos y elegir la opción de convertir con el modelo de velocidad activo se creara un nuevo archivo en profundidad.

Los modelos de velocidades se basaron en los datos tiempo-profundidad de los pozos principalmente, pero se usaron también las velocidades de los cubos especialmente en la parte profunda infra salina para complementar la información de los pozos.

ANEXO B

Métodos de estimación de profundidad magnética

La estimación de la profundidad magnética tiene un papel importante en la interpretación cuantitativa. Diferentes algoritmos han sido generados para el cálculo anterior, los cuales funcionan suponiendo modelos geométricos sencillos, y son independientes del contraste de susceptibilidad. Debido a la serie de suposiciones realizadas, tales como datos libres de ruido y fuentes ideales, es una práctica común emplear estimaciones de varios métodos que sirvan como punto de partida para modelos directos o inversos.

En la exploración petrolera, por ejemplo, la superficie estructural interpretada de las estimaciones de profundidad magnética es comúnmente la aproximación al basamento cristalino (ígneo o metamórfico). La estimación de la profundidad al basamento puede ser empleada directamente en el modelo de cuencas y en aplicaciones de madurez térmica.

La habilidad de estimar o interpretar la estructura del basamento provee una mayor comprensión de los parámetros críticos en la evaluación petrolera inicial

Existen distintos métodos de estimación de profundidad, incluyendo: deconvolución de Werner y Euler, Naudy, señal analítica, transformada de ondícula continua (CWT, por sus siglas en inglés), etc. [Li \(2003\)](#) describe las diferencias y complicaciones en el empleo de estos métodos de interpretación.

A continuación se presenta una descripción de los métodos más utilizados para estimar la profundidad del basamento magnético.

1. Deconvolución de Euler

El método requiere del desplazamiento de una ventana, emplea la ecuación de homogeneidad para construir un sistema de ecuaciones lineales y después determina una vez la posición de una fuente individual para una geometría de fuente dada mediante una inversión de mínimos cuadrados. Requiere el cálculo de las derivadas horizontales y verticales del campo magnético.

Las funciones V son llamadas homogéneas de grado n si satisfacen la ecuación de Euler (Blakely, 1996):

$$x \frac{\partial V}{\partial x} + y \frac{\partial V}{\partial y} + z \frac{\partial V}{\partial z} = nV$$

El parámetro n se refiere al índice estructural. La [Tabla B.1](#) muestra el índice para varias fuentes:

Tabla B.1. Índice estructural para fuentes geométricas sencillas.	
Índice estructural	Tipo de fuente
0.0	Contacto
0.5	Escalón
1.0	Dique delgado
2.0	Cilindro vertical u horizontal
3.0	Esfera (dipolo)

La selección del índice estructural n permite que la ecuación sea resuelta para la posición de la fuente con una geometría dada en una ventana específica. La ventana se desplaza progresivamente a lo largo de la malla magnética y se generan las soluciones para cada desplazamiento. El proceso se repite para varios tamaños de ventana e índices

estructurales, los parámetros óptimos se determinan mediante la acumulación de soluciones de profundidad y su comparación con otra información.

Existen dos ventajas de la deconvolución de Euler sobre otros métodos, las cuales son su fácil generalización de 2D (análisis de perfiles) a 3D (análisis de mallas) y su capacidad de aplicación directa en observaciones con altitudes variables (Li, 2003).

2. Deconvolución de Werner

La técnica fue descrita por Werner (1953), está basada en perfiles y es empleada para el análisis de la profundidad y la posición horizontal de las fuentes magnéticas, y de los parámetros relacionados de echado y susceptibilidad. Es un método de inversión bidimensional, iterativo y riguroso que toma en cuenta la interferencia de las anomalías adyacentes.

El análisis de los datos de intensidad magnética total arroja estos parámetros para cuerpos delgados como diques, sills, zonas de fallas, etc. La aplicación de la deconvolución de Werner sobre el gradiente horizontal brinda parámetros similares para características de interferencia geológicas como contactos con echado, bordes de cuerpos prismáticos, fallas mayores y cambios de pendiente en la cima del basamento.

El método es similar en algunos aspectos a una deconvolución en procesamiento sísmico, donde el campo de ondas es transformado en impulsos que representan reflectores individuales.

La virtud de la deconvolución de Werner es su transformación de una inversión magnética no lineal compleja (para la profundidad, echado y susceptibilidad) en una inversión lineal sencilla (Li, 2003).

3. Método de Naudy

Naudy (1971) propuso esta técnica 2D de estimación de profundidad magnética semi-automática. Escanea un perfil de extremo a extremo y a través de una técnica de plegamiento (separación de la curva en componentes simétricos y anti simétricos), localiza el centro de la anomalía y después estima las profundidades mediante la comparación de la componente simétrica con la respuesta dada por un modelo bidimensional verticalmente magnetizado (dique, placa horizontal delgada o contacto) para obtener parámetros como la profundidad, magnetización e inclinación.

De esta forma, se calcula una estimación de profundidad a partir de casi cualquier cambio de curvatura a lo largo del perfil. Muchas de estas estimaciones serán erróneas debido principalmente a: geometría compleja de la fuente, interferencia de anomalías adyacentes o a una ubicación deficiente del perfil (demasiado alejado del rumbo o demasiado cercano al borde del cuerpo).

Para cada anomalía seleccionada se calculan tres profundidades correspondientes a tres modelos. El intérprete necesita tomar una decisión acerca de la profundidad final. Así el proceso de Naudy es denominado semiautomático (Selected MAGPROBE Interpretation Techniques, 2003).

4. Métodos manuales

El método de media pendiente está basado en la técnica de Peters (1949) en donde la profundidad está basada en la distancia horizontal entre puntos al lado de la anomalía donde la pendiente es la mitad de la pendiente máxima.

La técnica de Sokolov (Reidar, 1993) mide la longitud horizontal de la tangente de inflexión al despegar del mínimo al máximo de la anomalía.

El método de Bean (1966) busca minimizar los errores causados por la interferencia de otras anomalías adyacentes a la anomalía de interés.

5. Ejemplo sintético

Con el fin de evaluar la exactitud de los métodos automáticos y manuales de estimación del basamento magnético se generó un modelo 2D de un dique delgado (Figura B.1).

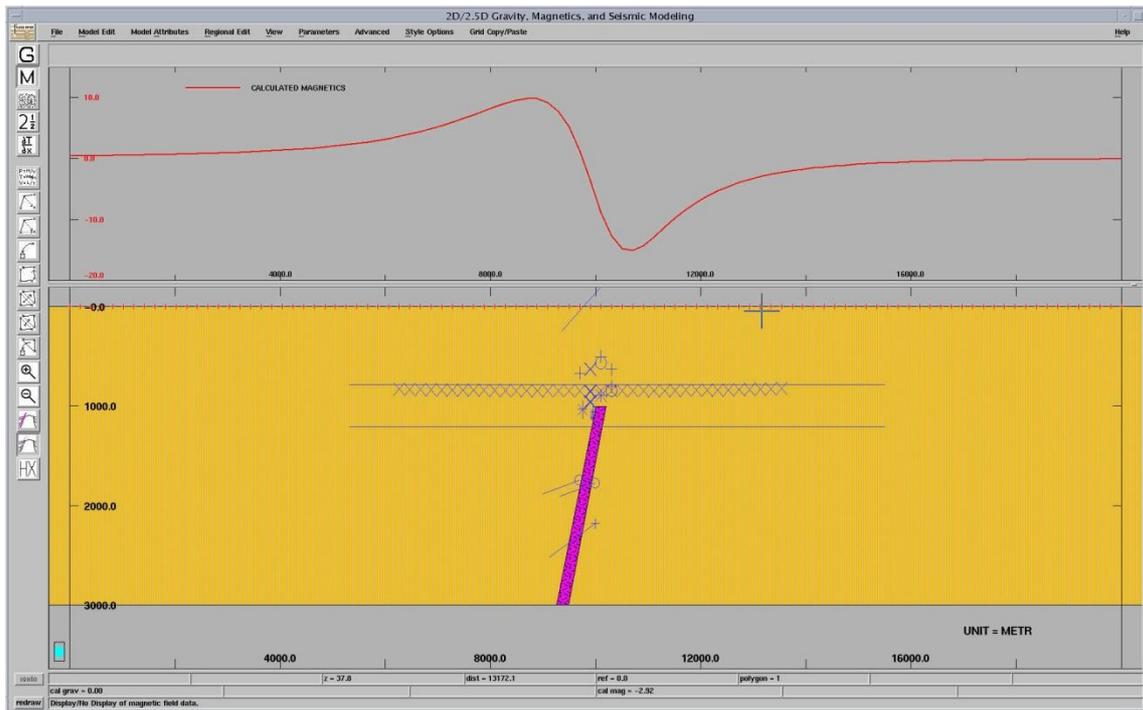


Figura B.1. Modelo de dique vertical. La profundidad a la cima del cuerpo es de 1000 m. Los símbolos indican los resultados de los diversos métodos de estimación magnética.

Los resultados indican que el porcentaje de error promedio de todas las estimaciones es de 24%; el método automático con menor error promedio fue Euler con 7% y el método manual de menor error fue el de pendiente recta.

La Tabla B.2 muestra un resumen estadístico global, mientras que la Tabla B.3 es el compendio estadístico detallado.

Tabla B.2. Resumen estadístico.	
Profundidad real (m)	1000
Profundidad promedio (m)	910
Profundidad máxima (m)	2181
Profundidad mínima (m)	505
Error promedio	24%
Desviación estándar (m)	322

Tabla B.3. Evaluación estadística de los métodos automáticos y manuales.				
Método	Promedio de profundidad (m)	Profundidad mínima (m)	Profundidad máxima (m)	Error (%)
Euler	1071	1036	1116	7
Source Parameter Imaging	841	823	846	16
Naudy	815	628	968	18
Spectral	997	787	1209	21
Werner	2013	1745	2181	101
Straight-slope	893	893	893	11
Sokolov	752	567	846	25
Half-slope	645	505	803	35

Bibliografía

- Albarrán, J., Cerrillo, J. et al., 2003. Interpretación Tectónica del Basamento en el Área Reforma-Comalcalco, IMP-Pemex Exploración y Producción.
- Alonso, J. et al., 2012. Proyecto Actualización de Plays Neógenos de la Cuenca Salina del Istmo, Pemex Exploración y Producción, Inédito.
- Barrios, E. et al., 2012, Estudio de Cuencas Magallanes, Coordinación de Modelado Geológico Regional, AECST, Pemex Exploración y Producción, Inédito.
- Bean, R. J., 1966, A rapid graphical solution for the aeromagnetic anomaly of the two-dimensional tabular body, *Geophysics*, 31, 963-970.
- Blakely, J.R., 1996, *Potential theory in gravity and magnetic applications*: Cambridge University Press.
- Carrasco, A., Vázquez, G., Gallardo, J., Hernandez, L., Marroquín, G., 2011, Primer levantamiento aéreo de gradiente de gravedad con objetivos de exploración petrolera en México. Presentado en el Congreso Mexicano del Petróleo, Puebla.
- Chávez-Valois, V.M. et al., 2008. Estudio de plays fracturados Mesozoico de Chiapas-Tabasco, Coordinación de Modelado Geológico Regional, Activo de Exploración Sur, Pemex Exploración y Producción. Reporte interno.
- Cruz, M. et al., 2009. Estudio Interregional Tectónica Salina y sus implicaciones en la Exploración Petrolera, Pemex Exploración y Producción.
- Fullagar, P, Pears, G, 2010. From gravity gradients to density gradients, Fullagar Geophysics Pty Ltd, Mira Geoscience Pty Ltd, ASEG-PESA Airborne Gravity 2010 Workshop.

-
- Hernández, L. et al., 2011. Interpretación integral de la componente vertical T_{zz} del tensor gravimétrico, área Ribereño, Pemex Exploración y Producción. Reporte interno.
- Jacoby, W. & P. Smilde, 2009. Gravity Interpretation, Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Johnson, C. et al., 1999. Tectonic, Stratigraphic and Hydrocarbon System Development of the Southern Gulf Rim, Mexico and Guatemala: A Synthesis, ECC-Texaco-Pemex Exploración y Producción, Inédito.
- Jorgensen, G. et al., 2010. Quantitative interpretation of Tensor Data, Report on Gravity Gradiometry Data Interpretation, Bell Geospace-Pemex Exploración y Producción.
- Keary, P. & M. Brooks, 2002, An introduction to Geophysical Exploration, Blackwell Scientific Ltd..
- Li, X., 2003, On the use of different methods for estimating magnetic depth: The Leading Edge, 22, 1090-1099.
- Lillie, R.J., 1999, Whole Earth Geophysics. Prentice Hall.
- Murphy, C.A., 2004, The Air-FTG™ airborne gravity gradiometer system, in R.J.L. Lane, editor, Airborne Gravity 2004 - Abstracts from the ASEG-PESA Airborne Gravity 2004 Workshop: Geoscience Australia Record 2004/18, 7-14.
- Naudy, H., 1971, Automatic determination of depth on aeromagnetic profiles, Geophysics, 36, 717-722
- Nettleton, L.L., 1971, Elementary gravity and magnetic for geologists and seismologists: Geophysical monograph series, Society of Exploration Geophysicists.

-
- Padilla y Sánchez, R., 2007, Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México, Boletín SGM, Tomo LIX, Núm. 1, p.19-42.
- Pajot, G. et al., 2004. A Bayesian Approach to Invert GOCE Gravity Gradients, Institut de Physique du Globe de Paris, GOCE-Gravity Field and Steady State Ocean Circulation Explorer, ESA-European Space Agency.
- Pemex-BP, 1994. Informe Proyecto Marbella.
- Pemex Exploración y Producción, 2011. Dictamen Técnico Proyecto Cuichapa, Inédito.
- Peters, L.J., 1949, The direct approach to magnetic interpretation and its practical application, *Geophysics*, 14, 290-320.
- Reidar, J. S., 1993, The straight-slope method for basement depth determination revisited, *Geophysics*, 58, 593.
- Robles, J. et al., 2010. Provincia Petrolera Sureste, PEP. Reporte interno.
- Saad, A.H., 2006, Understanding gravity gradients-a tutorial: The Leading Edge, 25, 942-949.
- Selman, D., 2010, Processing and Acquisition of Air-FTG® data, Sal Somera project, México, Final report: PEMEX Exploración y Producción, Activo de Exploración Sur. Reporte Interno.
- Sheriff, E.R., 2002, *Encyclopedic Dictionary of Applied Geophysics*: Society of Exploration Geophysicists.
- Sosa, A. et al., 2006. Estudio de Plays en las Cuencas Terciarias del Sureste de México, Pemex Exploración y Producción.

Talwani, M., Worzel, J.L., Landisman, M., 1959, Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *J. Geophys. Res* 64, 49-59.

Telford, W.M. y L.P. Geldart, 1990, *Applied Geophysics*, Cambridge University Press.

Vázquez, O. et al., 2011. Anomalías de gravedad en el área de Tacotalpa, AECST, CMGR, Pemex Exploración y Producción. Reporte interno.

Vázquez, O. et al., 2012. Mapeo estructural del Cretácico en la cuenca de Comalcalco usando gradiometría de gravedad de tensor completo, Sesión oral, Congreso Mexicano del Petróleo.

Werner, S. 1953, Interpretation of magnetic anomalies at sheet like bodies: *Sveriges Geol. Undersok, Ser. C, Arsbok*, 43 (1949), no. 6.