



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

DIVISIÓN DE INGENIERÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**Propuesta de integración de metodologías geológico-geofísicas
para la mejora de modelos de velocidades usados en la Migración
PSDM para zonas con tectónica compleja.**

TE S I S QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
INGENIERO GEOFÍSICO

PRESENTA:

MARCO ANTONIO SERRANO ALQUICIRA

DIRECTOR DE TESIS

DR. JOSÉ CARLOS ORTIZ ALEMÁN

MÉXICO, D.F., AGOSTO, 2014

*“Either peace or happiness,
let it enfold you.”*

Charles Bukowski

*A Mi Madre, Mi Padre y Mi Familia,
la que me fue dada y la que yo elegí.*

El proceso de mi formación implica un sinnúmero de situaciones y circunstancias que voluntaria o involuntariamente han dado forma a mi carácter; el afrontarlas y superarlas se debe a la ayuda y participación de muchas personas importantes para mí. Los protagonistas discretos (pero valientes) de esto han sido mi mamá, María Antonieta mi papá, Ricardo y mi familia cercana: Ricardo, Mitzi, Irma y Genaro, Zaira, Daniela, Diego y todos mis tíos y primos, a ellos les debo los valores y principios asimilados, el amor por la libertad, la solidaridad con los semejantes, la tolerancia con los distintos, la amistad y la pasión para defender y vivir con y por aquello en lo que se cree, además de la sensibilidad y la prudencia para tomar decisiones. Con lo que he aprendido y con lo que me han regalado podré enfrentar todo lo que sigue en mi camino.

Gracias a los amigos que tenido la suerte de encontrarme. Enlistar puede ser ingrato pero no quisiera dejar de nombrarlos. Gracias Daniela (de nuevo), Armando, David, Aldo, Yunuen, Javier, Hugo, Felipe, Trinidad, Dan-Producción, Cynthia, Toño, Adrián, Mónica, Arturo, Yoz y Julio. Todo el tiempo que compartí con ustedes valió la pena. Ustedes forman la familia que he elegido. Todas las experiencias, los viajes (a lugares fuera y dentro de nosotros mismos), las lecturas, las películas, la música, los accidentes, las celebraciones interminables y los momentos de lucidez y pasión que hemos compartido son un tesoro que siempre llevaré conmigo. También quiero agradecer a Paco, Eric, Claudia, Diego, Diana, Luis y todas las personas con quienes compartí tantas cosas en la Universidad, muchos han permanecido a mi lado y otros han tenido que seguir otros caminos.

Afortunadamente también he podido aprender a amar la naturaleza y su conocimiento; a cultivar nuevas ideas y conocer otras antiguas per actuales. De no haber ingresado a la **Universidad Nacional Autónoma de México** y a la **Facultad de Ingeniería** no hubiera podido alcanzar muchas de las metas que me he propuesto y, sobre todo, no hubiera podido tener conciencia de las condiciones y los problemas que involucran a mi país, al planeta al que este pertenece y a las personas que pueblan a ambos.

Este trabajo se desarrolló gracias a las aportaciones de un magnífico grupo de trabajo del que tuve la suerte de formar parte y que contó con la atinada y apasionada dirección del Dr. José Carlos Ortíz Alemán quien fungió como guía académica y soporte intelectual durante esta etapa de mi formación. Muchas gracias por todo el apoyo, Charles. Gracias también a Roció y Sebas.

La colaboración de muchas personas se ve reflejada en esta tesis; entre estas se encuentran el Dr. Fernando Castrejón Vacio, el M. en C. Alfredo Trujillo Alcántara, el M. en I. Alejandro Cerón Fernández, el Dr. Pedro Ernesto Villaseñor Rojas, el M. en C. Rodrigo Portillo Pineda y los ingenieros Armando Nanco, Eric Roldan, Francisco Rodríguez, Julián Zapotitla, Nain Vera, José Luis García y Maricarmen Reyes, además de la señora Juana Rojas quienes formaron parte de un equipo de trabajo por de más fructífero. A todos ellos y al **Instituto Mexicano del Petróleo** les debo muchos de los conocimientos que me ayudaron a culminar este trabajo.

Finalmente quisiera agradecer a quienes tuvieron la gentileza de revisar este trabajo y aportar valiosas correcciones y consejos. Ustedes además representan a la comunidad académica de la UNAM y a especialistas en geociencias ante quienes adquiero un compromiso al presentar esta tesis. Gracias Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi, Dr. Guillermo Pérez Cruz, Dr. Eduardo Aguayo Camargo y Dr. Mauricio Nava Flores.

Salt's mechanical properties imply appropriate means to originate hydrocarbon traps given its impermeable and ductile behavior, as well as its trend to migrate through stratigraphic horizons. Salt's density has great contrast in comparison to the surrounding materials since it remains constant even after sedimentary burial, while other densities increase with depth and material's compaction; these phenomena cause non-stable zones and anomalous behaviors that originate complex structural settings associated to *isostasy*. These settings containing salt structures are very difficult to sound using seismic reflection methods (due to illumination issues) and are hard to map in depth images built via seismic migration given the strong velocity and acoustic impedance contrasts, making velocity assignment a tricky process.

In this thesis an integration strategy is proposed for geological and geophysical information to complement the use on seismic data and the construction of depth images using input velocity models. The target of this strategy is to incorporate knowledge of salt tectonics' phenomena knowing some physical properties of salt and sediments. This way some geological sense could be given to the interpretation on which structural and velocity models are built. The use of these enhanced models would be more appropriate for pre-stack depth migration (**PSDM**) and reduce the iterations' elapsed time.

Specifically, gravimetric and gradiometric info will be built up in interpretations so some structural (and density) settings can be inferred. Once densities are established, some Density-Velocity relationships will be used to assign the velocities of some horizons and geo-bodies obtained from structural interpretation and balancing/restoring processes complemented by salt behavior criteria. Additionally, these interpretations are validated through geological analog modeling so some mechanical verisimilitude can be achieved.

The way the obtained structural and mechanical criteria are incorporated will be determined by the analysis of velocity models building processes used in seismic migration. A revision of the main migration algorithms is included so and integrations and velocity-updating scheme can be established, both interpretatively and process-oriented. This includes the application of pre-conditioning and quality controls (QC) on the seismic data.

Finally, the way the integration scheme allows the comparison and matching of different-methods criteria is reported. Also the illumination enhancement of some subsalt horizons in seismic-migrated images is shown, joint with the fashion in which more robust velocity models are related to this enhancement.

La naturaleza mecánica de la sal la convierten en un muy buen generador de atrapamientos para hidrocarburos dado su comportamiento dúctil e impermeable y su tendencia a migrar penetrando horizontes estratigráficos. La densidad de la sal suele contrastar con la de sus alrededores y mantenerse constante aún después de ser sepultada, mientras que los sedimentos envolventes tienden a la compactación incrementando su densidad por lo que se generan zonas inestables y comportamientos anómalos en los horizontes estratigráficos que provocan la formación de arreglos estructurales complejos asociados al fenómeno de *isostasia*. Estos arreglos, que contienen estructuras salinas son difíciles de explorar mediante el método sísmico de reflexión y difíciles de representar en imágenes en profundidad construidas mediante procesos de migración sísmica, ya que representan fuertes contrastes de velocidades y de impedancia acústica que hacen que la asignación de velocidades sea complicada.

En este trabajo se plantea una estrategia de integración de información geológica y geofísica correspondiente a métodos que complementan el trabajo con la información sísmica y los procesos de obtención de imágenes en profundidad. El objetivo de esta estrategia es incorporar el conocimiento de los fenómenos de la tectónica salina y aprovechar algunas propiedades físicas de la sal para dar sentido geológico a las interpretaciones sobre las que se construyen los modelos estructurales y de velocidades que se utilizan para llevar a cabo el proceso de conversión a profundidad de la información sísmica, especialmente el de la migración en profundidad antes de apilar (**PSDM**).

De manera concreta, se propone trabajar con la interpretación de información gravimétrica y de gradiometría para estimar horizontes y cuerpos a partir de este tipo de datos, utilizar de reglas empíricas de conversión Densidad-Velocidad para asignar velocidades de horizontes y geo-cuerpos obtenidos de la interpretación estructural y el balanceo/restauración de secciones sísmicas basados en el comportamiento de la sal. Además, se incluye también la validación de estas interpretaciones mediante la construcción de modelos geológicos análogos enfocada a verificar su verosimilitud mecánica.

La forma de incorporar los criterios obtenidos de la integración propuesta estará determinada según el análisis de los procesos de construcción de modelos de velocidades propios de la migración. Para esto, en el trabajo también se incluye una revisión de la naturaleza de los algoritmos de migración con el fin de establecer un esquema de actualización de velocidades de forma interpretativa y directamente sobre la información sísmica; esto también se relaciona con la aplicación de pre-condicionamiento y controles de calidad (**QC**) sobre los datos sísmicos.

Finalmente se reporta la forma en que el establecimiento del esquema de integración permite empatar criterios provenientes de métodos diversos y tener modelos interpretativamente robustos que se traducen en mejoras concretas en la iluminación de las estructuras salinas y de algunos horizontes por debajo de estas apreciados directamente sobre secciones sísmicas migradas.

1. Introducción	1
1.1 Justificación.	1
1.2 Descripción del Problema.	3
1.3 Objetivo General	5
1.4 Descripción de la Metodología.	6
2. Antecedentes de Geología.	9
2.1 Revisión de provincias estructurales del Golfo de México.	10
2.2 Comportamiento mecánico de la Sal y Contexto de la tectónica salina en el Golfo de México	10
2.3 Entorno geológico regional y criterios interpretativos para la evolución estructural.	18
3 Imágenes sísmicas en zonas con tectónica compleja	27
3.1 Principios de la Migración en Profundidad Antes de Apilar (PSDM).	27
3.2 El problema de la imagen sub-salina y sus retos.	30
3.3 Breve descripción de algunos algoritmos de migración Principales Algoritmos de Migración.	32
a) El Principio de Imagen	
b) Migración Kirchhoff	
c) Migración BEAM	
d) Migración WEM	
e) Migración reversa en Tiempo	
f) Revisión de las condiciones de imagen	
g) Gathers de migración. Construcción y actualización de modelos de velocidades.	

4	Técnicas geofísicas y geológicas integradas para el mejoramiento de los modelos interpretativos.	49
<hr/>		
4.1	Interpretación de información gravimétrica y de gradiometría.	49
4.2	Reglas de conversión Densidad-Velocidad	52
4.3	Esquemas de integración y construcción de modelos de velocidades para la PSDM.	54
5	Desarrollo: Información geofísica, implementación y resultados.	57
<hr/>		
5.1	Flujos de trabajo desarrollados.	57
5.2	Interpretación sísmica estructural. Secciones balanceadas y restauradas.	60
5.3	Modelos análogos para la zona de estudio.	62
5.4	Estimación de horizontes y cuerpos a partir de datos gravimétricos y conversión de velocidades a densidades.	65
5.5	Manejo y pre-condicionamiento de la información sísmica.	72
5.6	Modelos de velocidad e iteraciones de Migración.	74
6	Discusión, conclusiones y recomendaciones.	84
<hr/>		
6.1	Discusión y Conclusiones	84
6.2	Recomendaciones	85
Bibliografía y Figuras		86
<hr/>		
Apéndices		100
<hr/>		

1.1 Justificación

Actualmente existen objetivos importantes para la industria de la exploración y la explotación de hidrocarburos asociados a conjuntos de estructuras salinas como en el Golfo de México, en la cuenca Williston en el Norte de los Estados Unidos, en la cuenca Zechstein en el Mar del Norte, la de Zagros en Irán y las cuencas costeras de Santos en Brasil y África Occidental, (Dusseault et al., 2004; Western & Ball, 1992).

Con este fin se han utilizado mayormente técnicas de exploración sísmica y el método gravimétrico (en menor medida). Sin embargo, aún son necesarios muchos desarrollos para poder comprender las dinámicas evolutivas de la sal y el papel de ésta en la formación de estructuras de interés exploratorio, así como para tener una perspectiva amplia de la naturaleza física de la sal y de los sedimentos que ésta transporta.

La naturaleza mecánica de la sal la convierten en un muy buen generador de atrapamientos dado su comportamiento dúctil e impermeable y su tendencia a migrar penetrando horizontes estratigráficos. La acumulación de la sal es un producto de la evaporación del agua en los océanos y puede alcanzar espesores de miles de metros. La densidad de ésta suele estar entre los 2.1 [g/cm³] y se mantiene constante aún después de ser sepultada, mientras que los sedimentos envolventes tienden a la compactación incrementando su densidad por lo que se generan zonas inestables y comportamientos anómalos en los horizontes estratigráficos que provocan la formación de arreglos estructurales complejos. Si los sedimentos supra yacentes ofrecen poca resistencia (debido a su baja cohesión interna) la sal tiende a ascender debido a la inestabilidad en el régimen local de esfuerzos; esto propicia la formación de estructuras peculiares como domos salinos, napas o almohadillas y algunas cuñas que penetran las capas sedimentarias cuando la cobertura presenta poca resistencia. Si las condiciones tectónicas son propicias la sal puede ascender por rutas de migración detonadas por fallamiento extensional; un ejemplo de este tipo de fenómeno se presenta en la infiltración que se puede encontrar en las estructuras salinas de la cuenca de Zechstein, Mar del Norte (Hughes & Davison, 1993).

En la explotación, el comportamiento de la sal puede generar situaciones de inestabilidad y sobrepresión muy peligrosas a la hora de perforar a través de la sal (Aburto-Pérez et al., 2008). Para enfrentar esto, y para determinar horizontes productores, se necesita tener la mejor delimitación posible de las estructuras salinas sobre las imágenes sísmicas y también conocer lo más ampliamente posible el régimen de esfuerzos que involucra a la sal a nivel regional.

A pesar de su baja densidad, la sal presenta velocidades sísmicas que rodean los 4400 [m/s] (valor casi del doble de la velocidad de algunos de los sedimentos circundantes); este fuerte contraste de velocidad en la interfase Sedimentos/Sal provoca que se tengan reflectores irregulares para la energía sísmica incidente. En un principio, la manera en que las técnicas de procesamiento interpretaban este fenómeno era en una forma análoga a la de un *espejo* (con reflexión total de la energía), lo cual

causa que los domos y las sábanas de sal sean representadas como cuerpos sin fondo extendiéndose desde el nivel de la sal hasta el nivel sísmico más profundo (Ratcliff et al, 1992).

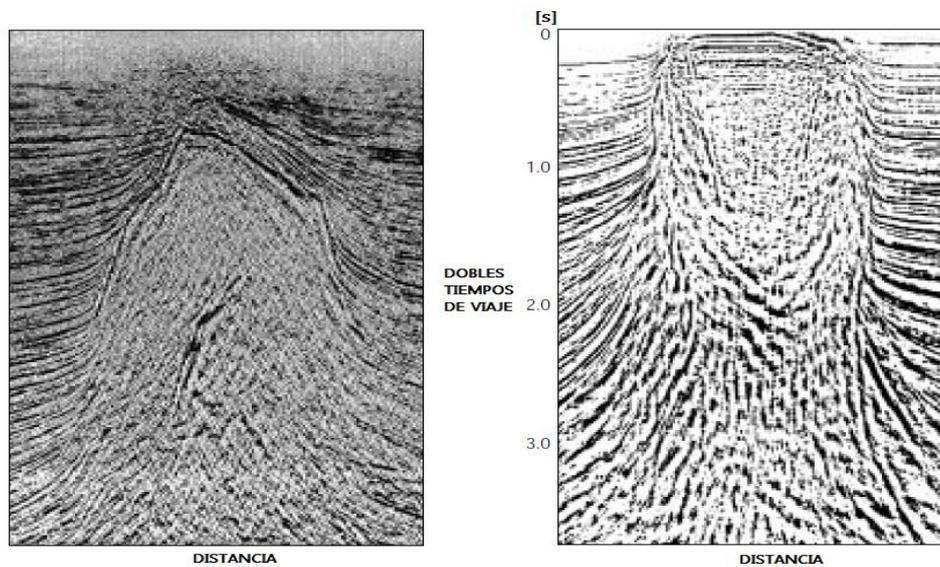


Figura 1.1. Cuerpos salinos sin límites inferiores por efectos de reflectores. Algunas mejoras en el procesado comenzaron a atacar este problema pudiendo mapear (aunque no de manera óptima) algunos echados abruptos y flancos pronunciados en los límites de las estructuras. Modificada de Ratcliff et al. (1992).

Con el desarrollo de los métodos de migración PSDM algunos de los efectos de los fuertes reflectores salinos sobre las imágenes sísmicas han podido refinarse relativamente aunque persiste el problema de los fuertes echados de las estructuras salinas y los escarpados flancos de los diapiros y sábanas de sal. Además también se tiene el problema del mapeo de soldaduras y rutas de migración. Se ha podido establecer que en algunas áreas con sal *alóctona*, es decir sal movilizada y separada de su disposición original, ésta tiende a fluir horizontalmente y formar estructuras *laminadas* una vez que se ha establecido un equilibrio isostático horizontal (Hudec & Jackson, 2007). En el Golfo de México, esto ocurre con mayor frecuencia en las zonas alejadas de la plataforma (alrededor de los límites tentativos de la corteza continental) donde la cobertura sedimentaria no es tan gruesa como la que se encuentra en las regiones relativamente más cercanas a la línea costera (Farmer et al., 1996).

Sin embargo, el proceso de migración presenta dificultades al aplicarse en yacimientos con características poco usuales debido a las complejas configuraciones estructurales, a la tectónica que las provoca y a los fuertes contrastes de propiedades físicas como pueden ser las velocidades sísmicas.

1.2 Descripción del Problema

Las técnicas de exploración sísmica son capaces de localizar anomalías de amplitud asociadas a estructuras; sin embargo, la correlación con elementos estructurales se torna difícil en presencia de sal cuyas características físicas dificultan su mapeo (Hood et al, 2002). Las estructuras de sal alóctona deforman los frentes de onda sísmica e impiden una apropiada iluminación para la base de y de los sedimentos circundante asociados a la deformación de ésta. La cima de los cuerpos de sal forma reflectores importantes. Por tal motivo, la base de la sal y cualquier otra estructura sub-salina son realmente difíciles de delimitar al igual que los costados de los cuerpos donde se encuentra depositado material arrastrado por la migración de la sal causando fuertes contrastes en la homogeneidad de las estructuras exploradas.

El robustecimiento de los modelos base para el procesamiento sísmico requiere conocer lo más detalladamente posible la influencia y las implicaciones físicas y operativas (en la adquisición y el procesado) causadas por la presencia de estructuras salinas (y arcillosas), a lo largo de toda la cadena de obtención de modelos geofísico-geológicos utilizados como base para la determinación de oportunidades de perforación y explotación. Esta tarea puede facilitarse si se cuenta con conocimiento de los mecanismos de la tectónica salina (y arcillosa) que se relacionan con la formación de cierto tipo de estructuras y están ligados a la génesis de algunas cuencas en particular. Al mismo tiempo, es necesario conocer los principios a partir de los cuales han sido desarrolladas las técnicas de procesado de la información sísmica para poder mejorar los modelos interpretativos mediante adecuados esquemas de integración de información de varios métodos conjugando principios geológicos con ciertas metodologías de interpretación y estrategias de modelado geológico/geofísico.

Algunas técnicas de diseño de adquisición sísmica de Wide Azimuth (WAS) o Rich Azimuth (Corcoran et al., 2007; Howard & Moldoveanu 2006; Moldoveanu et al., 2008), permiten tener mejor cobertura en diferentes direcciones (y mayores aperturas) para mapear estructuras complejas; sin embargo la ruta de las mejoras basadas sólo en diseños de adquisición más sofisticados conlleva diversas dificultades al momento de la implementación y representa un costo muy elevado, por lo que se han tenido que plantear alternativas que se enfoquen en optimizar los **modelos interpretativos**, base para los diversos métodos y algoritmos de procesamiento (Leveille, 2011), ya que además de las provechosas mejoras que puedan implementarse en cuanto a eficiencia computacional de los algoritmos, persiste el problema de los pobres modelos de velocidades que no ayudan a tener mejores imágenes por debajo de la sal.

La sal presenta constantemente un aparente desplazamiento vertical ascendente en las imágenes sísmica; este es un rasgo evidente de presencia de sal alóctona y es conocido como “empuje de velocidad” (Nava, 2009). Este fenómeno se debe en forma general a la diferencia de tiempo de arribo a los detectores, por parte de la energía sísmica que viaja a través de las estructuras salinas, (cuya velocidad ronda los 3800 a 4500 [m/s]) con respecto a la energía sísmica que atraviesa los estratos circundantes y los sedimentos de la cobertura que tiene una velocidad que varía alrededor de los 2000 [m/s] y que cambia de acuerdo al nivel de compactación que presenten al ser sepultados (Bjorlykke et al., 2009; Guillaume et al., 2011).

Desde el punto de vista del manejo de la información sísmica, el pre-condicionamiento de datos (incluyendo por ejemplo la remoción de ruido lineal) debería poder eliminar eventos anómalos. La estimación de velocidades y la construcción de los modelos utilizados en la migración tradicional (en el pre-apilado) pocas veces manipulan de manera adecuada los tipos de energía que se propagan en formas distintas de la simple reflexión y por eso es frecuente que permanezcan algunos efectos remanentes debidos a energía propagada en modos distintos a la reflexión simple dando lugar a conductas anómalas en los datos migrados con efectos que permanecen. Esto causa que adicionalmente se invierta demasiado tiempo de proceso adaptando los paquetes de datos sísmicos para que cumplan con las especificaciones que establece el tipo de migración a realizar, al desear solucionar problemas en la definición de horizontes por debajo de la sal, únicamente con el uso de herramientas de filtrado o por medio de la depuración automática de las velocidades por medio de inundación de horizontes. (Jones, 2013).

Todo lo anterior conduce a la necesidad de mejorar los esquemas de obtención de elementos interpretativos integrando flujos de trabajo con información geofísica de mayor calidad y métodos de procesado más robustos para plantear modelos optimizados de velocidades que ayuden a producir mejores imágenes en profundidad.

Es necesario plantear distribuciones geométricas de velocidad que se acerquen más a las encontradas en la naturaleza, por lo que deben tomarse en cuenta las propiedades físicas y morfológicas de las estructuras que las contienen. En este sentido, propiedades que experimentan cambios abruptos como la densidad y la velocidad apuntan a ser interpretadas con técnicas auxiliares (como los métodos potenciales) y nuevas tecnologías (como obtención de las componentes gradiometría) para poder así robustecer los modelos optimizados que el procesamiento sísmico necesita.

Las técnicas de interpretación y modelado geológico basadas en la restauración y balanceo de secciones sísmicas interpretadas pueden ayudar desde el punto de vista cualitativo a contar con geometrías más cercanas a las que usualmente tienen los diferentes horizontes estratigráficos y geo-cuerpos incluidos en los modelos de velocidades. Adicionalmente, mediante el establecimiento de distribuciones de densidades (obtenidos de la información gravimétrica y de gradiometría) pueden utilizarse leyes de conversión a velocidad para diferentes materiales y diferentes tipos de estructuras.

Otra herramienta de interpretación que puede correlacionarse con la información de secciones balanceadas y con un modelo evolutivo del emplazamiento de las estructuras es la construcción de modelos análogos de deformación. Esta técnica puede ayudar a verificar la viabilidad de las interpretaciones y retroalimentarlas a partir del conocimiento, reproducción y conceptualización de los comportamientos elásticos, plásticos o quebradizos observados en la conducta mecánica y reológica de los distintos horizontes y cuerpos de sal.

A partir de la integración de las técnicas mencionadas y utilizando algunos esquemas de procesamiento adaptados según los flujos de trabajo utilizados para manipular la información sísmica y pre-condicionar los datos, sería posible plantear mejores modelos geológicos interpretativos que presenten mayor verosimilitud estructural y ayuden a plantear distribuciones de velocidades más consistentes que puedan ayudar a la mejora de las imágenes sísmicas y a la reducción en el número de iteraciones necesarias para depurar los modelos de velocidades en la migración PSDM.

1.3 Objetivo General

Este trabajo se enfoca en la descripción de las principales técnicas de obtención de imágenes en profundidad antes de apilar basadas en el método sísmico de reflexión (Pre-Stack Depth Migration, PSDM) y de los algoritmos de Migración Kirchhoff, Migración BEAM, Wave Equation Migration y Migración Reversa en Tiempo o RTM).

A partir del punto de vista de la integración y del manejo y mejora de la información sísmica, se plantea el análisis de las técnicas de construcción de modelos de velocidades para poder relacionarlas con el problema de la imagen sub-salina y la pobre iluminación para la sal y los horizontes infra-yacentes para robustecer el proceso de construcción y mejora de los modelos de velocidad utilizados en la migración PSDM.

Se presentan algunas técnicas en el tratamiento y condicionamiento de la información sísmica como:

- Trazado de rayos.
- Extrapolación del campo de ondas para fuentes y receptores mediante el uso de condiciones imagen (Claerbout, 1985; Liu et al., 2011).
- Características de algunos de los diferentes tipos de gathers (de Bruin et al., 1990; Zhang & Sun, 2009).
- Flujos de construcción de modelos de velocidades (Oezsen, 2004)
- Actualización y mejora de velocidades (Isaac & Lawton, 2007, Quijada & Stewart, 2007),
- Controles de calidad para la información sísmica (Woodward et al., 2008; Wang et al., 2006, 2008, 2009; Jiao et al., 2006).
- Técnicas de tomografía y análisis de semblanzas (Shen & Symes, 2003), etc.

Todo esto con la intención de que los esquemas de procesamiento e interpretación puedan ser robustecidos desde la comprensión de las técnicas mencionadas y con el planteamiento de un esquema de integración de criterios geofísico/geológicos, a partir de los cuales también se abordan los problemas de iluminación sísmica presentes en zonas con geología compleja.

Se revisan las características geológicas, tectónicas, físicas, estructurales, mecánicas y reológicas correspondientes a las estructuras encontradas en las dichas zonas que influyen en la implementación de la migración PSDM. Por ejemplo, los fenómenos de la tectónica salina (halocinesis) que ocasionan ciertos estilos de deformación y la formación de caparzones de carbonatos, mini-cuencas, lenguas de sal y diapiros salinos o **canopies**.

Entre los parámetros físicos de las estructuras referidas se hace especial énfasis en:

- Los fuertes contrastes de densidades (base para la utilización de técnicas de gravimetría y gradiometría con fines interpretativos).
- Las diferencias de compactación entre los sedimentos y la sal asociados a los pronunciados cambios en la velocidad y en la impedancia acústica.

- La correspondencia entre velocidades y densidades que permite establecer relaciones empíricas de conversión.
- El comportamiento mecánico de la sal (despegue dúctil) y de los materiales correspondientes a los distintos horizontes como el basamento (quebradizo) y la cobertura (quebradiza-dúctil) que se relacionan con los estilos de deformación.

La premisa de la que se parte es que la integración de diversas técnicas interpretativas (como las propuestas, por ejemplo) puede ayudar a la construcción y establecimiento de modelos de velocidades robustos y consistentes con la geología y la tectónica local, además de mecánica y estructuralmente congruentes. Estas cualidades de los modelos de velocidades pueden aportar ventajas significativas a la hora del trabajo con la información sísmica, ya que permite contar con modelos depurados en los cuales se asignen distribuciones de velocidades más cercanas a las presentes en zonas con geología compleja en general y estructuras salinas en particular.

1.4 Descripción de la Metodología.

El estudio de la naturaleza del problema de iluminación zonas con geología compleja presentado, se enfoca en el pre-condicionamiento de la información sísmica y sus flujos de proceso, en los métodos de actualización de las velocidades durante la migración y en los esquemas de integración para la utilización de criterios geológicos y geofísicos adicionales. A partir de estos esquemas, se desglosan las etapas en las que los métodos auxiliares pueden ser incluidos.

La información y los resultados presentados corresponden a trabajos realizados en forma conjunta con miembros de un grupo de trabajo enfocado en la mejora de imágenes sísmicas utilizando los métodos aquí reportados, por lo que algunos resultados particulares corresponden a información de carácter propietario. En este trabajo se engloba y justifica teóricamente el esquema de integración que ha sido necesario diseñar para trabajar con los métodos mencionados y se presenta la implementación de las mejoras a los modelos de velocidades traducidas en imágenes con iluminación por debajo de la sal y mejor definición de estructuras. De forma individual, dichos métodos son concretamente:

- La interpretación de información gravimétrica y de gradiometría para estimar horizontes y cuerpos a partir de este tipo de datos.
- La utilización de reglas de conversión Densidad-Velocidad
- La interpretación sísmica estructural y el balanceo/restauración de secciones sísmicas.
- La construcción de modelos geológicos análogos para verificar la verosimilitud mecánica de las interpretaciones.

Los métodos citados (en la integración) se aplican junto con el pre-condicionamiento de la información sísmica y la depuración del modelo de velocidades directamente en la forma que se describe a continuación:

- Se utilizarán algunas secciones sísmicas aleatorias extraídas de un volumen sísmico en profundidad, construidas con un modelo de velocidades (no muy bien depurado) que se tomará como modelo inicial. El área en la que se ubica esta información se encuentra cercana a la zona de **Cordilleras Mexicanas**, a la **Cuenca de Burgos** y al denominado **Cinturón Plegado Perdido**.
- Se incorporará un esquema de interpretación e identificación de estructuras semi-automático para restringir los modelos geológicos que se pueden plantear para la zona.
- Se realizarán interpretaciones sobre los datos de gravimetría y de información de algunas componentes del tensor gradiométrico para la delimitación de estructuras y horizontes que puedan asociarse con los fuertes contrastes de densidades presentes entre las estructuras salinas y los sedimentos que las rodean.
- Se obtendrán algunos parámetros del balanceo y restauración estructural sobre secciones extraídas y se delimitarán, de acuerdo a la interpretación sísmica basada en los criterios geométricos iniciales, algunos límites de estructuras como la cima, bordes y base de cuerpos salinos.
- También a partir del balanceo y restauración se planteará un estado no deformado para la zona (trabajado sobre sólo unas secciones). Este estado no deformado servirá para establecer una estrategia de modelado geológico análogo que servirá para verificar la verosimilitud mecánica y reológica del del balanceo y restauración estructural cuyo establecimiento contempla prácticamente sólo criterios geométricos.
- El trabajo con la información sísmica estará de acuerdo al análisis de los procesos realizado según el tipo de algoritmo de migración a seguir y al pre-condicionamiento de los datos. Esto incluirá la aplicación de reducciones como: CDP- Gathers con deconvolución y atenuación de ruidos.
- Luego de la carga de la información sísmica (gathers y datos apilados), se contempla una prueba de factibilidad del volumen sísmico y un picado denso de velocidades basado en un análisis de la semblanza para la identificación preliminar de los límites verticales de la sal a manera de control de calidad (**QC**).
- Después se realizará un ajuste y retroalimentación del modelo de velocidades basado en el esquema de integración para después obtener velocidades sísmicas mediante una ley de correspondencia entre velocidad y densidad.
- Una vez que se obtengan las velocidades correspondientes (mediante la conversión Densidad-Velocidad; Gardner, 1974; Barnola & White, 2001; Quijada & Stewart, 2007), éstas servirán para realizar un segundo proceso de picado fino de velocidades para después integrar este segundo modelo en la interpretación geológica y obtener así segmentos de velocidades de tomografía sísmica que puedan ser comparados e integrados con las interpretaciones de la información de la gravimetría y gradiometría para obtener un modelo de velocidades para la migración PSDM. Se pretende que este proceso sea iterativo.

- Se realizará un número limitado de iteraciones de migración utilizando paquetería comercial de software de migración (de la compañía **Paradigm**); debe mencionarse que no se podrá tener control sobre el desarrollo del algoritmo de migración a la hora de realizar las iteraciones pero sí sobre el pre-condicionamiento de la información sísmica y sobre las interpretaciones y las distribuciones de velocidades iniciales obtenidas de la integración de los criterios interpretativos que han sido mencionados.

Como resultado de la aplicación de esta integración (que incluye el conocimiento de los fenómenos de la tectónica y la deformación salina adaptados a la geología local) se espera una mejora significativa en la iluminación de las imágenes en profundidad. (Véase **Figura A.16** en la sección de **Anexos** para un diagrama de la metodología.)

2.1 Revisión de provincias estructurales del Golfo de México.

Las estructuras en la parte del Cenozoico perteneciente a la región norteamericana del Golfo de México consisten en sedimentos dispuestos en capas delgadas depositadas por gravedad y alimentadas por el depósito en la plataforma continental y el talud superior. La deformación causada por efectos de gravedad en la sedimentación obedece a la migración y desplazamiento de estructuras salinas (incluyendo diapirismo, migración y formación de *canopies* con apéndices causados por flujos laterales que asemejan estructuras lobulares) además de por los deslizamientos y extensiones originadas bajo el lecho marino. El movimiento tectónico lateral de los sedimentos acoplados con la sal, da lugar a la existencia de sistemas conectados de gran escala. Hasta ahora se han identificado cuatro provincias estructurales que contienen distintos tipos de elementos que se piensa están relacionados en su origen (Peel et al., 2001):

- 1) **Provincia del Este lejano del Golfo.** En esta no se observa mayor deformación del Cenozoico.
- 2) **Provincia del Golfo Este.** Ésta se define principalmente por un sistema conectado que data del Mioceno Medio hacia el Tardío caracterizado por esfuerzos de extensión y contracción
- 3) **Provincia del Golfo Central.** Lo que define a esta provincia es principalmente el buzamiento hacia arriba de los sedimentos del Oligoceno, la extensión causada por esto es absorbida por estructuras salina en forma de *canopies*.
- 4) **Provincia del Golfo Oeste.** Se define por los varios sistemas conectados caracterizados por esfuerzos de extensión y contracción que pertenecen al Paleógeno y Mioceno Intermedio

Para comprender el marco estratigráfico y estructural del Golfo Norte de México, es necesario analizar sus márgenes y hacia el centro siguiendo el cambio progresivo de la exploración y explotación de hidrocarburos en las aguas profundas del mar territorial de los Estados Unidos de América. Algunas geometrías propuestas incluyen modelos de variaciones a lo largo del echado (Diegel et al., 1995). Recientemente, se ha favorecido la clasificación en sub-regiones (Weimer & Buffler, 1992). La edad y la forma del emplazamiento de las estructuras salinas, además de la compresión tectónica, son congruentes en algunas regiones pero completamente diferentes en otras de acuerdo a las características individuales de las zonas exploradas; un caso peculiar de deformación es el del Cinturón Plegado Perdido en el Golfo noroeste (Worral & Snelson, 1989).

Como se ha mencionado, los procesos estructurales de mayor escala en el margen del Golfo incluyen la formación de gigantescos cuerpos alóctonos de sal, la extensión (ascensión y buzamiento) en forma de crecimiento fracturado y el descenso que causa contracción y plegamiento entre los *canopies* salinos.

2.2 Comportamiento mecánico de la Sal y Contexto de la tectónica salina en el Golfo de México

La presencia de rasgos estructurales complejos en áreas con sal se asocian al comportamiento mecánico viscoso de ésta que es debido a una resistencia la deformación baja tanto en tensión como en compresión y por lo tanto una tendencia a fluir bajo condiciones de esfuerzos de cizalla muy pequeños (Urai et al., 1986; Spiers et al., 1990; Weijermars et al., 1993). Además, la sal tiene una densidad constante que es casi independiente de la profundidad, así que no se incrementa al ser sepultada, y se mantiene cerca de 2.2 [g/cm³].

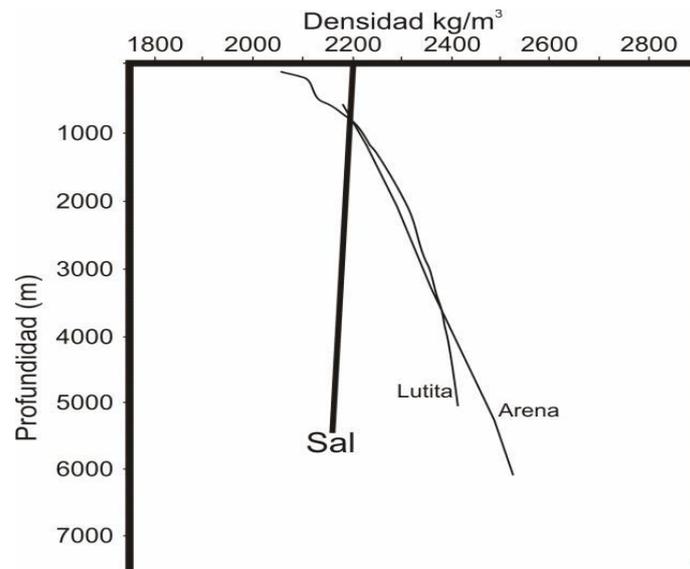


Figura 2.2. Variación de la densidad de algunas rocas con respecto a la profundidad. A diferencia de otras rocas la sal presenta una densidad casi constante con una pequeña disminución con respecto a la profundidad. Modificada de Dobrin (2002).

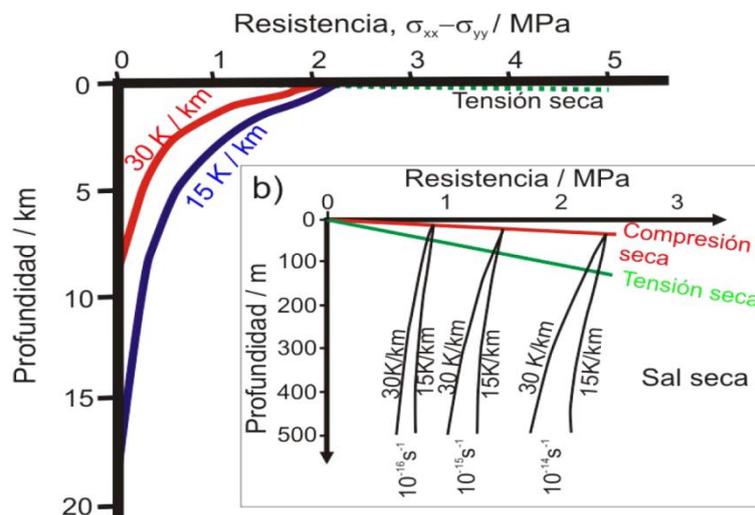


Figura 2.3. Resistencia de la sal deformada por arrastre y dislocación en su estructura cristalina interna (celosía); tasa de deformación de **10¹⁴ [s⁻¹]** y gradientes térmicos de 15 y 30 [K / km]. Temperatura en la superficie de 275 [K]. La profundidad para el límite quebradizo-dúctil para compresión-extensión es de 10 y 130 [m] respectivamente. La parte superior de la gráfica principal, muestra la transición del límite quebradizo-dúctil en sal seca para compresión y extensión, las curvas mostradas corresponden a diferentes tasas de deformación, variando entre 10⁻¹⁴ y 10⁻¹⁶ [s⁻¹] y gradientes térmicos de 15 y 30 [k/km], con una temperatura en la superficie de 275 K. Modificado de Weijermars et al. (1993).

Los mecanismos tectónicos que favorecen el desplazamiento de la sal y de los materiales la que encajonan también se relacionan como los fenómenos **halo-cinéticos** que se refieren a la deformación debida a los movimientos internos dentro de las estructuras salinas causados por las propiedades reológicas y mecánicas de la sal bajo estímulos tectónicos, gravitacionales, lito-estáticos, etc. (Jackson, 1994). En un Sistema Tectónico Salino, compuesto por un basamento sub-salino, una capa supra-yacente de evaporitas y una capa superior de cobertura sedimentaria, las capas evaporíticas o de sal actúan como un lubricante que potencializa el desprendimiento de la carga lito-estática y sirve para acomodar las brechas y traslapes entre bloques fallados en la cobertura.

Debido a que las cargas lito-estáticas de los sedimentos en la cobertura, éstos tienden a expulsar a la sal de manera ascendente, por lo que las estructuras involucradas en la Tectónica Salina están concentradas en la corteza superficial por encima de la zona transicional dúctil-quebradiza cuya profundidad se localiza entre los 8 y los 15 Km. Es debido a este entorno de materiales quebradizos que la cobertura se deforma no por flujos de arrastre sino por deslizamiento friccional a lo largo de rutas de fallas o por deslizamiento de superficies completas que penetran a los bloques fracturados (Jackson, 1994, Brace & Kohlstedt, 1980; Wijermars et al., 1993). En este entorno quebradizo, el comportamiento de la sal resulta contrastante, ya que ésta se deforma siguiendo una **Ley de Potencia para un Fluido Viscoso** cuya viscosidad se encuentra entre los $10^{14} \sim 10^{17}$ y los 10^{19} [Pa·s] (Vendeville & Jackson, 1993; Bonini, 2007), ya sea que tenga un contenido mayor o menor de agua, o se encuentre mezclada con sedimentos de distintos tamaños de grano (Van Keken et al., 1993). Al ser sometida a deformaciones, la Sal presenta zonas internas con cizalla pero dicho cizallamiento no produce fallas notorias a nivel macroscópico, salvo cuando se presentan tasas de deformación muy grandes que generalmente se asocian a eventos sísmicos o intrusiones ígneas y/o reactivaciones súbitas de basamento.

El flujo de la Sal generalmente es lento, sin embargo cuando la Sal no se encuentra totalmente confinada y presenta contenido significativo de agua, ésta puede fluir de manera espontánea y rápida debido a que, bajo estas circunstancias, se presenta un fenómeno de bajo amortiguamiento asociados a una viscosidad baja o a espesores de sal pequeños (Brun & Fort, 2012); esto hace que los mecanismos que intervienen en el movimiento de la sal dependan principalmente de **a)** la Presión Interna de la Sal y la fricción presente en los contactos con la superficie de cobertura en vez del tiempo en que se presenta la deformación, o de **b)** Parámetros que no dependen de la reología de la Sal como pueden ser las tasas regionales de extensión y acortamiento o la progradación o gradación de los sedimentos de la cobertura (Jackson, 1994).

Los múltiples parámetros mencionados anteriormente pueden ser combinados de manera simple con el establecimiento de las siguientes relaciones: V/B , P/B y P/V donde **B**, **P** y **V** representan los esfuerzos correspondientes a la carga quebradiza de la cobertura, a la Presión y a la Viscosidad de la Sal, respectivamente (Vendeville & Jackson, 1993).

V/B representa el esfuerzo relativo de la sal y la cobertura. Si en un sistema se tiene una cobertura delgada o que está siendo deformada de manera muy rápida, el valor de esta relación se incrementará. En este caso, la Sal se adelgazará de manera uniforme y tendrá el efecto de estirar la cobertura predominantemente fracturada. Los efectos causados por la viscosidad en este caso se incrementan si el grosor de la capa que sirve de alimentador a la sal es adelgazado por al presentarse extensión o deslizamiento de la Sal. En contraste, si se presenta una cobertura más gruesa y un espesor de Sal moderado y lentamente deformado, se tendrá un valor bajo para V/B al presentarse un baja viscosidad de la sal. En este caso, la Sal no tiende a estirar la cobertura, ya que

esta se encontrará desprendida del basamento y presentará fallamientos y basculamientos al encontrarse sobre la sal que actúa como lubricante.

El módulo P/B determina si un diapiro puede por sí solo perforar la cobertura. El flujo de sal causado por los gradientes de Presión puede rebasar el esfuerzo presente en la cobertura si el techo del diapiro de sal no está por arriba de lo que se conoce como **Espesor Crítico** (Jackson, 1994). Para este caso, se esperan valores altos del cociente mencionado.

P/V relaciona valores que prácticamente sólo dependen de la naturaleza de la sal que compone a los diapiros; este cociente controla la tasa de elevación que los diapiros pasivos que emergen por debajo del lecho marino. La presión que causa la ascensión de los cuerpos de sal es proporcional a la altura del diapiro y a la relación que existe entre la densidad de la sal y la de la cobertura. Los efectos de la viscosidad son proporcionales a la viscosidad de la Sal e inversamente proporcionales al ancho estimado de los cuerpos de sal y al espesor de la capa alimentadora. Un valor P/V alto se puede asociar a varios factores como un contraste de densidad alto, una baja viscosidad de la Sal, cuerpos sub-salinos demasiado anchos o capas alimentadora y de cobertura de gran espesor; esto favorece la ascensión mediante movimientos internos de flujo (Jackson, 1994). De forma inversa, un valor de P/V bajo incrementa el arrastre viscoso y retarda el ascenso de los diapiros de Sal.

Cuando se presenta extensión regional, puede existir una reactivación en las estructuras preexistentes, ya sean diapiros o napas de sal. Para el caso de los Diapiros reactivados, la tasa de elevación está controlada por la **tasa regional de extensión**. Durante el desarrollo de la reactivación de los cuerpos de Sal por extensión, en las primeras etapas del proceso de reactivación se presenta una mayor resistencia en el sustrato que podría considerarse como un comportamiento quebradizo/viscoso por debajo de la cobertura; esto evita que los cuerpos diapíricos puedan perforar dicha cobertura. En esta etapa, se tienen valores de bajos del cociente P/B que poco a poco van aumentando por efecto del adelgazamiento de la cobertura causado por la extensión hasta que se produce perforación de los sedimentos en la cobertura por parte de la Sal que asciende.

Type of flow	Strain rate s^{-1}	Velocity $mm a^{-1}$	Velocity
Lava flow	10^{-5} to 10^{-4}	5×10^{11} to 3×10^{13}	1 to 60 $km hr^{-1}$
Ice glacier	10^{-10} to 5×10^{-8}	3×10^5 to 2×10^7	1 to 60 $m day^{-1}$
Salt glacier	1×10^{-11} to 2×10^{-9}	2×10^3 to 2×10^6	10 to 100 $km Ma^{-1}$
Mantle currents	10^{-14} to 10^{-15}	10 to 1×10^3	2 $m a^{-1}$ to 5 $m day^{-1}$
Salt tongue spreading (< 30 km wide)	8×10^{-15} to 1×10^{-11}	2 to 20	2 to 20 $km Ma^{-1}$
Salt tongue spreading (> 30 km wide)	3×10^{-16} to 1×10^{-15}	0.5 to 3	0.5 to 3 $km Ma^{-1}$
Salt diapir rise	2×10^{-16} to 8×10^{-11}	1×10^{-2} to 2	10 m to 2 $km Ma^{-1}$

Tabla 2.1. Tasas de deformación y velocidades de la sal en comparación con materiales presentes en otros entornos tectónicos. Reproducida de Jackson & Talbot (1991).

Los principales rasgos alineados sobre el relieve del lecho marino de algunas partes del Golfo de México que se asocian a las partes plegadas de sistemas gravitacionales (Bryant et al., 1968), parecidos a modelos de deformación por extensión de una cobertura adelgazada asociada a la deformación de **raft tectonics**.

Los cambios en la litología que causan importantes contrastes mecánicos y se asocian recíprocamente al comportamiento dúctil del nivel del despegue gravitacional e isostático (Bertagne, 1980; Huerta, 1980; Usmani, 1980; Van de Fliert et al., 1980; Addy & Buffler, 1984; Faust, 1984; Phair, 1984; Shaub et al., 1984; Walters, 1985; Lord, 1986). Muchas de estos fenómenos se han relacionado exclusivamente con procesos gravitacionales en márgenes pasivos; sin embargo, la existencia de un universo muy amplio en los estilos estructurales y de deformación ha ocasionado que también se tenga que resaltar la influencia de la extensión y el acortamiento de origen tectónico, de ahí que la presencia de fallas extensionales de crecimiento en zonas cercanas a la plataforma continental, su interacción con los niveles y horizontes de la sal alóctona y autóctona y su efecto sobre los estilos de deformación haya sido igualmente asociada a muchos de los modelos estructurales (Crans, et al, 1980; Winker, 1982; Bruce, 1983; Christensen, 1983; Jackson & McKenzie, 1983; Larberg, 1983; Robison, 1983; Shaub, 1983; Gibbs, 1984a; Gibbs, 1984b; Hossack, 1984; Worrall, & Snelson, 1989).

Los procesos de tectónica salina en los márgenes pasivos definen a la deformación generada por una capa de sal que sigue un comportamiento viscoso bajo la influencia de fuerzas de origen gravitacional y causa una fuerte deformación en la cobertura (Crans et al, 1980; Ramberg, 1981; Seni, & Jackson, 1983a; Seni & Jackson, 1983b; Jackson & Galloway, 1984; Brun & Merle, 1985; Jackson & Cramez, 1989; Jackson & Talbot, 1989; Nelson, 1989). Este tipo de comportamiento está parcialmente definido por los conceptos de **gravity gliding** y **gravity spreading** (Vendeville & Cobbold, 1987; Jackson & Cornelius, 1987).

Un ejemplo ilustrativo donde destaca el efecto de la tectónica gravitacional sobre los márgenes pasivos puede observarse en los modelos del **Cinturón Plegado Perdido** (Peel et al., 1995; Fiduk et al., 1999; Trudgill, et al., 1999; Camerlo & Benson, 2006; Gradmann et al., 2005), para los cuales se caracterizan algunas zonas de extensión, traslación y acortamiento. Algunos otros sistemas de extensión por gravedad han sido definidos en función de su geometría, el comportamiento de su capa de despegue dúctil y el régimen tectónico regional (Ramberg, 1981; Morley, 1996; Rowan et al., 2000, 2004; Tari, 2003; Kruger, 2009; Hamilton & De Vera, 2009; Morley, 2011; Brun & Fort, 2011), a la vez que verifican el efecto de los fenómenos de **gravity gliding**, **gravity spreading** y el **diapirismo**.

Cuando se tiene un el potencial gravitacional lo suficientemente grande entonces ocurre deformación en los sistemas gravitacionales, ya que es superada la resistencia interna de la cobertura y la resistencia al deslizamiento a lo largo del nivel de despegue (Rowan et al., 2000, 2004). Esto permite que tengan lugar (incluso de manera simultánea) los fenómenos de **gravity gliding** y **gravity spreading**; el segundo de estos se presenta principalmente al inicio de la deformación debido a que el ángulo de inclinación del basamento puede variar cuando se presenta fenómenos corticales como levantamientos y reactivaciones de basamento que causan escalones. Bajo esta mismo régimen, la extensión en la parte continental y el acortamiento hacia la zona distal de una cuenca están ligados a la existencia de una carga sedimentaria depositada que, siendo progradante, incrementa la inclinación de la cuenca. En cambio, hacia la zona abisal y la pendiente inferior la sedimentación causa que la inclinación sea menor y se engrose el nivel de cobertura en la parte más distal retardándose así el deslizamiento por efecto del **gravity gliding**.

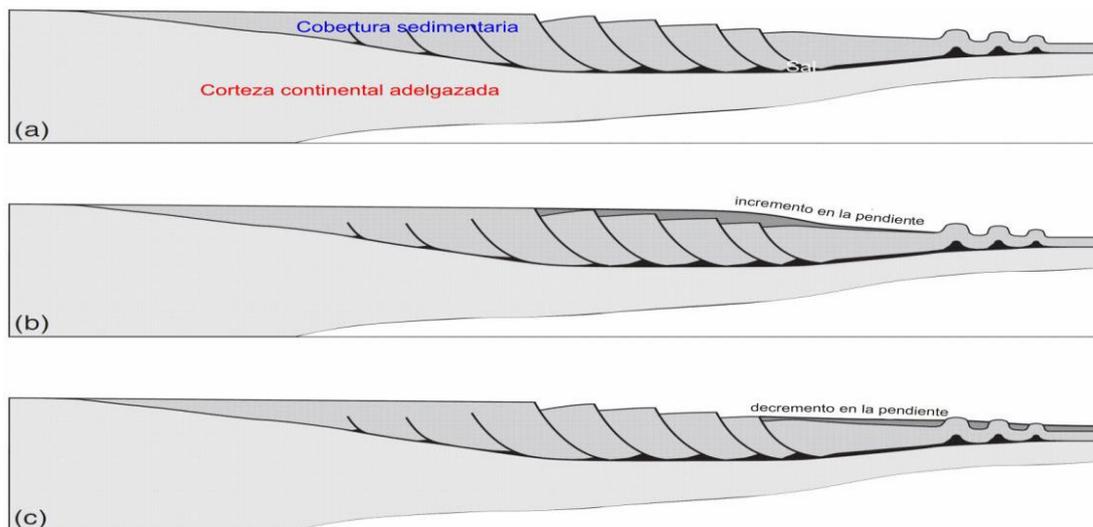


Figura 2.4. Deformación dominada por dispersión gravitacional (a). La deposición progradante en la plataforma externa y la pendiente superior incrementan la pendiente superficial y por lo tanto provoca un avance en la dispersión, (b); la ausencia de sedimentos en la pendiente superior y la presencia en la parte distal en la pendiente inferior y en la planicie abisal reduce la pendiente de la superficie y el potencial de generar deformación por gravedad, disminuyendo o deteniendo la dispersión (c). En a) se muestran la representación de cada una de las capas que es consistente para (b) y (c). Reproducida de Rowan et al., 2004

Igualmente, dentro de los efectos observados en los sistemas gravitacionales, los cinturones de pliegues y cabalgaduras asociados se clasifican según el régimen de esfuerzos presente en ellos (Morley et al., 2011) que pueden ser de los siguientes tipos:

- a) Esfuerzos de campo cercano o **near-field stress**, asociado a un levantamiento o carga sedimentaria, donde la deformación se concentra en el paquete sedimentario.
- b) Esfuerzos remotos o **far field stress**, generado por esfuerzos litosféricos y/o donde la gravedad genera la deformación en partes de la corteza media o inferior.

Los procesos de **gravitational gliding** y **gravitational spreading** son generados en el primer campo de esfuerzos (**near-field stress**). La presencia de un delta progradante también influye y define las condiciones encontradas en un margen dominado por gravedad; de hecho, algunas de las clasificaciones contemplan este hecho (Letouzey et al., 1995; Ge et al., 1997) e introducen el concepto de sistemas progradantes y/o sistemas deltaicos (McClay et al., 1998). Además de estas diferencias, se remarcan también algunas causas de los fenómenos de **gravitational gliding** y **gravitational** ligados únicamente a la gravedad (Rowan et al., 2000, 2004), generados por carga sedimentaria (Vendeville, 2005), o por ambos procesos (Brun & Fort, 2011). El término “sistemas ligados” se refiere a que los procesos de extensión y acortamiento están relacionados y, son generados a partir del avance en la deformación producida por la presencia de un delta progradante (donde la sedimentación avanza en dirección a la cuenca), bajo la acción de la movilización de sal hacia un nivel de sal autóctona que subyace a la cobertura sedimentaria en un margen pasivo como sucede en el Golfo de México.

Los sistemas gravitacionales son disparados por procesos que inducen, por ejemplo a la **flotabilidad** que está en relación con la diferencia de densidad entre la sal y su cobertura (Jackson & Talbot, 1991), a la **carga diferencial**, que en algunos casos se relaciona con la sedimentación en deltas progradantes y/o con la topografía (Letouzey et al., 1995). También está presente el fenómeno de **convección térmica**, definida como la capacidad de un cuerpo de transferir la energía cinética de sus moléculas a otro cuerpo con el cual no está en contacto (Talbot, 1978; Jackson & Galloway, 1984).

Desde el punto de vista sedimentológico-estructural se han definido tres características para generar las estructuras presentes en estos sistemas ligados (Ge et al., 1997). La primera se refiere a la extensión regional en la iniciación y crecimiento de las estructuras salinas (Duval et al., 1992; Vendeville & Jackson, 1992; Demercian et al., 1993; Jackson & Vendeville, 1994, Treviño & Vendeville, 2008). La segunda se enfoca en los efectos de la flotabilidad entre la sal y la cobertura (Talbot, 1992, Podladchikov et al., 1993; Van Keken, 1993; Kaus & Podladchikov, 2001). Por último, se resalta el efecto de la carga sedimentaria como factor generador (Trusheim, 1960; Dailly, 1976; Seni & Jackson, 1983a; Worrall & Snelson, 1989; Nelson, 1991, Ge et al., 1997; Rowan et al., 2000, 2004; Vendeville, 2005). A partir de esto, se han propuesto tres mecanismos para explicar la formación de los sistemas gravitacionales (Schultz, 2001, Rowan et al., 2000, 2004, Brun & Fort, 2011):

- i) Gravity gliding* (deslizamiento gravitacional), producido principalmente por una inclinación del basamento. Desde un punto de vista mecánico este primer mecanismo se presenta cuando el coeficiente de fricción (μ) es más pequeño que el valor de la pendiente (γ) (Turcotte & Schubert, 1982, 2002). También se ha referido que el deslizamiento gravitacional se debe a una inclinación del margen, donde se presenta una traslación rígida de un cuerpo a través de la pendiente (Brun & Fort, 2011) y toda la sal fluye hacia la cuenca de una manera uniforme y continua, es decir que los vectores de desplazamiento son paralelos al plano de despegue (Rowan et al., 2000, 2004) con poca deformación interna. De acuerdo a Brun & Fort (2011), este mecanismo no se presenta en los márgenes pasivos, (ya que la cobertura sedimentaria siempre presentará una deformación interna) y está controlado por la variación en la inclinación del despegue con respecto a la cuenca, aunque también se puede presentar por un cambio en la inclinación de la cobertura (Rowan et al., 2000, 2004). La inclinación del despegue puede cambiar debido a procesos corticales tales como: **a)** subsidencia térmica diferencial entre el cratón no adelgazado y la corteza oceánica lo que causa un incremento en la inclinación, **b)** subsidencia flexural diferencial creada por la carga deltaica progradante o edificios carbonatados en la parte próxima, lo que decrece la inclinación, **c)** cualquier evento tectónico que cause un levantamiento del cratón y por lo tanto una inclinación de la cuenca.
- ii) Gravity spreading* (dispersión gravitacional), debido a una carga sedimentaria diferencial. Este mecanismo se caracteriza por una deformación plástica penetrante de una masa de roca (Savage & Varnes, 1987). Para su ocurrencia es necesario una inclinación del basamento en la zona distal hacia el continente además, de un delta progradante; la dispersión gravitacional se genera por la carga sedimentaria diferencial, aquí la sal empieza a fluir hacia la cuenca conforme la carga sedimentaria avanza (Brun & Fort, 2011). Los parámetros que presentan una relación estrecha con este mecanismo y que favorecen su presencia corresponden principalmente a: **a)** la inclinación de la pendiente, **b)** a inclinación del despegue basal, **c)** el coeficiente de fricción en el despegue y **d)** la resistencia interna de la roca.

Al igual que en el deslizamiento gravitacional, la ocurrencia de la dispersión gravitacional depende de la inclinación del despegue basal, el cual puede inclinarse hacia el continente. Por lo tanto, los mismos procesos corticales enumerados para el deslizamiento gravitacional que pueden afectar la inclinación del despegue son válidos para la dispersión gravitacional.

iii) *Gliding-spreading* (deslizamiento-dispersión), correspondiente a una combinación de los mecanismos anteriores. Se debe principalmente a una inclinación del margen (inestabilidad de la pendiente) y, puede ocurrir con ángulos menores a 1° y coberturas sedimentarias de un 1 [km]. Este mecanismo es más viable que un deslizamiento gravitacional en los sistemas de deformación por gravedad, además de que en este mecanismo de deformación el acortamiento migra hacia el continente (Brun & Fort, 2011).

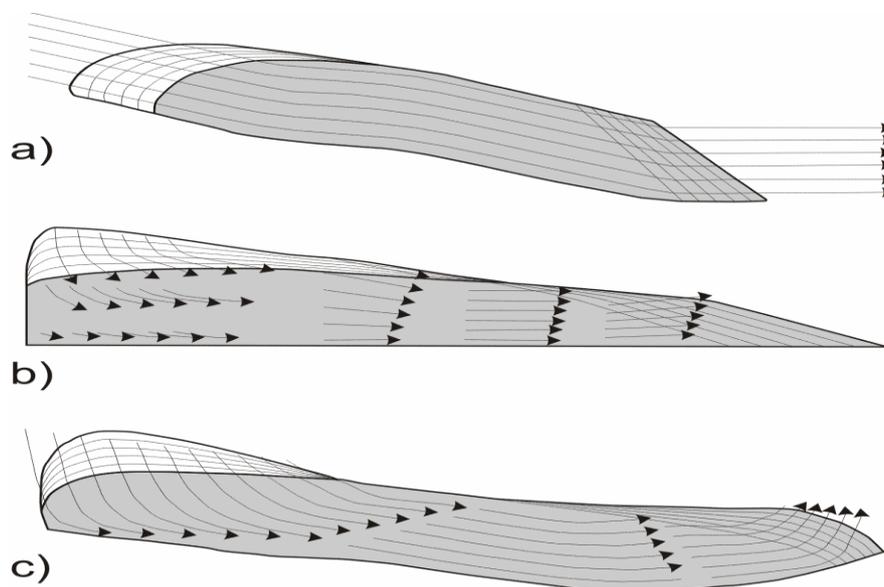


Figura 2.5. Mecanismos de deformación por gravedad (a) deslizamiento por gravedad, donde un bloque rígido se desliza sobre un despegue, (b) dispersión gravitacional, cuando una masa de roca se distorsiona bajo su propio peso debido al colapso vertical y dispersión lateral; y (c) deformación de modo combinada. Las zonas sombreadas representan las etapas finales y las flechas indican los vectores de movimiento de la cobertura sedimentaria (tomado de Rowan et al., 2004).

Los sistemas gravitacionales presentan una deformación con lapsos de evolución geológica de 100 millones de años o más, además de que estos procesos se desarrollan en una escala regional con estructuras que se definen en zona que va entre los 200 y 400 km de longitud (Brun & Fort, 2011).

La secuencia lito-estratigráfica puede describirse de manera simplificada conformada por cuatro capas con comportamiento mecánico diferente (Letouzey et al., 1995; Gradmann et al., 2005; Brun & Fort, 2011):

- 1) Un basamento quebradizo.
- 2) Una gruesa capa de sal con comportamiento dúctil.

- 3) Una secuencia pre-cinemática de comportamiento quebradizo que se deposita de manera relativamente uniforme, la cual se considera de precarga.
- 4) Una secuencia sedimentaria de delta progradante hacia la zona de la cuenca, que registra una sedimentación continua.

Este modelo ilustra únicamente la presencia de tres capas, omitiendo la secuencia de pre-carga (Gradmann et al., 2005). Dicha secuencia de precarga puede estar ausente repercutiendo de manera directa en la deformación (Brun & Fort, 2011).

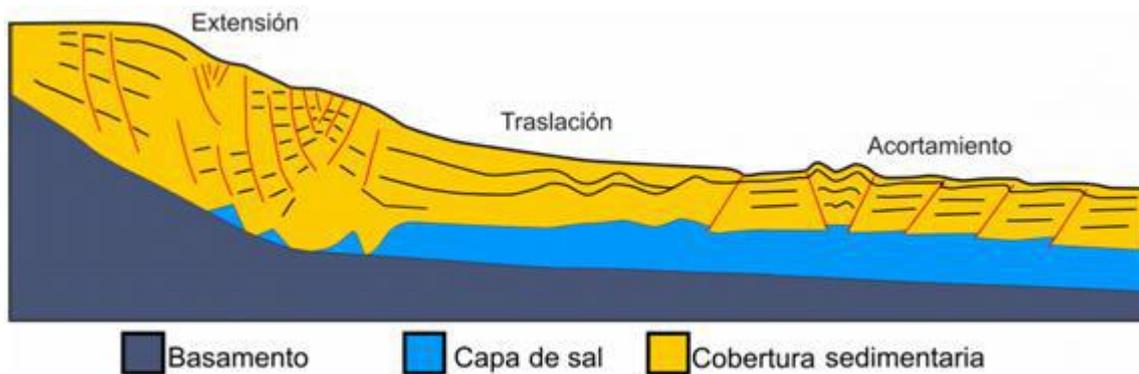


Figura 2.6. Modelo conceptual donde se ejemplifican los rasgos de los sistemas gravitacionales, caracterizándose por un régimen extensional en la zona de pendiente (trasera), una parte central de la cuenca con poca deformación (traslación) y una zona hacia el frente con fallas inversas (régimen compresivo). Las líneas rojas marcan las fallas, mientras que en negro se muestra la estratificación (modificado de Gradmann et al., 2005).

Los principales parámetros dinámicos y de deformación que se presentan en los sistemas gravitacionales pueden dividirse en función de su mecanismo de deformación (García-Marroquín, 2013). La identificación de cada mecanismo depende de contar con información geológica amplia de cada zona. La clasificación de los sistemas gravitacionales que ocurren a nivel global supone una comprensión de los fenómenos locales de cada cuenca, además de que muchas nuevas interpretaciones surgen según se adquiere mejor información a partir de mejores técnicas de exploración y mejores técnicas de modelado e interpretación; sin embargo, estas se hacen a partir de las bases ya establecidas para la conceptualización y comprensión de los mecanismos de la tectónica salina en general (Rowan et al., 2000, 2004; Brun & Fort, 2011).

A partir de los fenómenos mecánicos ya mencionados se pueden identificar dos mecanismos para generar sistemas de deformación por gravedad de larga vida o para generar la deformación durante el pico máximo de la deformación (dispersión gravitacional y deslizamiento-dispersión). No obstante, no se puede descartar el deslizamiento gravitacional al menos para las etapas tempranas de la evolución de los sistemas gravitacionales. En este caso, se establecen dos factores que aumentan la energía potencial causando una inestabilidad y generar los sistemas gravitacionales que corresponden a: a) inclinación del margen; b) carga sedimentaria. El primero de ellos se puede deber a eventos tectónicos o procesos térmicos, mientras que el segundo a un delta progradante.

La sal se deforma de una manera diferente a las rocas de la cobertura sedimentaria de acuerdo ciertas características físicas que las diferencian (viscosidad, resistencia, densidad), y a los tipos de flujo, que pueden deformar a la sal.

2.3 Entorno geológico regional y criterios interpretativos para la evolución estructural.

Las estructuras presentes en el área son producto de una tectónica gravitacional en donde la sal produce diapiros, soldaduras y canopies. El Cinturón Plegado de Perdido está constituido regionalmente de pliegues concéntricos con una orientación Noreste-Suroeste, delimitada por fallas inversas en ambos flancos de los pliegues, que se ubican atrás de la terminación abrupta de la sal autóctona. El principal evento de compresión está ubicado entre el Oligoceno Temprano y el Mioceno, donde se deformó todo el paquete sedimentario. Se ha interpretado que los mecanismos de **gravitational gliding** y **gravitational spreading**, son los principales mecanismos asociados a la formación de este cinturón de pliegues. La geometría del cinturón Plegado de Perdido ha sido redefinida también según la clasificación de los pliegues como de tipo **kink-band**, y la secuencia se divide en cuatro unidades estratigráfico-estructurales (Camerlo & Benson, 2006):

- 1) basamento
- 2) despegue dúctil
- 3) capa pre-cinemática
- 4) capa post-cinemática.

Se interpreta que la formación del cinturón plegado de Perdido se re monta al Paleoceno Temprano, con algunos pliegues que continuaron creciendo hasta casi el presente (Waller, 2007). Estos pliegues se mantuvieron creciendo hacia el Este hasta el límite de la sal autóctona. La geometría y el estilo estructural dependen parcialmente en el tipo de sedimento o roca presente. Las porciones más inferiores (donde se concentran los carbonatos) generan pliegues más suaves, mientras que en las porciones superiores (siliciclastos) están presentes pliegues más abruptos (Waller, 2007).

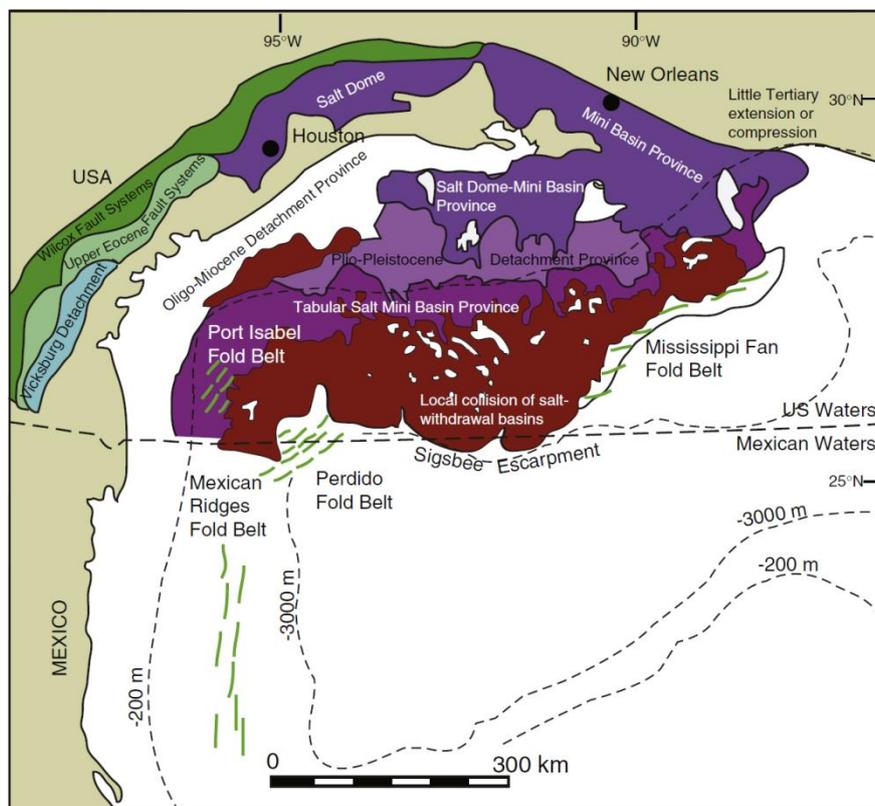


Figura 2.7. Mapa del Golfo de México mostrando las unidades estructurales profundas principales. Reproducida de Morley et al. (2011)

Desde el punto de vista de las condiciones que han incidido en la deformación presente en zonas con estructuras salinas y cinturones de pliegues, la evolución tectónica implicaría varios aspectos entre los que se encuentran:

- 1) La división en provincias geológicas con rasgos estructurales contrastantes.
- 2) La interpretación a partir de secciones tipo o base del borde noroeste del Golfo de México, principalmente para la zona ubicada en el límite entre México y Estados Unidos.
- 3) La inclusión de criterios para la evolución paleogeográfica del Golfo de México, sobre todo en el borde noroeste y su influencia en la generación de los sistemas de deformación por gravedad, con base en la estratigrafía interpretada para los cinturones de pliegues.
- 4) La recopilación de los principales rasgos geológicos y tectónicos que inciden en el margen pasivo mexicano del Golfo de México.

La región denominada “Provincia Salina del Golfo Norte” es una provincia que se refiere a la zona donde existe presencia de sal de manera autóctona por debajo de la cobertura sedimentaria. Sin embargo, esta área no cubre completamente toda la región donde se ubican los sistemas de deformación por gravedad ya que existen provincias geológicas distribuidas en la parte profunda del Golfo de México. En el borde del continente y la zona de plataforma continental se encuentra la **Cuenca de Burgos** cuya zona profunda se ha dividido en tres provincias geológicas que en dirección W-E corresponde a: “Delta del Bravo”, “Franja de Sal Alóctona”, y “Cinturón Plegado Perdido”.

Geográficamente, la cuenca de Burgos se encuentra ubicada en la Planicie Costera del Golfo de México y corresponde al depósito de grandes volúmenes de rocas evaporíticas carbonatadas y siliciclásticas de cerca de 3 000 m de espesor durante el Mesozoico y alrededor de 5 000 m de sedimentos siliciclásticos durante el Cenozoico, con influencia de los sedimentos terrígenos generados de la erosión de la Sierra Madre Oriental hacia finales del Cretácico-Eoceno y sedimentación de grandes paquetes debido al delta del Río Bravo desde el Oligoceno hasta el Reciente (Ortiz-Ubilla & Tolson, 2004; Eguiluz, 2011). El estilo estructural predominante corresponde a un sistema de fallas normales lístricas de orientación NW-SE con echados hacia el oriente—hacia donde las fallas se hacen más jóvenes—y desplazamiento de algunos cientos de metros (Echanove, 1986; Pérez-Cruz, 1992; Eguiluz, 2000; Téllez et al., 2000). En la Cuenca de Burgos se pueden apreciar dos niveles de deformación, a partir del cual las fallas interactúan con la cobertura y sobre la capa de despegue (Eguiluz, 2011). Uno de estos niveles está caracterizado por fallas de extensión a partir de un despegue entre las capas del Cretácico-Paleoceno, donde las fallas presentan un mayor desplazamiento hacia el interior del continente con fallas sub-verticales, lo que indica una migración de la deformación. En el segundo nivel la deformación se produce a partir de las evaporitas del Jurásico Superior, en este caso se aprecian bloques rotados y las fallas aumentan su desplazamiento hacia la cuenca.

Además, se distinguen tres patrones de falla con estilos estructurales y geometrías contrastantes:

- El primero, ubicado hacia el Occidente, involucra la franja del Paleoceno y está dominado por fallas normales sin-sedimentarias con zonas de expansión poco desarrolladas
- El segundo estilo se presenta hacia las franjas del Eoceno y Oligoceno, en las cuales son comunes las fallas sin-sedimentarias de mediano a bajo ángulo.
- El tercero corresponde a una zona ubicada en la parte oriental y que se extiende hasta la plataforma continental; aquí, las fallas son también de crecimiento pero con planos que tienden a la verticalidad, y afectan predominantemente la columna del Mioceno y Plioceno.

Para la cuenca de Burgos también existen algunas fallas menores antitéticas con echados hacia el occidente asociadas a las fallas principales.

Por otro lado, hacia la parte frontal de la Cuenca de Burgos se encuentra la **Provincia del Delta del Río Bravo**. Esta provincia está caracterizada por la presencia de mantos tabulares de sal, *canopies* y diapiros, evacuados desde el poniente. Por debajo de la capa de sal alóctona se interpretan pliegues, estructuras de *rollover*, acuñamientos, diapiros, estructuras tipo tortuga y pliegues subsalinos asociados al plegamiento gravitacional terciario. Sin embargo, la información sísmica por debajo de la sal alóctona es de baja calidad por lo que no existe información precisa sobre su geometría. Esta provincia se ubica en zonas con tirantes de agua de 500 a 2000 [m]. En esta misma zona, también se ha interpretado la denominada “Franja de Sal Alóctona” a partir de secciones sísmicas disponibles para el área (Escalera, 2010); esta parte corresponde a un nivel de *canopies*, -sal alóctona- localizado en el fondo marino. Por debajo de la secuencia salina se ha interpretado una zona de deformación caracterizada por pliegues generados a partir de la sal jurásica. En algunos trabajos se ha considerado como parte del Cinturón Plegado Perdido.

El plegamiento y fallamiento de la región denominada Cinturón Plegado Perdido se atribuye al emplazamiento de sal jurásica y la deformación gravitacional de la cobertura sobre la cima de la sal. Esta deformación involucra a la secuencia mesozoica, pero también existen corrimientos a niveles más someros donde la deformación sólo involucra al Terciario. El Cinturón Plegado Perdido tiene una orientación general NE-SW. Las estructuras de esta parte están nudeadas por sal, siendo alargadas y grandes (de más de 40 [km]) y con longitudes de onda pequeñas. Los tirantes de agua bajo los que subyace el cinturón Plegado Perdido se encuentran entre 2,000 y 3,500 [m]. Los pliegues se extienden hacia la parte estadounidense del Golfo de México, donde ha sido ampliamente estudiado (Peel et al., 1995; Trudgill et al., 1999; Camerlo & Benson, 2006). A la deformación principal se le atribuye la ocurrencia del Cinturón Plegado Perdido, misma que se presentó del Oligoceno Tardío al Mioceno (Escalera, 2010). Las secciones sísmicas estudiadas en la zona (Peel, et al, 1995; Trudgill et al, 1999; Grandó & McClay; 2004; Le Roy & Ranging, 2008; Escalera, 2010) muestran que la zona afectada por esta tectónica gravitacional y sistemas ligados tiene se extiende incluso hasta los 400 [km].

Para la región que incluye a las provincias ya mencionadas, la zona de extensión se caracteriza por presentar fallas normales sub-paralelas, además de una zona con rotación de bloques a lo largo de fallas lítricas de bajo ángulo, también se reconocen estructuras de tipo graben (Escalera, 2010; Eguiluz, 2011). Dicha zona de traslación prácticamente está ausente en varias secciones ya que el área que correspondería a este rasgo se observa deformada, con presencia de pliegues amplios, diapiros, niveles de sal alóctona y con algunas fallas normales. Ésta pudo haber migrado conforme el avance de la sedimentación y por consiguiente de la deformación, formando nuevas estructuras. También se presenta una zona de acortamiento que se caracteriza por pliegues de despeguesa imbricados o concéntricos y, en ocasiones, como *kink band*, siendo cortados por fallas y cuya superficie de despegue es la capa de sal. Los picos de deformación ocurren en respuesta a una mayor carga sedimentaria, la cual se presentó del Oligoceno Temprano al Mioceno por el aporte del Río Bravo (Galloway et al., 2000, 2011).

La región muestra una evolución geológica compleja que dificulta el estudio de estos sistemas. Durante el final del Cretácico fue afectada por una deformación por acortamiento regional que modificó la geometría del basamento y disparó la sedimentación en el delta progradante (Orogenia Laramide), generando gran acumulación de sedimentos en los depocentros y provocando el avance de la deformación hacia el frente (Eguiluz, 2011). Además se ha propuesto que la zona se encuentra

afectada por fallas con desplazamiento lateral-derecho que operaron durante el Cenozoico (Le Roy & Ranging, 2008).

Para la Cuenca de Burgos se reconocen rocas sedimentarias de ambiente continental dentro de la secuencia del basamento, (Salvador, 1987). Este basamento se ha interpretado con una suave inclinación hacia el oriente y el noreste (Eguiluz, 2011). En la zona profunda del Golfo de México se considera un basamento heterogéneo anterior al Jurásico, que se compone de rocas metamórficas e ígneas. También se infiere la presencia de una secuencia de lechos rojos, rocas volcánicas, algunos intrusivos y posiblemente, sedimentos lacustres que corresponden a una corteza transicional (Fiduk et al., 1999).

Se interpreta que durante el Jurásico Medio, aproximadamente entre 164-159 Ma (Calloviano), la extensión continuó y se depositaron secuencias de capas de sal en las fosas del *rift*, debido a las condiciones presentes: circulación restringida, alta evaporación, zonas someras y condiciones de subsidencia lenta (Goldhammer, 2001). El depósito continuo de sal terminó al inicio del Jurásico Superior, hace aproximadamente 156 Ma (Salvador, 1991), al registrarse condiciones de mayor circulación de agua marina. El desarrollo de una zona de dorsal oceánica en la parte central del Golfo de México primitivo provocó que el paquete salino fuera separado en dos provincias (Pindell, 1993; 1994):

1) Provincia Louann: Se encuentra en el borde noroeste (costa de Texas, Louisiana y Tamaulipas).

2) Provincia de Campeche (costas de Tabasco y Campeche): Localizada al interior del continente en la cual se depositaron capas de evaporitas-carbonatos denominados como Minas Viejas-Olvido (Goldhammer, 2001) en condiciones de sabhka, en toda la región noreste de México.

Para la Cuenca de Burgos, el primer paquete que se depositó sobre el basamento corresponde a una secuencia de rocas clásticas, areniscas, limolitas y conglomerados, conocidos como Lechos Rojos, (Ortiz-Ubilla & Tolson, 2004; Eguiluz, 2011). Encima de esta secuencia se reconoce una secuencia caracterizada por evaporitas denominada como Metate (Ortiz-Ubilla & Tolson, 2004; Eguiluz, 2011) cuya edad se localiza en el Calloviano. Del mismo modo, en la zona del Golfo de México durante el Jurásico Medio se depositaron grandes secuencias de sal, yeso y/o anhidrita precipitados en una unidad de evaporitas, conocida actualmente como Louann para la parte noroeste del Golfo de México (Fiduk et al., 1999).

La evolución geológica en el Jurásico Superior está marcada por un periodo de transgresión marina. La erosión de estas áreas produjo sedimentos clásticos en las zonas proximales. En las zonas distales se depositaron secuencias de carbonatos que se observan en el borde continental actual. La primera secuencia reconocida para este periodo en la Cuenca de Burgos se denomina Novillo y está caracterizada por lutitas y calizas, a las que se les asigna una edad del periodo Oxfordiano (Ortiz-Ubilla & Tolson, 2004; Eguiluz, 2011). Después se acumularon paquetes de evaporitas y calizas de alta energía denominada como Olvido (Ortiz-Ubilla & Tolson, 2004; Eguiluz, 2011). Hacia el final de Jurásico se depositaron lutitas y calizas ricas en materia orgánica (Ortiz-Ubilla & Tolson, 2004; Eguiluz, 2011). Para el área de Perdido se presentaron secuencias clásticas a finales del Jurásico Superior, capas de carbonatos que varían de ambientes de profundidades moderadas a altas y calizas ricas en materia orgánica lodosas, margas y lutitas (Fiduk et al., 1999).

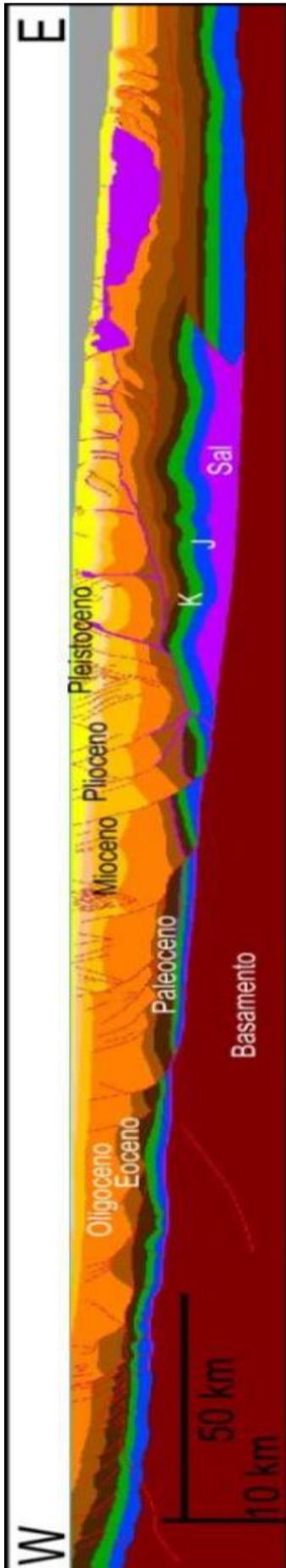


Figura 2.8. Sección geológica representativa de los sistemas de deformación por gravedad que ocurren en la zona. La sección se utilizó como base para este trabajo. Se observan las características de extensión hacia la parte trasera (W), y de acortamiento hacia el frente (E). El intervalo de colores va de acuerdo con la edad estratigráfica. El basamento está representado en colores rojos, el horizonte morado corresponde a la sal, tanto en su nivel original como a la que ha sido movilizada, a través de diapiros y/o *canopies*, la capa azul representa las rocas del Jurásico (J), en verde Cretácico (K). Las rocas del Paleógeno en colores café y en naranja y amarillo el Neógeno. Presentada por Escalera (2010).

Durante el resto del Cenozoico, dominó el aporte de sedimentos terrígenos y sedimentos clásticos hacia el borde noroeste de la cuenca del Golfo de México (Galloway et al., 2000, 2011), lo que propició un avance rápido de la línea de costa hacia la cuenca. La Cuenca de Burgos se formó en la zona de antepaís del frente orogénico geomorfológico, por la influencia de cambios eustáticos (Echanove, 1986) y probablemente por el colapso gravitacional posterior a la orogenia, en el Paleoceno. La Cuenca de Burgos está caracterizada por la presencia de fallas normales con buzamiento hacia el oriente (Ortiz-Ubilla & Tolson, 2004). Durante el Oligoceno debido a la gran acumulación de sedimentos clásticos se presentó una movilización masiva de la sal. La carga sedimentaria se generó a partir de la sedimentación en los deltas del Bravo, el Houston y el Mississippi (Galloway et al., 2000, 2011) que repercutieron en la deformación gravitacional durante el Oligoceno y hasta el Plioceno. La acumulación principal de sedimentos del Río Bravo se ha reconocido para el Oligoceno-Mioceno (Galloway et al., 2000, 2011) coincidiendo con el pico en la deformación de las estructuras dentro del Cinturón Plegado Perdido.

Un evento regional importante durante este tiempo fue el emplazamiento de volcanismo de la denominada Provincia Alcalina Oriental Mexicana (Robin, 1981; Viera et al., 2009), lo que produjo una exhumación de la cobertura. Del Plioceno al Reciente, el Río Mississippi ha aportado la mayor parte de los sedimentos a la cuenca del Golfo de México (Brun & Fort, 2011). El Río Bravo termino de aportar la mayor carga sedimentaria en el Mioceno, lo cual coincide con la terminación de la deformación por acortamiento del cinturón plegado en la parte profunda del Golfo de México (Galloway et al., 2000, 2011).

Durante el Oligoceno se depositó la Formación Vicksburg caracterizada por una secuencia de lutitas y areniscas, con tobas intercaladas (Ortiz-Ubilla & Tolson, 2004; Eguiluz, 2011). En el Mioceno una nueva transgresión invadió al continente representado por la Formación Anáhuac, seguido por una progradación hacia el oriente que corresponde con las formaciones de ambiente fluvial Catahoula, Oakville, Lagarto y Goliad compuestas por unidades estratigráficas de ciclos de lutita y arenisca que progradan al oriente, con incremento de espesor en su actual margen continental y extensión en su plataforma marina (Ortiz-Ubilla & Tolson, 2004; Eguiluz, 2011).

En la parte profunda del Golfo de México para el Oligoceno se presentó un levantamiento de la parte continental propiciando un mayor aporte de sedimentos del Río Bravo hacia el Golfo de México (Galloway et al., 2000, 2011). Las secuencias sedimentarias para este tiempo están representadas por turbiditas de la Formación Vicksburg (Fiduk et al., 1999). El influjo del material volcánico se incrementó en el Oligoceno Medio-Superior. En el Mioceno la Formación Oakville refleja una mayor progradación de los sedimentos debido a la retirada del mar. Estos depósitos se asocian a flujos por gravedad/turbiditas y localmente a se pueden correlacionar con deslizamientos (Fiduk et al., 1999).

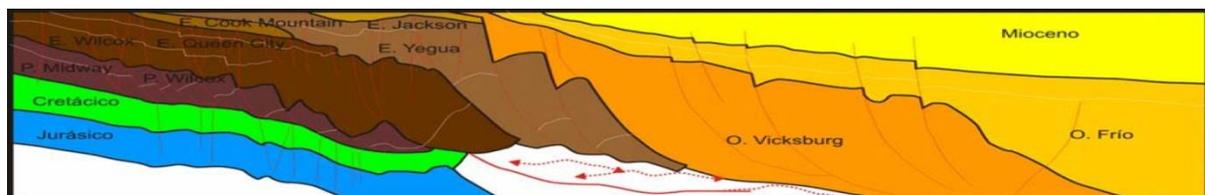


Figura 2.9. Sección esquemática de la Cuenca de Burgos, (las líneas rojas indican fallas mientras que los horizontes blancos representan indicadores de la estratigrafía). En la parte izquierda de la secuencia donde se reconoce la secuencia Jurásico - Cretácico el despegue se da entre las capas del Cretácico-Paleoceno, mientras que en la derecha de la sección el despegue se define a partir de la capa de sal jurásica. Modificada de Ortiz-Ubilla & Tolson (2004) y Escalera (2010).

Además de la información mostrada sobre el entorno geológico descrito sería posible establecer una interpretación preliminar sobre los rasgos de la zona, delimitación de áreas y unidades así como los límites de algunas estructuras salinas identificadas. Los rasgos más importantes de occidente a oriente son los siguiente: la Cuenca de Burgos hacia la parte este, en el borde continental y de plataforma; posteriormente se ubica el rasgo denominado Delta del Bravo, localizado en la zona de talud; después la Franja de Sal Alóctona, hallada en la zona de cuenca; y por último el Cinturón Plegado Perdido, en la zona aguas profundas del Golfo de México. En la región en general, se observan los rasgos de fallas normales pertenecientes a la Cuenca de Burgos para la parte de México y a la Provincia Este de Texas en la parte perteneciente a los Estados Unidos. Se ha definido una menor presencia de estructuras de sal de las características de las que se hallan hacia el Norte para la parte mexicana del Golfo de México, distribuyéndose tanto en el continente, la plataforma continental, el talud y la cuenca del área (García-Marroquín, 2013).

Para la Cuenca de Burgos, se tienen cuatro rasgos con influencia marcada sobre la evolución regional:

- i) Una cabalgadura hacia el borde oeste de la Cuenca de Burgos, que actúa como límite de una zona de basculamiento del basamento hacia la cuenca.
- ii) El límite entre las zonas de despegues formados en un nivel Cretácico-Terciario (Cuenca de Burgos) sobre lutitas. Dichos despegues se interpretan a partir de una capa de evaporitas del Jurásico (parte central de la Cuenca de Burgos).
- iii) Una segunda cabalgadura localizada cercana al borde del continente que piensa controló el levantamiento del margen continental.
- iv) Una falla principal maestra cercana a la costa y en sobre la plataforma continental que se interpreta como el cambio en la zona de extensión ya que, al oriente, los desplazamientos de los bloques van disminuyendo gradualmente hasta que se observan sistemas de pliegues en la parte profunda del Golfo de México, mientras que hacia al occidente en dirección a la Cuenca de Burgos los desplazamientos de las fallas disminuyen.

Hacia la zona profunda se observan diapiros y *canopies*, además de la presencia de sistemas de pliegues y cabalgaduras en la zona distal. Por último, en la zona de cuenca se ha propuesto la existencia de una terminación abrupta de la sal, interpretada a partir de las secciones sísmicas disponibles (Trudgill, et al 1999; Camerlo & Benson, 2006; Escalera, 2010). Este rasgo favoreció la formación del Cinturón Plegado Perdido, que a su vez puede estar influenciado por la presencia de sal alóctona.

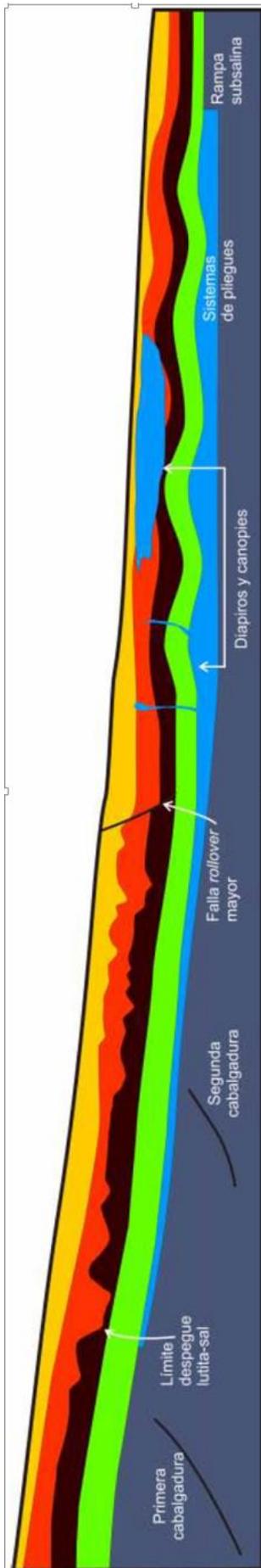


Figura 2.10. Sección esquemática con los principales rasgos de la zona. Reproducida de García-Marroquín (2013).

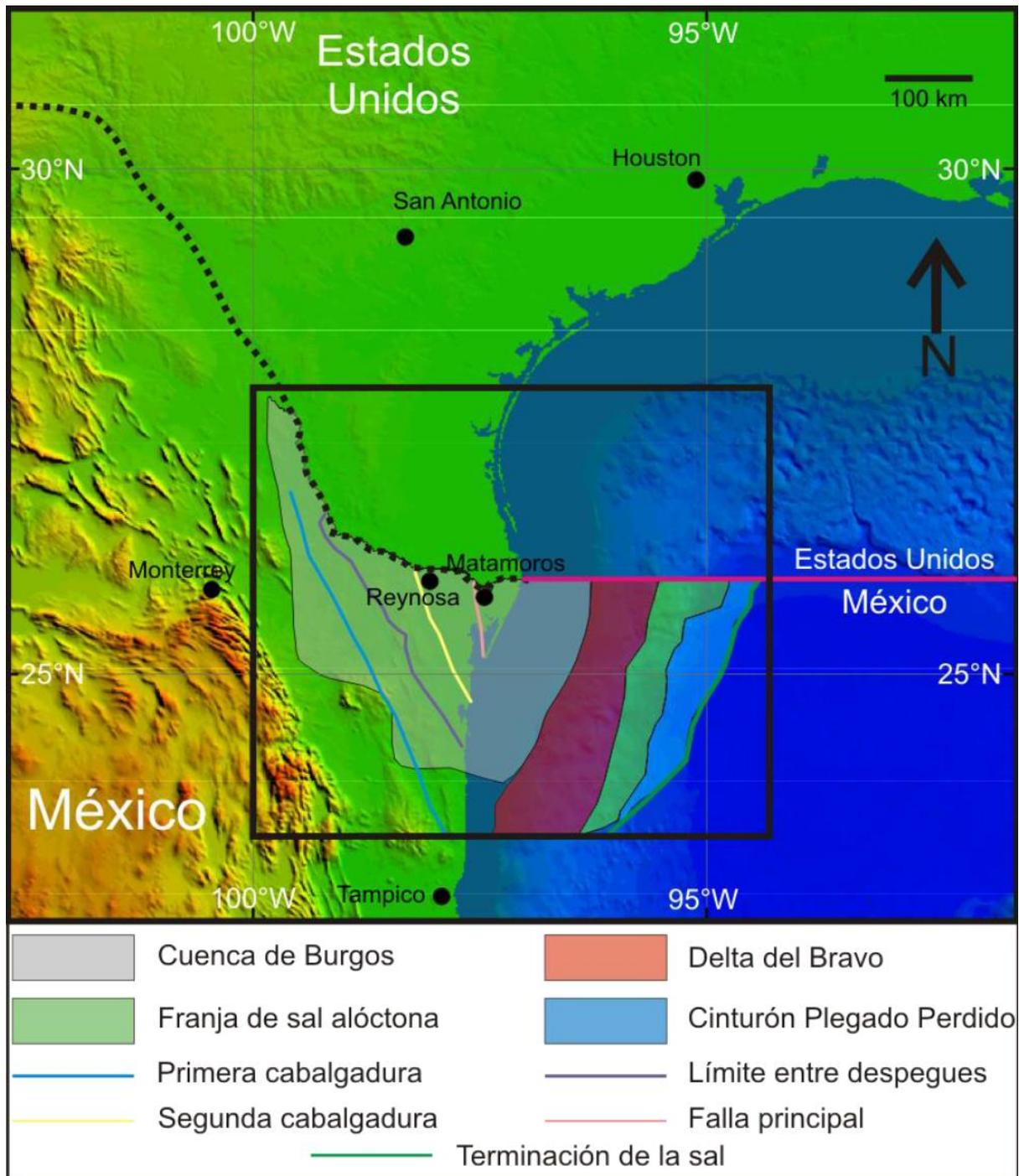


Figura 2.11. Rasgos descritos para el área de estudio. Reproducida de García-Marroquín (2013).

3.1 Principios de la Migración en Profundidad Antes de Apilar (PSDM).

Los métodos sísmicos tienen como base la transmisión de energía a través de medios elásticos (y sus variaciones) cuya base es la se sustenta en la ecuación de onda, la cual describe la propagación de una onda en un medio determinado, viajando en una trayectoria que geométricamente genera superficies representadas a través de frentes de onda.

$$\frac{\partial^2 u(x,t)}{\partial x^2} = \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2 u(x,t)}{\partial t^2} \quad (3.1)$$

Un **Frente de onda** es una superficie sobre la cual la fase de una onda es constante (Robinson - Treitel 2008). El término fase en este concepto se refiere al tiempo de viaje (Liner, 2009). La trayectoria de la onda puede también ser representada por medio de **Rayos** que son descritos por medio de líneas imaginarias que en un medio isótropo se comportan de forma perpendicular a los frentes de onda, correspondiendo con la dirección de propagación de la energía, en otras palabras a los rayos pueden ser considerados como líneas de flujo (Sheriff 2003).

Mientras la energía viaja, cada punto de un frente de ondas puede ser considerado como el centro de un disturbio secundario, el cual genera una ondícula secundaria esférica (es decir que viaja en todas las direcciones. El frente de onda en un tiempo después está formado por una curva tangente a las ondículas secundarias; esto se conoce como el **principio de Huygens** y describe el fenómeno de propagación de las ondas.

Poe otro lado, la ley de Snell describe la geometría que presentan las ondas en su trayectoria, al llegar a una interface que separa dos medios distintos. De acuerdo a éste, se presentará reflexión cuando el ángulo de incidencia sea igual al ángulo de reflexión y refracción cuando dicho ángulo de incidencia se iguale al ángulo de refracción. Esta relación se establece mediante la siguiente ecuación:

$$\frac{\sin \theta_i}{V_1} = \frac{\sin \theta_r}{V_2} \quad (3.2)$$

Los coeficientes de reflexión y refracción describen el comportamiento de la amplitud de las ondas en una interface. Para los casos más simples, cuando el ángulo de incidencia es normal a la interface, el comportamiento está descrito de acuerdo a la siguiente forma de los coeficientes.

$$T = \frac{2\rho_1 v_1}{\rho_1 v_1 + \rho_2 v_2} \quad (3.3)$$

$$R = \frac{\rho_1 v_1 - \rho_2 v_2}{\rho_1 v_1 + \rho_2 v_2} \quad (3.4)$$

Estas ecuaciones ((3) y (4)) muestran una aproximación, y señalan que los coeficientes de refracción y reflexión dependen de la velocidad (**v**) y de la densidad (**ρ**) de los medios separados por una

interface. Para determinar los coeficientes de reflexión y refracción en condiciones más complejas existen otros modelos.

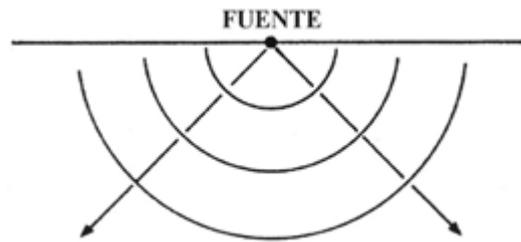


Figura 3.1. Esquema de un frente de onda

Físicamente una onda emitida en superficie se propaga en el subsuelo y matemáticamente puede expresarse como una función del tiempo; en esta relación, la variable dependiente es la amplitud. Tanto la reflexión como la refracción modifican la amplitud. Esto se reproduce mediante una convolución discreta de tal forma que la primera muestra de la ondícula se multiplica (convoluciona) con el primer coeficiente de reflexión (Yilmaz, 2001). Luego de un determinado periodo de tiempo, la primera muestra se multiplica con el segundo coeficiente y se añade el producto de la segunda muestra de la ondícula con el primer coeficiente y así sucesivamente. En la instrumentación y adquisición, las amplitudes modificadas de las originales se registran en receptores dispuestos para tal propósito, es por eso que una traza sísmica es el resultado de la convolución de la ondícula con los coeficientes de reflexión. Sin embargo en esta operación solo se consideran las reflexiones primarias, aunque en la práctica pueden llegar reflexiones múltiples que modifican la amplitud al mismo tiempo que arriban al receptor las reflexiones primarias; esto puede causar que en ocasiones en la interpretación éstas se puedan confundir con los eventos primarios. El modelo convolucional de la tierra que se refiere es expresado en su forma más simple por la siguiente ecuación.

$$f(t) = r(t) * w(t) + n(t) \quad (3.5)$$

En donde $f(t)$ representa a la traza sísmica, $r(t)$ es la función de los coeficientes de reflexión, por último $w(t)$ es la función que expresa a la ondícula, y $n(t)$ representa el ruido.

La migración sísmica (y en particular la migración en profundidad) reubica geoméricamente e los distintos eventos del subsuelo a partir de la información que llega a los detectores en superficie para dar lugar así a la generación de una imagen sísmica más precisa del subsuelo.

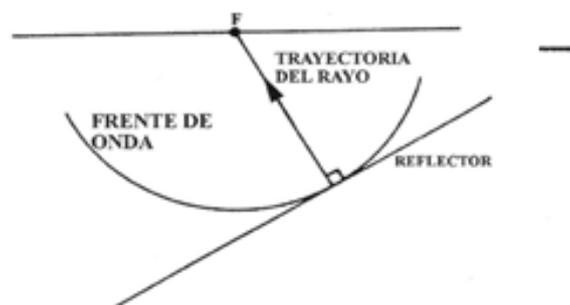


Figura 3.2. Frente de onda y reflector.

En presencia de fuertes variaciones laterales litológicas (asociados a estructuras de geometría compleja) suelen presentarse fuertes variaciones de velocidad que causan que los rayos y trayectorias de las ondas que viajan se doblen significativamente en las interfaces, lo que se traduce en un comportamiento no hiperbólico en los tiempos de reflexión de los gathers CMP. De esta manera, las amplitudes y tiempos de viaje asociados con los eventos de reflexión con **moveout no hiperbólico** presentan una distorsión en al ser apiladas que se basa en la suposición (Yilmaz, 2001). Esto provoca que el apilamiento realizado mediante **common mid-point** no tenga offset cero y se requiera que la migración sea realizada antes de apilamiento (pre-stack migration).

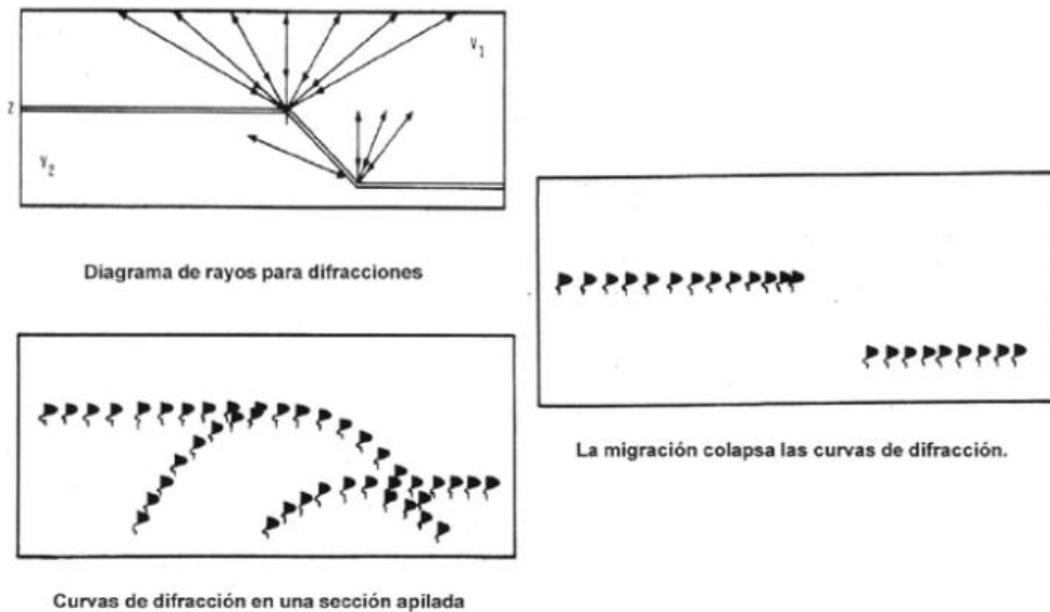


Figura 3.3. Procesos geométricos de la migración esquematizados.

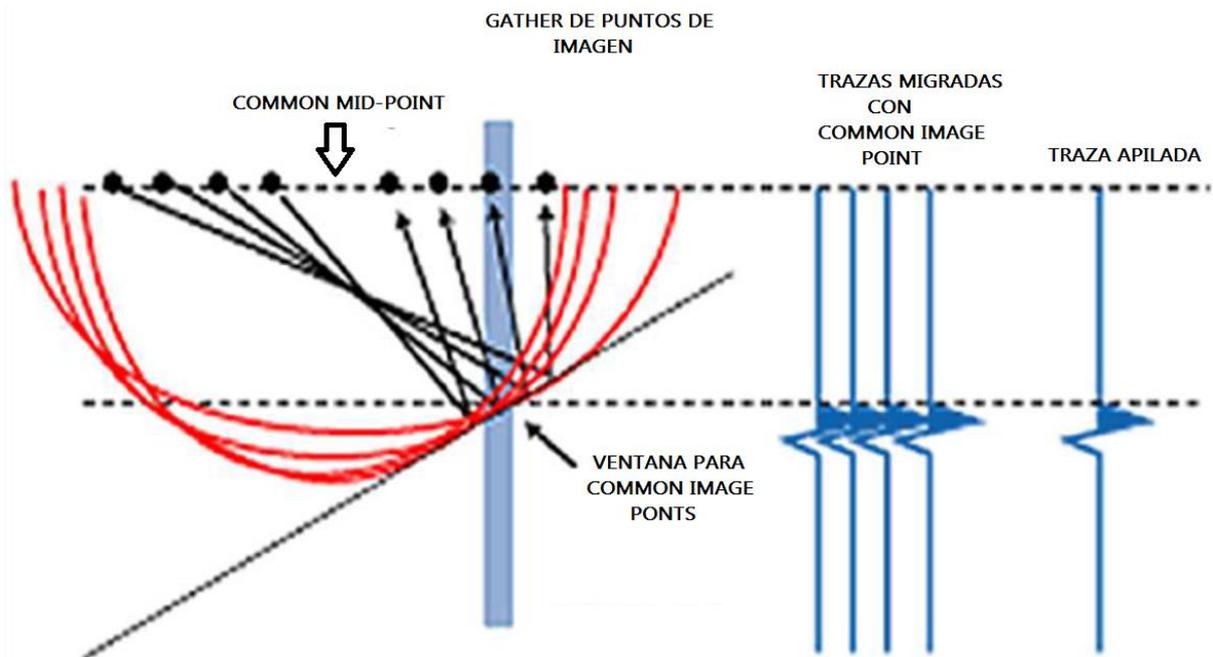


Figura 3.4. Gathers y Trazas antes de apilar.

3.2 El problema de la imagen sub-salina y sus retos. Breve descripción de algunos algoritmos de migración.

El problema de la pobre iluminación involucra la presencia de un medio de muy alta velocidad que se encuentra encajonado por materiales acústicamente más lentos como los sedimentos de origen terciario; este mismo fenómeno podría presentarse en el caso de cuerpos ígneos (basaltos, por ejemplo) cubiertos por sedimentos poco consolidados. Con el objetivo de comprender estos contrastes mecánicos que influyen en el comportamiento acústico de los materiales, es de vital importancia comprender el entorno geológico y tectónico particular correspondiente a la cuenca donde se localizan los objetivos exploratorios y los mecanismos generales de la tectónica salina (Leveille et al., 2011).

Los cuerpos de sal productos del flujo y la migración que penetran otras estructuras cuando existe un régimen apropiado de esfuerzos da lugar a la formación de estructuras **alóctonas** como diapiros o canopies que en esta instancia se encuentran alejados del sitio original de depósito y rodeados por horizontes con un nivel de compactación y una densidad contrastante. Durante el movimiento de la sal también se transportan sedimentos que a su vez pueden ser cabalgados por más sal y quedar atrapados formando suturas dentro de las sábanas de sal; estas estructuras salinas pueden colisionar con estructuras vecinas y amalgamarse en lo que parecería napas más grandes y continuas de sal. Como resultado, la sal alóctona varía ampliamente en su composición y contener inclusiones de diversos tipos de material sedimentario que generalmente arcilloso. El hecho de que el material arcilloso encapsulado no pueda drenar los fluidos que usualmente contiene ocasiona sobrepresiones que constituyen intervalos de baja velocidad para la energía sísmica. La heterogeneidad en la composición de los cuerpos de sal alóctona es causada por las diferencias en la edad de los materiales y las consecuentes diferencias en cuanto a compactación; los sedimentos en los que la sal se emplaza durante su transporte y aquellos atrapados dentro de los cuerpos alóctonos pueden ser más antiguos (del Jurásico, por ejemplo) o más recientes (procedentes Plioceno o Pleistoceno) que la propia sal, lo cual representa serias dificultades al momento de establecer leyes de velocidades para los modelos utilizados en la construcción de imágenes sísmicas, ya que acústicamente la compactación asociada a la edad de los sedimentos influirá en las velocidades reales de los paquetes sedimentarios y los cuerpos de sal alóctona (las cuales tendrán grandes variaciones) haciendo que exista una importante incertidumbre al desconocerse la historia de las trayectorias de estos materiales durante su evolución tectónica.

En términos de las edades de los sedimentos, se espera que aquellos que se encuentran por debajo del nivel de la sal alóctona sean equivalentes o anteriores en antigüedad a los cuerpos de sal aunque sin duda varían dependiendo de las etapas de movimiento de ésta. En este sentido, a pesar de que ser difícil de identificar, se requiere conocer las unidades de sal que forman a las estructuras para poder identificar las variaciones en la edad de los sedimentos. Por ejemplo, estructuras de sal que se encuentran cabalgando sedimentos del Mioceno pueden fácilmente unirse a otras estructuras salinas que se encuentren sobre sedimentos del Cretácico lo que resultaría en un cambio en el

La sal tiene una velocidad compresional de aproximadamente 4500 [m/s], un cociente de velocidades para las ondas primarias sobre las secundarias de alrededor de 1.9 y una densidad que fluctúa cerca de los 2.16 [g/cm³]. Si el problema de la poca iluminación en construcción de imágenes se aborda desde el punto de vista elástico, puede despreciarse el valor de la velocidad para la cizalla;

por esta razón, la mayoría de los algoritmos de construcción de imágenes sísmicas para la sal se enfocan en el problema desde el punto de vista acústico y además asumen una densidad constante (Leveille et al., 2011). Gran parte del problema se debe a que la sal tiene un comportamiento sumamente peculiar al ser muy ligera y poco compacta pero a la vez tener una velocidad muy alta acústicamente hablando. Comparativamente, un material con la misma velocidad compresional debería ser compacto y tener una densidad aproximada de $2.65 \text{ [g/cm}^3\text{]}$. Esta diferencia de densidades puede convertirse en una ventaja si se utilizan métodos gravimétricos para determinar anomalías de gravedad causadas por un contraste de densidades importante. Las velocidades que se esperan en la vecindad de la cima de la sal para sedimentos recientes están entre 2000 [m/s] cerca del lecho marino y hasta 3000 [m/s] cerca de la propia cima; estos rangos pueden variar dependiendo de la compactación de los sedimentos y llegar a $4000 - 4500 \text{ [m/s]}$ dependiendo de si el movimiento de la sal ocasionó alteraciones fuertes en la posición de sedimentos más antiguos transportándolos hacia horizontes más recientes. Pueden tenerse también velocidades bajas (menores o iguales a 3000 [m/s]) si los sedimentos se presentan problemas de sobrepresión como se describió anteriormente.

De acuerdo a las variaciones de velocidades, de compactación y de densidades, se pueden establecer relaciones para los coeficientes de reflexión y transmisión entre los sedimentos y la cima de la sal de alrededor de $R_T = 0.2 - 0.3$ y $T_T = 0.7 - 0.9$, por lo que puede inferirse que una gran fracción de la energía sísmica propagada es reflejada de regreso en la interface de la cima. Cerca de la base de la sal, los valores para los coeficientes pueden tener variaciones más significativas pero podrían establecerse alrededor de $R_B = 0 - 0.3$ y $T_B = 0.7 - 1.0$ (Leveille et al., 2011). Si se considera que la energía quedará atrapada en la interface de la sal entre la cima y la base, puede establecerse un factor de reducción total para la medida de los desplazamientos que estará asociado a las pérdidas por transmisión y reflexión $R_{TOTAL} = (1 - R_B^2) * (1 - R_T^2)$, (Sheriff, 1995). Bajo esta relación, aún si se tuviera el valor más grande para el coeficiente de reflexión para la cima de la sal (por ejemplo de $R_T = 0.3$), la relación *Reflexión/Transmisión* ascendería al 80% de la energía incidente.

Casi de manera generalizada se piensa que las pérdidas en la energía incidente para la sal se deben únicamente a efectos de *Reflexión/Transmisión* debido a que ésta actúa como un reflector muy fuerte, sin embargo la relación establecida para el factor de reducción total (R_{TOTAL}) indican que esto no es así, por lo que podría decirse que el principal problema radica no en la simple presencia de capas o cuerpos de sal, sino en la rugosidad de la cima y la presencia de contrastes de velocidad asociados a sedimentos con desiguales densidades y diferentes grados de compactación (Quijada & Stewart, 2007). Las reflexiones en la interface de la sal siguen apegándose a la Ley de Snell para la cual los ángulos de reflexión decrecen o se incrementan de acuerdo al contraste de velocidades. Cuando la interface de la cima de la sal se encuentra cerca del lecho marino los ángulos pueden variar entre 20° y 30° ; esto significa que la energía incidente es rápidamente des-focalizada (Leveille et al., 2011) mientras viaja por la sal y se dirige hacia la base de esta; aunque esto puede intuirse, dicho efecto puede ser difícil de cuantificar de forma significativa por lo que depende entonces de las especificaciones de la geometría y el resultado será que sólo una fracción de la energía pueda llegar a iluminar los reflectores por debajo de la base de la sal en donde comparativamente se presenta el mayor contraste (Sheriff, 1995), ya que éstos son generalmente muy débiles y cuentan

con coeficientes de reflexión que sólo arrojan el 5% de la energía incidente (particularmente para ejemplos en el Golfo de México). Una vez que la energía sísmica reflejada por debajo de la base supere esta instancia, se topará con otras barreras críticas como el hecho de que se presenten echados en los reflectores con valores similares o mayores a los ángulos críticos relativos a la base de la sal, lo cual redundará en que estos horizontes aparezcan prácticamente imposibles de iluminar.

Por lo anterior, se puede separar parcialmente el problema de la iluminación por debajo de la sal en dos aspectos: **a) el hecho de que la energía se encuentre des-focalizada a causa de los contrastes existentes en la interface sal-sedimentos y b) la presencia de una reflectividad muy débil.** Entonces se vuelve crítico el poder contar con una buena relación Señal/Ruido para las reflexiones que sí ocurren en comparación con la energía que es disipada y así poder pensar en obtener una buena imagen con un algoritmo adecuado. De cualquier manera es necesario decir que aunque se tenga una geometría de la sal simple, se tendrán problemas de iluminación, en especial en la interface de la sal donde los cambios abruptos causan des-focalización de las trayectorias de rayos incidentes; estos efectos sobre los rayos, al estar relacionados con la geometría local, pueden variar dependiendo de los azimuts de las trayectorias de la energía en la adquisición.

3.2.2. Principales Algoritmos de Migración

Los algoritmos de migración utilizados para la construcción de imágenes en zonas con sal requieren tomar en cuenta una representación lo más fiel posible del fenómeno de propagación para la sal y sus alrededores por lo cual se considera que estas técnicas son más adecuadas si se aplican antes del apilado y en profundidad (Margrave, 2006).

a) El Principio de Imagen

A pesar de las diferencias en operación de las técnicas de migración mencionadas, la forma en que se asume que la energía incidente (en forma de onda) viaja y es dispersada se basa en un principio unificado conocido como **principio de imagen** (Claerbout, 1971); este concepto involucra principalmente el carácter de los campos de fuentes de las fuentes y receptores. El principio establece que un reflector está localizado “donde las ondas de la fuente y los receptores no se desvanecen para un mismo instante ni para un mismo punto”, lo cual es una consecuencia de que las interacciones entre las ondas y el medio sean meramente locales. Esto significa que la migración es el problema adjunto a la aproximación por dispersión lineal simple de las trayectorias de propagación de las ondas en un medio *no homogéneo*, por lo cual es necesario por un lado modelar dos campos de ondas (las de la fuente y las de los receptores) y por otro evaluar la correlación de tiempo para el decaimiento a cero en cada punto de la superficie (Leveille et al., 2011). Este procedimiento está pensado para una traza sísmica; es decir, se aplica antes de que se sumen múltiples trazas para producir una imagen apilada (**pre-stack**; Jones et al., 2000). La diferencia entre los distintos tipos de migración consiste en la manera en que cada uno trata de reconstruir los campos de ondas en profundidad a partir de la información adquirida.

Asumiendo un esquema de dispersión simple, la pérdida por transmisión debida a las reflexiones y a las conversiones de modos, no necesitan ser tomadas en cuenta; además, al tratar a la migración

como el adjunto a este problema linealizado, es posible establecer que se tiene **a)** un medio acústico y **b)** variaciones muy suaves de densidad. Esto lleva a tener una ecuación de onda simplificada como base para cualquier método de migración antes de apilar. Para cada método (y su algoritmo), la diferencia estribará en la manera particular en que se aproxime dicha ecuación de onda.

b) Migración Kirchhoff

Se basa en la teoría de la difracción escalas aplicada a ondas acústicas y empezó a implementarse computacionalmente después de mediados de la década de 1970 (French, 1974; Schneider, 1978). En la migración Kirchhoff con velocidad constante los campos de velocidad de la fuente y los receptores se construyen utilizando las integrales de difracción de Rayleigh-Sommerfield; en estas integrales se incorporan tiempos de viaje y datos de cambios en las amplitudes y fases, a partir de un trazado dinámico de rayos. Este punto de vista se basa en la separación de los parámetros cinemáticos de las amplitudes utilizando una expansión en series asintótica de tipo WKBJ (Wentzel-Kramers-Brillouin-Jeffreys, generalmente utilizada para tener una solución a la ecuación diferencial lineal usando coeficientes espaciales variables). Los términos que se generan en la aproximación sirven para determinar los tiempos de viaje y aproximar los cambios de amplitud y de fase (Schneider, 1978). La condición de imagen se reduce entonces a una búsqueda indexada de muestras obtenidas de trazas apropiadamente filtradas. Como resultado de esto, la KMIG mapea cada tiempo de entrada directamente en el dominio de la imagen de salida, lo que ocasiona una importante presencia de los rasgos conocidos como *sonrisas de migración*.

Sin embargo, las simplificaciones que contempla la KMIG hacen que el algoritmo se vuelva muy flexible, ya que permite enfocar el proceso de migración en mapear sub-volumenes o trazas en específico (Leveille et al., 2011); también facilita el control de los pares de rayos responsables de mapear cada tiempo de entrada en la imagen de salida. Esto permite que se pueda descomponer de forma completa una imagen apilada en elementos conocidos como **common image gathers (CIG)** que contienen atributos geométricos de los pares de rayos tales como los ángulos de incidencia de la superficie, el offset o la dirección de los reflectores normales (French, 1974); estas mismas ventajas sólo las comparte la migración BMIG (Sherwood et al., 2008).

Otra consecuencia del mapeo directo muestra por muestra de la migración Kirchhoff es que puede soportar el total del ancho de banda de los datos de entrada a un costo computacional mucho menor al que necesitarían otros métodos más costosos, aunque también implica un control más cuidadoso del efecto de Aliasing. No sólo el bajo costo de procesamiento hace que la **KMIG** sea fácil de implementar y tenga un uso extendido sino también la posibilidad de obtener **CIGs** en varios dominios de forma rápida. Sin embargo, la propia naturaleza del método de aproximación utilizada por la migración Kirchhoff limita la posibilidad de adaptarse a variaciones grandes de velocidad a la vez que impide que se pueda tener control sobre trayectorias múltiples del frente de onda lo que resulta en la generación de múltiples a partir de varias superficies. Esto se debe a que, a pesar de que en principio la migración Kirchhoff reconstruye el frente de onda para cada trayectoria de rayo, la **KMIG** requiere para su implementación del uso de tablas de tiempos de viaje muestreadas en mallas en las que es muy difícil manejar múltiples trayectorias. Otra de las desventajas es la necesidad de suavizar los modelos de velocidades para modelar los efectos de propagaciones con frecuencias finitas y reducir los múltiples, así que no es posible reproducir a detalle el efecto en las

trayectorias de los rayos causado por superficies “rugosas” y/o “afiladas” características de los horizontes de la cima de la sal.

c) Migración BEAM

Dado que la teoría de difracción de Hygens-Fresnel-Kirchhoff (en la que se basa la KMIG; French, 1974; Schneider, 1978) trata a cualquier campo de ondas como una superposición de ondas generadas a partir de fuentes puntuales, un frente de onda proveniente de una fuente así se propagará en todas direcciones y se deformará al encontrar incluso variaciones pequeñas de velocidad. Para solucionar esto, la descomposición en haces de energía trata a los campos de ondas como superposiciones de trayectorias Gaussianas que son paquetes de ondas que no tienen una localización espacial fija y en vez de esto tienen una sección con un perfil de amplitudes Gaussianas (Cerveny et al., 1982; Costa, et al., 1989): por esta razón se tiene una óptima colimación del haz de energía y se evita que se extienda rápidamente, reduciendo la existencia de trayectorias irregulares y la generación de múltiples (Verschuur, 1991). A pesar de que de esta manera no se consideran las trayectorias irregulares para el modelado de los haces de energía incidente, la superposición de éstos puede modelar la mayoría de las trayectorias responsables de los múltiples dentro del campo completo de ondas (Zhang et al., 2002,).

La descomposición en haces de energía se apoya en el trazado dinámico de rayos con los datos de los propios haces gaussianos aunque la formación de los haces no necesariamente requiere del trazado de las trayectorias ni de la geometría de los rayos ya que puede ser realizado en el dominio del tiempo (French, 1974). Los datos iniciales pueden ser definidos para cada componente valor de entrada sólo después de que los datos sísmicos hayan sido separados y cambiados a componentes de echados utilizando transformadas ***tau-p*** con ventanas temporales. Ya que es necesario utilizar pares de haces para formar cada elemento de imagen, se requiere de cuatro valores de ***p*** para mapear una componente ***tau-p*** directamente para cada una de los elementos de imagen en tres dimensiones. Entre menor sea la dimensión de la transformada ***tau-p*** utilizada, más combinaciones de datos de echado se tendrán que sumar para migrar completamente cada componente ***tau-p*** (Robinson & Treitel, 2008); esto representa un intercambio de carga entre la interpretación y picado de echados y la carga de trabajo en la migración; sin embargo se pueden verificar las ventajas en el desempeño de la BMIG al momento de realizar varias iteraciones.

La transformada ***tau-p*** utilizada en la migración BEAM no reduce automáticamente el volumen de datos al realizar el mapeo pero la señal en datos no migrados tiende a concentrarse en un número reducido de componentes dispersas ***tau-p***. El hecho de que los datos se dispersen suele mejorarse aplicando transformada *wavelet* en el dominio ***tau*** aproximando así cada ***p*** con un pequeño número de wavelets (Sheriff, 1995). Muchas de las implementaciones BMIG sólo migran una pequeña porción de los datos de puntos en el dominio ***wavelet-p*** jerarquizando según la amplitud o la coherencia; esto tiene un efecto asociado de remover una gran cantidad de ruido aleatorio de los datos de entrada aunque puede que se pierda un poco de información de las difracciones débiles, de cualquier manera esta utilización de la coherencia puede ser benéfico en la exploración sub-salina cuando se desean conservar aspectos no lineales ya que otros métodos de migración suelen mapear cada porción de los datos de entrada utilizando operadores de migración completos (Leveille et al., 2011). El número de datos en el dominio ***wavelet-p*** requeridos para representar adecuadamente a los datos de entrada se incrementa rápidamente cuando estos tienden a la frecuencia máxima, lo

que ocasiona que muchos rasgos de alta frecuencia sean difíciles de conservar en la BMIG. Adicionalmente, dado que cada haz utilizado contiene atributos geométricos para las trayectorias centrales de rayos y el haz se localiza alrededor de estos, dichos atributos geométricos pueden utilizarse para aproximar otras propiedades para el haz completo y pueden usarse para descomponer a la imagen completa en una gran variedad de *common image gathers*, lo cual proporciona una importante flexibilidad (Rickett & Sava, 2002).

La calidad de las imágenes en la migración BEAM depende, de forma parecida al caso KMIG, del suavizamiento de las velocidades para el trazado de rayos; en el caso BMIG se requiere utilizar menos haces que rayos en la KMIG por lo que es necesario suavizar más las velocidades para garantizar que se tenga un muestreo adecuado del modelo de velocidad (Jones et al., 2000). Al poder manejar múltiples arribos, una implementación BMIG con suficientes iteraciones puede lograr una imagen con una calidad comparable a la de métodos más sofisticados como WEM o RTM e incluso se puede mapear mejor algunos rasgos subsalinos. La migración BEAM permite hacer varias aproximaciones con un desempeño muy aceptable; la ventana espacial local para la transformada *tau-p* puede agrandarse y el número de componentes *wavelet-p* migradas puede mantenerse bajo (Robinson & Treitel, 2008). El trazado dinámico de rayos puede ser remplazado con trazado puramente cinemático y la curvatura del frente de onda puede ser aproximada, etc.; como resultado, las iteraciones de migración se aceleran aunque se requiere de un extenso suavizado del modelo de velocidades debido al uso de menos y más amplios haces de energía lo cual conduce a una alta relación Señal/Ruido, no obstante, pueden perderse algunos eventos estructurales y rasgos débiles.

La migración BEAM puede diferenciar de buena forma los múltiples, aunque se requiere tener una muy buena información de los echados y puede incrementarse el error cuando existe incertidumbre en la determinación de velocidades o cuando la geometría de los modelos de velocidades es demasiado complicada (Sherwood, 2008). El uso de la BMIG puede ser muy útil cuando se necesitan *gathers* para tomografía y cuando se realizan controles de calidad o cuando se desea generar volúmenes suplementarios pero, debido a su naturaleza no lineal, el desempeño en la producción de imágenes subsalinos de buena calidad puede llegar a ser deficiente (Ritter, 2010).

d) Migración WEM

Las bases de la migración Wave Equation Migration (WEM; Claerbout, 1971) surgieron con el establecimiento de un *principio unificado de imagen*. A diferencia de los métodos de migración hasta ahora revisados que utilizan series asintóticas para construir los campos de ondas de las fuentes y receptores, la migración por extrapolación del campo de ondas hace uso de una solución numérica para la ecuación de onda en una dirección permitiendo sólo la propagación ascendente o descendente. Este método puede reconstruir rasgos complejos del frente de onda pero no es capaz de enfrentar altos ángulos en la propagación, lo cual es importante para mapear echados pronunciados. Esta situación particular de la migración WEM representa una fuerte desventaja a la hora de iluminar estructuras de sal.

La ecuación de onda en una sola dirección involucra la raíz cuadrada de un operador diferencial que es muy complicado de evaluar en medio tridimensionales no homogéneos, lo cual obliga a hacer aproximaciones numéricas que deterioran la imagen. A pesar de las distintas estrategias para

aproximar el operador mencionado y para adaptar la migración WEM a anisotropía (por ejemplo TTI) o para reducir el costo en desempeño, el deterioro en las imágenes es significativo lo que limita la implementación de este método en la exploración sub-salina (Zhenchun et al., 2003).

e) Migración reversa en tiempo (Reverse Time Migration, RTM)

Se trata del método más reciente, desarrollado por Hemon (1978), McMechan (1983), Baysal (1983) y Whitmore (1983). En contraste con los métodos KMIG, BMIG y WEM, implementa el principio de imagen en la forma más directa sin hacer simplificaciones o aproximaciones que las debidas a dicho principio, por lo que representa de forma más fidedigna el fenómeno de la propagación de onda con un enfoque acústico que toma en cuenta ya sea variaciones leves de densidad o densidad constante (Baysal et al., 1983). El costo computacional para la implementación directa del principio de imagen había impedido la aplicación de la RTM para grandes volúmenes de datos; no obstante, se han desarrollado mejores estrategias numéricas que tratan de enfrentar los problemas relacionados con la calidad de la imagen, por ejemplo se ha decidido limitar la frecuencia máxima de los datos migrados por lo que las iteraciones de RTM están generalmente por debajo de los 35 [Hz] para la exploración subsal (Liu et al., 2011). A pesar de que se cree que la RTM es demasiado susceptible a errores en la velocidad, el hecho de que se base en el mismo principio de imagen que los demás métodos de migración favorece la sensibilidad a dichos cambios mismos que tienen prácticamente todos los métodos si la posibilidad de la RTM para reconstruir de forma más precisa los campos de ondas de la fuente y los receptores (Leveille et al., 2011).

Uno de los supuestos obstáculos para la implementación en la industria de la RTM era la prevalencia de efectos del “backscattering” o **retro-propagación** en la imagen resultante de la migración que se forman cuando existen pronunciados contrastes de velocidades como en la cima de la sal. Cuando estas ondas reflejadas localizadas en el campo de ondas de la fuente son correlacionadas con el campo de los receptores reconstruido a partir de las trazas registradas por los receptores, se forma una imagen o dos zonas de Fresnel en la cima de la sal para el campo de la fuente (Wang et al., 2009). Por consecuencia, la imagen apilada contiene la suma de las imágenes de las zonas de Fresnel para todos los pares de fuentes y receptores (Díaz & Sava, 2012). Cuando los modelos son adecuados, los efectos del backscattering puede removerse fácilmente directamente en la imagen o sobre los gathers que pueden ser generados también para la RTM (Xu et al., 2010; Díaz & Sava, 2012), logrando así muy buenos resultados en la exploración de zonas con geología compleja.

El principio de imagen tiene la particularidad de tener un efecto local a escala pequeña, ser puntual y tener una estructura interna que se refiere a la reflectividad que depende del azimut y del ángulo de incidencia; esta estructura interna puede ser analizada si se aplica la transformada de Fourier de los campos de ondas incidentes y reflejados y se utiliza la condición de imagen a cada par de ondas planas incidentes y reflejadas (Díaz & Sava, 2012). Dichas ondas poseen atributos geométricos que permiten medir los ángulos de incidencia de las componentes de la reflexión representadas por un par de ondas planas locales. La contribución a la imagen que tiene cada par de ondas puede almacenarse de acuerdo al ángulo de azimut asociado y así proporcionar los **angle gathers** (Bruin, 1990). Esto representa un alto costo computacional por lo que es necesario degradar los datos en el dominio de Fourier, lo que a su vez puede remover los rasgos y efectos colaterales en la imagen (Xu et al., 2010).

Al aplicarse la transformada de Fourier antes de la condición de imagen, ésta última pierde su carácter local por lo que puede ser extendida (no sólo para un solo lugar y un solo tiempo) e incluir cros-correlaciones de las ondas incidentes en un punto con respecto a las ondas dispersadas (**scattered waves**) en otro punto con un offset lateral o vertical (Leveille et al., 2011). Esta cros-correlación también puede evaluarse con los tiempos de retraso diferentes de cero. Así se mantiene en las imágenes la información de las reflexiones dependientes de los ángulos siendo posible extraer *gathers* a partir de esta información, principalmente en dos dimensiones (Rickett, 2002). También es posible utilizar la naturaleza vectorial de los campos de onda para obtener atributos de ángulos. Para esto puede ser considerada la solución a la ecuación de onda escalar en el potencial de las ondas P , a partir del cual pueden calcularse vectores de Poynting (análogos a los de las ondas electromagnéticas); técnicas similares tienen como propósito formar **angle gathers** basados en atributos geométricos instantáneos derivados de estos campos vectoriales (Zhang, 2011).

Aun cuando las estrategias de mejora de imágenes sub-salinas se enfocan en la apropiada reproducción estructural de horizontes y fallas para localizar yacimientos tentativos directamente en la imagen, se cree que la extracción de atributos basados en la amplitud de las estructuras salinas puede ser de mayor utilidad. Para esto se requiere que durante la migración sea posible preservar las amplitudes para que las anomalías de amplitud puedan ser extraídas estadísticamente. Cuantitativamente, esto sería posible si la migración preservara las amplitudes verdaderas, lo que implica que ésta plantee no sólo como un problema adjunto sino también como un problema inverso. Una aproximación a esto es buscar la solución del problema inverso empleando límite de alta frecuencia de Wentzel–Kramers–Brillouin–Jeffreys y obtener así valores de pesos para la migración KMIG y BMIG (Beylkin, 1985, Cohen, 1986) que también pueden ser convertidos de nuevo en operadores parciales diferenciales que modifiquen las condiciones iniciales o de frontera para los casos WEM y RTM (Zhang, 2002). Este enfoque emplea técnicas de modelado inverso para el problema directo linealizado de la frecuencia finita, convirtiendo el proceso de migración en una deconvolución o una inversión teniendo en cuenta los problemas de iluminación. En este caso se debe también cuidar el hecho de que en algunas áreas de la imagen con pobre iluminación que deberían mejorarse, los operadores directos podrían ser planteados erróneamente ya que diferentes modelos pueden producir la misma respuesta sísmica, por lo que se requiere introducir restricciones con información a priori para el proceso de inversión (sobre todo información geológica/estructural). Sin embargo, puede que la información a priori predisponga la interpretación de la imagen aunado al hecho de que es difícil definir la amplitud verdadera para la imagen apilada dado que el apilamiento es un estimado de las medidas de atributos no idénticas. Lo que sí se requiere en el apilamiento es tener una alta relación Señal/Ruido de forma estadística que no necesariamente es el objetivo de la inversión, lo que resulta en que la optimización deseada para la relación Señal/Ruido no se favorezca con el tratamiento desde el punto de vista de la obtención de la amplitud verdadera (Leveille et al., 2011). La extracción de atributos basados en la amplitud verdadera y que no estén influenciados por los efectos de la cobertura, requiere tener mejores muestreos durante la adquisición sísmica; con esto podrían inferirse de mejor manera, más que las correctas localizaciones de la cima y la base de la sal, propiedades físicas de las rocas y unidades para un análisis posterior que se complemente con información más detallada (por ejemplo geometrías e información de pozos).

f) Condiciones de imagen

La revisión cuantitativa de los métodos de generación de imágenes implica un énfasis en las diferentes implementaciones del principio de imagen y en la consecuente condición de imagen. El método de migración en profundidad antes de apilar (**PSDM**) parece ser el que más fidelidad física posee a la hora de construir imágenes y además presenta diversas ventajas como la capacidad de producir una imagen en profundidad con mejores implicaciones dadas las razones que ya se han expuesto, por ejemplo que realice estimaciones sobre cada traza de manera individual, de esta manera se pueden estimar mejor las velocidades para la migración y proveer una imagen cuyas amplitudes y demás atributos sirvan para inferir algunas propiedades físicas de las rocas y unidades.

Como se ha subrayado, los diversos algoritmos de migración comparten el establecimiento del principio de imagen pero difieren en la manera en que lo abordan y en cómo realizan el cálculo de los campos de ondas de fuentes y receptores además de en la manera en que se aplica la condición de imagen. Los métodos basados en el trazado de rayos, a diferencia de los basados en la ecuación de onda, asumen de manera implícita tanto el cálculo de los campos de onda como la aplicación de la condición de imagen. En ambos casos, el principio de imagen se ve favorecido por el modelo convolucional de la reflexión sísmica. Las correlaciones citadas, que cumplen con el principio físico de imagen (“mismo tiempo, misma localización”), proporcionan imágenes estructurales adecuadas con implementaciones eficientes.

En el caso de la migración Kirchhoff, la imagen formulada en el dominio del tiempo produce un modelo $I(x)$ para una localización x de la propia imagen.

$$I(x) = \int d\Gamma \int A(x; r, s) \frac{\delta d(t; r, s)}{\delta t} \delta[t - (\tau_r + \tau_s)] dt \quad (3.6)$$

Dependiendo de la geometría para el cálculo de la integral, Γ representa a las coordenadas de los receptores (asociadas a los puntos de fuente comunes), al offset (asociado a los puntos medios comunes de reflexión) o a los puntos medios (asociados a los offset comunes); $A(x; r, s)$ es el factor de escala de la amplitud; $d(t; r, s)$ representa la información grabada para las localizaciones r del receptor y s de la fuente, y $\tau_r = \tau(x, r)$, $\tau_s = \tau(x, s)$ corresponden respectivamente a los tiempo de viaje desde el receptor r y la fuente s hasta el punto x (Claerbout, 1985).

Para el caso de los métodos basados en la ecuación de onda en una dirección (**WEM**), se utiliza una aproximación paraxial a la ecuación de onda con el objetivo de extrapolar los campos de onda desde diferentes profundidades para cada componente de frecuencia (Zhenchun et al., 2003). En este caso la imagen es simplemente representada como la integral sobre la frecuencia del producto del campo de ondas ascendente del receptor $R(\omega, x)$ por el campo de ondas descendente de la fuente conjugada $\bar{S}(\omega, x)$.

$$I(x) = \int \bar{S}(\omega, x) R(\omega, x) d\omega \quad (3.7)$$

Por otro lado, la migración RTM resuelve directamente la ecuación de onda acústica en dos direcciones para los campos de ondas propagados. La imagen es construida tomando en cuenta la cros-correlación de los retrasos en tiempo diferentes de cero de los campos de ondas de fuente y receptores para un mismo tiempo y una misma localización como lo establece el principio de imagen (Claerbout, 1985; Wang et al., 2009). Por tal motivo para la RTM que usualmente se implementa en el dominio del tiempo, la ecuación que contiene a los campos de ondas de receptor y fuente (**Ecuación (3.7)**) se vuelve la integral del producto de los mismos campos de onda pero ahora realizada sobre el tiempo.

$$I(x) = \int S(t, x)R(t, x)dt \quad (3.8)$$

Para el caso de la migración RTM, la implementación de la condición de imagen (expresada en la **Ecuación 3.8**) genera una gran cantidad de ruido de gran amplitud y baja frecuencia para interfaces pronunciadas que contaminan la imagen; este hecho, que no necesariamente está asociado a una debilidad del método, se asocia a que la ecuación de onda completa utilizada en la RTM simula la propagación de la energía en todas las direcciones incluyendo la reflexión y la transmisión, y consecuentemente las extrapolaciones de los campos de onda progresivos de la fuente y los campos reversivos de los receptores tienen las mismas trayectorias. Las cros-correlaciones de estos campos generan amplitudes no sólo en los puntos de reflexión sino también en todos los demás puntos de la trayectoria, lo cual produce efectos de baja frecuencia (conocidos como **artifacts**) cuando se resuelve la integral en el tiempo. Este problema persistente ha sido atacado de diversas formas, por ejemplo con el uso de filtros con operadores Laplacianos o la aplicación de herramientas **mute** sobre los gathers (Leveille et al., 2011); para atenuar dicho ruido también se ha aplicado la estrategia de modificar la manera en que se aplica el principio de imagen de manera que sólo las reflexiones verdaderas (es decir las ocurridas en los puntos de reflexión y no sobre los demás puntos de la trayectoria para una determinada localización) sean tomadas en cuenta a la hora de construir la imagen. Esta condición de imagen modificada requiere de la descomposición local de los campos de onda en sus componentes unidireccionales a lo largo de una dirección específica, de manera que sólo las componentes divididas correctamente sean correlacionadas en el reflector (Liu et al., 2011). Dado que estos efectos (**low-amplitud artifacts**) se presentan de manera más enfática en interfaces con fuerte reflexión, se vuelve indispensable el uso de las estrategias de eliminación de dichos efectos para una mejor visualización de las estructuras por encima y por debajo de la sal.

Las metodologías de construcción de imágenes basadas en correlaciones reproducen adecuadamente las condiciones cinemáticas establecidas por el principio de imagen (“mismo tiempo, misma localización”) pero no reproducen adecuadamente las amplitudes verdaderas que pueden ser útiles a la hora de querer determinar las propiedades físicas de las rocas y las unidades.

En la migración Kirchhoff, donde las cuestiones relacionadas con la reproducción de la amplitud verdadera se convierte en esencialmente en un problema de inversión que produce no sólo una imagen en profundidad sino también la amplitud correcta proporcional al coeficiente en un punto de la imagen conocido como coeficiente de reflexión (Bleistein, 1987). Dicho factor puede ser incluido en la ecuación de la KMIG (**Ecuación (3.6)**); de esta manera se modifica la amplitud para las fuentes y los receptores incluyendo los términos $A_s = A(x, s)$ y $A_r = A(x, r)$. Estos términos representan las amplitudes de Wentzel–Kramers–Brillouin–Jeffreys (correspondientes teóricamente

a los rayos utilizados) de la función de Green con la fuente en los puntos S o r y el punto de observación en la coordenada x . El término $h(x, \xi)$ corresponde al determinante de Beyklin en la **Ecuación (3.9)** (Sava & Fomel, 2006).

$$I(x) = \int \int d^2 \xi \frac{|h(x, \xi)|}{A_S A_r |\nabla \tau_r + \nabla \tau_s|} \frac{\delta d(t; r, s)}{\delta t} \delta[t - (\tau_r + \tau_s)] \quad (3.9)$$

Para que la migración pueda induir a las amplitudes verdaderas se requiere un adecuado manejo de la propagación de los campos de onda y una buena implementación del principio de imagen; esto significa que se conserve tanto la información cinemática (con el principio de mismas ubicaciones y mismos tiempos) y la información dinámica con una buena reproducción de la propagación. La ecuación de onda en una sola dirección que tiene una aproximación paraxial (es decir, que no se apega a las coordenadas de los puntos sobre los que evalúa el principio de imagen) no preserva la información dinámica de la propagación de los campos de onda y tampoco hace un manejo adecuado de la dispersión geométrica (Leveille et al, 2011). Para solucionar este problema, se han propuesto nuevas formulaciones de la ecuación de onda en una sola dirección que incluyen los efectos de la propagación (Zhang et al., 2005). Además, para obtener una imagen que contenga las amplitudes verdaderas, se debe adoptar una condición de imagen que siga la forma de una convolución en vez de efectuar sólo una correlación (Kelly & Ren, 2004); la formulación de dicho modelo convolucional se implementa como un cociente de los campos onda de los receptores y de las fuentes para cada componente de frecuencia ω (**Ecuación (3.10)**).

$$I(x) = \int \frac{R(\omega, x)}{S(\omega, x)} d\omega \quad (3.10)$$

Esta nueva condición de imagen conserva el principio de mismos tiempos y mismas localizaciones pero normaliza las amplitudes respecto de la energía incidente. De cualquier forma, esta condición de imagen puede presentar problemas de estabilidad cuando el denominador (asociado a la energía de la fuente) tiene valores muy bajos por lo que se establece una modificación a la condición de imagen convolucional para enfrentar este problema (**Ecuación (3.11)**).

$$I(x) = \frac{\int \bar{S}(\omega, x) R(\omega, x) d\omega}{\int \bar{S}(\omega, x) R(\omega, x) d\omega + \epsilon} \quad (3.11)$$

Esta expresión se conoce como el modelo contempla una imagen corregida por iluminación de la fuente e incluye un factor de amortiguamiento arbitrario e indefinido ϵ . Aunque no existe una implementación estrictamente directa de la condición de imagen convolucional para la migración reversa en tiempo (RTM), puede aplicarse una extensión similar al modelo de imagen corregida por iluminación de la fuente, justamente para compensar el efecto de iluminación (**Ecuación (3.12)**; Díaz & Sava, 2012).

$$I(x) = \frac{\int S(t, x) R(t, x) dt}{\int |S(\omega, x)|^2 dt + \epsilon} \quad (3.12)$$

Aunque la condición de imagen implementada en los modelos basados en la correlación para la migración **KMIG** y **WEM** (Ecuaciones (3.7) y (3.8)) no ayuda a producir una imagen que contenga las amplitudes verdaderas, sí puede ayudar a generar los *gathers* que contengan a dichas amplitudes (*true amplitud gathers*; Zhang et al., 2007; Zhang & Sun, 2009), incluso para la migración reversa en tiempo.

g) **Gathers de migración. Construcción y actualización de los Modelos de velocidades para la migración**

El proceso de migración produce una imagen que puede servir con fines interpretativos y para un análisis ulterior de las propiedades físicas de las rocas y unidades con fines de evaluación y explotación, también proporciona otras herramientas interpretativas que sirven para retroalimentar el propio proceso de producción de la imagen a través de la generación de un modelo de velocidades de migración que se obtiene mediante la evaluación de la calidad de los *gathers* de la imagen; estos elementos guardan una relación con el error y la discordancia en la elección de velocidades de migración de distintas áreas de la imagen. Si se asume que un modelo que cuente con unas velocidades de migración adecuadas producirá *gathers* de imagen aplanados o *gahters* correctamente focalizados, la tendencia a aplanarse de estos elementos es un elemento cualitativo de la calidad del modelo de velocidades. Estos criterios corresponden fielmente con el principio de imagen al cumplirse que cada offset sin importar su ubicación debe conducir a la misma imagen estructural dado que cada uno, en teoría, sucede de manera independiente.

Los pueden *gahters* clasificarse como *offset gahters* o *angle gahters* y pueden obtenerse de manera directa o indirectamente según el algoritmo de migración que se emplee. Para la **KMIG**, este proceso es bastante directo y son este tipo de *gahters* los que más se utilizan en la inversión tomográfica basada en trazado de rayos cuyo objetivo es la obtención de un modelo de velocidades. Sin embargo, estos *gahters* que se originan en el dominio del offset suelen tener efectos irregulares debidos a artificios que ocurren en zonas donde se tienen geometrías complejas y que se generan como consecuencia de la aplicación del principio de imagen en el dominio de offset común (*common offset domain*; Nolan & Symes, 1996). De acuerdo a Xu et al. (2001), los de *gahters* de ángulo de difracción (*angle-diffraction gahters*) no presentan este tipo de contaminación por ruido y contienen la información necesaria para obtener las velocidades de migración y llevar a cabo un análisis **AVA** (Angle versus Angle). La diferencia entre los resultados de la utilización de *offset gathers* y los *angle-diffraction gahters* radican principalmente en el nivel de ruido.

En la migración **WEM** la obtención de los *gahters* de imagen comunes, obtenidos con respecto al offset de superficie es muy costosa computacionalmente, para librar esta situación y realizar un análisis de velocidades de migración para la migración **WEM**, los de *gahters* de imagen comunes para un punto se construyen mediante una función del espacio (\mathbf{h}) y los retrasos en tiempo ($\boldsymbol{\tau}$) por debajo de la superficie cerca del punto de la imagen a representar. Esta *cros-correlación* extendida sirve para investigar la precisión del principio de imagen en la cercanía de un punto en la imagen.

Físicamente la vecindad alrededor de un punto donde se tienen los valores máximos de esta *cros-correlación* puede servir para estimar la poca precisión del modelo de velocidades. Para la migración **WEM** y para la migración reversa en tiempo, la condición de imagen con *cros-correlación*

está representada por las siguientes expresiones (Leveille et al, 2001) correspondiendo al dominio de la frecuencia ω y al dominio del tiempo τ para la **WEM** y para la **RTM** respectivamente.

$$I(x, h, \omega) = \sum_{disparo} \int e^{i2\omega\tau} \bar{S}(\omega, x - h) R(\omega, x - h) d\omega \quad (3.13)$$

$$I(x, h, \tau) = \sum_{disparo} \int S(t - \tau, x - h) R(t + \tau, x + h) dt \quad (3.14)$$

Con las condiciones de imagen presentadas, un modelo de velocidades adecuado debe producir *image gathers* que estén correctamente enfocados para los retrasos diferentes de cero para cada dirección de retraso. El **principio de semejanza** en el análisis de velocidades de migración para la ecuación de onda relaciona el nivel de enfoque de los retrasos de manera cuantitativa con el error en la asignación de velocidades.

Para la incorporación a la condición de imagen con *cros-correlación* para la extracción de *gathers* para la migración **WEM** y **RTM** (Ecuaciones (3.13) y (3.14)), esta condición extendida se construye con corrimientos (desplazamientos) tanto en el espacio como en el tiempo. Los *image gathers* pueden ser construidos con los retrasos espaciales o temporales y pueden ser convertidos igualmente a *gathers* angulares. En dos dimensiones, estos *angle gathers* pueden construirse con un apilamiento sesgado a partir de los *gathers* corridos espacialmente conociendo la posición en la imagen y los números de onda para dicha posición y para el offset debajo de la superficie, k_m y k_h respectivamente, a partir de la siguiente expresión (Xu et al., 2001):

$$\tan \theta = \frac{|k_h|}{|k_m|} \quad (3.15)$$

Estos *angle gathers* pueden ser calculados también a partir de *gathers* de retrasos temporales en la imagen utilizando τ_x^2 , τ_y^2 y τ_z^2 que son las derivadas parciales dichos retrasos con respecto a las diferentes direcciones (x, y, z) , y con el cuadrado de la lentitud $S(x)$ (Sava & Fomel, 2006):

$$\cos^2 \theta = \frac{\tau_x^2 + \tau_y^2 + \tau_z^2}{s^2(x)} \quad (3.16)$$

Los ángulos definidos en las ecuaciones (3.15) y (3.16) sólo corresponden a ángulos de apertura y no aportan información sobre el azimut, la cual sería de gran importancia para aprovechar el contenido de datos de azimut amplio y poder generar atributos dependientes de la trayectoria y dirección (azimutal) como son los parámetros de anisotropía. A partir de la descomposición local de onda plana para los campos de onda de la fuente y de los receptores en la migración reversa en tiempo, es posible derivar *common gathers* angulares de la imagen en tres dimensiones que ayudan a calcular los ángulos de azimut (φ) y echado (θ) mediante el uso del vector unitario en la

dirección (x) , $n_x = (1,0,0)$, y de los números de onda para las coordenadas de la fuente y el receptor, (k_s, k_r) , en puntos por debajo de la superficie (Xu et al., 2010):

$$\cos \theta = \frac{k \cdot k_r}{|k| |k_m|} \quad (3.17)$$

$$\sin \varphi = \frac{(k_s \times k_r) \cdot (k \times n_x \times k)}{|k_s \times k_r| |k \times n_x| |k|} \quad (3.18)$$

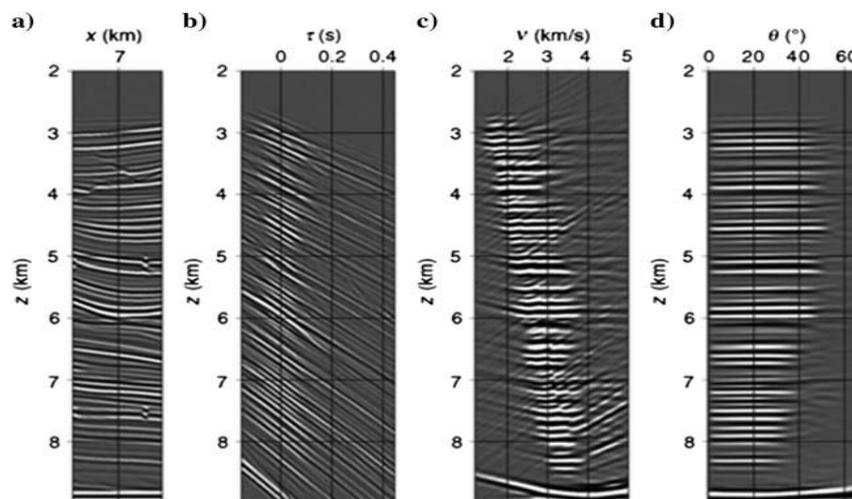


Figura 3.5. Se muestra un ejemplo de estos *gathers* conocidos como *3D angle domain image gathers* para un conjunto de datos de azimut amplio (Xu et al., 2010). Las diferencias entre estos elementos de *gathers* angulares para diferentes valores de azimut indican las variaciones en la reflexión directamente dependientes del azimut (Sava and Fomel, 2006).

Las dispersiones y refracciones de la energía incidente generadas por las irregularidades y los grandes contrastes (respecto a las rocas circundantes) de velocidades causados por cuerpos de sal ocasionan, entre otras cosas, el fenómeno de pobre iluminación de las estructuras subyacentes a los horizontes de la sal. La distribución de velocidades se ve afectada por los mismos movimientos de la sal al migrar y por los comportamientos mecánicos particulares de los materiales cuya dinámica (influenciada por las condiciones tectónicas de la cuenca) da lugar a distintas fuerzas, por ejemplo de flotabilidad o gravitacionales, que causan desviaciones en la velocidad con respecto a las tendencias esperadas en profundidad por efecto de *sepultamiento*, litificación y compactación de sedimentos. La asignación de velocidades regularmente incorpora las geometrías interpretadas a partir de los criterios descritos sigue de manera general los siguientes lineamientos (Jones, 2010):

- i) Determinación y utilización de velocidades de migración preliminares para los sedimentos adyacentes o suprayacentes mediante técnicas de tomografía. Realización de la primera iteración de migración.
- ii) Interpretación de una cima tentativa de la sal con geometría suave y no recumbente. Para el caso de cuerpos como los canopies se establecen los flancos y zonas adyacentes.

- iii) Actualización de los modelos de velocidad incluyendo la velocidad correspondiente a la sal mediante la inundación de los horizontes por debajo de ésta manteniendo los límites de los flancos de las estructuras identificadas (para la sal alóctona y/o los canopies). Esta velocidad debe ser en teoría constante pero puede verse modificada si la interpretación incluye zonas con sal sucia (Haugen et al., 2008).
- iv) Realización de una nueva corrida de migración con el (o los) modelo(s) actualizados.
- v) Identificación de la cima de la sal y los flancos recumbentes para la base, la cima y los cuerpos de sal completos.
- vi) Actualización de los modelos de velocidad incorporando completamente las estructuras de sal (cima, base y cuerpos completos).
- vii) Realización de una nueva iteración de migración con el modelos actualizado.
- viii) Repetición de la actualización de los modelos de velocidad y con la identificación de todas las estructuras (incluyendo las estructuras *overhanging*) y las velocidades para la realización de una nueva iteración que descubra los horizontes bajo la base de la sal.
- ix) Inserción las velocidades de todos los horizontales por debajo de la sal.
- x) Actualización de las velocidades sub-salinas para la realización de otra migración.

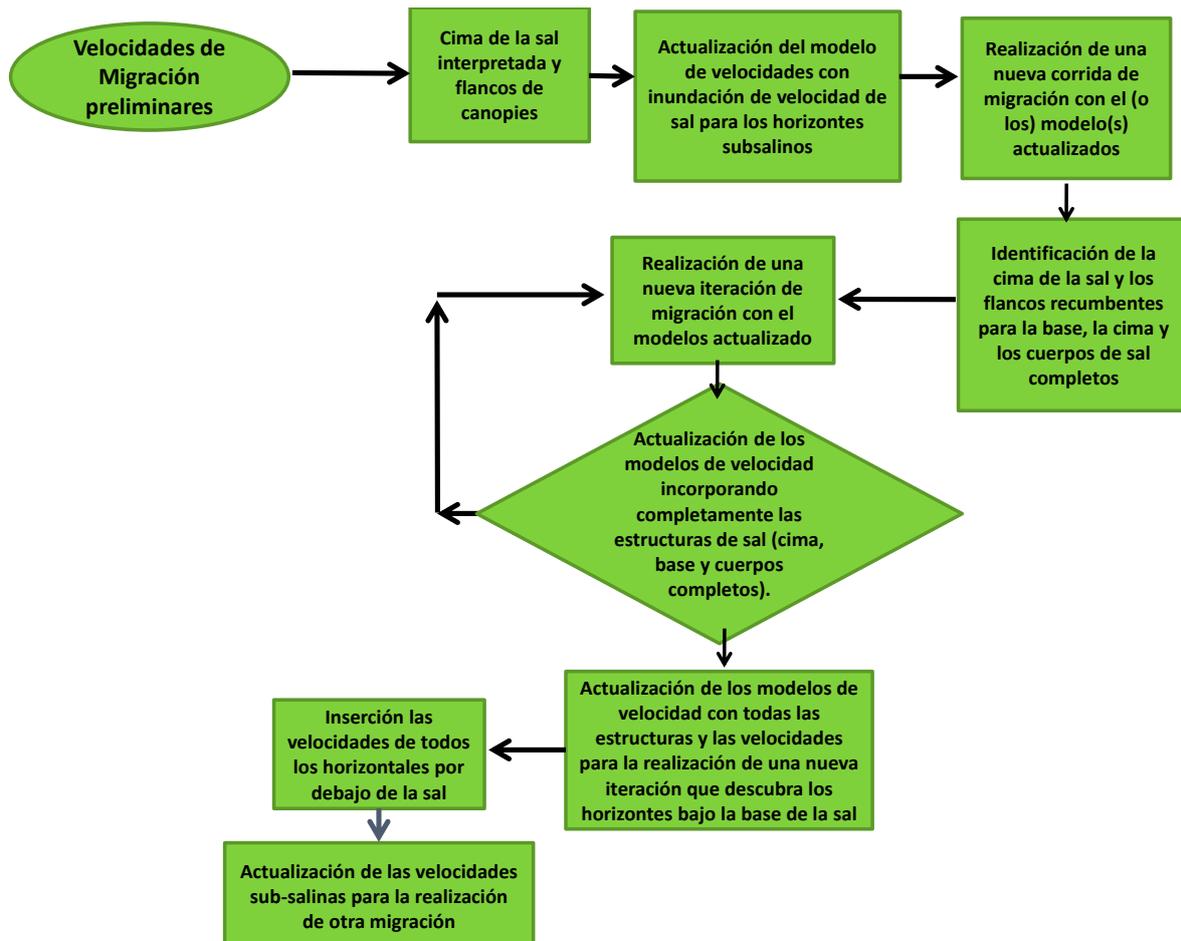


Figura 3.6. Diagrama para la asignación de velocidades. Regularmente se incorporan las geometrías interpretadas a partir de los criterios descritos en cada etapa (Jones, 2010).

Este proceso inicia con una estimación para el campo de ondas de fondo, es decir el de los sedimentos, omitiendo los cuerpos de sal y produciendo una imagen mediante una migración que utiliza un modelo de sólo sedimentos. La cima de la sal y cualquiera de los flancos con geometría sencilla (sin rugosidad ni *overhanging*) son interpretados en la imagen producida. Esto puede incluir la velocidad de la sal por debajo de la cima interpretada y de los flancos no rugosos, e inundar toda la región que aún no ha sido asociada a una velocidad. Usualmente se lleva a cabo una nueva migración que produce una imagen donde la base de la sal puede ser identificada con un poco de mayor definición, por lo que podría ser posible entonces interpretar toda la base. En algunas ocasiones se recomienda reemplazar la velocidad de onda **P** por la de onda **S**, ya que la base de la sal se ve muy a menudo mejor iluminada por los arribos convertidos, esto sucede dado que los rayos convertidos siguen trayectorias diferentes a las de los primeros arribos que generalmente son diseminados por los reflectores fuertes como la cima y pueden proporcionar diferente iluminación (Lewis, 2006). Con las interpretaciones de la cima y la base de la sal se pueden definir cuerpos completos de sal que deben ser insertados en el modelo actualizado de velocidades. Cuando se migra con este modelo se produce una imagen sobre la que se produce una mejor definición de la rugosidad de la cima y la base, así como de los flancos complejos.

Cuando se presenta demasiada complejidad en la definición de un cuerpo de sal que posee un contraste de velocidades significativamente grande, las pronunciadas variaciones laterales en la velocidad pueden ocasionar que esta secuencia de construcción y actualización del modelo de velocidades no obtenga buenos resultados (Leveille et al, 2011). Por ejemplo, para el caso de la migración Kirchhoff, existen ocasiones en que se calculan los tiempos de viaje directamente para un punto de la imagen e independientemente de las ubicaciones de los receptores y la fuente, y luego estos tiempos son usados para construir la imagen siendo que las trayectorias de los rayos antes de la reflexión y después de esta pueden atravesar cada uno por separado ya sea los sedimentos o la sal; si en este caso se realiza la inundación con la velocidad de los sedimentos, las trayectorias de reflexión serán tratadas de manera errónea (Anderson & Marcinkovich, 2005).

La definición de los cuerpos de composición compleja (como cuerpos de sal) también puede ser definida utilizando técnicas de barrido o escaneo a partir de las cuales se obtiene un conjunto de elementos geométricos como los *gathers* **CRP** (*Common Reflection Point*) o de migración para un rango de modelos perturbados de velocidad (Audebert & Diet, 1996; Jones et al, 1998; Wang et al., 2008). Esta es una alternativa para cuando se tienen datos que presentan mucho ruido o en los que la información por debajo de la sal presenta poca variedad y distribución angular que pudiera ser aprovechada mediante el uso de los *gathers* angulares; sin embargo, los modelos obtenidos mediante técnicas de escaneo pueden producir modelos con una alta subjetividad cuya depuración depende mucho de la interpretación aunque se han propuesto metodologías basadas en aspectos más cuantitativos que pretenden mejorar estas técnicas de escaneo (Biondi, 2011). Por estas razones, para la realización de la tomografía se debe tomar en cuenta el tipo de algoritmo de migración utilizado ya que los esquemas de definición de cuerpos basados en el trazado de rayos suelen ser poco apropiados cuando se presenta mucha rugosidad en las superficies y existen contrastes laterales de velocidad muy grandes; esto sucede debido a que el suavizado necesario para que el trazado de los rayos debe ser estable para que se puedan reducir las limitaciones consecuentes de la aproximación en las altas frecuencias donde las longitudes de onda incidentes son similares en magnitud a las anomalías de velocidad encontradas (Pratt, 2003). Por esta razón podrían elegirse WEM y RTM como algoritmos más adecuados para la identificación e interpretación de una cima de sal muy rugosa, además de que la migración Kirchhoff no sería capaz de reproducir fielmente las múltiples trayectorias que se esperan por debajo de la sal. A menudo, algunas limitaciones del algoritmo para mapear zonas complejas como la geometría de los flancos donde se pueden encontrar variaciones fuertes de velocidad no tienen que ver la presencia de echados pronunciados sino con el hecho de que el trazado de rayos sobre reflectores abruptamente buzantes sólo generará trayectorias en una sola dirección y no se tendrá información sobre la energía reflejada (Jones, 2008), por lo que se necesita un algoritmo como la RTM que incorpore propagación en dos direcciones y sea capaz de capturar arribos con dobles “rebotes”; para este caso también podría diseñarse un esquema de rayos curvados si existen gradientes de velocidad verticales significativamente favorables.

Existen muchos casos de estudio en los que se reportan y abordan muchos de los problemas que presentan las estructuras salinas al momento de utilizar un cierto algoritmo de migración para realizar el procesado de la información sísmica, especialmente para algunas zonas del Golfo de México (Albertin et al., 1998; Albertin et al., 2001; Kapoor et al., 2007; Lewis, 2009) y del margen occidental de la costa africana (Sexton et al., 2009).

Existen dos perspectivas desde las que se realiza la actualización de las velocidades durante la depuración de los modelos de velocidades de migración para los horizontes por debajo de la sal: (a) la de la tomografía basada en la interpretación de **moveouts** residuales sobre *gathers* de imagen de punto común (Woodward et al., 2008; Wang et al., 2004) y (b) la de la actualización iterativa de velocidades utilizando técnicas de escaneo en la migración (Wang et al., 2004, 2006, 2009; Jiao et al., 2006; Ritter, 2010).

La tomografía sísmica para los horizontes sub-salinos es similar a la tomografía realizada de forma regular sobre los sedimentos en la que los datos de entrada son las interpretaciones (picados) sobre los *residual moveout* que se realizan automáticamente en los *gathers* de imagen con punto común (*common point image gathers*). Para el manejo de grandes volúmenes de información como los que se manejan en la industria, en la tomografía para los métodos de migración Kirchhoff se utilizan *offset gathers* de superficie y para la migración WEM y RTM son usados *gathers* angulares (Sava & Fomel, 2003; Fomel, 2004; Xue et al., 2010). Algunas de las complicaciones que enfrenta la tomografía sub-salina tienen que ver con la pobre relación Señal/Ruido que se tiene en estas zonas y con la limitada cobertura de ángulos, especialmente para zonas profundas. Para aprovechar las ventajas del picado automático para los *residual moveouts* sobre los *common point image gathers*, se requiere que estos sean adaptados mediante **pre-condicionamiento**.

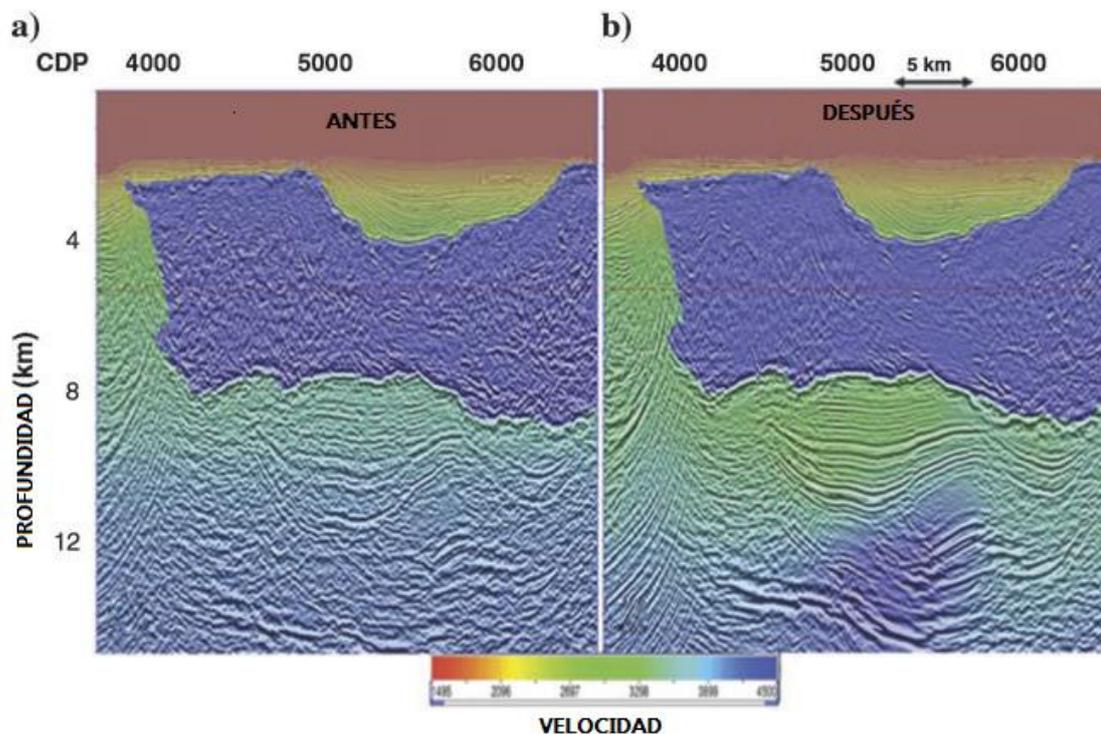


Figura 3.7. Ejemplo de un modelo de velocidades mejorado mediante tomografía sub-salina tridimensional. Se muestra una imagen de migración WEM con el modelo de velocidades anterior a la migración de forma sobrepuesta. Después de que se realiza la tomografía, los eventos por debajo de la sal se observan con mejor definición. La velocidad para los horizontes sedimentarios por debajo de la sal se ve reducida aproximadamente en un 10% justo bajo la base de la sal y se incrementa por las partes más profundas para tener coherencia geológica con el comportamiento habitual de las velocidades para rocas más profundas y consolidadas (principalmente carbonatos). Modificada de Xue et al. (2010)

Cuando se emplea el error residual interpretado y extraído de los *gathers* de la migración **WEM** y/o **RTM** para la tomografía existen ciertas consideraciones teóricas que deben recordarse para realizar trazado de rayos, ya que se pueden restringir las trayectorias que se utilizan en la retro-propagación dentro de la tomografía para evitar rugosidades complicadas. Algunos desarrollos más recientes que tienen que ver con técnicas de inversión de onda completa (**FWI**) y tomografía con forma de onda pueden soportar geometrías más robustas que las soportadas por el trazado de rayos (Vigh et al., 2010).

Para el caso de algunas áreas en los horizontes por debajo de la sal, los **common point image gathers** no proporcionan información confiable para realizar picados e interpretaciones (ya sea de forma automática o no); además, para algunas zonas muy profundas, no es posible tener suficiente resolución y cobertura de ángulos. Para situaciones como estas, ha sido necesario el desarrollo de técnicas de escaneo más enfocadas a grandes paquetes de información que consisten en barridos con perturbaciones de velocidad (Aubert et al. 1996; Jones et al. 1998, 2000; Wang et al., 2004, 2006; Jiao et al., 2006). Estas técnicas consisten en utilizar un modelo para la migración que se fija como modelo de referencia a partir del cual se escalan otros modelos de velocidades y se realizan iteraciones de migración incluyendo varios escaneos de velocidades perturbadas produciendo imágenes que son comparadas con el modelo de referencia y vueltas a interpretar para realizar una actualización de velocidades.

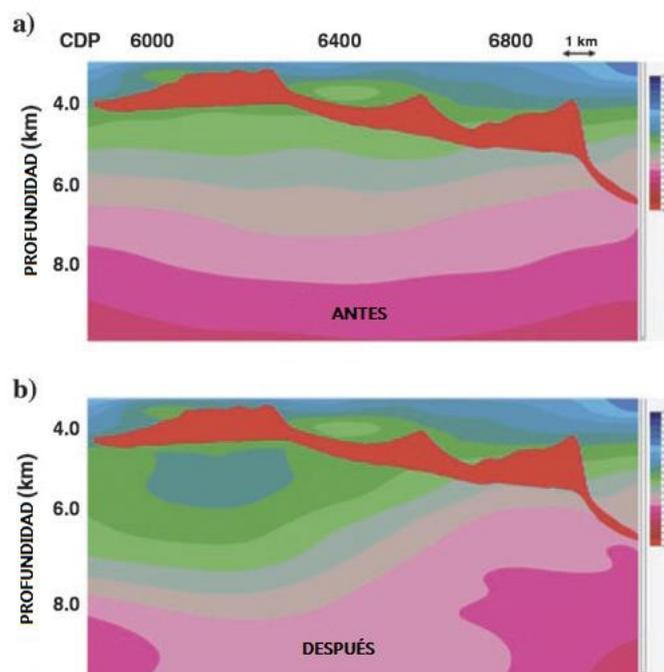


Figura 3.8. Ejemplo de modelo con la actualización de velocidades usando modificación de velocidades. Modificada de Jiao et al. (2006).

4. Técnicas geofísicas y geológicas integradas para el mejoramiento de los modelos interpretativos.

4.1 Interpretación de información gravimétrica y de gradiometría.

Para fines interpretativos, la información proveniente de la gravimetría ayuda, en una primera instancia, a indicar la distribución las unidades cuya densidad es contrastante con los valores de fondo del medio. En el caso de las estructuras salinas originadas por migración de la salde un nivel autóctono a otro alóctono, es posible interpretar la cima de dicha sal así como sus flancos y determinar la orientación preferencial de las estructuras (Jorgensen & Kisabeth, 2001). De esta manera se puede plantear un modelo de velocidades con horizontes preliminares y segmentos de velocidades para la sal y los sedimentos que presente mayor verosimilitud. Este modelo de velocidades es mejorado de forma iterativa mientras más elementos de interpretación intervengan; información de las componentes de la gradiometría pueden aportar en este caso elementos de interpretación como una mejor definición de los flancos, los centros de las fuentes, etc. (Brett, 2014; Dickinson, et al., 2010).

Los gradientes (componentes del tensor gradiométrico) miden de forma individual cambios en diferentes direcciones. La componente T_{zz} mide los cambios verticales normales a la superficie; esta componente (**Tzz**) representa la diferencia entre la respuesta entre fuentes cercanas y lejanas (o profundas y someras), resaltando los bordes que pueden ser interpretados directamente dado que muchos rasgos geológicos/estructurales son evidentes en los datos cuando se presentan grandes anomalías de masa (densidad) como en el caso de grandes cuerpos de sal (Jorgensen & Kisabeth, 2001). **Tzz** combina información contenida por separado en las componentes **Txx** y **Tyy** relacionada con los bordes en todas direcciones, por lo que es útil para entender la distribución de las anomalías dominantes. Por otro lado **Txx** mide los cambios de la gravedad en la dirección **E-W**, mientras que **Tyy** enfatiza los cambios en la dirección **N-S**. Las componentes cruzadas **Txz** y **Tyz** ayudan a delinear respectivamente los ejes de las anomalías (o de las fuentes) en las direcciones **N-S** y **E-W**, y también muestran las tendencias de los bordes en las mismas direcciones. Debe hacerse notar que una anomalía positiva da lugar tanto a valores positivos como negativos en los gradientes que suelen estar separados por un eje de inflexión en el cual se localiza el centro de masa de la fuente causante de la anomalía (Brett, 2014).

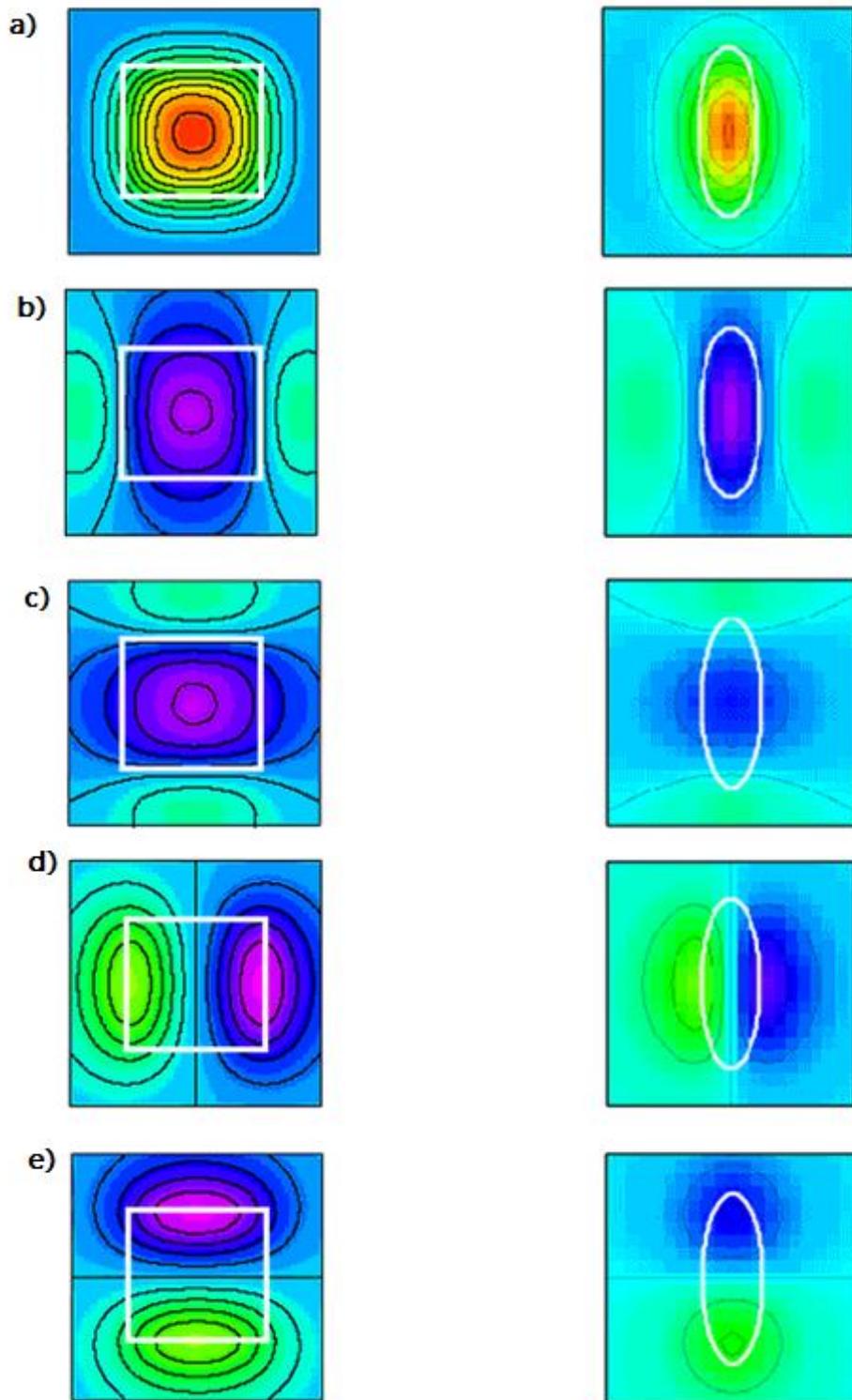


Figura 4.1. a) T_{zz} delimita la fuente objetivo. b) y c) T_{xx} y T_{yy} identifican los bordes N-S y E-W del objetivo. d) y e) T_{xx} y T_{yy} identifican los ejes centrales de la masa objetivo, además de que los altos y bajos corresponden generalmente con tendencias de fallas. T_{xy} muestra anomalías asociadas a las esquinas del objetivo. Modificada de Brett (2014)

Por otro lado, la solución analítica de las componentes del tensor gravimétrico, utilizando la ecuación del potencial gravitacional para una determinada configuración de densidades, tiene que ser calculada para todos los puntos de observación. La obtención de las componentes vectoriales del campo gravimétrico (G_x, G_y, G_z) y las componentes del tensor gravimétrico ($T_{xx}, T_{xy}, T_{zz}, T_{yy}, T_{yz}, T_{zz}$) se basa en la Ley de gravitación universal para las diferentes direcciones en un punto (x_0, y_0, z_0) en superficie debidas a una distribución de densidades por debajo de este punto de acuerdo a:

$$g_z(x_0, y_0, z_0) = \gamma \int_{z_1}^{z_2} \int_{y_1}^{y_2} \int_{x_1}^{x_2} \frac{\rho(x,y,z)(z_0-z)}{r^3} dx dy dz \quad (4.1)$$

Donde γ es la constante de gravitación universal y r se refiere a la distancia entre (x_0, y_0, z_0) y un punto en la geometría (x, y, z) de la cual se quiere conocer la respuesta en gravedad. El armado de dicha geometría requiere que las estructuras no estén traslapadas unas con otras; adicionalmente, debido a que el campo gravitacional cumple con el principio de superposición con respecto a los puntos de observación, si f es la respuesta observada en el punto, entonces la respuesta $f(x, y)$ en el punto (x_0, y_0, z_0) , está dada por:

$$f(x, y) = \sum_{K=1}^M G(\rho_K, x, y) \quad (4.2)$$

Donde M es el número de cuerpos en el arreglo dependiente de la configuración geométrica que se elija y ρ es la densidad de las estructuras formadas por el arreglo M .

La implementación utilizada en este trabajo se basa en la desarrollada por (Couder-Castañeda, et al., 2013) con algunas modificaciones en cuanto al cálculo de los contrastes de densidades y la configuración del arreglo M (que será mostrada esquemáticamente más adelante). Esta metodología no fue desarrollada expresamente para este trabajo pero se utiliza como un auxiliar en el tratamiento de la información gravimétrica y del tensor gradiométrico con fines de establecimiento de un modelo optimizado en apoyo a la interpretación y procesamiento de la información sísmica.

4.2 Reglas de conversión Densidad-Velocidad.

Existen una gran variedad de factores relacionados con las propiedades físicas de los materiales de la corteza que determinan los valores de los coeficientes de reflexión; entre estas propiedades está (por ejemplo) la densidad. Ambas propiedades, velocidad sísmica y densidad, dependen a su vez de propiedades como la composición mineral de los materiales, de la naturaleza granular de la matriz de las rocas, de la cementación, la porosidad, el contenido de fluidos y la presión a la que se encuentran las rocas, así como de la profundidad de sepultamiento de los sedimentos y la edad de éstos. Existen maneras empíricas de relacionar a la porosidad y a la litología con la velocidad sísmica cuya precisión depende de las condiciones de saturación, presión y cementación litológica. Por ejemplo, las variaciones en la presión provocan que haya cierre o apertura de micro-fracturas y, consecuentemente, haya también un efecto en la velocidad sísmica. En las rocas sedimentarias, este efecto parece estar solamente relacionado con el volumen bruto de material y la presión en los fluidos. Estos fenómenos tienen una influencia en el comportamiento elástico tanto de rocas consolidadas, como de areniscas y arcillas; sin embargo para éstas últimas es necesario tener en cuenta también la química de los minerales que las componen. Gardner et al. (1974) utilizó la teoría de Gassman para involucrar los aspectos anteriormente descritos y calcular el efecto de la saturación de fluidos en los valores de velocidad sísmica en rocas porosas. A partir de esto se también es posible establecer relaciones entre la densidad ya que de manera general es posible considerar que tanto la velocidad como la densidad se incrementan con la profundidad y con la edad de los materiales (Faust, 1953). La ecuación derivada por Gardner et al. (1974) representa entonces una ley de conversión entre la velocidad y la densidad (Ecuación (4.3))

$$\rho = aV^{\frac{1}{4}} \quad (4.3)$$

En este caso, ρ está dada en [g/cm³], a equivale a 0.31 cuando V se mide en [m/s] y a 0.23 cuando V está en [ft/s]. Las relaciones entre V y ρ están reportadas en la siguiente tabla.

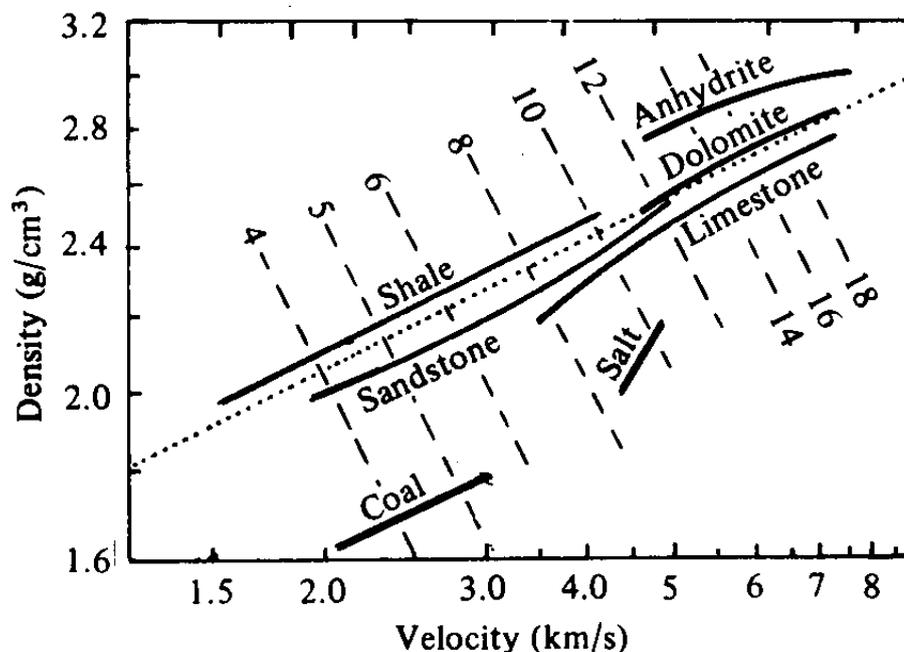


Figura 4.2. Relación entre la velocidad de onda P y la densidad ρ para diferentes litologías en escala [log-log]. La línea punteada corresponde a una predicción de la ecuación de Gardner y las otras líneas muestran impedancias acústicas constantes (Sheriff & Geldart, 1995).

Los comportamientos de las rocas sedimentarias más comunes definen una pequeña región en el cuadrante $V - \rho$ y las predicciones hechas por la regla de Gardner están en el medio de esa región. Las desviaciones más representativas están reportadas para las anhidritas, las sales y el carbón. Para esto existen algunas correcciones basadas en elementos petrográficos (principalmente para carbonatos) que han determinado que la V_P y V_S están influenciadas principalmente por la densidad y la porosidad (Rafavich et al., 1984).

Por otro lado, para la densidad utilizada con el fin de estimar la velocidad de las estructuras salinas y los sedimentos de fondo, pueden utilizarse modelos representativos de las cuencas. Para el Golfo de México, existen algunas curvas de compacidad en función de la profundidad z . Concretamente puede usarse el siguiente modelo (Hudec & Jackson, 2007).

$$\rho(z) = 1400 + 172z^{0.21} \quad (4.4)$$

Donde ρ está dada en $[\text{kg}/\text{m}^3]$ (de acuerdo a los valores de la siguiente gráfica; Nelson & Fairchild, 1989) y z [m].

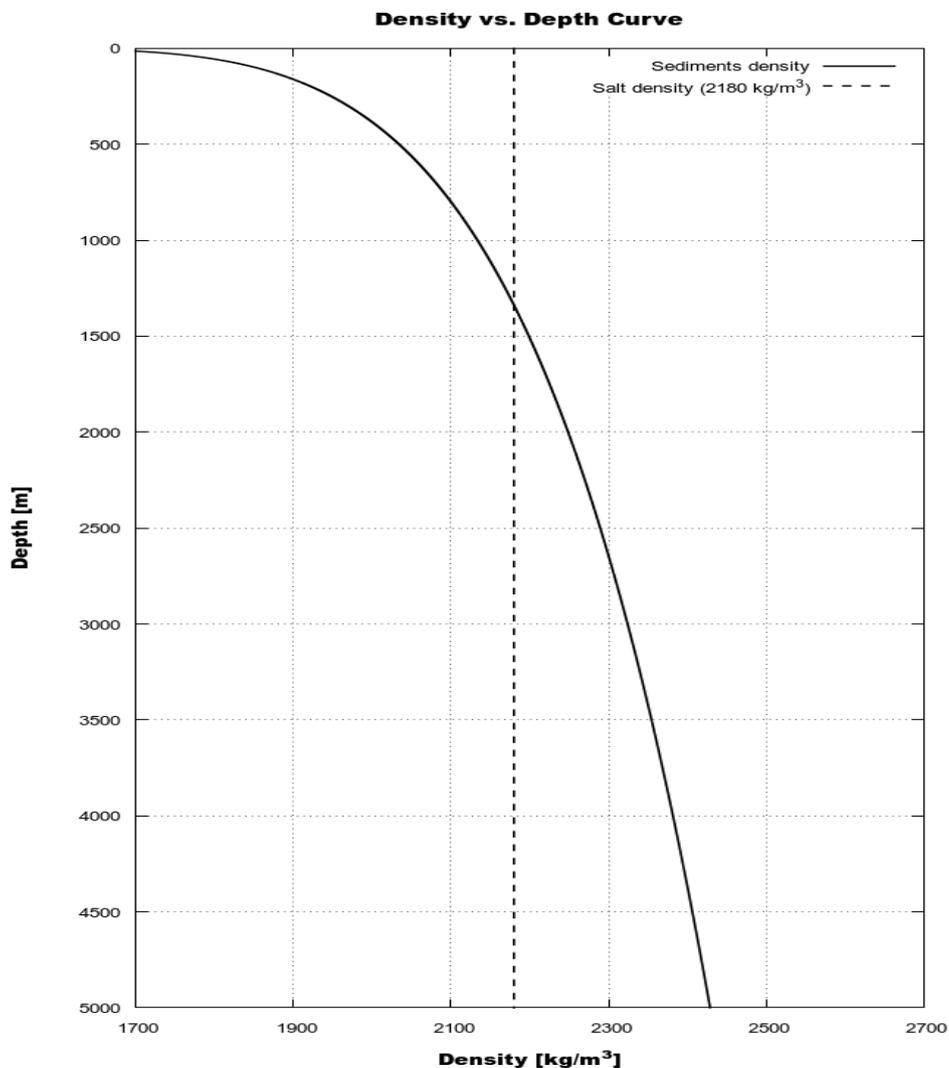


Figura 4.3. Curva empírica de densidad contra velocidad, $V - \rho$, para el Golfo de México. Reproducida de Nelson & Fairchild (1989)

4.3 Esquemas de integración y construcción de modelos de velocidades para la PSDM.

Uno de los principales objetivos de este trabajo está centrado en la determinación de flujos de trabajo apropiados para el trabajo con la información sísmica y la integración de varios criterios interpretativos para poder construir modelos de velocidades robustos.

Para poder derivar un modelo coherente a partir de la información sísmica complementado con elementos interpretativos de otras técnicas geofísico/geológicas, es necesario establecer un esquema que tome en cuenta la naturaleza de la información sísmica y las etapas del procesado en las que ésta es tratada y en las que puede ser complementada con los criterios mencionados.

Para ir delimitando horizontes que no son fáciles de determinar en una primera instancia debido a los problemas de iluminación, en el **Capítulo 3** de este trabajo se presentaron formas de aproximación a este problema desde el punto de vista del pre-condicionamiento de la información sísmica y de las etapas del procesado (**Figura 3.6**). Para poder integrar las fuentes de información ya descritas en este trabajo, es necesario revisar algunos otros esquemas de integración de criterios geológicos/geofísicos para robustecer los modelos de velocidades que se utilizan como entrada de la migración PSDM.

Los flujos de proceso utilizados para la asignación y actualización de velocidades contemplan de manera no explícita a la interpretación para poder realizar después la asignación de velocidades; ésta regularmente incorpora geometrías interpretadas previamente pero se basa ampliamente en la inundación de velocidades sobre horizontes que pueden no estar bien definidos. Este criterio da prioridad a la depuración de las velocidades de forma automática y, aunque no incorpora explícitamente otros criterios interpretativos, sí contempla un trabajo importante sobre los gathers migración (como se explicó también en el Capítulo 3) haciendo énfasis en la necesidad de contar con controles de calidad (**QC**). A continuación se muestran algunos diagramas que ilustran este proceso.

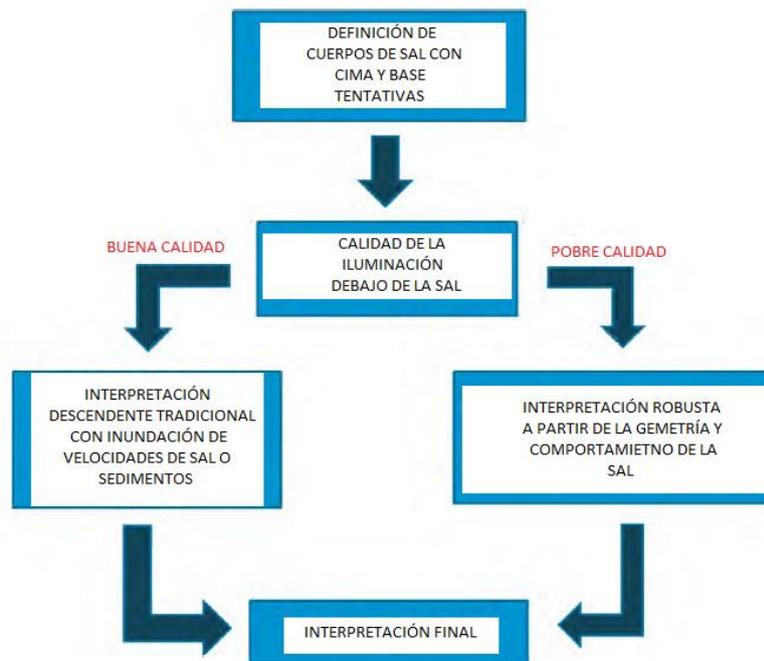


Figura 4.4a. Definición de asignación de velocidades de acuerdo a la calidad de la iluminación por debajo de la sal. Modificada de Agnihotri (2013).

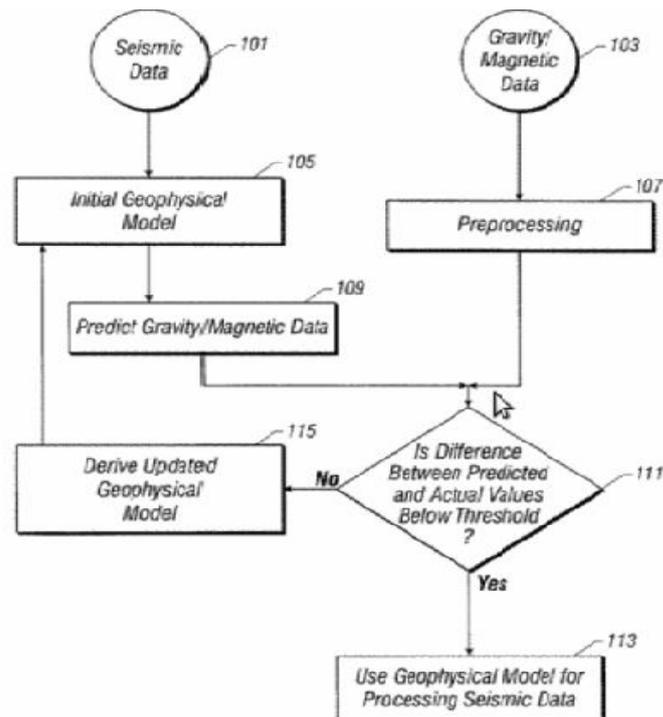


Figura 4.4b. Esquema preliminar de la integración preliminar de la información de métodos potenciales con la información sísmica. Reproducidos de Saranathi-Routh et al. (2004).

Sin embargo, esta perspectiva de depuración desde los gathers y la información sísmica podría llevar a que el modelo alcanzara resultados aceptables después de muchas iteraciones que podrían ahorrarse restringiendo el modelo de inicio. Para poder plantear un nuevo flujo de integración, sería entonces necesario partir de la secuencia ya establecida previamente para la asignación de velocidades pero introducir los criterios provenientes de las metodologías integradas en las etapas de inundación para que la asignación de velocidades adquiriera un poco más de sentido.

En este caso, la utilización de información de métodos potenciales se enfoca en la localización de zonas con densidad anómala asociadas a las estructuras de sal y arcilla. Podría existir un problema de resolución para las mallas de métodos potenciales, ya que éstas cuentan con una resolución mucho menor a la de la información sísmica; sin embargo, al utilizarse solamente con fines interpretativos (cualitativamente en la mayoría de los casos), esto no representa una complicación importante, por lo que es posible integrar desde el principio y de manera paralela los criterios de interpretación aportados por estos métodos. De acuerdo a Saranathi-Routh et al. (2004) y Agnihotri (2013), la información puede integrarse después del pre-procesado de ambos métodos realizado de forma simultánea; además es posible realizar modelado (interpretativo) de los datos de métodos potenciales antes de estimar la diferencia entre el modelo derivado del procesado de la información sísmica y el de la gravimetría, por ejemplo, de acuerdo a los esquemas mostrados a continuación. Dichos esquemas también integran un mejoramiento de los modelos mediante optimización y/o modelado directo si esto fuera necesario.

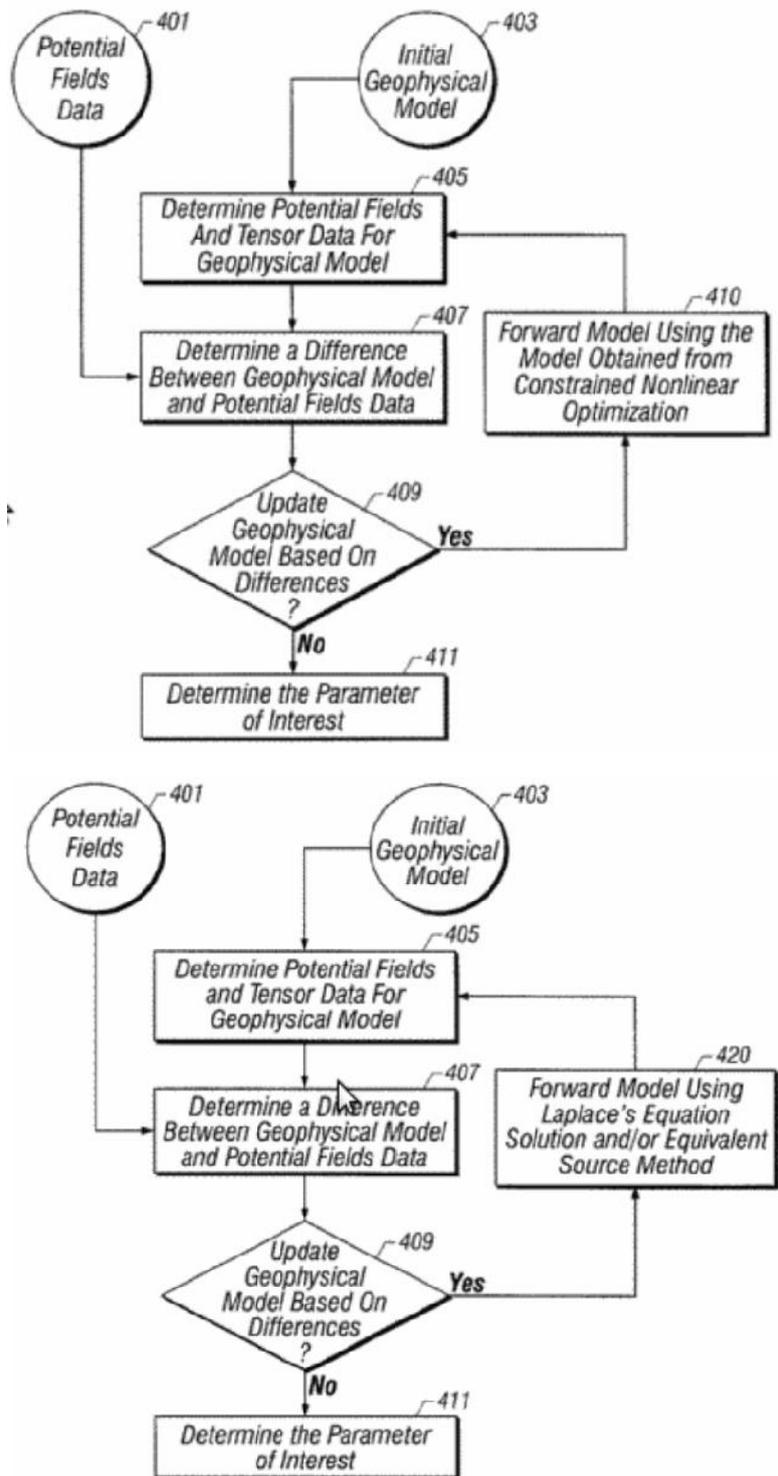


Figura 4.5 (a) y (b) respectivamente. Diagramas de integración de integración mejorados tomando en cuenta la construcción de un modelos según la información sísmica (Saranthi-Routh et al., 2004)

Para el caso de este trabajo se han tomado como base esos esquemas para integrar las interpretaciones obtenidas de la interpretación sísmica estructural, del balanceo y restauración, el modelado análogo y la estimación de velocidades utilizando las reglas de conversión densidad-Velocidad. Los flujos de trabajo desarrollados serán reportados en el siguiente capítulo.

5.1 Flujos de trabajo desarrollados.

Como hasta ahora se ha descrito, el trabajo de integración se ha basado en la utilización de información sísmica para llevar a cabo un proceso de migración robustecido con la utilización de técnicas auxiliares. Esta integración se esquematiza en la secuencia de trabajo mostrada en los diagramas de esta sección.

La información complementaria consiste en interpretaciones geológicas y estimaciones realizadas a partir de la gravimetría y gradiometría para determinar un modelo preliminar de velocidades estableciendo una relación entre densidades y velocidades de acuerdo a la regla de Gardner (cuyos principios han sido reportados). El modelo de velocidad asociado será aplicado para realizar la conversión de tiempo a profundidad y verificar la relación densidad-velocidad en el tipo de estructuras presentes en el área. Este modelo sirve para refinar el modelo inicial usado en las iteraciones de la migración PSDM mediante retroalimentación con los criterios y parámetros obtenidos paralelamente con las técnicas auxiliares descritas.

La interpretación de la sísmica y la estimación de distribuciones geométricas de densidades se nutren con el conocimiento de varios mecanismos de tectónica salina incluidos en los flujos de trabajo reportados. La estimación de la profundidad a la que se encuentran las rocas sedimentarias Cretácicas, Jurásicas y la Sal alóctona corresponde con el comportamiento estructural interpretado en el área. La secuencia de integración está adaptada de acuerdo a la revisión de varios esquemas de proceso como a continuación se muestra. Utilizando la información integrada, resultado de las interpretaciones geológicas y estimaciones realizadas a partir de la gravimetría y gradiometría, sirven como base para construir un modelo preliminar de velocidad para la migración. Adicionalmente, los resultados individuales de cada método se muestran en este capítulo.



Figura 5.2. Diagrama general de integración para la PSDM.

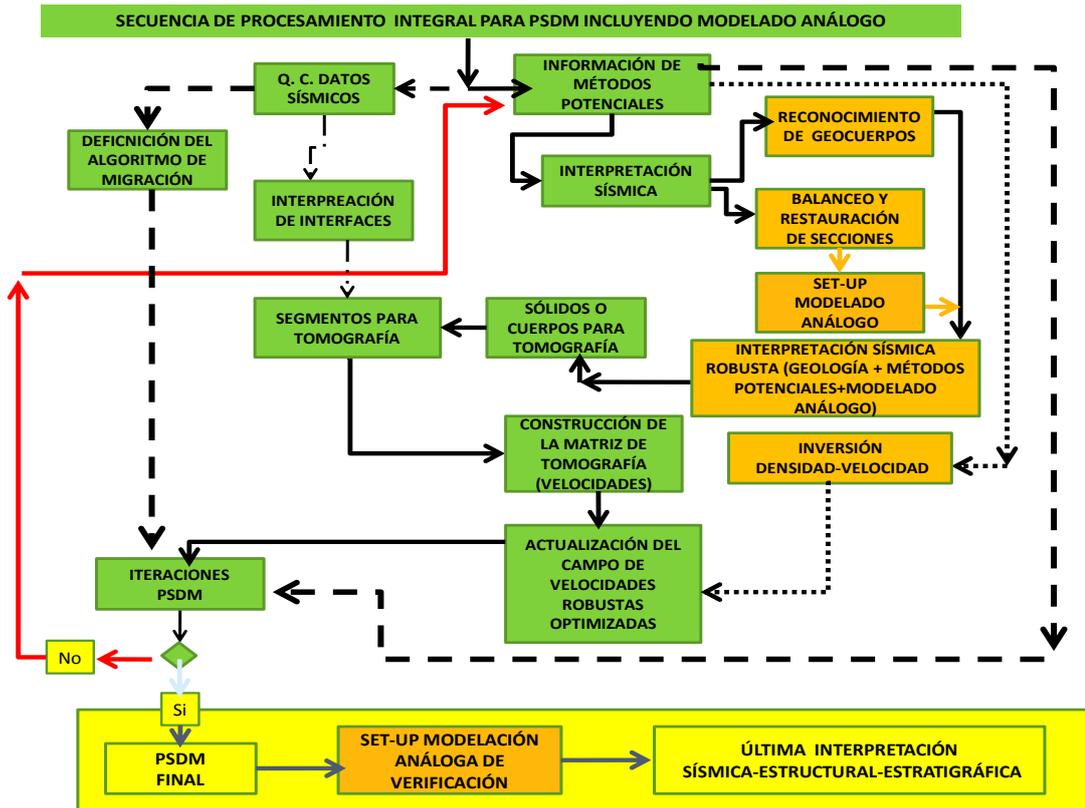


Figura 5.3. Flujo general de trabajo con la secuencia para el establecimiento del modelo de velocidad.

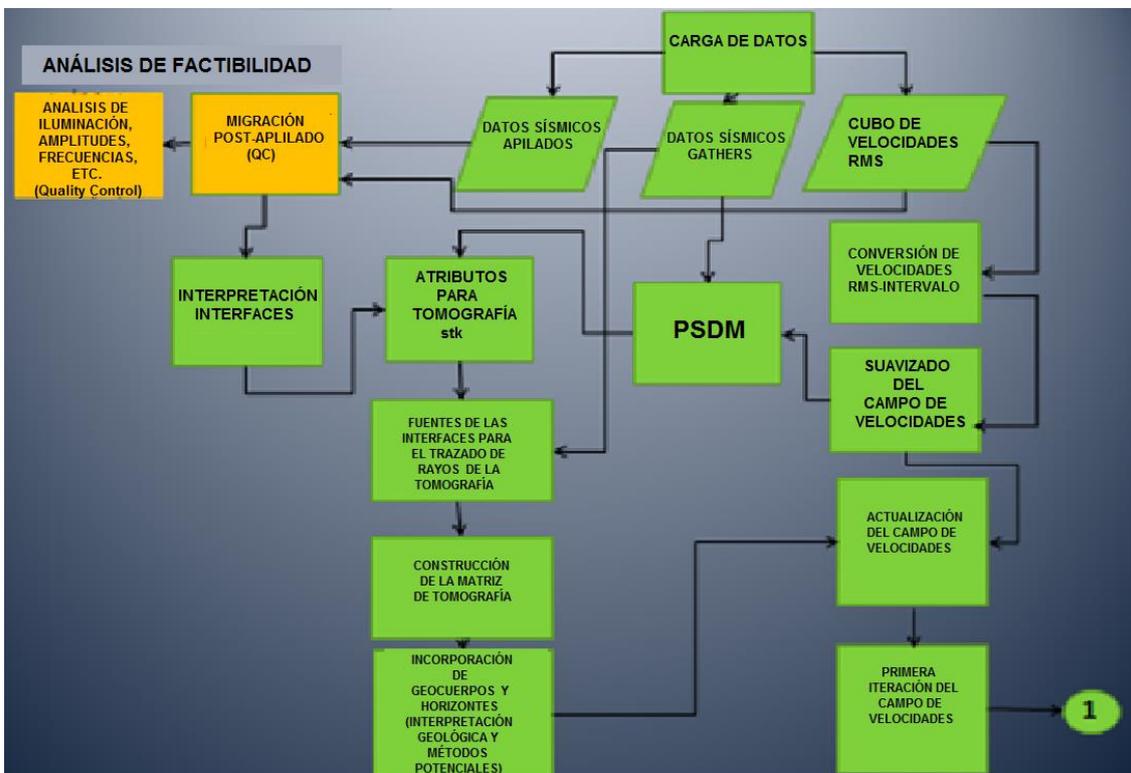


Figura 5.4. Flujo de trabajo enfocado en el pre-condicionamiento de datos (1).

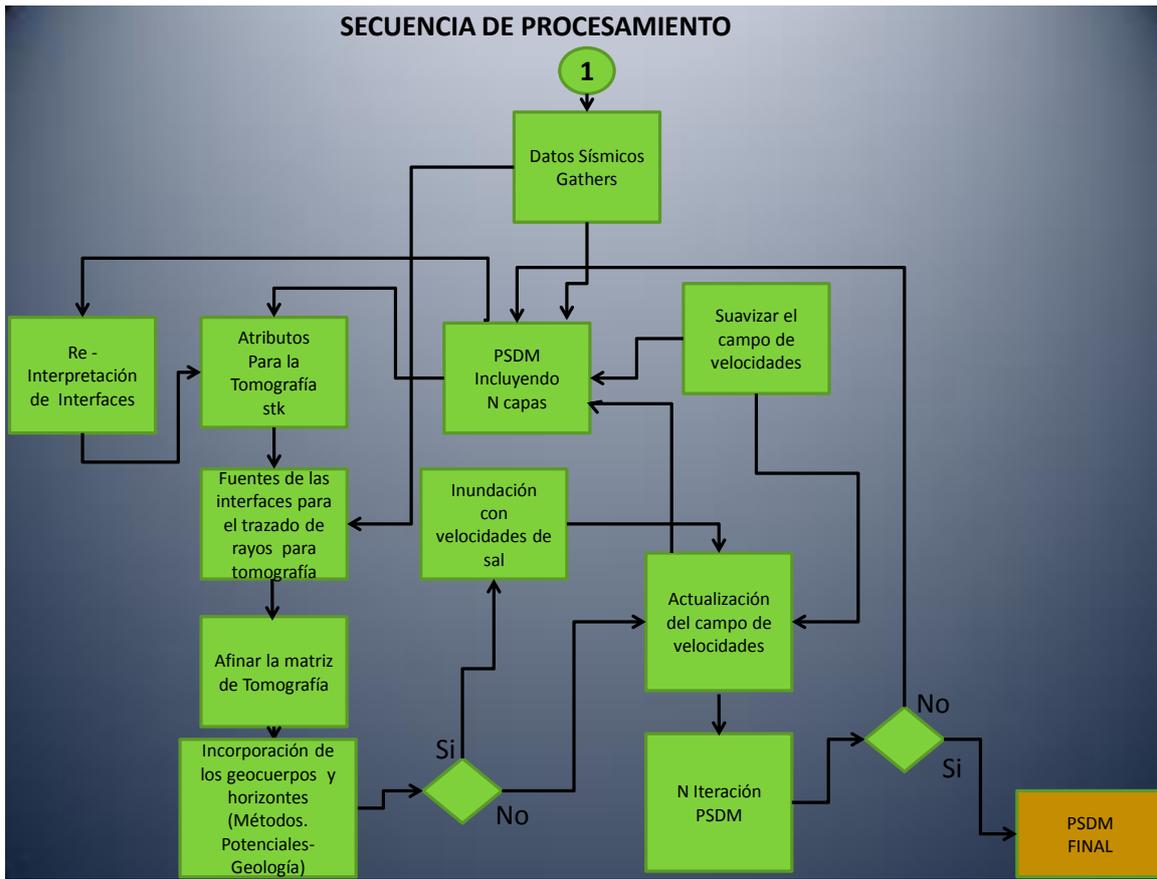


Figura 5.5. Flujo de trabajo enfocado en el pre-condicionamiento de datos (2)

5.2 Interpretación sísmica estructural. Secciones balanceadas y restauradas.

El trabajo de interpretación consistió en delimitar la cima y base de los cuerpos salinos y discernirlos de los probables cuerpos arcillosos emplazados; esto incluyó la identificación de la cima del basamento, las cimas de los horizontes Jurásico, Cretácico, Paleoceno, Eoceno Inferior Eoceno Medio, Eoceno Superior, Oligoceno Inferior Oligoceno Superior, Mioceno inferior, Mioceno Medio, Mioceno Superior, Plioceno inferior, Plioceno Medio, Plioceno Superior, Pleistoceno y Piso marino. El análisis estructural se definieron fallas normales e inversas, cabalgaduras, soldaduras de sal, deformaciones en los diferentes estratos, plegamientos estructurales, etc.

El *estilo estructural* en el área de estudio (de acuerdo a lo mencionado en el **Capítulo 2**) corresponde con el presente en márgenes pasivas, caracterizado por zonas amplias de deformación en las cuales la translación horizontal de los sedimentos hacia aguas profundas está controlada por esfuerzos distensivos gravitacionales. La deformación está caracterizada por un sistema de fallas extensionales cercano a la plataforma continental sin basamento involucrado, -el caso del área de estudio se vuelve más complejo por la participación del basamento en la deformación- ligada a una contracción en aguas profundas con uno o varios niveles de despegue .

La identificación del tipo de fallamiento en el basamento, así como la presencia de un alto, son una primera aproximación para delinear el modelo estructural prevaleciente en el área de estudio. Dicha aproximación apunta a un estilo estructural del área con una relativa participación del basamento en la deformación. Se observan también los cuerpos de sal y de arcilla, principalmente en la cuenca.

En una segunda interpretación, al oriente de la sección se observa el sistema de fallamientos lítricos cuyo nivel de despegue se identifica en la cima del Eoceno Superior, y con caída hacia la cuenca; esto afecta la secuencia Paleogeno Superior- Neogeno. En el centro de la sección se ha interpretado un sector compresivo configurando una zona triangular con participación del basamento. La edad de la deformación se plantea con principio en el Eoceno Medio hasta el Eoceno Superior; a esta deformación se puede atribuir la expulsión de la sal hacia el nivel alóctono. También se plantea la presencia de una zona triangular con plegamientos asociados que probablemente tienen mayor efecto en los sedimentos carbonatados del Jurásico y Cretácico.

Para el caso de las estructuras salinas, se identifica la cima y base en algunas líneas; se puede observar “soldaduras” en los estratos que indican de forma indirecta cual ha sido el camino que la sal ha tomado en su paso a través de los mismos, desde el basamento hasta su posición actual en la cuenca. La base de la sal se observa en el Eoceno superior (nivel de despegue), mientras que la cima se encuentra hacia la base del Mioceno inferior, provocando así la deformación estructural en el Oligoceno. Dichos cuerpos salinos tienen un espesor promedio y aproximado de 600 [m].

Los horizontes crono-estratigráficos se marcan tentativamente (una vez terminada la interpretación estructural) hacia la base de las líneas sísmicas. Una parte del basamento se muestra en color violeta, con algunos rasgos representativos de sal que no pudo ser evacuada hacia partes más someras. La línea marcada en color azul representa la cima del Jurásico, el cual varía en espesor debido al levantamiento de pequeños cuerpos salinos ubicados hacia su base. El Cretácico, en color verde, muestra un espesor constante y buenos reflectores que han permitido su reconocimiento a lo largo de todo el transecto. El Paleoceno, en color anaranjado, también conserva un buen espesor a lo largo del transecto con la diferencia de que este no tiene buenos reflectores, por lo que sería

necesario inferir su ubicación en algunas zonas. Para el Eoceno superior se asocia el nivel de despegue sobre el cual descansan o terminan la mayoría de las fallas del Mesozoico, además éste horizonte es donde se presenta la mayor deformación estructural en la zona y la base de los cuerpos salinos. Este nivel tiene el mayor de los espesores entre los horizontes analizados. El Oligoceno, se presenta demasiado deformado estructuralmente, ya que los cuerpos salinos lo intrusionan prácticamente en todo su espesor. El Mioceno inferior, es el nivel donde prácticamente termina la cima de los cuerpos salinos quedando también expuesto al plegamiento y fallamiento provocado por dicha intrusión salina. En general, en el Mesozoico se encuentra la mayor deformación estructural

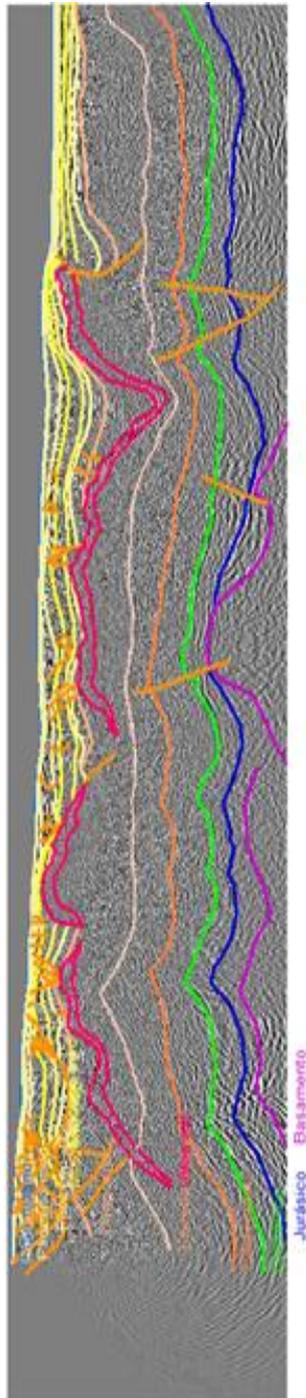


Figura 5.6 Delimitación de los horizontes crono-estratigráficos.

5.3 Modelos análogos para la zona de estudio.

Después de la caracterización material y del escalamiento adecuado, se planteó la estrategia de modelado para el arreglo experimental pretendiendo simular la deformación interpretada en una sección restaurada (la restauración original completa se puede consultar en el Ápedice).

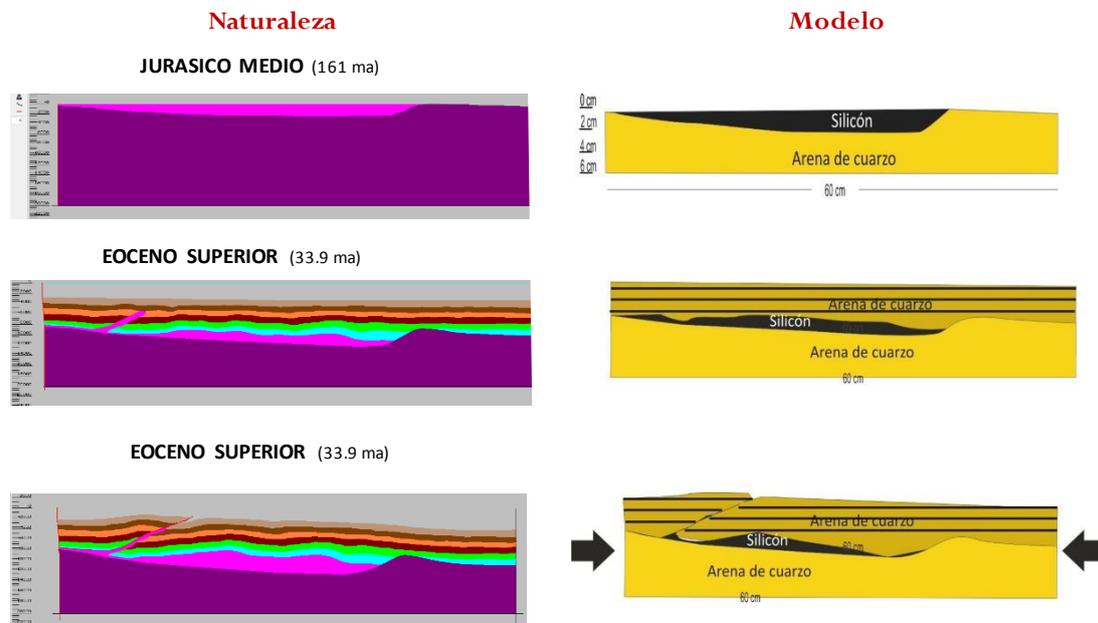


Figura 5.7. Es estrategia de modelado: Del lado izquierdo se presenta la restauración inicial de la sección. Al extremo derecho el arreglo experimental visto en sección.

Establecido el arreglo experimental, se procede a la construcción del modelo estratificando capas de arena simulando los horizontes sedimentarios; para este caso se construyó una cuenca sedimentaria en donde posteriormente se simuló el depósito de evaporitas. Una vez construida la cuenca sedimentaria, se depositaron 2 [cm] de arena con marcadores a cada 0.5 cm. Esta capa representa la capa de cobertura quebradiza compuesta en la naturaleza por calizas y turbiditas del Jurásico y Cretácico. Finalmente se le agrega una ligera capa superficial para conducir el armado de nuestro modelo.

El escalamiento idealizado para este experimento fue que 1 cm en el modelo equivale a 2 km en la naturaleza. Se deformó a una velocidad de 1.5 cm/hr y alcanzó un acortamiento de 12.5 cm. Mientras que la capa de basamento alcanzó una altura de 3cm. La capa dúctil que simula las evaporitas, tuvo la característica de estar acuñada. Es decir con diferencias en su espesor. En este experimento no se simuló los efectos de la sedimentación, principalmente por que se requiere de mucho tiempo de preparación (varias semanas) para realizar ese tipo de modelos, ya que se realizan bajo condiciones de gravedad normal. Los resultados obtenidos en este trabajo muestran la deformación de un modelo bajo un esfuerzo constante y progresivo, en el cual la mayor parte de acortamiento está concentrada en las partes más cercanas a la pared móvil. Mientras que las partes más distales solo se deforman en la parte de cobertura que se encuentra sobre la capa dúctil que simula

la capa de sal autóctona. Es decir el basamento, y la rampa frontal existente no sufre ninguna deformación ni reactivación aparente.

Como resultado superficialmente se observan cuatro estructuras que forman el relieve del modelo. La primera es un levantamiento abrupto en la parte más cercana a la pared móvil, en esta porción es donde el basamento es levantado y se rompe en fallas inversas y cabalgaduras. La capa de silicón acuñada dúctil inicialmente comienza a despegarse y forma pliegues de despegue e inclusivamente al final de la deformación se exhuma parte del material que simula sal movilizada. En zonas más frontales se observa la formación de dos anti-formas, posiblemente dos pliegues de despegue que se formaron por efecto del flujo y del contraste mecánico de resistencias entre los comportamientos quebradizo y dúctil. Por último en la parte más distal se forma una anti-forma que aparenta una retro-cabalgadura con vergencia opuesta a la dirección de acortamiento.

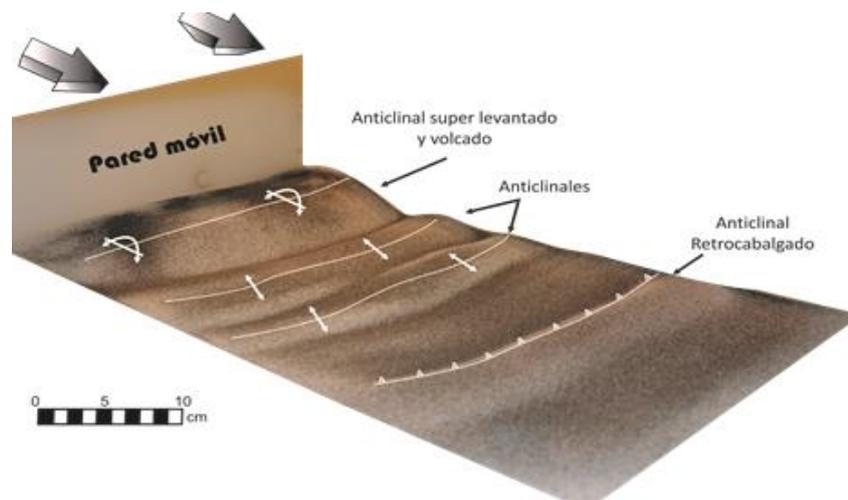


Figura 5.8. Deformación superficial del modelo

A continuación se presentan tres diferentes cortes en donde se observan las diferencias de la geometría estructural resultante a lo largo y ancho del modelo.

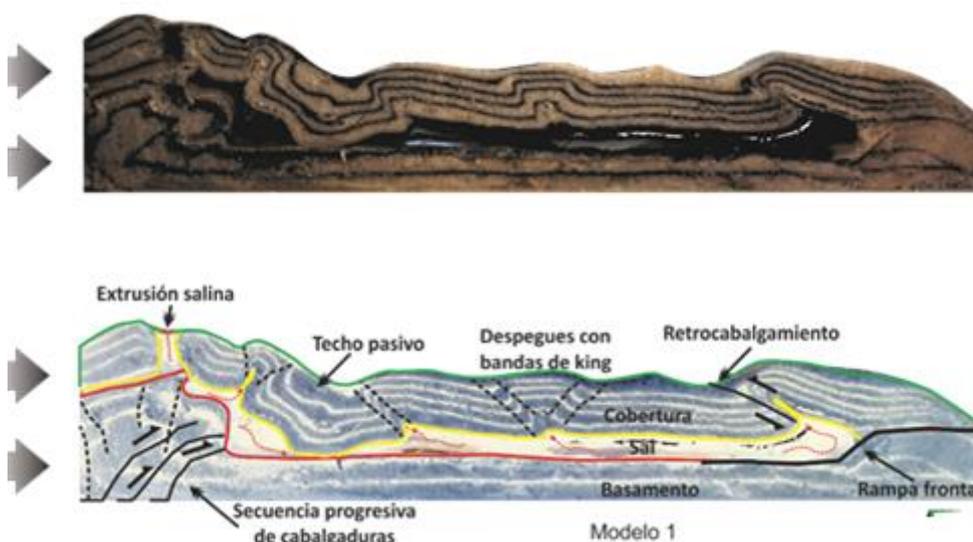


Figura 5.9. Tres distintos cortes en sección, donde se muestran las diferencias estructurales.

Interpretativamente, se observa que la mayor parte de la deformación corresponde a la parte donde el basamento es exhumado varios centímetros por encima de su nivel inicial. Se acorta y rompe en una secuencia progresiva de cabalgaduras con vergencia preferencial a la dirección de acortamiento. También se forman algunas bandas de cizalla (*Kink bands*) representadas con líneas punteadas, en estas bandas se observa además que son las que acomodan el mayor desplazamiento vertical. El efecto del acortamiento en la zona cercana a la pared móvil, generó que la capa dúctil (sal) despegara tanto que formó un diapiro forzado y propicio una extrusión del silicón (evacuación salina). Por otro lado el abrupto levantamiento basal formó una rampa inclinada en la capa de cobertura, la cual se deformó como un “techo pasivo” ligado con un pliegue de despegue volcado.

En la zona media de modelo, la capa basal no se observa deformación aparente. Sin embargo el efecto que provoca el acortamiento tanto en la capa de despegue como en la capa de cobertura es evidente. En la capa dúctil, la sal adopta un flujo lateral y genera dos pliegues de despegue en la capa de cobertura: uno con dirección opuesta a la vergencia del acortamiento cercano al techo pasivo y otro en la parte media del modelo similar a un pliegue en caja con dos bandas de *King* en sus flancos. Por último en la zona más distal se observa nula deformación en la capa basal justamente donde se encuentra la rampa frontal que geológicamente representa una falla normal preexistente. Sin embargo el efecto dinámico que ejerce esta rampa a la capa dúctil y a la cobertura quebradiza es crucial ya que actúa como una barrera que impide el flujo del silicón e invierte la dirección de este, generando un pliegue por propagación de falla con vergencia opuesta a la dirección de acortamiento.

5.4 Estimación de horizontes y cuerpos a partir de datos gravimétricos y conversión de velocidades a densidades.

Con base en las geometrías de los rasgos resaltados por la componente gravimétrica y las componentes del tensor gradiométrico, se decidió elegir a la la componente **Tzz [Eötvös]** y a la respuesta gravimétrica convencional **Gz [mGal]** para resaltar las estructuras producto de la interpretación. Debe recordarse que la componente **Tzz** resalta cambios verticales normales a la superficie y que ayuda a representar la diferencia entre la respuesta entre fuentes cercanas y lejanas (o profundas y someras), por lo que para los cuerpos anómalos de sal, podría considerarse de gran utilidad al encontrarse un contraste fuerte entre dichos cuerpos (relativamente someros) y los demás horizontes. Los bordes fueron interpretados directamente dado que muchos rasgos se consideraron evidentes y se asociaron a cuerpos de sal. Si se quisiera enfatizar los rasgos **N-S** y **E-W** por separado, podría partirse de la propia **Tzz** y luego utilizar a **Txx** y **Tyy** de manera individual, entendiendo que **Tzz** contiene información de dichas componentes de manera combinada.

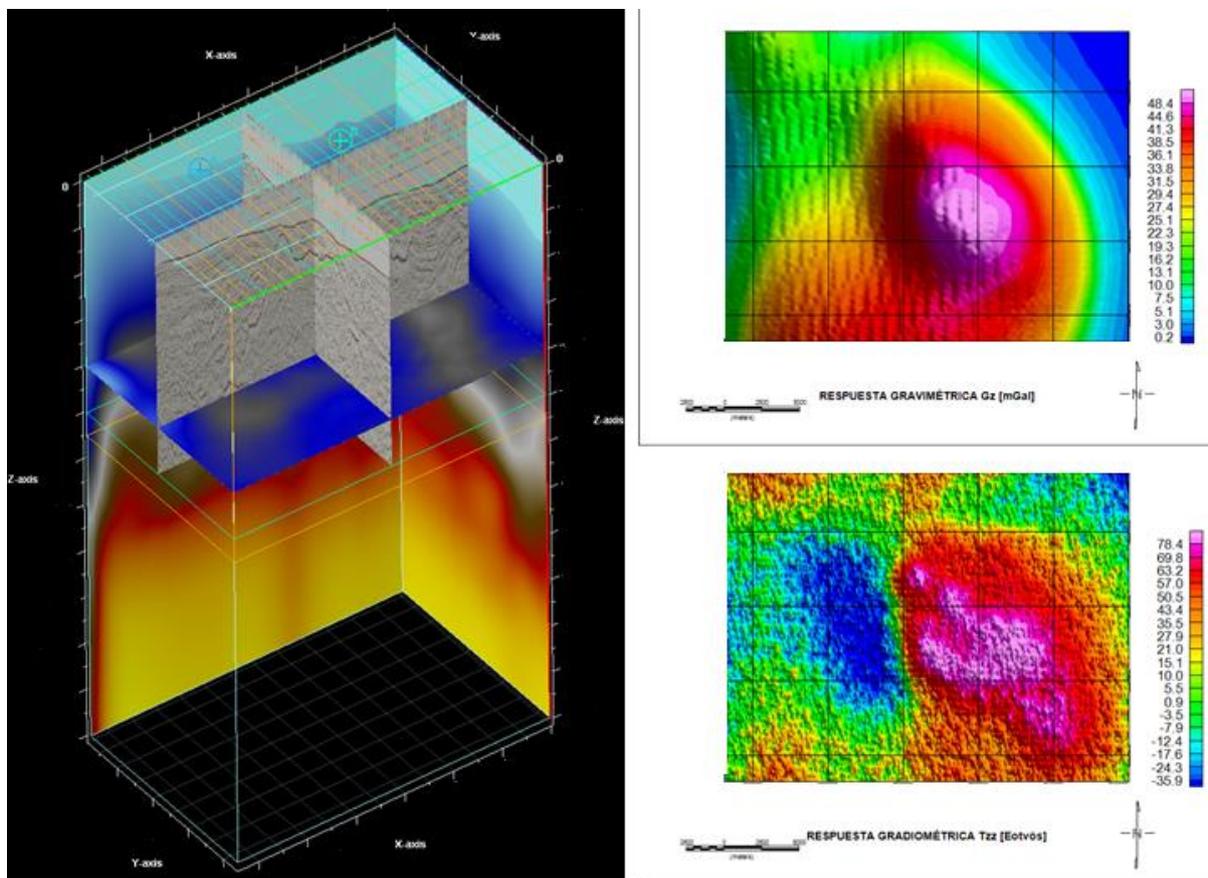


Figura 5.10. Comparación de las componentes de la gravimetría y la gradiometría (**Gz** y **Tzz**, respectivamente) elegidas con fines de interpretación.

Como ha sido mencionado, la información sísmica en profundidad utilizada no presenta una buena calidad en la iluminación de las imágenes para los horizontes por debajo de la sal. Dichas imágenes son obtenidas según un modelo de velocidad ya establecido y tomado como modelo inicial para la mejora. A partir de este modelo correspondiente a una iteración de migración PSDM (tomografía 7)

correspondiente a las imágenes disponibles, se calcula un modelo de densidades. Para esto se utiliza un algoritmo de inversión estocástica que minimiza el error tomando como base la anomalía gravimétrica observada y ajustando los coeficientes de la ecuación de Gardner (ley de conversión de velocidades a densidades ($V - \rho$)).

$$\rho = aV^b \quad (4.5)$$

La densidad de la sal es asignada de acuerdo a los valores determinados por la curva de Nelson & Fairchild (1989) y la geometría de los cuerpos se realiza según una interpretación semi-automatizada y de una detección automática de cuerpos y crecimiento de regiones de acuerdo a medidas estadísticas de la información de los volúmenes (Orozco-del-Castillo et al., 2011).

Para tener control sobre la determinación de la geometría de los cuerpos de sal, se introdujeron criterios obtenidos de la interpretación de líneas sísmicas ajustadas con información de métodos potenciales y se realizó una interpolación espacial. El modelo de velocidades optimizado fue sometido a algunos procesos con el objetivo ser validado; estos procesos propios de los métodos potenciales que incluyen, entre otros, Deconvolución de Euler para identificación de fuentes gravimétricas, magnéticas y gradiométricas. En esta etapa se utilizó un algoritmo cuyo desarrollo no está incluido en los objetivos de este trabajo, pero, al ser un proceso necesario para depurar los modelos propuestos a partir de la información de métodos potenciales, se consideró necesaria esta aplicación con el fin de obtener un modelo consistente. También se realizó una inversión gravimétrica y gradiométrica tomando en cuenta el modelo de densidades optimizado y el contraste entre de densidades entre los cuerpos de sal y los sedimentos de los alrededores. Esta inversión refina las densidades, pero solamente en la parte donde puede impactar cada tipo de datos. Por ejemplo, las estructuras por encima de la sal se restringen principalmente con la información sísmica y con interpretación, ya que su resolución es mayor a la de los métodos potenciales. La cima de las estructuras subsalinas someras se restringe con gradiometría y gravimetría. Hay que señalar que la máxima profundidad de penetración de estos métodos no es mayor de seis kilómetros. Para delimitar horizontes como el basamento se utiliza principalmente magnetometría.

La geometría y ubicación de los cuerpos y horizontes es estimada utilizando las anomalías atribuibles a estas estructuras. Las anomalías atribuibles a estos cuerpos son relativamente pequeñas en magnitud comparadas con los rasgos regionales presentes en la anomalía de Bouger observada. Por esto motivo, es indispensable tomar como referencia el modelo geológico interpretado a partir de la información sísmica para enfocar el proceso de estimación en la forma de los cuerpos salinos y en las estructuras localizadas por debajo de estos.

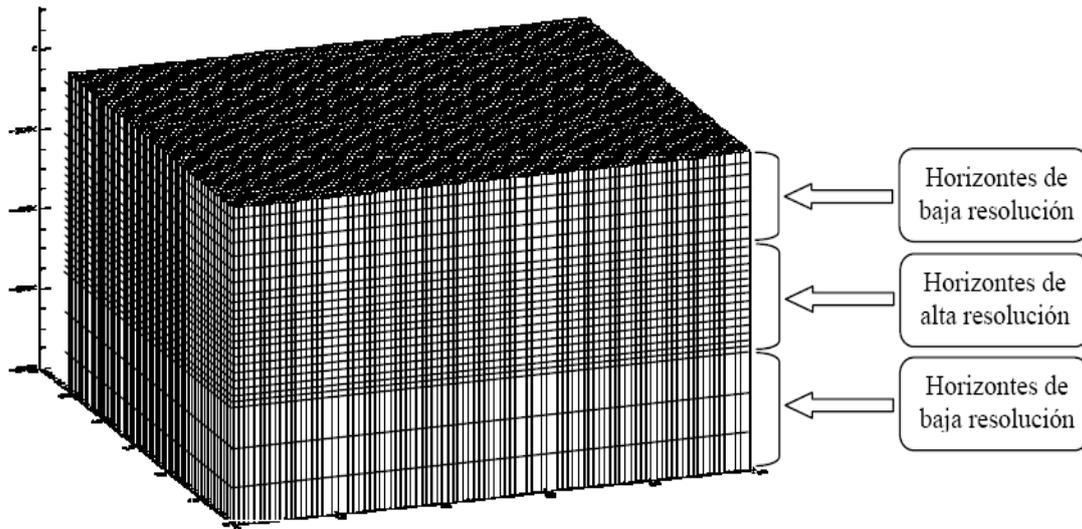


Figura 5.11. Representación esquemática de la discretización utilizada en este trabajo

La separación de los efectos regional y residual es un problema muy importante y no trivial en la modelación tridimensional de datos potenciales. En una primera aproximación, se utilizó la anomalía de Bouguer completa, sin eliminar efectos regionales. El modelado es sobre todo el dominio, debido a la presencia abundante de cuerpos salinos identificados por las interpretaciones sísmicas previas y para intentar obtener una perspectiva general de la zona de estudio. La discretización empleada consistió en doce horizontes, que fueron discretizados con resoluciones diferentes: los horizontes someros, hasta la base de la sal, fueron discretizados con una resolución baja y sus contrastes iniciales corresponden al modelo de velocidades; los horizontes desde la base de la sal hasta 5000 [m] fueron discretizados con una resolución alta, para conseguir una mejor aproximación de la forma de los cuerpos salinos; los horizontes profundos fueron modelados con una resolución baja, pero incorporamos capas en las interfaces con una resolución intermedia, para aproximar la geometría de los contactos con el basamento y el mesozoico.). El modelo inicial se compone de los contrastes de densidad mostrados más adelante; el proceso de estimación y optimización involucró un total de 20 millones de cálculos del problema directo.

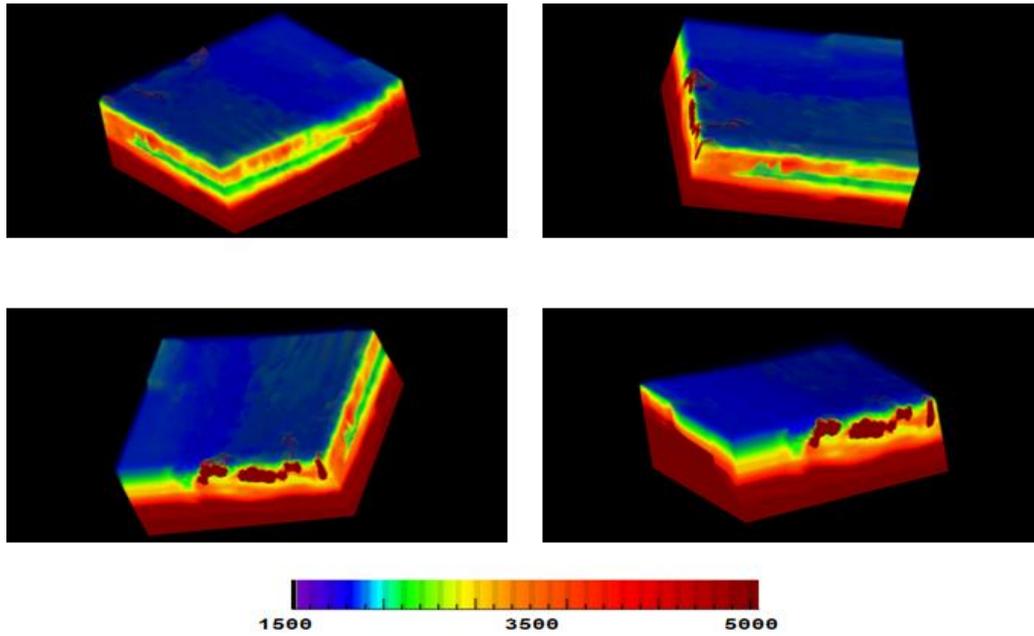


Figura 5.12. Modelo de velocidades mejorado a partir del último modelo de velocidades empleado para la migración PSDM por una compañía de servicios y en la cual no se consiguió una imagen sísmica subsalina de buena calidad .

Debe señalarse que se integraron al modelo de velocidades la interpretación de los geocuerpos de sal alóctona, así como algunos horizontes mapeados por el personal del proyecto, como se aprecia en el modelo ya mostrado.

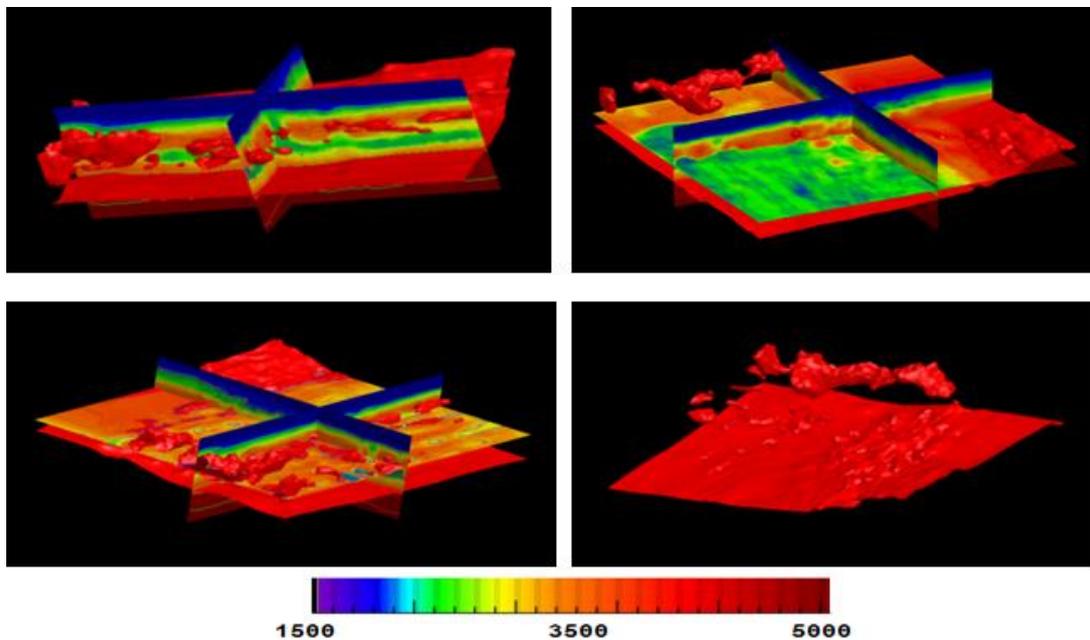


Figura 5.13. Geo-cuerpos de sal alóctona identificados automáticamente en la información sísmica mediante reconocimiento de patrones (Orozco del Castillo et al., 2012). La cima y la base de los cuerpos se refinaron mediante la modelación de datos gravimétricos. Estimación de la geometría de los cuerpos salinos construyendo un modelo inicial a partir del modelo de velocidades original utilizado con la información sísmica disponible. Se consideran varios escenarios para la ubicación de la base de los cuerpos de sal alóctona, se utilizará en el modelo final al modelo que ajusta mejor los datos gravimétricos y gradiométricos.

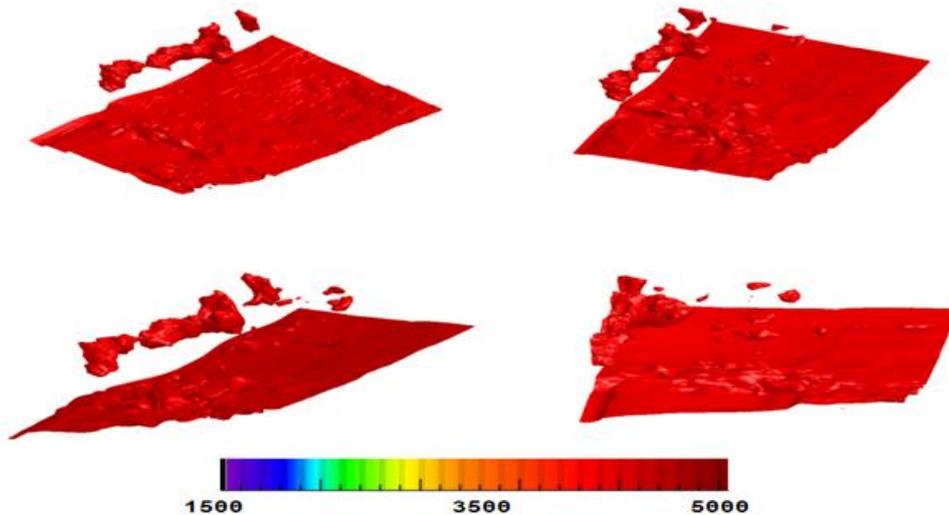


Figura 5.14. Diferentes estimaciones de la base de la sal mediante la inversión de datos potenciales

El modelo de velocidades utilizado como entrada para la migración PSDM requirió un picado denso de velocidades e interpretación geológica para definir los segmentos de tomografía con los que se realizaría la migración, así como una corrección por anisotropía (VTI y TTI de cuarto orden).

La migración se realizó empleando software industrial (Paradigm). El proceso se describirá en la presentación de los resultados; a grandes rasgos, el proceso consistió en la carga de gathers proporcionados y en un análisis de los mismos para llevar a cabo un control de calidad de la información levantada durante la adquisición sísmica, en particular en lo relacionado con la iluminación por debajo de los cuerpos salinos. El modelo de velocidades construido mediante la integración de sísmica y datos potenciales sería posteriormente refinado mediante un picado denso de velocidades. El picado denso permitió, entre otras cosas, discriminar mediante el ajuste de la velocidad sísmica entre la arcilla y la sal en un ambiente geológico con tectónica mixta compleja (arcillosa y salina). La base de la sal se incluye en el modelo de velocidades inicial (mostrado a continuación).

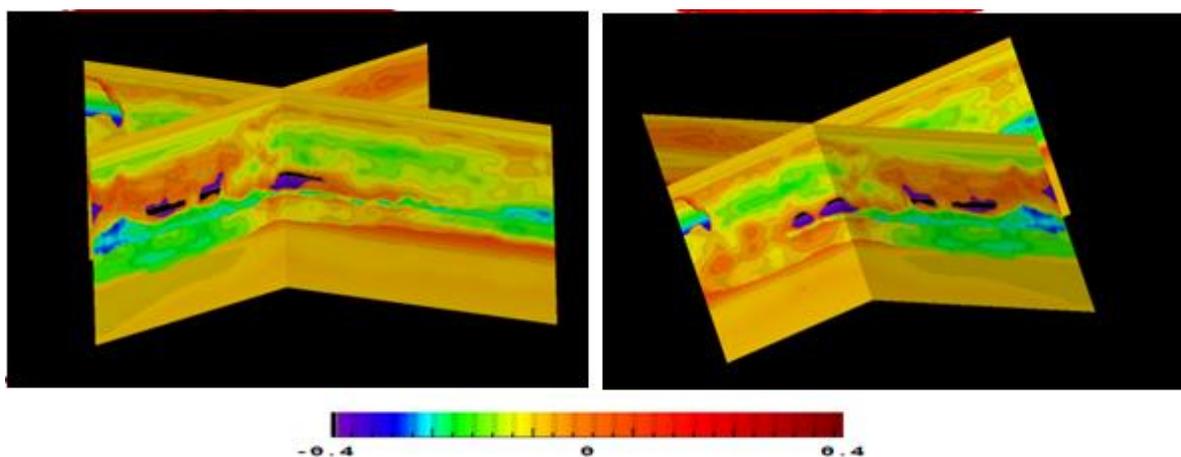


Figura 5.15. Se muestran los cuerpos de sal y arcilla delimitados; estos tienen contrastes de densidad variables con la profundidad. Parte de ellos tienen contraste cero (en color negro) y esta parte se le denomina zona nula. Otra parte tiene contraste positivo (originando máximos en la anomalía de Bouguer) y otra parte tiene contrastes negativos (originando mínimos).

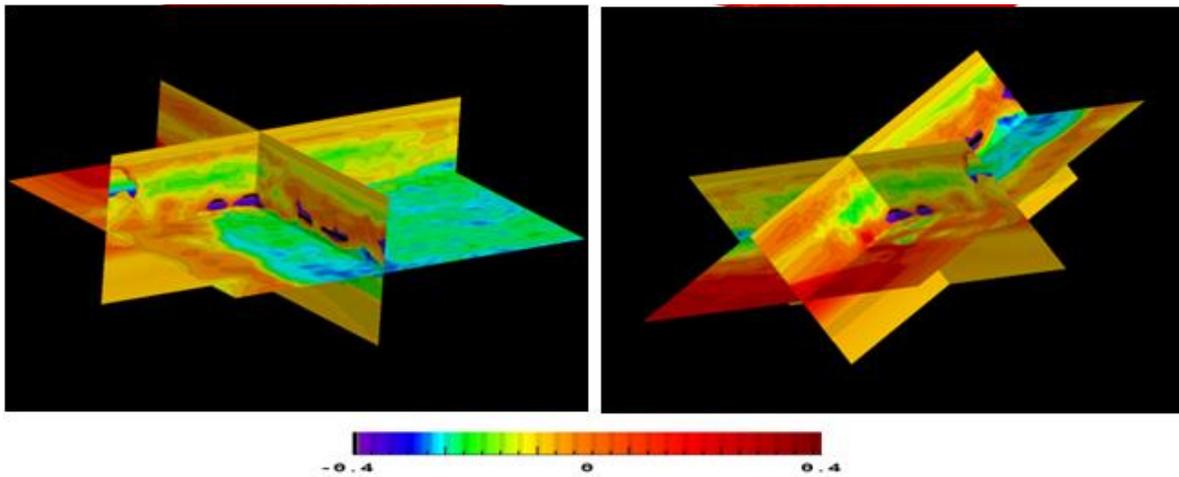


Figura 5.16. Se muestra una zona de baja densidad (en tonalidades de verde y azul), por debajo de los cuerpos de arcilla y sal, en concordancia con el modelo de velocidades. También hay una zona de alta densidad, en color rojo.

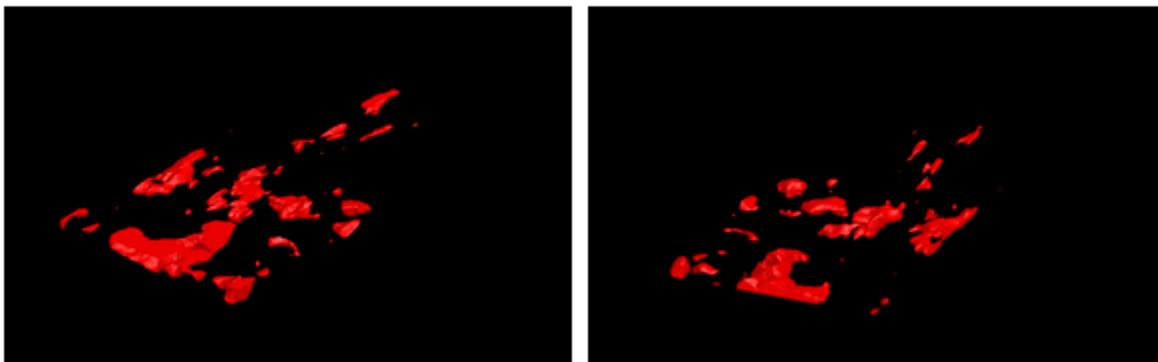


Figura 5.17. En la imagen los cuerpos de sal y arcilla se ven truncados a veces, por la existencia de la zona nula. Como la sal y la arcilla tienen aproximadamente la misma densidad, son difíciles de diferenciar en la modelación gradiométrica y gravimétrica. Sin embargo, el picado denso de velocidades permite encontrar la velocidad correcta para cada cuerpo, diferenciando la sal de la arcilla.

En los dos volúmenes que se muestran pueden apreciarse dos vistas en perspectiva de la geometría de los cuerpos salinos más importantes en la región de estudio, optimizados bajo el esquema de procesamiento gravimétrico tridimensional planteado y supervisados de acuerdo a los resultados del modelado geológico y la interpretación, restauración y balanceo.

En cuanto a los valores preliminares para la asignación de velocidades, se establecen los siguientes valores, a partir de los aspectos descritos para la conversión $V - \rho$, de las edades y profundidades de los horizontes y de los gráficos del comportamiento de la densidad de la sal y los sedimentos.

FORMACIÓN	DENSIDAD [gr/cm ³]	VELOCIDAD [m/seg]
RECIENTE	2.00	1750
PLIOCENO SUPERIOR	2.10	2100
PLIOCENO MEDIO	2.12	2200
PLIOCENO INFERIOR	2.13	2250
MIOCENO SUPERIOR	2.18	2450
MIOCENO MEDIO	2.19	2500

MIOCENO INFERIOR	2.20	2550
OLIGOCENO	2.21	2600
EOCENO SUPERIOR	2.22	2650
EOCENO INFERIOR	2.23	2700
PALEOCENO	2.33	3200
CRETÁCICO	2.66	5450
JURÁSICO	2.64	5300
SAL	2.17 - 2.19	4800

Tabla 5.1. Valores de $V - \rho$ de acuerdo a las edades y horizontes.

5.5 Manejo y pre-condicionamiento de la información sísmica.

Como etapa inicial, se realizaron reducciones a los datos fueron: CDP- Gathers con deconvolución y atenuación de ruidos. A continuación se enlistan los pasos que se emplearon.

1. Carga del volumen sísmico (Gathers, datos apilados y cubo de velocidades)
2. Análisis de la información sísmica
3. Prueba de factibilidad del volumen sísmico
4. Picado denso de velocidades
5. Identificación de cuerpos de sal
6. Ajuste del modelo e interpretación geológica
7. Conversión de velocidades a densidades
8. Picado fino de velocidades
9. Integración del modelo fino de velocidades en el modelo geológico
10. Tomografía sísmica
11. Integración de los resultados de la gravimetría, magnetometría y gradiometría en el modelo de velocidades y en el modelo geológico.
12. Comparación de modelos geológico y geofísico
13. Modelo de velocidades robusto y optimizado
14. Migración PSDM

En el primer análisis, la información proporcionada presentó una pobre relación **señal / ruido**. Debido a este análisis, se determinó que era necesario realizar una prueba de factibilidad de los datos tener y comprobar la calidad de los datos sísmicos. Una de las premisas que se requieren para utilizar la información sísmica, es la realización de un estudio y/o análisis de factibilidad que consiste en evaluar la calidad de información y analizar la relación **señal/ ruido** para determinar qué alcance podría tenerse con este tipo de información. Esto tiene el objetivo de determinar el proceso de acondicionamiento de los datos y el tipo de metodología. A continuación se muestran los resultados del estudio de factibilidad del área.

Se inició desplegando un mapa de cobertura para establecer cuánta cobertura se tiene en la adquisición de datos directamente de campo. Por medio de este proceso es posible observar si se tiene un buen cubrimiento en los datos sísmicos 3D. Para el caso concreto de la información sísmica en cuestión, este mapa muestra una cobertura espacialmente y temporalmente irregular, lo que significa que no se obtuvo una buena cobertura en la adquisición de los datos sísmicos. Estos datos se muestran en la figura siguiente.

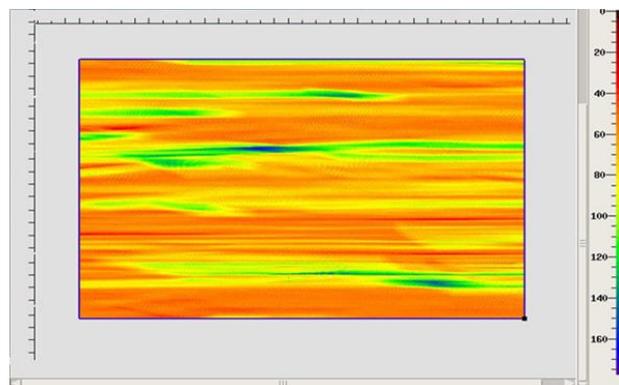


Figura 5.18. Control de calidad (QC) de cobertura de datos sísmico.

Como información adicional, se cuenta con el campo de velocidades de apilamiento en el que se muestran los rangos de velocidades **RMS** en tiempo obtenidos de una migración **PSTM** previamente realizada. El rango de velocidades se encuentra entre 1500 y 4000 [m/s] y cubre un área mayor a la zona designada. Este campo de velocidades fue convertido a profundidad en velocidades de intervalo de 1500 a 4900 m/s las velocidades de intervalo mayores a las velocidades **RMS** aumentan con la profundidad.

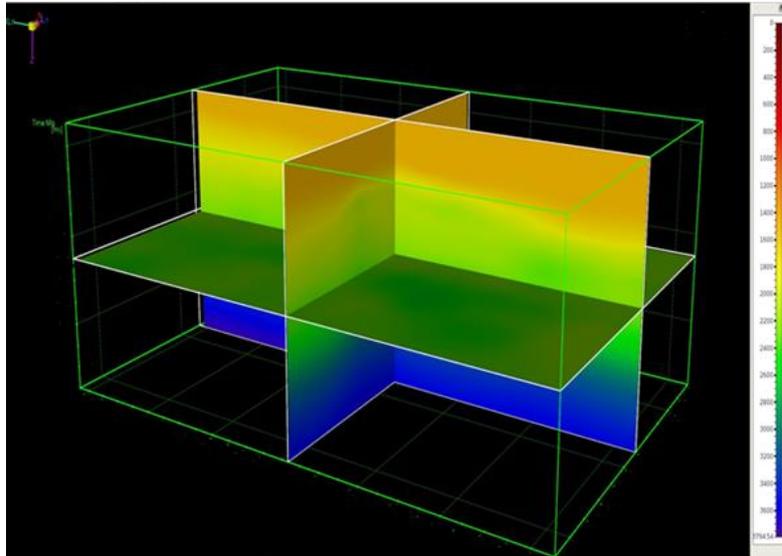


Figura 5.19. Campo de velocidad rms recibida

Dentro del análisis del estudio de factibilidad se incluye un análisis de iluminación, el cual proporciona una vista de las estructuras que se esperan iluminar y resaltar en la construcción de la imagen sísmica del subsuelo. El análisis de iluminación, también se enfoca en determinar si es posible observar las estructuras subsalinas de interés y también para observar la densidad de rayos que atraviesan los horizontes y que contribuyen a iluminar la estructura. A continuación se muestran el análisis de iluminación.

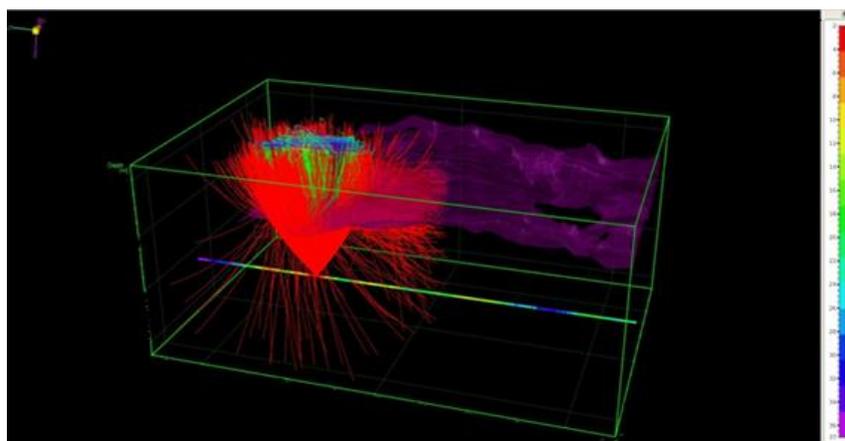


Figura 5.20. Se muestra la densidad de los rayos; este análisis se realizó en diferentes partes de la información sísmica para poder determinar si es posible obtener una buena imagen sísmica tridimensional. En este análisis de iluminación adicionalmente se introdujo un geo-cuerpo subsalino con cima y base obtenido previamente de una integración de datos geofísicos y geológicos.

Otro de los controles de calidad (QC) realizados indujo la iluminación de los planos por debajo de la sal con un acimut de 300 para ver la información que pudo haber llegado a la superficie. Para este control de calidad, se toma como referencia todo el fondo marino (1000 [m]) cruzando los siguientes horizontes: agua, Mioceno y base y cima de la sal. Los valores de incidencia del mapa de iluminación están representados por la parte más roja que corresponde a la zona en donde no hay información. Las zonas azules tiene la mejor información, mientras que las partes amarillas y rojas tienen la información más deficiente.

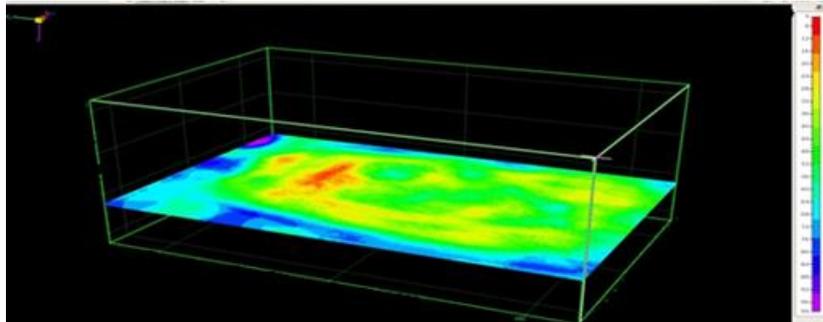


Figura 5.21. Planos de Iluminación por debajo de la sal

5.6 Modelos de velocidad e iteraciones de Migración.

Después de los primeros análisis realizados para las pruebas de factibilidad, se procedió a desarrollar la secuencia de procesamiento para la migración **PSDM** reportada en los flujos de trabajo desarrollados. Se incluyó en el modelo de velocidades de manera iterativa y haciendo ajustes en cada iteración. También se indujo el modelo de velocidades a la interpretación de los datos gravimétricos y la reconstrucción de las secciones balanceadas con ajustes para cada iteración en la PSDM.

El proceso de migración PSDM se inicia con un auto-picado y QC para la tomografía. Este análisis se realiza para evaluar las velocidades de los sedimentos y realizar una reconstrucción de estos estratos para poder realizar la tomografía de una manera más eficiente. Posteriormente se procedió a determinar el fondo marino de manera integral por medio de un ajuste al fondo marino interpretado con los datos de gradiometría, interpretación geológica y con el modelo de velocidades obtenido de los datos sísmicos.

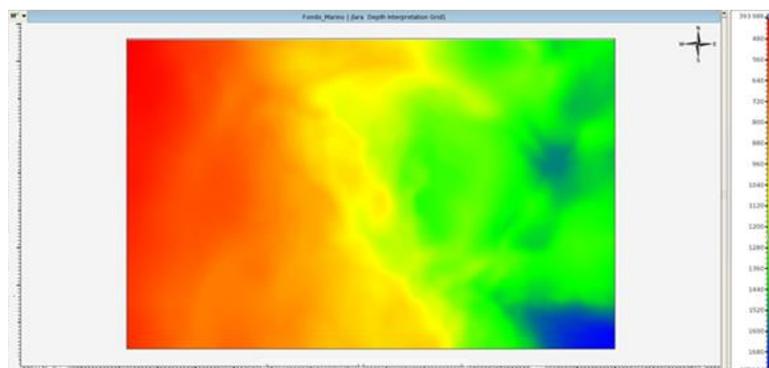


Figura 5.2. Fondo marino del área de Estudio

El fondo marino obtenido, se integró en los datos sísmicos 3D incluyéndolo en la sismica como un horizonte que cuenta con los criterios de integración geológica y geofísica que se muestran en la secuencia de integración. Este horizonte se comparó con la información sísmica para determinar de manera visual el ajuste. Si no se hubiera presentado ajuste, se habría tenido que realizar un proceso iterativo hasta presentarse un ajuste aceptable

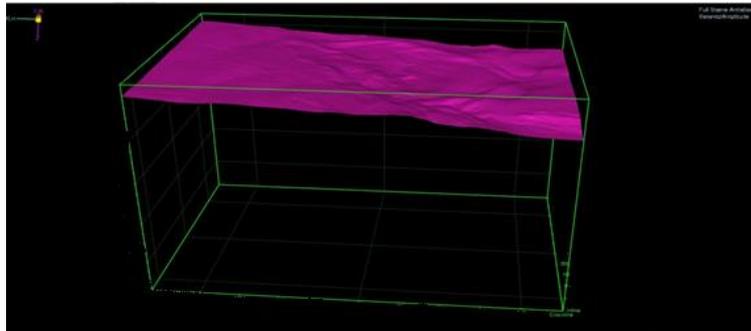


Figura 5.23. Horizonte del fondo marino del área de Estudio

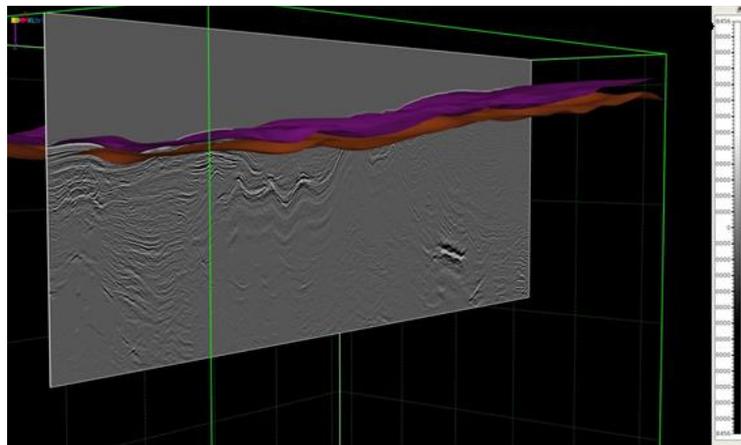


Figura 5.24 Horizonte interpretado en los datos sísmicos

Con fines de ajuste, se construyó un modelo de velocidades de intervalo en profundidad para el fondo marino; este fondo marino se ajustó con los datos de la interpretación del fondo marino proveniente de la interpretación geológica y los datos de gravimetría y gradiometría, los cuales previamente habían sido ajustados a partir de ambas interpretaciones (geológicas y geofísicas) y se incluyen como un horizonte resultado de la integración.

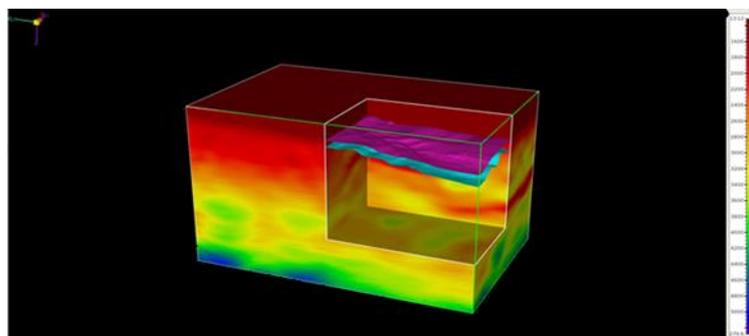


Figura 5.25. Modelo de velocidades de intervalo en profundidad.

A continuación se inició el trabajo con los Gathers analizando el aplanamiento con el objetivo de verificar si es posible encontrar la velocidad correcta de migración e incluir los residuos de velocidad obtenidos de la tomografía. Como resultado de la tomografía, se obtiene un campo de velocidades ajustado para la primera iteración de la PSDM. A continuación se muestran los resultados de la primera iteración de la PSDM.

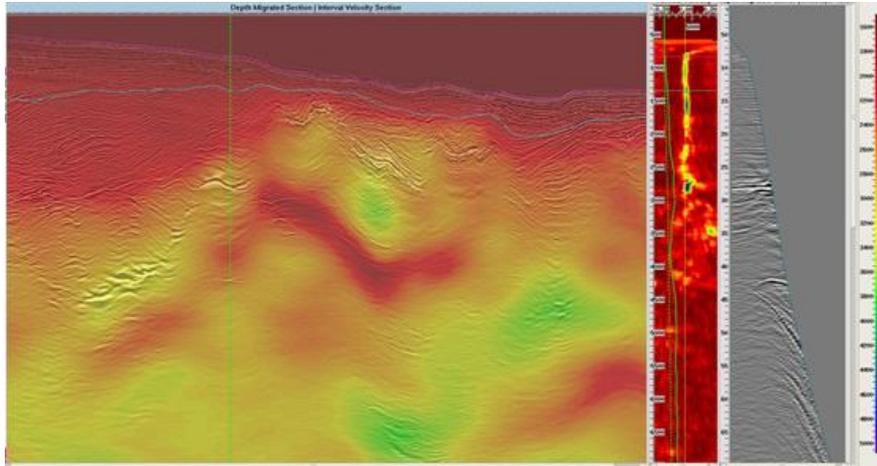


Figura 5.26. Se muestran los resultados de la tomografía 1 y la semblanza de residuales; el color azul muestra que la velocidad está cercana a la velocidad correcta, ya que la región está centrada en cerca de la superficie. Sin embargo, los gathers se mantienen curvados hacia arriba y la velocidad requiere de una mayor corrección. El color rosado representa al fondo marino y el color morado al horizonte del Mioceno. La Migración inicial se realiza en 54 planos de *offset gathers* de salida con 54 trazas.

Otro de los análisis que se incorpora en el QC de la PSDM, es un análisis del *NMO* hiperbólico y del *NMO* no hiperbólico para determinar si los datos requieren de una corrección por anisotropía. Para este caso se hace evidente que existe una gran cantidad de eventos anisotrópicos, debido a la presencia de *NMO* no hiperbólicos debidos a la presencia del tectonismo salino y arcilloso en el área de estudio.

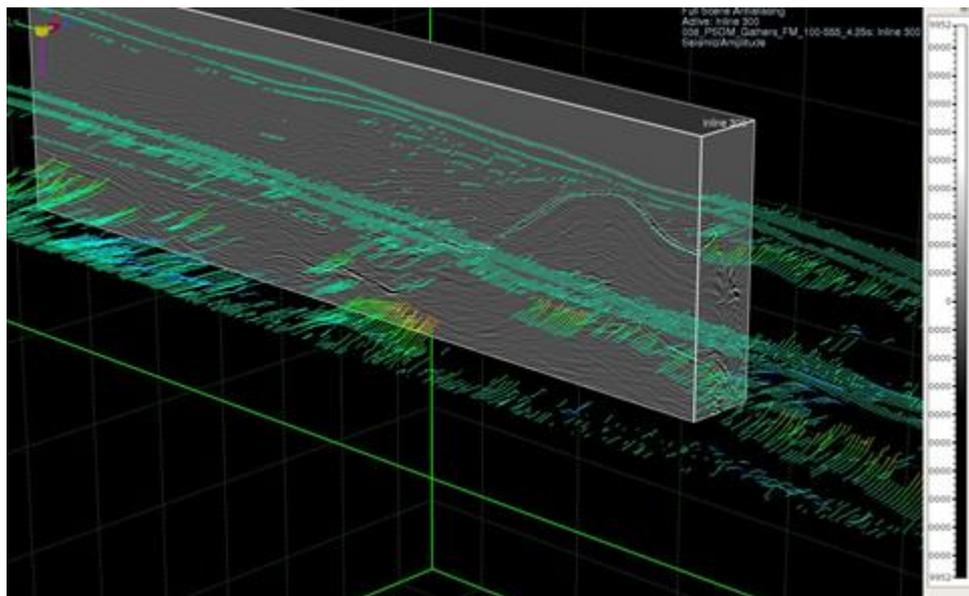


Figura 5.27. Análisis del *NMO* hiperbólico y *NMO* no hiperbólico

Posteriormente se ajustó el horizonte del Plioceno usando igualmente la información de gravimetría y gradiometría y la interpretación geológica así como el modelo de velocidades obtenido de los procesos ya aplicados sobre los datos sísmicos.

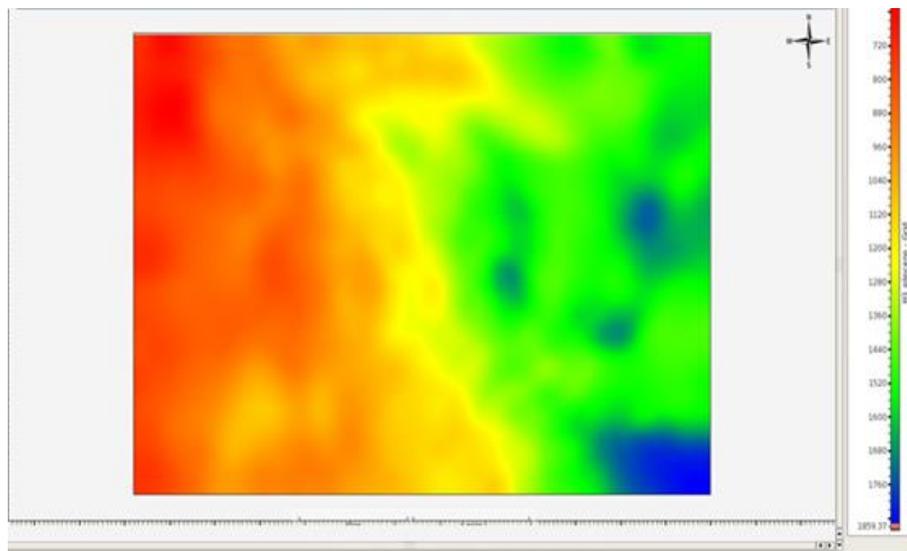


Figura 5.28. Horizonte del plioceno

De la misma forma, el horizonte del Mioceno se ajustó con datos potenciales, interpretación geológica y con el modelo de velocidades obtenida de los datos sísmicos.

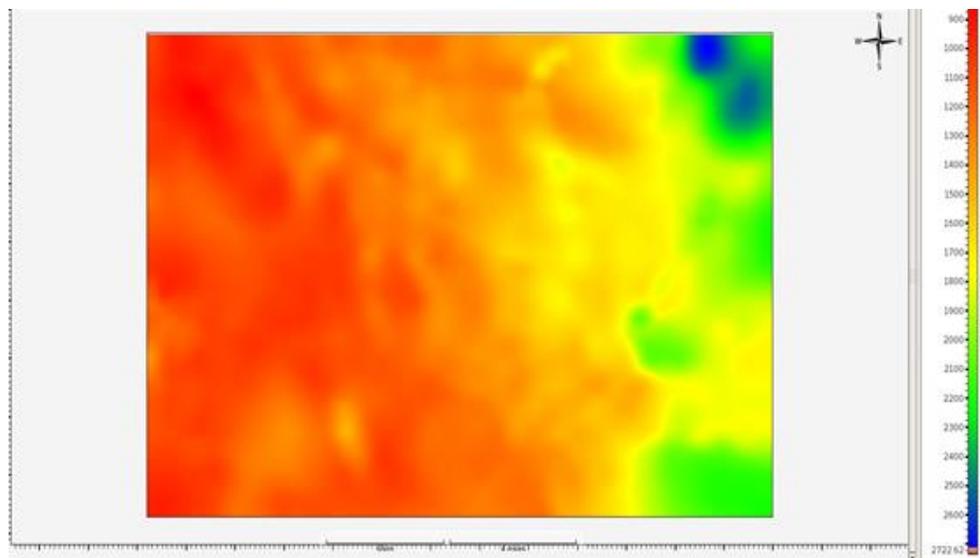


Figura 5.29. Horizonte del mioceno

En el análisis mostrado se toma como entrada previo a la tomografía y presenta beneficios cuando se incluye en las iteraciones de tomografía, ya que se hacen un comparativos utilizando los Gathers que se van aplanando para encontrar la velocidad correcta de migración e incluir los residuos de velocidad obtenidos de la tomografía. Los parámetros para realizar los cálculos de la tomografía tienen que ver con la continuidad, el acimut (de 0 a 360) y el echado (de 0 a 90). De la primera migración en profundidad se obtienen los gathers apilados *crps* de los datos de campo en tiempo, la

sección apilada y los gathers en profundidad sin mute. Una vez obtenida esta información se saca información de la sección apilada en profundidad.

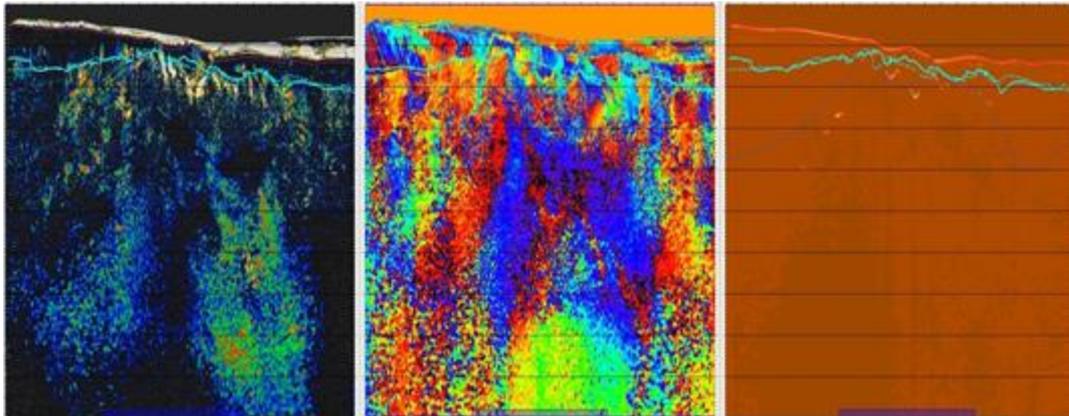


Figura 5.30. Se muestra los resultados de la migración de la tomografía 2, la semblanza de residuales, el color azul muestra que la velocidad es la correcta. Ya que la región está centrada en cerca de la superficie. Los Gathers aún están curvados hacia arriba y la velocidad requiere de una mayor corrección. El color rosado corresponde al fondo marino, el color morado al horizonte del Mioceno. La Migración inicial se realiza en 54 planos de offset gathers de salida 54 trazas .

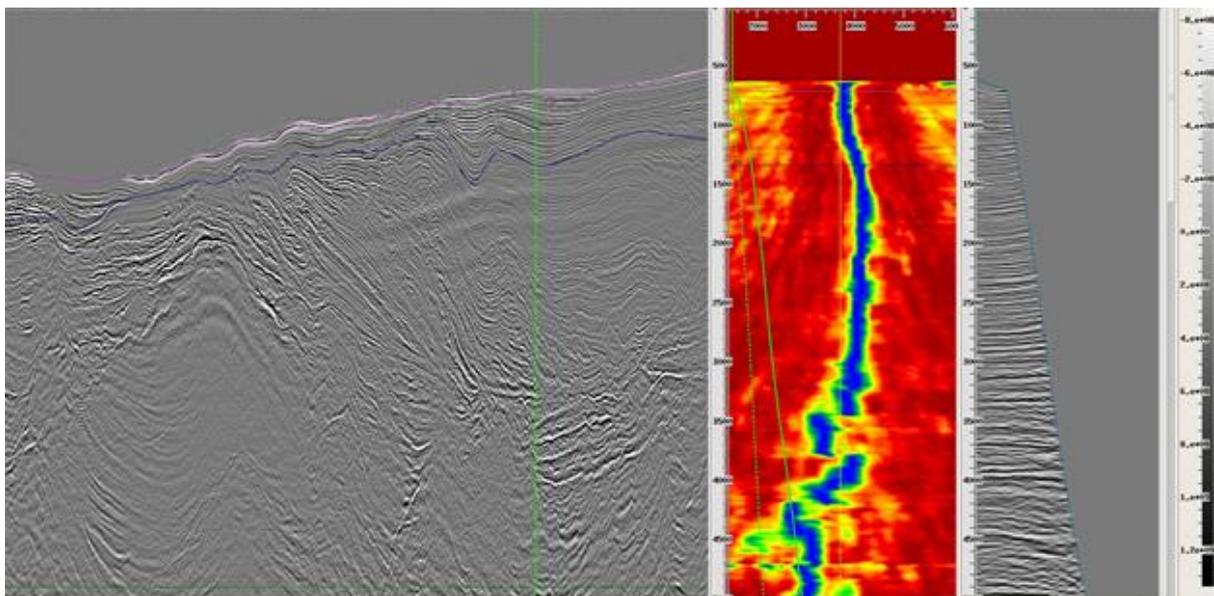


Figura 5.31. Resultados de la PSDM de la segunda iteración y del análisis de velocidades. También se muestra el gather corregido segunda iteración.

La interpretación de la base de la sal se realizó integrando geo-cuerpos mediante el esquema de integración.

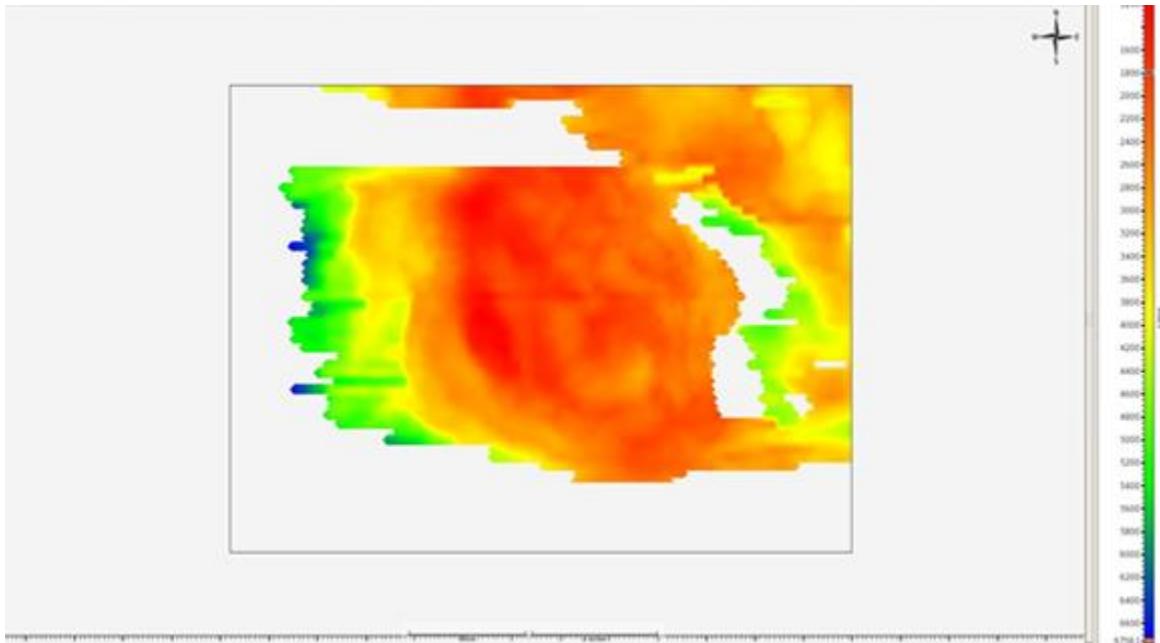


Figura 5.32. Configuración de la interpretación de la cima de la sal.

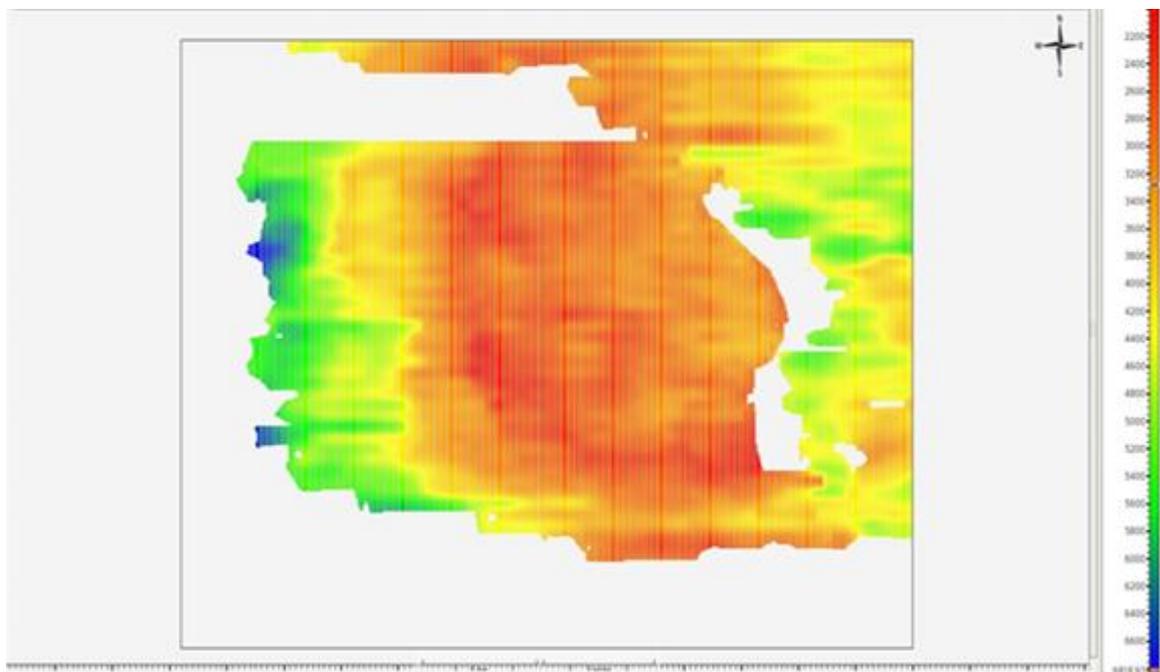


Figura 5.33. Configuración de la interpretación de la base de la sal.

Después del proceso descrito se realizó una tercera iteración de la PSDM con los mismos análisis que se mostraron en la primera y segunda iteración de la PSDM cuyos resultados se muestran en las siguientes figuras siguientes.

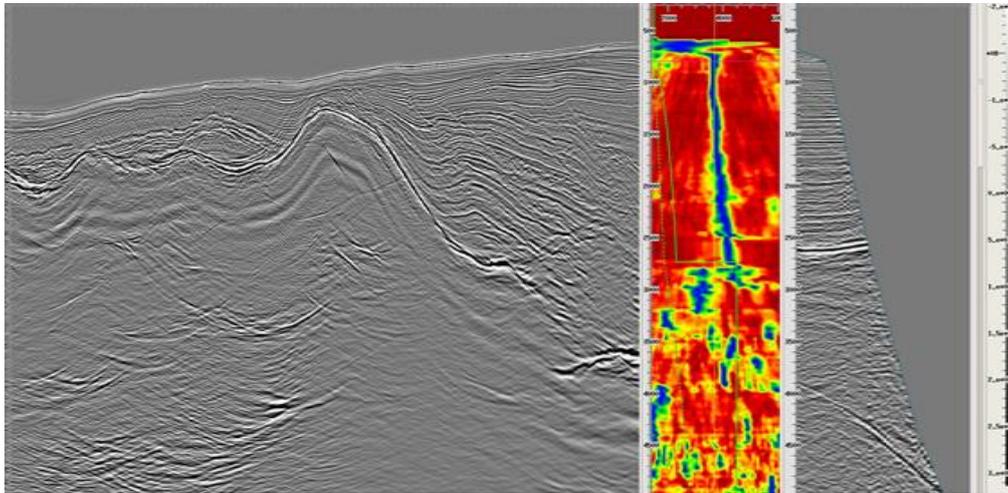


Figura 5.34. Resultados de la PSDM de la tercera iteración análisis de velocidades y gather corregido.

Como resultado de la tercera iteración de la tomografía, se obtiene un campo de velocidades ajustado para la segunda iteración de la PSDM. A continuación se muestran los resultados de la tercera iteración de la PSDM.

Para este proceso de migración se interpretaron de nuevo geo-cuerpos de la cima y la base de la sal y se procedió a comparar y calibrar la cima de la base obtenida con la definición de la velocidad de sal en los datos sísmicos. A continuación se muestra la migración con una velocidad de sal de 4500 [m/s] y se compara con los resultados del proceso con una velocidad de 3800 m/s.

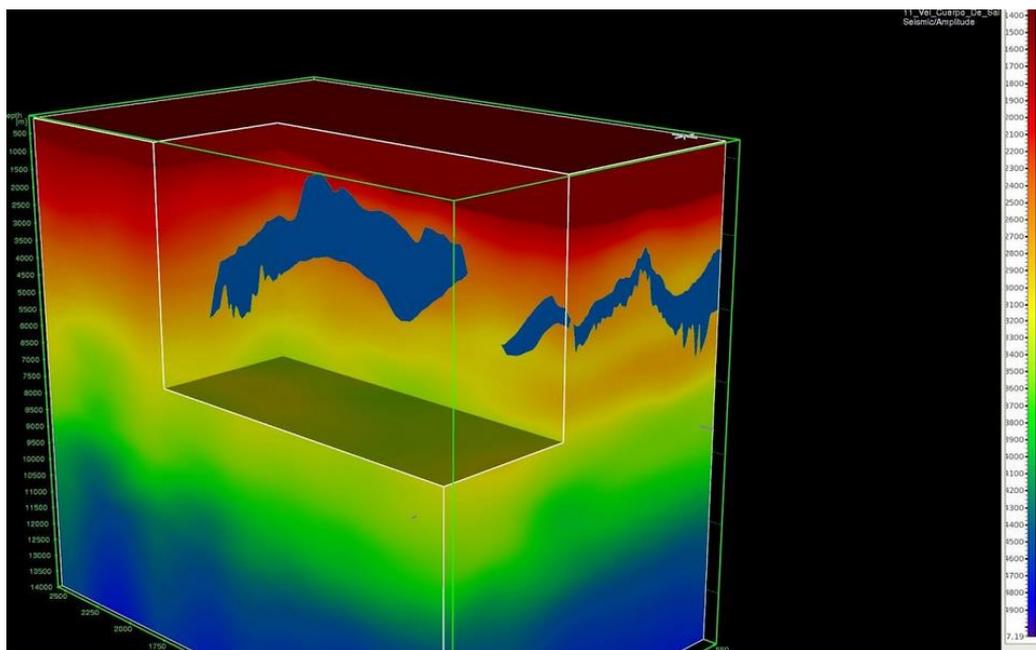


Figura 5.35. Modelos de Velocidades con velocidad de 4500 [m/s] para la sal.

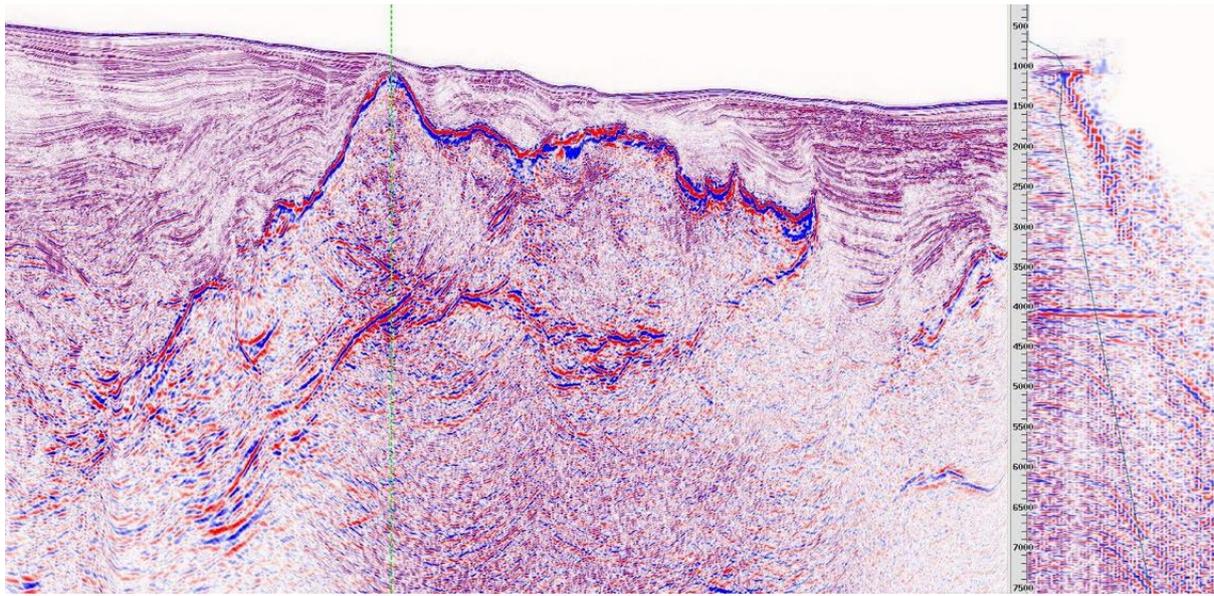


Figura 5.36. Asignación de sal con una velocidad de 4500 m/s. Los rasgos dentro de la zona con sal y dentro de los cuerpos se observan más definidos.

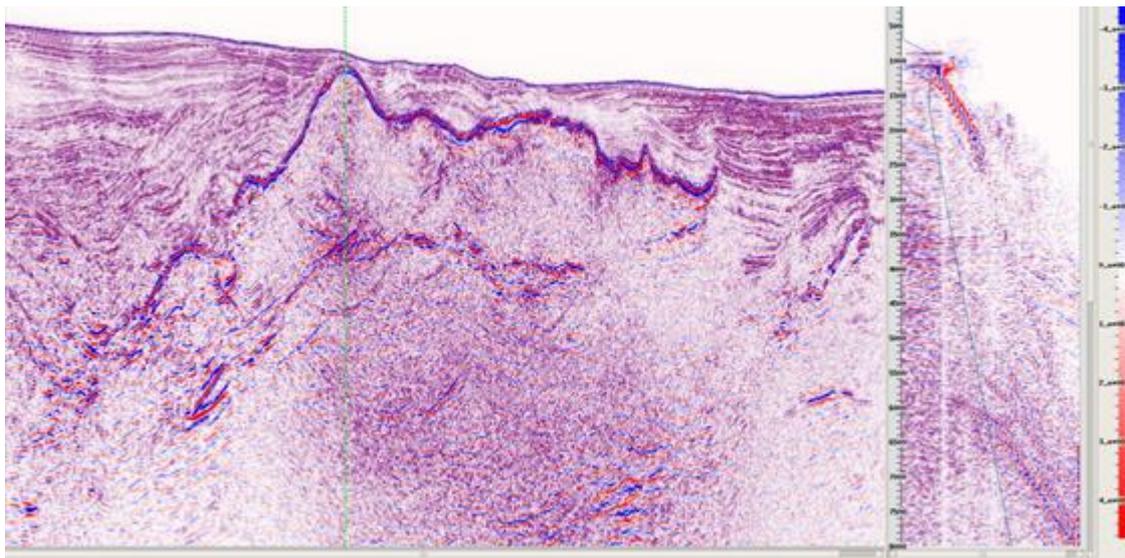


Figura 5.37. Asignación de la sal con una velocidad de 3800 m/s. Se tien buena delimitación de la base pero no sí de los rasgos internos de las estructuras salinas

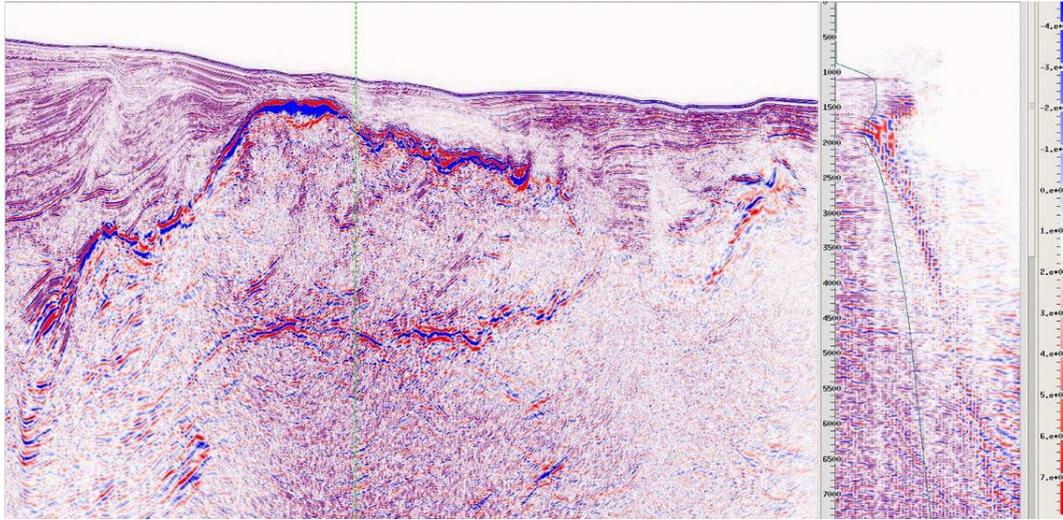


Figura 5.38. Velocidad de sal de 4500 m/s. La definición en los rasgos por debajo de la sal presenta mejoría .

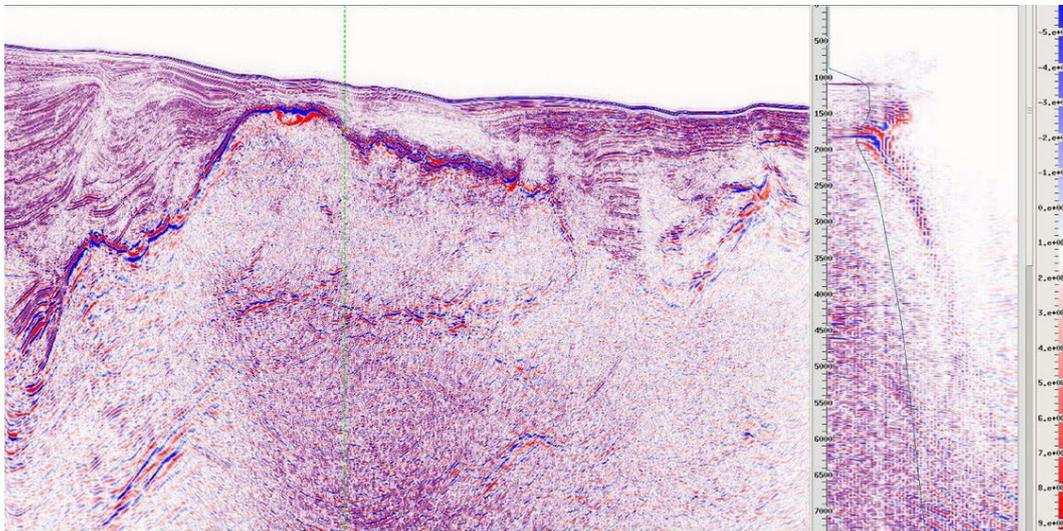


Figura 5.39. Sal con una velocidad de 3800 m/s. Esta velocidad define a algunos rasgos subsalinos aunque no se observa una buena correspondencia con la asignación de velocidad de acuerdo a los gathers.

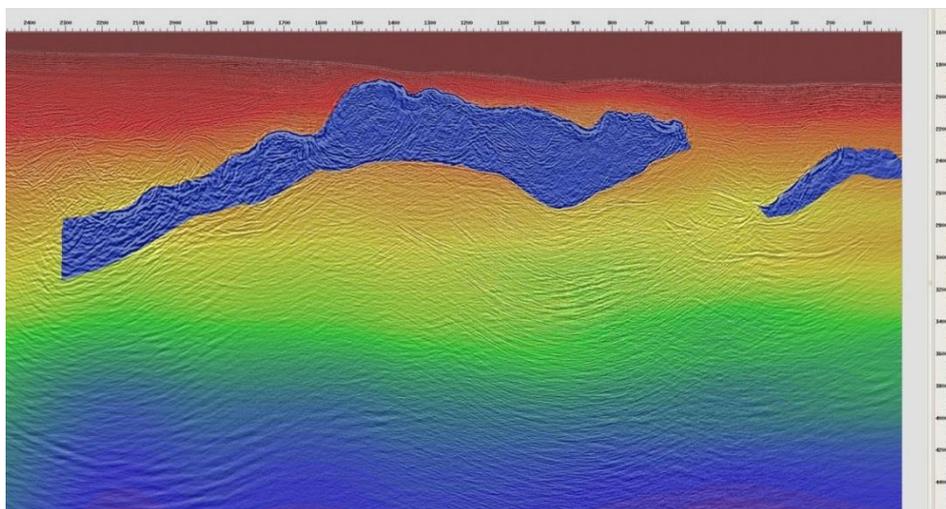


Figura 5.40. Modelo de velocidades con 3800 [m/s] para la sal.

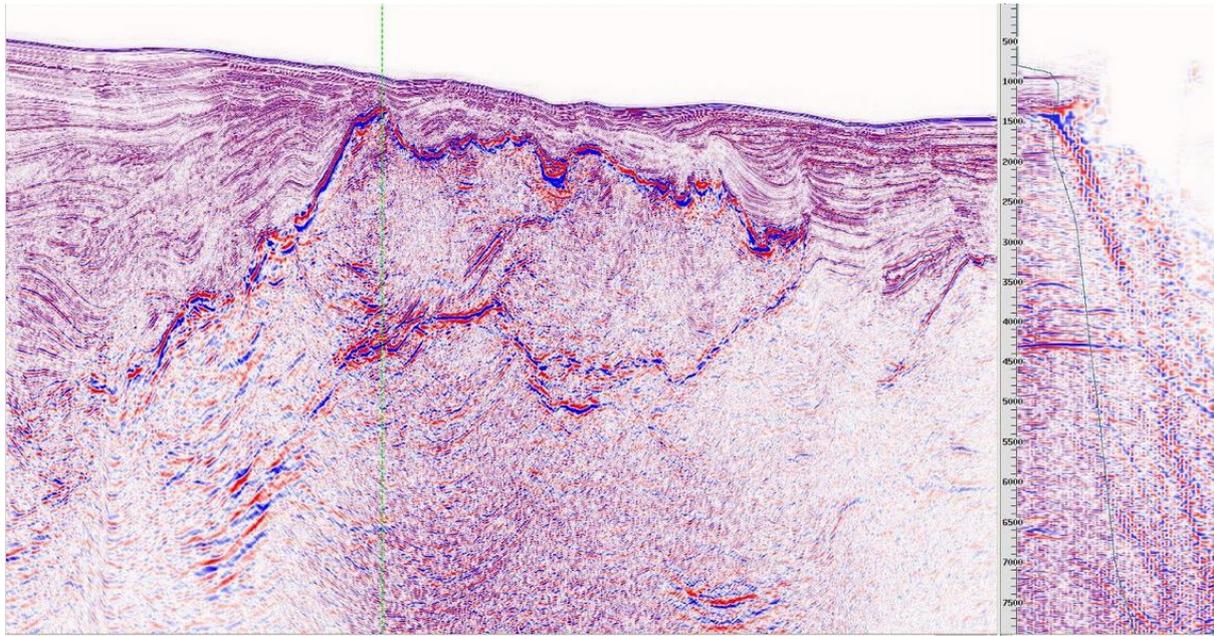


Figura 5.41. Sal con una velocidad de 4500 m/s

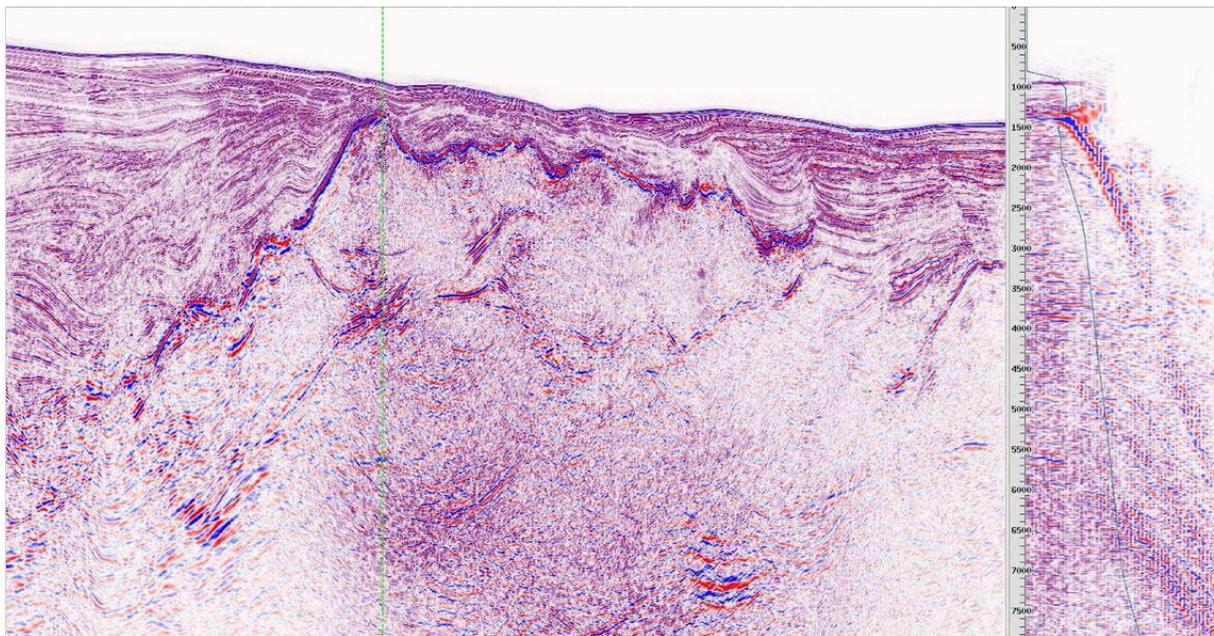


Figura 5.42. Sal con una velocidad de 3800 m/s. Se observan delimitados algunos horizontes por debajo de la sal; principalmente se tiene más certidumbre donde los gathers muestran correspondencia con la velocidad asignada.

6.1 Discusión y Conclusiones

El desarrollo de procesos de construcción de imágenes en profundidad más robustos debería estar aunado a **la implementación de esquemas interpretativos integrados** con el objetivo de complementar a los algoritmos y reducir el tiempo y consumo de recursos computacionales utilizados en la asignación de velocidades para la migración PSDM. El hecho de que en la mayoría de los casos solamente se confíe en la capacidad de la paquetería computacional para realizar este proceso de depuración de velocidades puede conducir a un consumo innecesario de tiempo de proceso y, en ocasiones, a resultados no muy confiables en cuanto a mejoras de las imágenes en profundidad para zonas con sal y estructuras geológicas complejas.

En el caso particular de este trabajo, el establecimiento de un esquema de integración permitió empatar criterios provenientes de métodos que por sí mismos conllevan un proceso detallado pero cuya adaptación ayudó a establecer interpretaciones más apegadas a la naturaleza de las estructuras salinas y sus mecanismos de evolución. Tener un modelo interpretativamente robusto desde una etapa temprana del proceso de migración permitió llegar a mejoras pequeñas pero concretas en la iluminación de las estructuras salinas y de algunos horizontes por debajo de estas.

En cuanto al manejo y pre-condicionamiento de la información sísmica puede decirse que el hecho de plantear un estudio de factibilidad ayudó a demostrar que los datos sísmicos que este proceso presenta reportan una pobre relación **señal/ruido**. El contar con este tipo de controles de calidad ayuda a plantear un mejor esquema de procesamiento de la información sísmica a partir de las zonas donde se tiene información más pobre y para la cual es preciso apoyarse en herramientas alternativas para delimitar una geometría y, posteriormente, plantear una asignación de velocidades congruente. La velocidad de 4500 [m/s] utilizada en la asignación resultó adecuada, sin embargo debe aclararse que las ventajas se tienen en la determinación de los segmentos de velocidad y no sólo en la elección de un valor determinado de velocidad.

A lo largo del manejo de los datos sísmicos, se mostró que los parámetros de adquisición y/o procesamiento del cubo sísmico no proporcionaban la mejor iluminación en las estructuras de interés por debajo de la sal, fenómeno que podía verificarse sobre la pobre calidad de las primeras imágenes.

Debe recordarse que el modelo inicial fue construido a partir de la información sísmica en profundidad, incluyendo restricciones basadas en las interpretaciones sísmicas y de métodos potenciales. Como un resultado preliminar de la interpretación de este modelo gravimétrico, es posible decir que se obtiene una ligera mejora en la definición de la cima de los cuerpos salinos y una aproximación a la forma de la base. Las incertidumbres asociadas con la estimación de la base de los cuerpos salinos dependen de la calidad de la información disponible para restringir la geometría de los horizontes con los contrastes de densidades más importantes. Por este motivo, se recomienda implementar un esquema de inversión gravimétrica que ayude a mejorar significativamente las geometrías planteadas conforme se vayan depurando los resultados de la migración y se vaya contando con información más precisa acerca de la distribución de velocidades en la región de estudio. La utilidad del esquema de integración en cuanto al modelado separa cada

subregión del modelo de velocidades para aplicar las diferentes inversiones en forma separada y maximizar los beneficios de cada método geofísico. Es preciso subrayar que al final del proceso se logró obtener una retroalimentación entre el modelo de densidades mejorado y las velocidades de intervalo. Esta conversión se logró gracias al esquema de estimación de las velocidades.

6.2 Recomendaciones

La aplicación de una metodología de integración se puede considerar como una alternativa para trabajos futuros que involucren la determinación de parámetros de adquisición y rutas de procesamiento en áreas con tectónica salina y arcillosa en el Golfo de México en aguas profundas.

Algunas estrategias como la interpretación automática de velocidades decreciente (*top-down*) puede ser utilizada para complementar la determinación de segmentos con interfaces simples y zonas con poca complejidad estructural donde no se aprecien demasiados problemas de iluminación (Agnihotri, 2010).

En áreas donde los controles de calidad aplicados no muestren resultados favorables y/o la calidad de las imágenes no muestre mejora se recomienda un estudio de propagación de ondas (acústica o elástica) para ayudar a definir los parámetros correctos de una nueva adquisición sísmica que ilumine mejor las estructuras de interés y determinar la ruta de procesamiento de datos adecuado.

En general se cree que podrían obtenerse mejores resultados en cuanto a la determinación de la geometría de estructuras si se plantea un algoritmo de inversión estocástica robusto y computacionalmente eficiente (conforme a los volúmenes de información sísmica en cuestión) para poder tener un mejor modelo de entrada la migración PSDM de forma similar a la que se planteó en este trabajo. Igualmente en un esquema de inversión robusto sería posible integrar más información como parámetros obtenidos de pozos para las velocidades de las unidades estratigráficas; esto representa una complicación adicional de carácter operativo, ya que la incertidumbre que este trabajo trata de atacar está relacionada también con la determinación de oportunidades de perforación (de pozos) y explotación.

- Aburto-Pérez et al., Meeting the Subsalt Challenge. *Oilfield Review*, 2008
- Addy, S.K., Buffler, R.T. (1984), Seismic stratigraphy of the shelf and slope northeaster Gulf of Mexico, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 68, (11), 1782-1789
- Albertin, U., S. J. Kapoor, W. Chang, R. Beals, and J. Curtis, 1998, Velocity resolution and salt boundary placement in subsalt imaging: Part 2: 68th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 1301–1304.
- Albertin, U., M. Woodward, J. Kapoor, W. Chang, S. Charles, D. Nichols, P. Kitchenside, and W. Mao, 2001, Depth imaging examples and methodology in the Gulf of Mexico: The Leading Edge, 20, 498–513, doi: 10.1190/1.1438980
- Agnihotri, Yogesh (2013), Subsalt target-oriented salt interpretation in the Gulf of Mexico, 75th EAGE Conference & Exhibition incorporating SPE EUROPEC 2013, London, UK, 10-13 June 2013.
- Anderson, J. E., and C. M. Marcinkovich, 2005, Finding the edge of salt via a dual-velocity flood: 75th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 1974–1977 Aubert et al. 1996;
- Audebert, F., and J. P. Diet, 1996, CRP-scan from 3D prestack depth migration: A new tool for velocity model building: 58th Annual International Conference, EAGE, Extended Abstracts, X011 Barnola, A.S., & White, R.E. Gardner's relation and AVO inversion: *First Break*, 19, 607-611, 2001.
- Baysal, E., D. Kosloff, and J. W. C. Sherwood, 1983, Reverse-time migration: *Geophysics*, 48, 1514–1524, doi: 10.1190/1.1441434
- Biondi, B., 2011, Velocity estimation by image focusing analysis: *Geophysics*, 75, no. 6, U49-U60.
- Bird B. R., Stewart W. E. and Lightfoot E. N. 1982. Fenómenos de transporte, un estudio sistemático de los fundamentos del transporte de material, energía y cantidad de movimiento. Pg. 3-30.
- Bird, D. E., Burke, K., Hall, S. A., Casey, J. F. (2005), Gulf of Mexico tectonic history: Hotspot tracks, crustal boundaries, and early salt distribution. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v 89, (3), 311–328.
- Bjorlykke et al., 2009; Sediment Compaction and Rock Properties, AAPG International Conference and Exhibition, Cape Town, South Africa, October 26-29, 2008.
- Bleistein, N., 1987, On the imaging of reflectors in the earth: *Geophysics*, 52, 931–942, doi: 10.1190/1.1442363.

- Bonini M. 2003. Detachment folding, fold application, and diapirism in thrust wedge experiments. American Geophysical Union. Tectonics. Vol. 22. No.6. Pg. 4-25.
- Bonini M. 2006. Deformation patterns and structural vergence in brittle-ductile thrust wedges: An additional analogue modeling perspective. Journal of Structural Geology. Vol. 29. Pg.141-158.
- Bonini, M. (2007), Deformation patterns and structural vergence in Brittle-ductile thrust wedges: An additional analogue modelling perspective Journal of Structural Geology, v. 29, (1), 141-158
- Brun, J. P., Fort, X. (2011), Salt tectonics at passive margins: geology versus models. Marine and Petroleum Geology 28, 1123-1145. doi:10.1016/j.marpetgeo.2011.03.004.
- Brun, J. P., Fort, X. (2012), Salt tectonics at passive margins: Geology versus models – Reply. Marine and Petroleum Geology, v 37, (1), 195–208
- Brun, J. P., Merle, O. (1985), Strain patterns in models of spreading-gliding nappes. Tectonics. V, 4, 705-719.;
- Brun, J. P. (1999). Narrow rifts versus wide rifts: interferences for the mechanics of rifting from laboratory experiments. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Mathematical, Physical and Engineering Sciences v. 357, 695–712.
- Brun, 2002
- Bryant, W. R., Antoine, J., Ewing, M., Jones, B. (1968), Structure of Mexican continental shelf and slope, Gulf of Mexico: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 52, 1204–1228.
- Byerlee J. D. 1978. Friction of rocks. Pure and Applied Geophysics. Vol. 116. Pg. 625-626.
- Buffler, R. T., Shaub, F. J., Watkins, J. S., Worzel, J. L. (1979), Anatomy of the Mexican Ridges, southwestern Gulf of Mexico. Geological and Geophysical Investigations of Continental Margins. American Association of Petroleum Geologists Memoir 29, pp 319-327
- Buffler, R. T., Watkins, J. S., Worzel, J. L., Shaub, F. J. (1980), Structure and early geologic history of the deep central Gulf of Mexico. In PILGER, R., (ed)., Proceedings of a Symposium on the Origin of the Gulf of Mexico and the Early Opening of the Central North Atlantic, Baton Rouge, Louisiana, Louisiana State University, pp 3-16.
- Buffler. R. T. (1983), Structure of the Mexican Ridges Foldbelt, southwest Gulf of Mexico, in BALLY, A.W., (eds)., Seismic exploration of structural styles. A picture and work atlas, American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology 15, v. 2, p 2.3.2.-56.
- Camerlo, R. H., Benson E. F. (2006), Geometric and seismic interpretation of the Perdido Fold Belt: Northwestern deep-water Gulf of Mexico, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 90 (3), 363 – 386.

- Claerbout, J. F., 1985, *Imaging the earth's interior*: Blackwell Scientific Publications
Claerbout, J. F. *Imaging the earth's interior*: Blackwell Scientific Publications, 1985.
- Cohen, H.A., Hardy, S. (1996), Numerical modelling of strata architectures resulting from differential loading of a mobile substrate. In Alsop, G. I., Blundell, D. J. & Davison, I., (eds), *Salt Tectonics*, Geological Society Special Publication 100, 265-273.
- Corcoran, C., C. Perkins, D. Lee, P. Cattermole, R. Cook, and R. Moldoveanu, 2007, A wide-azimuth streamer acquisition pilot project in the Gulf of Mexico: *The Leading Edge*, 26, 460–468, doi: 10.1190/1.2723210.
- Costa, E., & Vendeville, B.C., (2002), Experimental insights on the geometry and kinematics of fold-and-thrust belts above weak, viscous evaporitic decollement, *Journal of Structural Geology*, v 24 (11), 1729-1739
- Corti G., Bonini M., Conticelli S., Innocenti F., Manetti P. and Sokoutis D. 2003. Analogue modelling of continental extension: a review focused on the relations between the patterns of deformation and the presence of magma. *Earth-Science Reviews*. Vol.63. Pg.169-239.
- Couder-Castañeda, C., Ortiz-Alemán, C., Orozco-del-Castillo, M. & Nava-Flores, TESLA GPUs versus MPI with OpenMP for the Forward Modeling of Gravity and Gravity Gradient of Large Prisms Ensemble M. Hindawi Publishing Corporation, *Journal of Applied Mathematics*, Volume 2013, Article ID 437357, 15 pages.
- Crans, W., Mandl, G., Haremboere, J. (1980), On the theory of growth faulting: a geomechanical delta model based on gravity sliding: *Journal of Petroleum Geology*, v. 2, 265–307.
- Dailly, G. C. (1976), A possible mechanism relating progradation, growth faulting, clay diapirism and overthrusting in regressive sequence of sediments, *Canadian Petroleum Geologists Bulletin*, v 24, 92-116.
- de Bruin, C., C. Wapenaar, & A. J. Berkhout. Angle-dependent reflectivity by means of prestack migration: *Geophysics*, 55, 1223–1234, doi: 10.1190/1.1442938, 1990.
- Demercian, S., Szatmari, P., Cobbold, P. R. (1993), Style and pattern of salt diapirs due to thin-skinned gravitational gliding, Campos and Santos Basins, offshore Brazil. *Tectonophysics* v. 228, 393-433. doi:10.1016/0040-1951(93)90351-J.
- Dey, Ayon K. & Stewart, Robert R. Predicting density using Vs and Gardner's relationship CREWES Research Report — Volume 9 (1997)
- Díaz, E., & Sava, P. Understanding the reverse time migration backscattering: noise or signal?: *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2012*, 1–6; , 2012.
- Díaz, E., & Sava, P. Wavefield tomography using RTM backscattering, *CWP*, 2013;

- Dickinson, J.L., Murphy, C.A. & Robinson, J.W. Analyze full-tensor gravity data with intuitive imaging techniques, Bell Geospace, 2010
- Diegel, F. A., Karlo, J. F., Schuster, D.C., Shoup, R.C., Tauvers, P. R. (1995), Cenozoic structural evolution and tectono-stratigraphic framework of the northern Gulf coast continental margin, in Jackson, M.P.A., Roberts, D.G, y Snelson, S. (eds), *Salt tectonics: a global perspective*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 65, 109-151.
- Dobrin, 2002, Introduction to Geophysical Prospecting Dobrin, Milton B. 1976 McGraw-Hill Mataya J. HGC B 2
- Dusseault, M. B., V. Maury, F. Sanfilippo, and F. J. Santarelli, Drilling through salt: constitutive behavior and drilling strategies, American Rock Mechanics Association. 2004.
- Duval, B., Cramez, C., Jackson, M. P. A. (1992), Raft tectonics in the Kwanza Basin, Angola, *Marine and Petroleum Geology*, v 9, 389- 404.
- Echánove, E. O. (1986), Geología petrolera de la Cuenca de Burgos: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 38, 1-74.
- Eguiluz, S. (2011), Sinopsis geológica de la Cuenca de Burgos, noreste de México: producción y recursos petroleros. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 63 (2), 323-332
- Eguiluz, S., Aranda-García, M., Randall, M. (2000), Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 53, 1-26.
- Escalera-Alcocer, J. A. (2010), Estrategia, logros y desafíos de la exploración petrolera en México Trabajo de Ingreso a la Academia de Ingeniería Especialidad: Ingeniería Geológica, 67 p.
- Farmer, Paul, Miller, Douglas & Pieprzak, Andy. Exploring subsalt. Oilfield Review, 1996
- Faust, L. Y., 1953. A velocity function including lithologic variation: *Geophysics*, v. 18, p. 271-288.
- Faust, M. (1984), Seismic stratigraphy of the mid-Cretaceous unconformity (MCU) in the central Gulf of Mexico basin, *Geophysics*, v 55, 968- 884.
- Fiduk, J. C., Weimer, P., Trudgill, B. D., Rowan, M. G., Gale, P. E, Korn, B. E, Phair, R. L., Roberts, G. R., Gafford, W. T., Lowe, R. S., Queffelec, T. A. (1999), The Perdido fold belt, northwestern deep Gulf of Mexico: Part 2. Seismic stratigraphy and petroleum systems: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 83, 578-612.
- Fomel, S., 2004, Theory of 3-d angle gathers in wave-equation imaging: 74th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 1053–1056.
- French, W. S., 1974, Two-dimensional and three-dimensional migration of model-experiment reflection: *Geophysics*, 39, 265–277, doi: 10.1190/1.1440426

- García-Marroquín (2013), Simulación de sistemas gravitacionales ligados extensión-acortamiento en la zona del Golfo de México Norte, mediante modelos analógicos. Tesis de Maestría. Programa de posgrado en Ciencias de la Tierra, Centro de Geociencias, UNAM.
- Gardner, G. H. F., L. W. Gardner, and A. R. Gregory. Formation velocity and density—the diagnostic basics for stratigraphic traps: *Geophysics*, 39, 770–780, 1974.
- Ge, H.X., M.P.A. Jackson, and B.C. Vendeville (1997), Kinematics and dynamics of salt tectonics driven by progradation, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 81(3), 398-423.
- Gibbs, A. D. (1984a), Structural evolution of extensional basins margins, *Journal of Geological Society of London*, v 141, 609-620.
- Gibbs, A. D. (1984b), Clyde field growth fault, secondary detachment above basement faults in the North Sea, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v 68, 1029-1039.
- Goetze, C., Evans, B. (1979), Stresses and temperature in the bending lithosphere as constrained by experimental rock mechanism, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, v. 59, 463-478
- Goldhammer, R. K., Johnson, C. A. (2001), Mesozoic sequence, stratigraphy and paleogeographic evolution of the northeast Mexico en Bartolini, C. Wilson, J. L. Lawton, T. F. (ed) Mesozoic sedimentary and tectonic history of North-Central Mexico, *Geological Society of America*, Special Paper 340, 1-58
- Gradmann, S., Hübscher, C., Ben-Avraham, Z., Gajewski, S., Netzeband, G. (2005), Salt tectonics off northern Israel. *Marine and Petroleum Geology*, v. 22, 597-611.
- Grando, G., McClay, K. (2004), Structural evolution of the Frampton growth fold system, Atwater Valley e southern Green Canyon area, deep water Gulf of Mexico. *Marine and Petroleum Geology* v. 21, (7) 889-910.
- Guillaume et al., 2011
- Guitton, Antoine, Kaelin, Bruno, and Biondi, Biondo. Least-squares attenuation of reverse-time-migration artifacts, 2007
- Hamilton, R., De Vera, J. (2009), A review and global comparison of deepwater fold and thrust belt settings – implications for their hydrocarbon prospectivity. *Shell University Lecture Series*, Geological Society of London
- Handy & Brun, 2004
- Haugen, J. A., B. Arntsen, and J. Mispel, 2008, Modeling of dirty salt: 78th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 2127–2131.
- Howard, M., and N. Moldoveanu, 2006, Marine survey design for rich azimuth seismic using surface streamers: *The Leading Edge*, 25, 2915–2919

- Hubbert M. K. 1937. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. Bulletin of the geological society of America. Vol. 48. Pg. 1459- 1520.
- Ramberg, H. (1981), Gravity, deformation and Earth's crust in theory, experiments and geological application (2nd Edition): Academic Press, London, 452 p.
- Hudec, M. R., and M. P. A. Jackson, 2007, Terra infirma: understanding salt tectonics: Earth-Science Reviews, 82, 1–28, doi: 10.1016/j.earscirev .2007.01.001.
- Huerta, R. (1980), Seismic stratigraphic and structural analysis of northeast Campeche Scarpment, Gulf of Mexico, M.A. Thesis, University of Texas at Austin, 107 p.
- Hughes, Matthew & Davison, Ian. Geometry and growth kinematics of salt pillows in the southern North Sea. Tectonophysics, Volume 228, Issue 3, Pages 239-254, Elsevier, 1993
- Jackson, M. P. A., Cornelius, R. R. (1987), Stepwise centrifuge modeling of the effects of differential sediment loading on the deformation of salt structures, *in* I. Lerche and J. J. O'Brien, eds., Dynamical geology of salt and related structures: Orlando, Florida, Academic Press, 163–259.
- Jackson, M. P. A., Cramez C. (1989), Seismic recognition of salt welds in salt tectonics regimes, *in* Gulf of Mexico salt tectonics, associated processes and exploration potential, Gulf Coast SEPM Foundation Tenth Annual Research Conference Program and Abstracts, p. 66–71.
- Jackson, M. P. A., Galloway, W. E. (1984), Structural and depositional styles of Gulf Coast Tertiary continental margins: application to hydrocarbon exploration, American Association of Petroleum Geologists Continuing Education Course Notes, v. 25, 226 p.
- Jackson & McKenzie, 1983;
- Jackson, M. P. A., Talbot C. J. (1991), A glossary of salt tectonics, Geological Circular, Bureau of Economic Geology, University of Texas at Austin, v 19, (4), 44 p.
- Jackson, M. P. A., Talbot, C. J. (1989), Salt *canopies*, *in* Gulf of Mexico salt tectonics, associated processes and exploration potential: Gulf Coast Section of SEPM Foundation Tenth Annual Research Conference Program and Abstracts, 72–78.
- Jackson, M. P. A., Vendeville, B. C., Schultz-Ela, D. D. (1994), Structural Dynamics of Salt Systems Annual Review of Earth and Planetary Sciences, v. 22: 93-117 DOI: 10.1146/annurev.ea.22.050194.000521
- Jackson, M. P. A., Vendeville, B. C., Schultz-Ela, D. D. (1994), Structural Dynamics of Salt Systems Annual Review of Earth and Planetary Sciences, v. 22: 93-117 DOI: 10.1146/annurev.ea.22.050194.000521
- Jiao, J., D. Lowrey, J. Willis, and D. Solan, 2006, An improved methodology for sub-salt velocity analysis: 76th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 3105–3108.

- Jones, I. F., K. Ibbotson, M. Grimshaw, and P. Plasterie, 1998, 3D pre-stack depth migration and velocity model building: *The Leading Edge*, 17, 897–911, doi: 10.1190/1.1438063
- Jones, I. F., H. Baud, K. Ibbotson, and F. Audebert, 2000, Continuous 3D preSDM velocity analysis: *The Leading Edge*, 19, no. 3, 263–269, doi: 10.1190/1.1438584.
- Jones, I. F., 2008, A modeling study of pre-processing considerations for reverse-time migration: *Geophysics*, 73, no. 6 T99–T106, doi: 10.1190/1.2981183.
- Jones, I. F., 2010, An introduction to velocity model building: *European Association of Geoscientists & Engineers*
- Jones, Ian F., 2013, The seismic response to strong vertical velocity change, ION GX Technology.
- Jorgensen & Kisabeth, 2001
- Kapoor, J., N. Moldevaneau, M. Egan, M. O’Briain, D. Desta, L. Atakishiyev, M. Tomida, and L. Stewart, 2007, Subsalt imaging: The RAZ-WAZ experience: *The Leading Edge*, 26, 1414–1422, doi: 10.1190/1.2805764.
- Kuo, A.C.M. (1999), *Polymer Data Handbook*, Oxford University Press, p. 57-73. Ramberg H. 1981. Gravity deformation and the Earth’s crust. Academic Press. U.K. Pg. 247-325.
- Le Roy C., Rangin, C. (2008), Cenozoic crustal deformation of the offshore Burgos basin region (NE Gulf of Mexico). A new interpretation of deep penetration multichannel seismic reflection lines, *Bulletin de la Societe Geologique De France*, v. 179, (2), 161-174
- Leveille_Jacques P._et al., 2011, Subsalt imaging for exploration production and development: A review, *GEOPHYSICS. VOL. 76, NO. 5 (SEPTEMBER-OCTOBER 2011)*; P. WB3–WB20, 16 FIGS. 10.1190/GEO2011-0156.1
- Liu, F., G. Zhang, S. A. Morton, & J. P. Leveille, An effective imaging condition for reverse-time migration using wavefield decomposition: *Geophysics*, 76, no. 1, S29–S39, doi: 10.1190/1.3533914, 2011
- Lord J. (1986), *Seismic stratigraphy and geologic history of the West Florida basin, eastern Gulf of Mexico*, M.A. thesis, Rice University, 207 p.
- Michalzik, D. (1991), Facies sequence of Triassic-Jurassic red beds in the Sierra Madre Oriental (NE Mexico) and its relation to the early opening of the Gulf of Mexico, *Sedimentary Geology* v. 71, 243-259.
- Moldoveanu, N., J. Kapoor, and M. Egan, 2008, Full-azimuth imaging using circular geometry acquisition: *The Leading Edge*, 27, 908–913, doi: 10.1190/1.2954032.
- Morley, C. K., Guerin, G. (1996), Comparison of gravity-driven deformation styles and behavior associated with mobile shales and salt. *Tectonics*, v. 15, 1154–1170

- Morley, C.K., King, R., Hillis, R., Tingay, M., Backe, G. (2011), Deepwater fold and thrust belt classification, tectonics, structure and hydrocarbon prospectivity: A review. *Earth-Science Reviews* 104 41–91
- Morley, C.K. et al. Deepwater fold and thrust belt classification, tectonics, structure and hydrocarbon prospectivity: A review, 2011.
- Nava_Mauricio, 2010, Modelado por métodos potenciales de estructuras salinas inferidas por sismología de reflexión. Tesis de Licenciatura. Instituto de Geofísica, UNAM.
- Nelson & Fairchild, 1989, Emplacement and Evolution of Salt Sills in the Northern Gulf of Mexico, *Houston Geological Society Bulletin*, Volume 32, No. 1, September 1989. Pages 6-7.
- Nelson, T. H. (1991), Salt tectonics and listric-normal faulting, *in* A. Salvador, ed., *The Gulf of Mexico Basin: Geological Society of America, The Geology of North America*, v. J, 73–89.
- Nelson. T.H. and Fairchild. L.H.. 1989. Emplacement and evolution of salt hills in northern Gulf of Mexico. Press, New York, N.Y., U.S.A.
- Nolan, C., and W. Symes, 1996, Imaging in complex velocities with general acquisition geometry: Trip, The Rice Inversion Project, Rice University
- Orozco-del-Castillo M.G., Ortiz-Aleman C., Martin R., Avila-Carrera R. and Rodriguez-Castellanos A., Seismic data interpretation using the Hough transform and principal component analysis. *Journal of Geophysics and Engineering*. Vol. 8, issue 61, pp. 61-73 (2011), doi: 10.1088/1742-2132/8/1/008
- Ortiz-Ubilla, A., Tolson, G. (2004), Interpretación estructural de una sección sísmica en la región Arcabuz–Culebra de la Cuenca de Burgos, NE de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 21, 226-235.
- Pérez-Cruz, G. A. (1992), Geologic Evolution of the Burgos Basin, Northeastern Mexico: Houston, Texas, Rice University, tesis doctoral, 155 p.
- Pindell, J. (1993), Regional synopsis of Gulf of Mexico and Caribbean evolution. *Transactions of GCSSEPM 13th Annual Research Conference*, 251-274
- Pindell, J. (1994), Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean, *Caribbean Geology: An Introduction*, Chapter 2, U.W.I. Publishers' Association, Kingston
- Podladchikov, Y., Talbot, C., Poliakov, A. N. B. (1993), Numerical models of complex diapirs: stratigraphy and petroleum systems, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v 83 (4), 578 – 612.
- Portillo-Pineda, R. (2008), Influencia de la heterogeneidad mecánica de medios estratificados en el estilo y evolución estructural durante el acortamiento: Experimentos físicos. Tesis de Licenciatura, IPN, ESIA 94p.

- Quijada , Maria F. & Stewart, Robert R. Density estimations using density-velocity relations and seismic inversion, CREWES Research Report — Volume 19(2007)
- Rafavich, F., Kendall, C.H.St.C., & Todd, T.P. The relationship between acoustic properties and the petrographic character of carbonate rocks: *Geophysics*, 49, 1622-1636, 1984
- Ramberg, H. (1981), *Gravity, deformation and Earth's crust in theory, experiments and geological application* (2nd Edition): Academic Press, London, 452 p.
- Ranalli, G. (1987), *Rheology of the Earth*. Ed Allen & Unwin, 366 p.
- Ranalli, G. 2001. Experimental tectonics: from Sir James Hall to the present: *Journal of Geodynamics*. Vol. 32 (1-2). Pg. 65–76.
- Ratclif, DW, Gray, SH & Whitmore, ND. Seismic Imaging for salt structures in the Gulf of Mexico. *The Leading Edge* 11, no. 4 (April 1992).
- Rickett, J. E., and P. C. Sava, 2002, Offset and angle-domain common image-point gathers for shot-profile migration: *Geophysics*, 67, 883–889, doi: 10.1190/1.1484531.
- Ritter, G., 2010, Interpretation driven velocity model building to improve subsalt imaging: 81st Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 4098–4102.
- Robinson, Enders A. & Treitel, Sven. *Digital Imaging and Deconvolution: The ABCs of Seismic Exploration and Processing*, 2008.
- Robison, B. A. (1983), Low-angle normal faulting, Marysriver Valley, Nevada, in A. W. Bally, ed., *Seismic expression of structural styles: AAPG Studies in Geology Series 15*, v. 2, p. 2.2.2/12–2.2.2/16.
- Rowan M. G., Peel, F. J., Vendeville, B. C. (2000), Gravity-driven foldbelts on passive margins Manuscript submitted to American Association of Petroleum Geologists Memoir on Thrust Tectonics.
- Rowan, M. G., Peel, F. J., Vendeville, B. C. (2004), Gravity-driven foldbelts on passive margins, in McClay K.R., (ed), *Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems*, Association of Petroleum Geologists Memoir v. 82.
- Salvador, A. (1987), Late Triassic-Jurassic Paleogeography and Origin of Gulf of Mexico Basin, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v 71, (4), 419-451.
- Saranthi-Routh, Partha, Lee-Kisabeth, Jerry & Jorgensen, Gregory Joseph, Nonlinear constrained inversion method to determine base of salt interface from gravity and magnetic data. Patent No.: US 6,675,097 B2, Date of Patent: Jan. 6, 2004.
- Sava, P., and S. Fomel, 2003, Angle-domain common-image gathers by wave field continuation methods: *Geophysics*, 68, 1065–1074, doi: 10.1190/1.1581078.
- Sava, P., & Fomel, S. Time-shift imaging condition in seismic migration: *Geophysics*, 71, no. 6, S209–S217, 2006.

- Savage, W. Z.; Varnes, D. J. (1987), Mechanics of gravitational spreading of steep-sided ridges (sackung) Bulletin of the International Association of Engineering Geology, v. 35 (1) 31 – 36
- Schneider, W. A., 1978, Integral formulation for migration in two and three dimensions: Geophysics, 43, 49–76, doi: 10.1190/1.1440828.
- Schultz-Ela, D. D. (2001), Excursus on gravity gliding and gravity spreading. Journal of Structural Geology v. 23, 725-731.
- Seni, S. J., Jackson M. P. A. (1983a), Evolution of salt structures, East Texas diapir province, part 1: sedimentary record of halokinesis: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 67, 1219–1244.
- Seni, S. J., Jackson, M. P. A. (1983b), Evolution of salt structures, East Texas diapir province, part 2: patterns and rates of halokinesis: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 67, 1245-1274.
- Shaub, F. J., Buffler, R.T., Parsons, J. G. (1984), Seismic stratigraphic framework of the deep central Gulf of Mexico, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v 68, 1-14.
- Shaub, F. J. (1983b), Growth faults on the southwestern margin of the Gulf of Mexico, in Bally, A.W. (ed.), *Seismic expression of structural styles. A picture and work atlas*. American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology 15, v 2, p 2.2.3-2.2.3-15.
- Shen, Peng & Symes, William, Differential Semblance velocity analysis by wave-equation migration. SEG Expanded Abstracts, 2003
- Sheriff, R.E., & Geldart, L.P. Exploration Seismology, Second Edition: Cambridge University, 1995
- Sherwood, J. W. C., K. Sherwood, H. Tieman, and K. Schleicher, 2008, 3d beam prestack depth migration with examples from around the world: 78th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 438–442.
- Smit, J. H. W. (2005), Brittle-Ductile Coupling in thrust wedges and Continental transform. Ph. D Thesis, Vrije Universiteit, 115p.
- Talbot, C. J. (1978), Halokinesis and thermal convection: Nature, v. 273, 739-741.
- Talbot, C. J. (1992), Centrifuged models of Gulf of Mexico profiles. Marine and Petroleum Geology, v. 9, 412-432.
- Tari, G., Molnar, J., Ashton, P. (2003), Examples of salt tectonics from West Africa: a comparative approach. In: Doyle, P., Gregory, F.J., Griffiths, J.S., Hartley, A.J., Holdsworth, R.E., Morton, A.C., Robins, N.S., Stocker, M.S., Turner, J.P. (Eds.), Petroleum Geology of Africa: New Themes and Developing Technologies: Geological Society of London, Special Publications., v. 207, 85–104.

- Téllez, A. M. H., Espiricueto, I. A., Marino, C. A., Hernández C. A., De León, C. J. J. (2000), Estudio de los Plays Eoceno Wilcox - Queen City, 2000, Etapa I, Informe Interno, PEMEX Exploración y Producción.
- Treviño, R. H., Vendeville, B. C. (2008), Origin of coast-perpendicular extensional faults, western Gulf of Mexico: The relationship between an early-stage ridge and a late-stage fault American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 92, (7), 951–964
- Trudgill, B. D., Rowan, M. G., Fiduk, J. C., Weimer, P., Gale, P. E., Korn, B. E., Phair, R. L., Gafford, W. T., Roberts, G. R., Dobbs, S. W. (1999), The Perdido fold belt, northwestern deep Gulf of Mexico; Part 1, Structural geometry, evolution and regional implications, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 83, 88-113.
- Trusheim, F. (1960), Mechanism of salt migration in northern Germany: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 44, 1068–1093.
- Turcotte, D., Schubert, G. (2002), Geodynamics, Second Edition. Ed. Cambridge University Press 848 p.
- Urai, J. L., Spiers, C. J., Lister, G. S. (1986), Weakening of rock salt by water during long-term creep. Nature, v. 324, 554-557
- Usmani, T. U. (1980). Seismic stratigraphic analysis of the southwestern abyssal Gulf of Mexico. M.S. Thesis, University of Houston, Houston, Texas, 91 p.
- Van de Fliert, Graven, H., Hermes, J.J., De Smet, E. M., (1980). On stratigraphic anomalies associated with major transcurrent faulting. Eclogae Geol. Helv., v 73, (1), 223-237.
- Van Keken, P. E., Spiers C. J., van den Berg A. P., Muylert, E. J. (1993), The effective viscosity of rocksalt: implementation of steady state creep laws in numerical models of salt diapirism: Tectonophysics, v. 225, 457–475.
- Vendeville, B. C. (2005), Salt tectonics driven by sediment progradation: Part I – Mechanics and kinematics, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v 89, 1071-1079
- Vendeville, B. C., Cobbold, P. R. (1987), Synsedimentary gravitational sliding and listric normal growth faults-insights from scaled physical models. Complete Rendus, *Academie de Science*, v 305, 1313-1319.
- Vendeville, B. C., Jackson, M. P. A. (1992). The rise of diapirs during thinskin extension, Marine and Petroleum Geology, v 9, 331-353.
- Vendeville, B. C., Jackson, M. P. A. (1992). The fall of diapirs during thinskin extension, Marine and Petroleum Geology, v 9, 354-371.
- Verschuur, Dirk J., 1991, Surface-related multiple elimination, an inversion approach. Ph. D. Thesis, TU Delft.

- Waller T. D II, (2007), Structural analysis of the Perdido Fold Belt: timing, evolution, and structural style, Texas A&M University, Master of Science, 117 p.
- Walters, R. D. (1985), Seismic stratigraphy and salt tectonics of the Plio-Pleistocene deposits, continental slope and upper Mississippi Fan, northern Gulf of Mexico, M.A. Thesis, University of Texas at Austin. 408p.
- Wang, B., V. Dirks, P. Guillaume, F. Audebert, A. Hou, and D. Epili, 2004,
- 3D sub-salt tomography based on wave equation migration perturbation scans: 74th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 2375–2378.
- Wang, B., V. Dirks, P. Guillaume, F. Audebert, and D. Epili, 2006, A 3D subsalt tomography based on wave-equation migration-perturbation scans: *Geophysics*, 71, no. 2, E1–E6, doi: 10.1190/1.2187720.
- Wang, B., Y. Kim, C. Mason, and X. Zeng, 2008, Advances in velocity model-building technology for subsalt imaging: *Geophysics*, 73, no. 5, VE173–VE181, doi: 10.1190/1.2966096.
- Wang, B., C. Mason, M. Guo, K. Yoon, J. Cai, J. Ji, and Z. Li, 2009, Subsalt velocity update and composite imaging using reverse-time migration based delayed-imaging-time scan: *Geophysics*, 74, no. 6, WCA159–WCA167, doi: 10.1190/1.3227152.
- Ward RW, MacKay S, Greendalee SM & Dengo CA: Imagenig Sediments under Salt: Where are we? *The Leading Edge* 13, no. 8 (1994).
- Weijemars, R., Jackson, M. P. A., Vendeville, B. C. (1993), Rheological and tectonic modeling of salt provinces. *Tectonophysics* 217, 143-174
- Weijemars, R. H., and H. Schmeling (1986), Scaling of Newtonian and non-Newtonian fluid dynamics without inertia for quantitative modeling of rock flow due to gravity (including the concept of rheological similarity), *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 43(4), 316-330, doi: 10.1016/0031-9201(86)90021-X.
- Weimer, P., Buffler, R.T. (1989), Distribution and seismic facies of the Mississippi Fan channels, *Geology*, v 16, 900-903.
- Western PG & Ball GJ “3D Prestack Depth Migration in the Gulf of Suez: A case Study”, *Geophysical Prospectng* 40, 1992: 379-402)
- Whitmore, D., 1983, Iterative depth migration by backward time propagation: 53rd Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 382–385.
- Woodward, M., D. Nichols, O. Zdraveva, P. Whitfield, and T. Johns, 2008, A decade of tomography: *Geophysics*, 73, no. 5, VE5–VE11, doi: 10.1190/ 1.2969907.
- Xu, S., H. Chauris, G. Lambare, and M. Noble, 2001, Common-angle migration: A strategy for imaging complex media: *Geophysics*, 66, 1877–1894, doi: 10.1190/1.1487131.

- Xu, S., Y. Zhang, and B. Tang, 2010, 3D common image gathers from reverse time migration: 81st Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 3257–3262.
- Yilmaz, 2001, Seismic data analysis: processing, Inversion and interpretation of seismic data. 2° Edition, Investigation in Geophysics, SEG.
- Zhang, Yu and Sun, James, 2009, Practical issues in RTM_ true amplitude gathers noise removal and source encoding.
- Zhang, Y., G. Zhang, and N. Bleistein, 2002, Theory of true amplitude common-shot migration: 72nd Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 2471–2474.
- Zhang, Y., G. Zhang, and N. Bleistein, 2005, Theory of true amplitude one-way wave equations and true amplitude common-shot migration: Geophysics, 70, no. 4, E1–E10, doi: 10.1190/1.1988182.
- Zhang, Y., S. Xu, N. Bleistein, and G. Zhang, 2007, True-amplitude, angle-domain, common-image gathers from one-way wave-equation migrations: Geophysics, 72, no. 1, S49–S58, doi: 10.1190/1.2399371.
- Zhang, Q., and G. A. McMechan, 2011, A DCIG for isotropic RTM direct vector field method to obtain angle-domain common-image gathers from isotropic acoustic and elastic reverse-time migration: Geophysics, submitted.
- Zhang, Yu and Sun, James. Practical issues in RTM true amplitude gathers noise removal and source encoding, 2009.
- Zhenchun et al., 2003

Figuras

- **Figura 1.1.** Cuerpos salinos sin límites inferiores por efectos de reflectores. Algunas mejoras en el procesado comenzaron a atacar este problema pudiendo mapear (aunque no de manera óptima) algunos echados abruptos y flancos pronunciados en los límites de las estructuras. Modificada de Ratcliff et al. (1992).
- **Figura 1.2.** Diagrama de la metodología planteada.
- **Figura 2.2.** Variación de la densidad de algunas rocas con respecto a la profundidad. A diferencia de otras rocas la sal presenta una densidad casi constante con una pequeña disminución con respecto a la profundidad. Modificada de Dobrin (tercera Ed.)
- **Figura 2.3.** Resistencia de la sal deformada por *arrastre* y dislocación en su estructura cristalina interna (celosía); tasa de deformación de $1014 \text{ [s}^{-1}\text{]}$ y gradientes térmicos de 15 y 30 $[\text{K} / \text{km}]$. Temperatura en la superficie de 275 $[\text{K}]$. La profundidad para el límite quebradizo-dúctil para compresión-extensión es de 10 y 130 $[\text{m}]$ respectivamente. La parte superior de la gráfica principal, muestra la transición del límite quebradizo-dúctil en sal seca para compresión y extensión, las curvas mostradas corresponden a diferentes tasas de

deformación, variando entre 10^{-14} y 10^{-16} [s^{-1}] y gradientes térmicos de 15 y 30 [k/km], con una temperatura en la superficie de 275 K.

- **Figura 2.4.** Deformación dominada por dispersión gravitacional (a). La deposición progradante en la plataforma externa y la pendiente superior incrementan la pendiente superficial y por lo tanto provoca un avance en la dispersión, (b); la ausencia de sedimentos en la pendiente superior y la presencia en la parte distal en la pendiente inferior y en la planicie abisal reduce la pendiente de la superficie y el potencial de generar deformación por gravedad, disminuyendo o deteniendo la dispersión (c). Reproducida de Rowan *et al.*, 2004. En a) se muestran la representación de cada una de las capas que es consistente para (b) y (c).
- **Figura 2.5.** Mecanismos de deformación por gravedad (a) deslizamiento por gravedad, donde un bloque rígido se desliza sobre un despegue, (b) dispersión gravitacional, cuando una masa de roca se distorsiona bajo su propio peso debido al colapso vertical y dispersión lateral; y (c) deformación de modo combinada. Las zonas sombreadas representan las etapas finales y las flechas indican los vectores de movimiento de la cobertura sedimentaria (Tomado de Rowan *et al.*, 2004).
- **Figura 2.6.** Modelo conceptual donde se ejemplifican los rasgos de los sistemas gravitacionales, caracterizándose por un régimen extensional en la zona de pendiente (trasera), una parte central de la cuenca con poca deformación (traslación) y una zona hacia el frente con fallas inversas (régimen compresivo). Las líneas rojas marcan las fallas, mientras que en negro se muestra la estratificación (modificado de Gradmann *et al.*, 2005).
- **Figura 2.7.** Mapa del Golfo de México mostrando las unidades estructurales profundas principales. Reproducida de Morley *et al.* (2011). Sobre mapas de Trudgill *et al.* (1999) y Ambrose *et al.* (2005).
- **Figura 2.8.** Sección geológica representativa de los sistemas de deformación por gravedad que ocurren en la zona. La sección se utilizó como base para este trabajo. Se observan las características de extensión hacia la parte trasera (W), y de acortamiento hacia el frente (E). El intervalo de colores va de acuerdo con la edad estratigráfica. El basamento está representado en colores rojos, el horizonte morado corresponde a la sal, tanto en su nivel original como a la que ha sido movilizada, a través de diapiros y/o *canopies*, la capa azul representa las rocas del Jurásico (J), en verde Cretácico (K). Las rocas del Paleógeno en colores café y en naranja y amarillo el Neógeno. Sección interpretada por Pemex y presentada en Escalera (2010)
- **Figura 2.9.** Sección esquemática de la Cuenca de Burgos, (las líneas rojas indican fallas mientras que los horizontes blancos representan indicadores de la estratigrafía). En la parte izquierda de la secuencia donde se reconoce la secuencia Jurásico-Cretácico el despegue se da entre las capas del Cretácico-Paleoceno, mientras que en la derecha de la sección el despegue se define a partir de la capa de sal jurásica. Modificada de Ortiz –Ubilla & Tolson, (2004); Escalera, (2010).
- **Figura 2.10.** Sección esquemática con los principales rasgos de la zona. Reproducida de García-Marroquín (2013).

- **Figura 2.11.** Rasgos descritos para el área de estudio. Reproducida de García-Marroquín (2013).
- **Figura 3.1.** Esquema de un frente de onda.
- **Figura 3.2.** Frente de onda y reflector.
- **Figura 3.3.** Procesos geométricos de la migración esquematizados.
- **Figura 3.4.** Gathers y Trazas antes de apilar.
- **Figura 3.5.** Se muestra un ejemplo de estos *gathers* conocidos como *3D angle domain image gathers* para un conjunto de datos de azimut amplio (Xu et al., 2010). Las diferencias entre estos elementos de *gathers* angulares para diferentes valores de azimut indican las variaciones en la reflexión directamente dependientes del azimut (Sava and Fomel, 2006).
- **Figura 3.6** Diagrama para la asignación de velocidades. Regularmente se incorporan las geometrías interpretadas a partir de los criterios descritos en cada etapa (Jones, 2010).
- **Figura 3.7.** Ejemplo de un modelo de velocidades mejorado mediante tomografía sub-salina tridimensional. Se muestra una imagen de migración WEM con el modelo de velocidades anterior a la migración de forma sobrepuesta. Después de que se realiza la tomografía, los eventos por debajo de la sal se observan con mejor definición. La velocidad para los horizontes sedimentarios por debajo de la sal se ve reducida aproximadamente en un 10% justo bajo la base de la sal y se incrementa por las partes más profundas para tener coherencia geológica con el comportamiento habitual de las velocidades para rocas más profundas y consolidadas (principalmente carbonatos).
- **Figura 3.8.** Ejemplo de modelo con la actualización de velocidades usando modificación de velocidades.
- **Figura 4.1.** a) T_{zz} delimita la fuente objetivo. b) y c) T_{xx} y T_{yy} identifican los bordes N-S y E-W del objetivo. d) y e) T_{xz} y T_{yz} identifican los ejes centrales de la masa objetivo, además de que los altos y bajos corresponden generalmente con tendencias de fallas. T_{xy} muestra anomalías asociadas a las esquinas del objetivo.
- **Figura 4.2.** Relación entre la velocidad de onda P y la densidad ρ para diferentes litologías en escala [log-log]. La línea punteada corresponde a una predicción de la ecuación de Gardner y las otras líneas muestran impedancias acústicas constantes (Sheriff & Geldart, 1995).
- **Figura 4.3.** Curva empírica de densidad contra velocidad, V - ρ , para el Golfo de México. Reproducida de Nelson & Fairchild (1989)
- **Figura 4.4a.** Definición de asignación de velocidades de acuerdo a la calidad de la iluminación por debajo de la sal. Modificada de Agnihotri (2013).

- **Figura 4.4b.** Esquema preliminar de la integración preliminar de la información de métodos potenciales con la información sísmica. Reproducido de Saranthy-Routh et al. (2004).
- **Figura 4.5(a) y (b) respectivamente.** Diagramas de integración de integración mejorados tomando en cuenta la construcción de un modelos según la información sísmica (Saranthy-Routh et al., 2004).
- **Figura 5.2.** Diagrama general de integración para la PSDM.
- **Figura 5.3.** Flujo general de trabajo con la secuencia para el establecimiento del modelo de velocidad.
- **Figura 5.4.** Flujo de trabajo enfocado en el pre-condicionamiento de datos (1).
- **Figura 5.5.** Flujo de trabajo enfocado en el pre-condicionamiento de datos (2).
- **Figura 5.6. Figura 5.6** Delimitación de los horizontes crono-estratigráficos..
- **Figura 5.7.** Estrategia de modelado: Del lado izquierdo se presenta la restauración inicial de la sección. Al extremo derecho el arreglo experimental visto en sección.
- **Figura 5.8.** Deformación superficial del modelo
- **Figura 5.9.** Tres distintos cortes en sección, donde se muestran las diferencias estructurales.
- **Figura 5.10.** Comparación de las componentes de la gravimetría y la gradiometría (G_z y T_{zz} , respectivamente) elegidas con fines de interpretación.
- **Figura 5.11.** Representación esquemática de la discretización utilizada en este trabajo
- **Figura 5.12.** Modelo de velocidades mejorado a partir del último modelo de velocidades empleado para la migración PSDM por una compañía de servicios y en la cual no se consiguió una imagen sísmica subsalina de buena calidad.
- **Figura 5.13.** Geo-cuerpos de sal alóctona identificados automáticamente en la información sísmica mediante reconocimiento de patrones (Orozco del Castillo et al., 2012). La cima y la base de los cuerpos se refinaron mediante la modelación de datos gravimétricos. Estimación de la geometría de los cuerpos salinos construyendo un modelo inicial a partir del modelo de velocidades original utilizado con la información sísmica disponible. Se consideran varios escenarios para la ubicación de la base de los cuerpos de sal alóctona, se utilizará en el modelo final al modelo que ajusta mejor los datos gravimétricos y gradiométricos.
- **Figura 5.14.** Diferentes estimaciones de la base de la sal mediante la inversión de datos potenciales
- **Figura 5.15.** Se muestran los cuerpos de sal y arcilla delimitados; estos tienen contrastes de densidad variables con la profundidad. Parte de ellos tienen contraste cero (en color negro) y a esta parte se le denomina zona nula. Otra parte tiene contraste positivo (originando máximos en la anomalía de Bouguer) y otra parte tiene contrastes negativos (originando mínimos).

- **Figura 5.16.** Se muestra una zona de baja densidad (en tonalidades de verde y azul), por debajo de los cuerpos de arcilla y sal, en concordancia con el modelo de velocidades. También hay una zona de alta densidad, en color rojo.
- **Figura 5.17.** En la imagen los cuerpos de sal y arcilla se ven truncados a veces, por la existencia de la zona nula. Como la sal y la arcilla tienen aproximadamente la misma densidad, son difíciles de diferenciar en la modelación gradiométrica y gravimétrica. Sin embargo, el picado denso de velocidades permite encontrar la velocidad correcta para cada cuerpo, diferenciando la sal de la arcilla.
- **Figura 5.18.** Control de calidad (QC) de cobertura de datos sísmico.
- **Figura 5.19.** Campo de velocidad **rms** recibida
- **Figura 5.20.** Se muestra la densidad de los rayos; este análisis se realizó en diferentes partes de la información sísmica para poder determinar si es posible obtener una buena imagen sísmica tridimensional. En este análisis de iluminación adicionalmente se introdujo un geocuerpo subsalino con cima y base obtenido previamente de una integración de datos geofísicos y geológicos.
- **Figura 5.21.** Planos de Iluminación por debajo de la sal.
- **Figura 5.22.** Fondo marino del área de Estudio.
- **Figura 5.23.** Horizonte del fondo marino del área de Estudio.
- **Figura 5.24** Horizonte interpretado en los datos sísmicos
- **Figura 5.25.** Modelo de velocidades de intervalo en profundidad.
- **Figura 5.26.** Se muestran los resultados de la tomografía 1 y la semblanza de residuales; el color azul muestra que la velocidad está cercana a la velocidad correcta, ya que la región está centrada en cerca de la superficie. Sin embargo, los gathers se mantienen curvados hacia arriba y la velocidad requiere de una mayor corrección. El color rosado representa al fondo marino y el color morado al horizonte del Mioceno. La Migración inicial se realiza en 54 planos de *offset gathers* de salida con 54 trazas.
- **Figura 5.27.** Análisis del NMO hiperbólico y NMO no hiperbólico.
- **Figura 5.28.** Horizonte del plioceno.
- **Figura 5.29.** Horizonte del mioceno
- **Figura 5.230.** Se muestra los resultados de la migración de la tomografía 2, la semblanza de residuales, el color azul muestra que la velocidad es la correcta. Ya que la región está centrada en cerca de la superficie. Los Gathers aún están curvados hacia arriba y la velocidad requiere de una mayor corrección. El color rosado corresponde al fondo marino, el color morado al horizonte del Mioceno. La Migración inicial se realiza en 54 planos de *offset gathers* de salida 54 trazas.

- **Figura 5.31.** Resultados de la PSDM de la segunda iteración y del análisis de velocidades. También se muestra el gather corregido segunda iteración.
- **Figura 5.32.** Configuración de la interpretación de la cima de la sal.
- **Figura 5.33.** Configuración de la interpretación de la base de la sal.
- **Figura 5.34.** Resultados de la PSDM de la tercera iteración análisis de velocidades y gather corregido.
- **Figura 5.35.** Modelos de Velocidades con velocidad de 4500 [m/s] para la sal.
- **Figura 5.36.** Asignación de sal con una velocidad de 4500 m/s. Los rasgos dentro de la zona con sal y dentro de los cuerpos se observan más definidos.
- **Figura 5.37.** Asignación de la sal con una velocidad de 3800 m/s. Se tien buena delimitación de la base pero no sí de los rasgos internos de las estructuras salinas.
- **Figura 5.38.** Velocidad de sal de 4500 m/s. La definición en los rasgos por debajo de la sal presenta mejoría.
- **Figura 5.39.** Sal con una velocidad de 3800 m/s. Esta velocidad define algunos rasgos subsalinos aunque no se observa una buena correspondencia con la asignación de velocidad de acuerdo a los gathers.
- **Figura 5.40.** Modelo de velocidades con 3800 [m/s] para la sal.
- **Figura 5.40.** Sal con una velocidad de 3800 m/s.
- **Figura 5.41.** Sal con una velocidad de 4500 m/s.
- **Figura 5.42.** Sal con una velocidad de 3800 m/s. Se observan delimitados algunos horizontes por debajo de la sal; principalmente se tiene más certidumbre donde los gathers muestran correspondencia con la velocidad asignada
- **Figura A.1.** Ejemplo de la traslación de los segmentos de un horizonte a lo largo de un plano de falla para restaurar el acortamiento. Modificada de Alarfaj & Lawton (2014).
- **Figura A.2.** Fractura con dimensiones constantes
- **Figura A.3.** Cizalla simple comportamiento quebradizo.
- **Figura A.4.** Cizalla simple
- **Figura A.5.** Cizalla en comportamiento dúctil. Se muestran los casos Sintético y Antitético
- **Figura A.6.** Cizalla tipo *Trishear*.
- **Figura A.7.** Perfiles de resistencia para rocas de la corteza en presencia de contrastes mecánicos (Quebradizo-Dúctil-Quebradizo). Modificados de Camerlo & Benson (2006).

- **Figura A.8.** Interpretación del nivel de despegue y de las interfaces (Quebradizo-Dúctil-Quebradizo). De acuerdo a Michalzik (1998).
- **Figura A.9.** Perfiles de resistencia enfocados en prototipos naturales. De acuerdo a Camerlo & Benson (2006).
- **Figura A.10.** Cuña crítica friccional. Modificada según Davis et al. (1983) y Nemcok et al. (2005).
- **Figura A.11.** Ejemplo del círculo de Mohr construido con los valores de esfuerzos obtenidos de la prueba compresional.
- **Figura A.12.** Gráfica de comparación reológica de algunas evaporitas comparadas con algunos materiales análogos. Se observa que el polímero de silicón SGM36 es el más cercano al comportamiento de al Halita.
- **Figura A.12.** Formaciones que contienen estructuras salinas en aguas profundas a nivel global. Las cuencas con mayor potencial se encuentran en el Golfo de México, Brasil, África Occidental y el Mar del Norte. (Aburto-Pérez et al., 2008)
- **Figura A.13.** Esfuerzos experimentados durante la perforación y durante la vida activa de un pozo a través de la sal; estos esfuerzos pueden causar angostamientos y cierres (modificada de Farmer et al, 1996)
- **Figura A.14.** Para re direccionar los pozos y esquivar o salir de las estructuras salinas es necesario delimitar lo mejor posible las estructuras. Modificada de Aburto-Pérez et al. (2008)
- **Figura A.15.** Riesgos potenciales en la perforación debidos principalmente al carácter dúctil de la Sal y su tendencia a migrar. Las limitantes en la obtención de imágenes sísmicas precisas pueden llevar a errores en el cálculo de profundidades e incertidumbre en la localización de zonas con sobrepresión. Modificada de Aburto-Pérez et al. (2008).
- **Figura A.16.** Estrategia de integración preliminar propuesta en la Metodología.

6.3 Tablas

- **Tabla 2.1.** Tasas de deformación y velocidades de la sal en comparación con materiales presentes en otros entornos tectónicos. Reproducida de Jackson & Talbot (1991).
- **Tabla 5.1.** Valores de $V - \rho$ de acuerdo a las edades y horizontes.
- **Tabla 2.2.** Identificación de deslizamiento, dispersión o combinación. Modificada de García-Marroquín (2013)

<i>Característica/Rasgo</i>	<i>Deslizamiento</i>	<i>Dispersión</i>	<i>Combinación</i>
Mecanismo generador	Inclinación del margen hacia la cuenca	Carga sedimentaria diferencial	Inclinación del margen hacia la cuenca y carga sedimentaria
Requerimientos específicos	Se requiere que el cuerpo no se deforme, cuerpo rígido Alto ángulo de inclinación	Condiciones de aguas profunda Densidad alta de los sedimentos Fricción baja de los sedimentos/alta presión del fluido Sin una cobertura sedimentaria inicial	Ninguno, mínimos Una pequeña inclinación 1 a 2° Poca cobertura sedimentaria
Papel de la sedimentación	No es necesario aporte de sedimentos	No se presenta deformación sin sedimentación	Puede deformarse sin la presencia de sedimentos
Papel de la sal	Deforma, favorece la deformación	Se opone	Genera, propicia la deformación
Sal fluye al inicio del proceso	Sal se deforma al inicio	Es expulsada hacia la cuenca por debajo de la cobertura sedimentaria	Toda la cuenca salina fluye pendiente abajo
Espesor de la sal (gruesa)	Pliegues con longitudes de onda regulares	Pliegues con longitudes de onda similares	Pliegues con longitudes de onda regulares
Relación entre sedimentación y deformación	Nula	Deformación se genera a partir de la sedimentación	Deformación controla la localización y geometría de los depocentros sedimentarios
Extensión Inicio	Pendiente arriba	Continente	Pendiente arriba
Migración Inversión		Hacia la cuenca Inversión extensional de estructuras contraccionales	
Contracción Inicio	Pendiente abajo	En la punta de la cuña, si la sal está inicialmente cubierta por sedimentos	Pendiente abajo
Migración Inversión	Pendiente arriba	Hacia la cuenca con la progradación	Hacia el continente/ pendiente arriba Inversión de estructuras extensionales
Extrusión de sal	Súbita	Progresiva	Generalmente súbita Puede ser progresiva
Definición Rowan et al/2000, 2004	Traslación rígida de un cuerpo a través de una pendiente	Colapso vertical y dispersión interna de un cuerpo de roca bajo su propio peso debido a una superficie superior inclinada	Incluye una pendiente superficial
Observaciones	Controlado por una inclinación de la pendiente hacia la cuenca del despegue	Controlado por la pendiente de la superficie del fondo marino	Es difícil determinar la contribución exacta de los dos mecanismos
Definición Brun & Fort 2011	Un cuerpo de roca se mueve hacia la cuenca a lo largo de un despegue sin deformación interna o insignificante	Un cuerpo de roca fluye bajo su propio peso encima de una base que puede ser horizontal o inclinar de manera opuesta al desplazamiento	Un cuerpo de roca se mueve hacia la cuenca pero se deforma internamente con una fuerte componente de cizalla
Rasgos geológicos para identificarlo	Despegues con inclinación hacia la cuenca	Migración de la contracción hacia la cuenca Despegues con inclinación hacia el continente, además de deltas progradantes	Migración de la contracción hacia el continente

Tabla 2.2. Identificación de deslizamiento, dispersión o combinación. Modificada de García-Marroquín (2013)

- **Interpretación, balanceo y restauración estructural.**

Las relaciones particulares que existen entre los tipos de fallas y la deformación de los bloques colapsados bajo un régimen de extensión o compresión pueden ser explicadas por conceptos como los de rollover (“volcadura”), los cuales pueden ser modelados junto con los factores que controlan las geometrías de deformación, los tipos de fallamientos, la sedimentación y las tasas de acortamiento, extensión y deslizamiento. De esta manera se puede establecer el comportamiento en profundidad de una falla representado en una imagen sísmica (Alarfaj & Lawton, 2014).

Las reflexiones sísmicas interpretadas se basan en las diferencias en las respuestas acústicas que se asemejan a aquellas correspondientes a las impedancias de los materiales presentes en la corteza. Las reflexiones continuas se interpretan usualmente como horizontes asociados a estratos mientras que las discontinuidades encontradas se asocian a desplazamientos por fallas o disconformidades; estos rasgos pueden ser rastreados directamente sobre la información sísmica registrada con algoritmos de semblanza o medidas de continuidad (Marfurt et al., 1998; Randen et al., 2001). No todas las discontinuidades o disconformidades son causadas por fallas, ya que pueden presentarse rasgos estratigráficos particulares, artificios propios de la imagen (Herron, 2000) o cuerpos de materiales anómalos cuya localización puede tener cierta incertidumbre (Lawton & Isaac, 2001). De cualquier manera, los modelos estructurales cinemáticamente balanceados proporcionan soluciones razonables a la ambigüedad de las geometrías interpretadas en las secciones sísmicas. En condiciones de extensión, caracterizadas por la presencia de fallas normales para la corteza, el modelado de los regímenes de cizalla puede describir y distinguir las relaciones entre los bloques colapsados y los tipos de fallamiento (Cloos, 1968; McClay & Ellis, 1987) y definir el modo en que se lleva a cabo la deformación.

El concepto de **balanceo** se refiere al establecimiento de las condiciones no deformadas siguiendo criterios geológicos y geométricos; los principios seguidos en este caso tienen que ver con la conservación de las dimensiones, espesores y longitudes de los estratos y horizontes. Por otro lado, la **restauración** sitúa a estos mismos horizontes según el periodo en el que la deformación tuvo inicio; este proceso puede ser relativamente simple cuando se trata con bloques rígidos pero puede complicarse de manera importante cuando dichos bloques están compuestos por materiales dúctiles como en el caso de estructuras salinas.

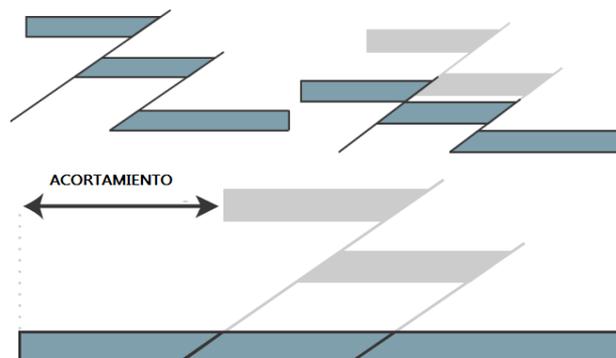


Figura A.1. Ejemplo de la traslación de los segmentos de un horizonte a lo largo de un plano de falla para restaurar el acortamiento. Modificada de Alarfaj & Lawton (2014).

La forma de verificar si una restauración está balanceada correctamente es por medio de la correspondencia de las orientaciones de los estratos ya que en caso de errores, se presentarán orientaciones poco viables, vacíos, empalmes. Una **sección admisible** es aquella que sigue parámetros razonables establecidos por la experiencia. Una **sección restaurada** deberá entonces encontrarse sin deformación. Cuando una **sección admisible** interpretada puede llevarse al estado no deformado, entonces se convertirá en una **sección viable** que a la vez tendrá el carácter de **sección balanceada** cuando sea tanto **admisible** como **viable**.

Cuando se presenta un comportamiento **rígido o quebradizo**, se tiene tanto desplazamiento de fallas como rotación de bloques en las cuales se conserva el espesor de los horizontes, el área de los bloques fallados y el área total de la sección sísmica. Por el contrario, durante la deformación dúctil, los bloques deformados contienen deformación interna al presentarse capas y estratos plegados. La deformación dúctil sucede en varias maneras, por ejemplo, en cizalla simple, **trishhear** (o cizalla triple), etc. Adicionalmente, conceptos como el de los pliegues tipo **kink** o deformación plana son también utilizados y requieren ser abordados.

- **Deformación plana:** en este tipo de deformación, la dirección de las trayectorias de deformación de los bloques y partículas yacen sobre el mismo plano, por lo que no hay deformación perpendicular a esta dirección.
- **Dimensiones constantes:** El área, el espesor o el largo de un horizonte se mantiene constante en la deformación rígida ya sea que sea sometido a fallamiento, cabalgamiento, etc.
- **Cizalla simple** (comportamiento dúctil): en estos casos se aplica cizalla de forma distribuida a los bloques. Este tipo de deformación es útil para horizontes no planos y el plano de cizalla puede ser vertical (con respecto a la falla principal), sintético o antitético. Un ejemplo de esto son las fallas lístricas.
- Pliegues tipo **kink**: pliegue con segmentos rectos y aplanados y bisagras anguladas
- **Trishhear:** Cizalla en la que las zonas de deformación se ensanchan y/o pliegan. Aplica para fallas normales e inversas

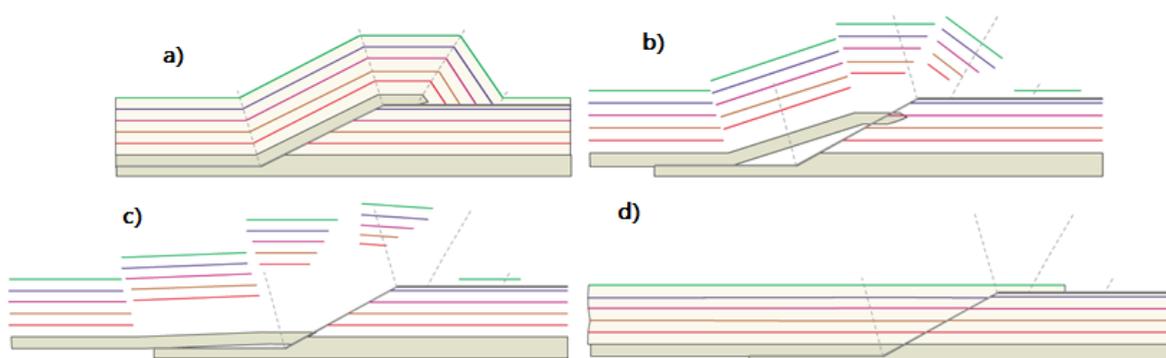


Figura A.2.Fractura con dimensiones constantes

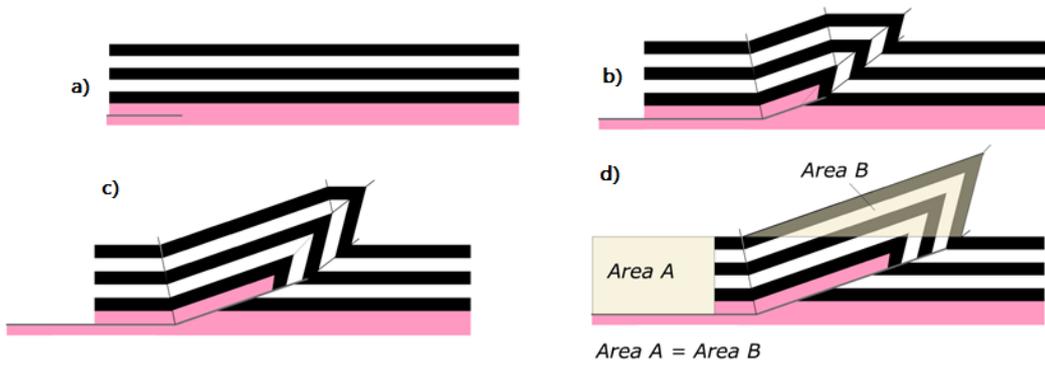


Figura A.3. Cizalla simple comportamiento quebradizo

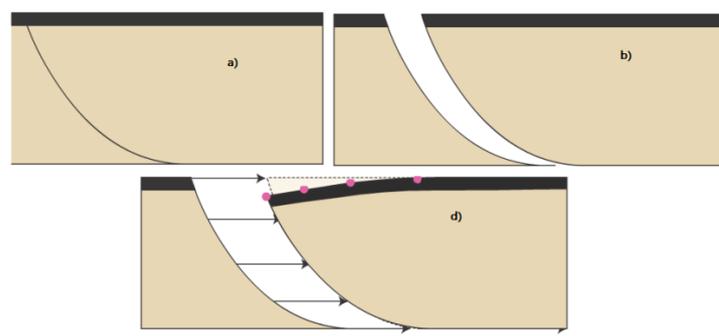


Figura A.4. Cizalla simple

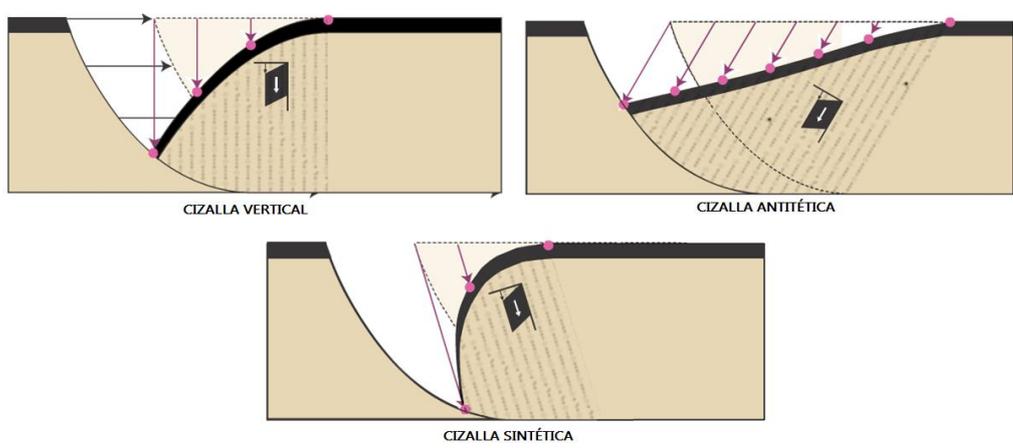


Figura A.5. Cizalla en comportamiento dúctil. Se muestran los casos Sintético y Antitético

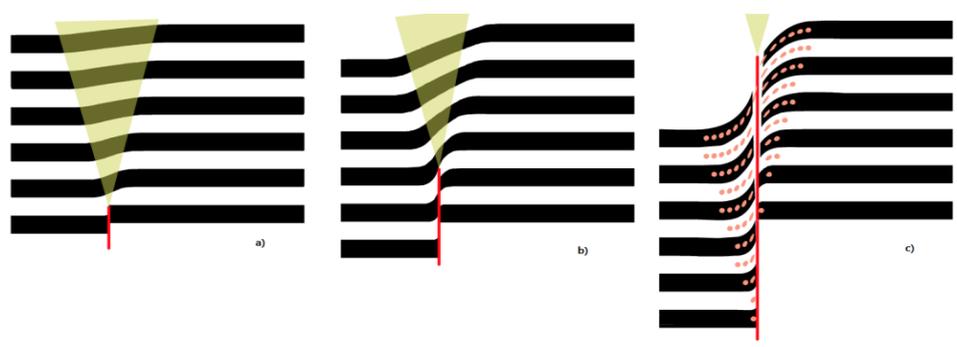


Figura A.6. Cizalla tipo Trishear

- **Modelado geológico análogo aplicado a modelos con sal.**

La construcción de modelos análogos permite el estudio de los procesos dinámicos de la corteza terrestre. Mediante una simulación dinámica y cinemática en reconstrucción de un perfil de resistencia que reproduce cercanamente las condiciones de resistencia mecánica iniciales de horizontes contrastantes idealizados. Esto se basa en representar perfiles de resistencia teóricos utilizados para explicar los comportamientos mecánicos observados para diferentes condiciones litosféricas (Sibson, 1977; Bird, 1978; Goetze & Evans, 1979; Brace & Kohlsted, 1980; Kirby, 1980; Chen & Molnar, 1983; Ranalli, 1995; Handy & Brun, 2004). Las relaciones de escala entre la naturaleza y el modelo se obtienen manteniendo constantes las relaciones mecánicas del perfil de resistencia litosférico en los materiales que simulan las capas dúctiles, frágiles y las fuerzas de gravedad o aquellas causadas por diferencias en las densidades (Hubert, 1937; Ramberg, 1981; Weijermars & Schmeling, 1986; Brun, 2002). Los perfiles de resistencia simplificados de la litosfera continental, pueden aproximarse alternadamente a un número de diferentes capas que se deforman de acuerdo a dos diferentes mecanismos finales: **ruptura frágil y el flujo dúctil**.

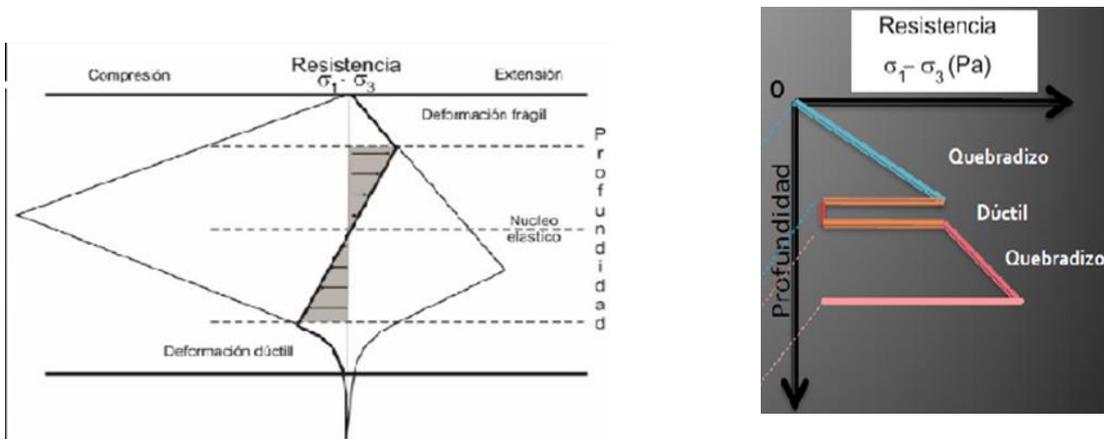


Figura A.7. Perfiles de resistencia para rocas de la corteza en presencia de contrastes mecánicos (Quebradizo -Dúctil-Quebradizo). Modificados de Camerlo & Benson (2006).

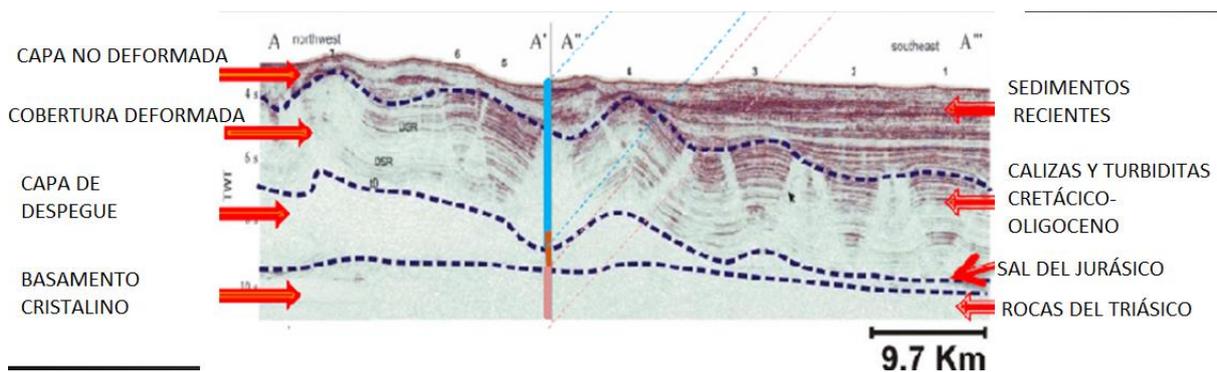


Figura A.8. Interpretación del nivel de despegue y de las interfaces (Quebradizo -Dúctil-Quebradizo). De acuerdo a Michalzik (1998).

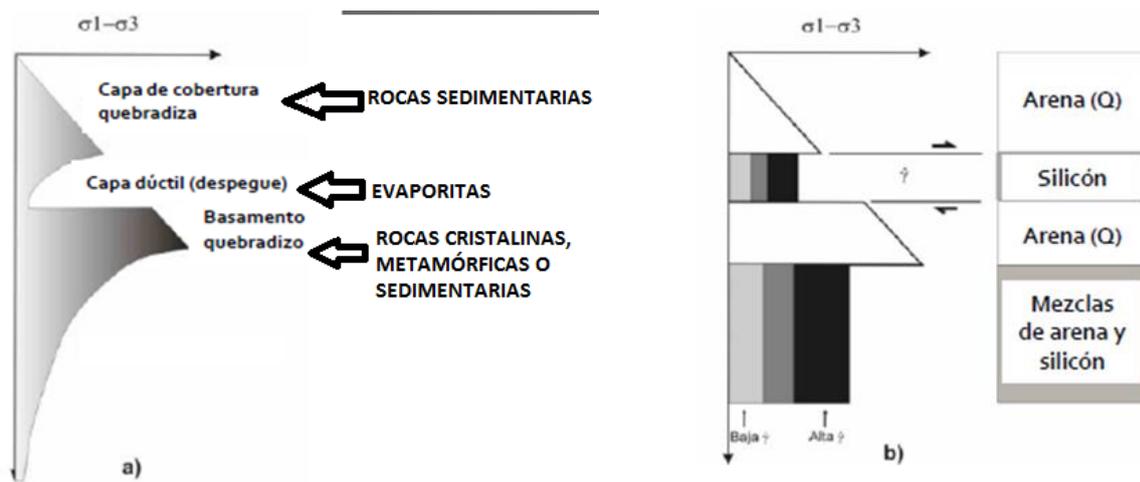


Figura A.9. Perfiles de resistencia enfocados en prototipos naturales. De acuerdo a Camerlo & Benson (2006).

Para que el modelo sea representativo a un prototipo natural debe de ser dinámicamente similar en términos de **distribución de esfuerzos, reología, densidades, longitudes y ángulos** (Hubbert, 1937; Ramberg, 1981; Brun, 1999; Corti et al., 2003; Smit, 2005). El principio básico consiste en simular simplificada la resistencia en los perfiles, representando reologías quebradizas (friccionales) y dúctiles (viscosas) bajo fuerzas gravitacionales. Las relaciones de escalamiento entre el modelo y el prototipo natural se obtienen manteniendo correctamente escaladas las medidas de resistencia de las capas dúctiles con respecto a la resistencia de las capas quebradizas y las fuerzas de gravedad (Brun, 1999).

De acuerdo a experimentos de deformación de rocas (Byerlee, 1978), se establece que las rocas quebradizas de la corteza se deforman de acuerdo al criterio de Mohr-Coulomb:

$$\tau = C + (\tan \phi)\sigma \quad (4.1)$$

Donde τ es esfuerzo de cizalla, C la cohesión, ϕ el ángulo de fricción interna y σ el esfuerzo normal. A partir del criterio de Mohr Coulomb, se deduce que el máximo esfuerzo diferencial en capas quebradizas presenta un incremento lineal con la profundidad y es independiente de la velocidad de deformación. De acuerdo a Byerlee (1978), el ángulo $\phi = 31^\circ$ para la mayoría de rocas corticales y la cohesión (C) de las rocas naturales es de alrededor de 50 [MPa]. Una relación típica de longitud de escala entre el modelo y el prototipo natural $L^* = 10^{-6}$ requiere un material análogo con una cohesión insignificante con el esfuerzo diferencial en los modelos. Es por eso que el material utilizado es arena de cuarzo seca caracterizada con una densidad de $\rho = 1520 \text{ kg/m}^3$, con una cohesión despreciable ($5 \times 10^5 \text{ Pa}$; Brun, 1999) y un coeficiente de fricción interna de $\mu = 0.58$ (Smit, 2005) que por lo tanto representa adecuadamente rocas quebradizas naturales.

El flujo dúctil en rocas puede aproximarse al modelo de ley de potencia o "power-law" (Goetze & Evans, 1979; Smit, 2005).

$$\dot{\epsilon} = A \exp\left(\frac{Q}{RT}\right) * (\sigma_1 - \sigma_3)^n \quad (4.2)$$

Donde $\dot{\epsilon}$ es la tasa de deformación, Q la energía de activación, R la constante del gas universal, T la temperatura absoluta, A es una constante del material y n el exponencial de esfuerzo.

Las rocas dúctiles que constituyen el nivel de despegue, son representadas por capas de un polímero de silicón PDMS (SGM-86) con una viscosidad similar a la del nivel de despegue. El silicón es un fluido viscoso no-Newtoniano con una resistencia (a fluir) lineal dependiente de la velocidad de deformación. Datos experimentales indican que la mayoría de rocas de la corteza tienen un esfuerzo exponencial escalar (n) en el rango de 1 a 4 (recordando que los valores dúctiles bajos están alrededor del valor de un exponente de esfuerzos cercano a uno) por lo que son casi Newtonianas, mientras que en el manto dúctil se tiene un exponente de esfuerzo alto.

Para establecer las condiciones iniciales de un modelo, es necesario aislar la influencia de algunos parámetros y así observar lo más fielmente posible un comportamiento de las variables involucradas en la deformación (reología, geometría, esfuerzos, tasas de deformación, etc.) y que los cambios en estas puedan ser correlacionados adecuadamente. Bajo este principio, para el caso de los materiales análogos utilizados en la experimentación, es posible identificar tres casos caracterizados por el tipo de material utilizado y su comportamiento como capa de despegue. A continuación se enlistan estos casos.

- 1) Comportamiento de cuña crítica friccional.- En este caso la capa de despegue está constituida por un material que no difiere mucho de los materiales utilizados en las capas basal y de cobertura.
- 2) Comportamiento viscoso de la capa de despegue.- Se presenta un comportamiento mecánico contrastante entre las tres capas (basal, de despegue y de cobertura). Tal diferencia puede ser observada y caracterizada al trabajar con las curvas de flujo de los materiales viscosos utilizados en la capa de despegue.
- 3) Comportamiento quebradizo-dúctil de la capa de despegue.- Este caso se presenta cuando el material de la capa de despegue observa un contraste bajo respecto a las otras capas, debido a que está constituido por un material granular preferentemente quebradizo con un menor ángulo de fricción interna.

En todos los casos es necesario caracterizar el comportamiento de los materiales, sobre todo de los utilizados en el nivel de despegue, ya que en éste es donde tienden a presentarse las variaciones más sobresalientes, mismas que se desean estudiar. Esto se puede lograr caracterizando los coeficientes de fricción de fricción (en el caso de los materiales granulares) y haciendo pruebas de viscosidad (en el caso de los materiales más dúctiles).

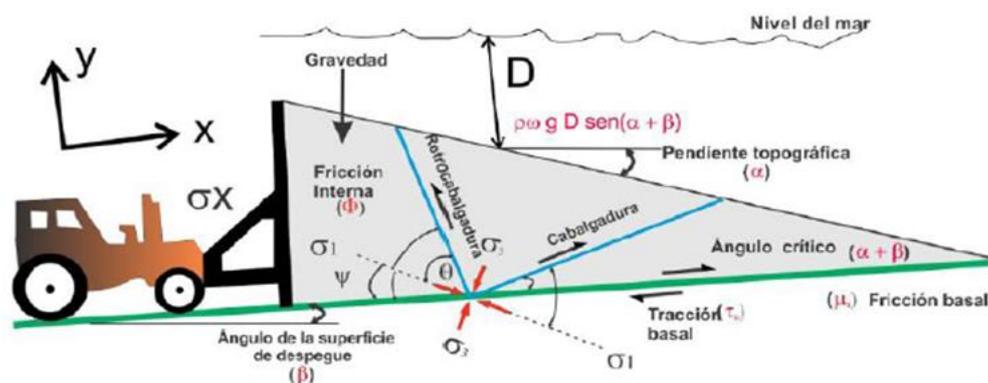


Figura A.10. Cuña crítica friccional. Modificada según Davis et al. (1983) y Nemcok et al. (2005).

Para el caso de la arena homogénea que se utiliza para representar a las capas de cobertura quebradiza-dúctil y a la de basamento quebradizo, es necesario realizar pruebas de ensaye compresional utilizando una cámara especial. De esta manera es posible cuantificar el ángulo de fricción interna y la cohesión de los materiales granulares mediante la elaboración de Círculos de Mohr para los esfuerzos. La prueba consiste en aplicar una carga uniaxial a un cilindro de arena envuelto en una membrana de latex sometido a una presión hidrostática confinante dentro de una cámara de lusita que es un material resistente a la presión. Tras someter en material a la carga se llega a la ruptura con un corte de cizalla. Cambiando las condiciones iniciales de la presión confinante y midiendo la carga para llegar a la ruptura se puede construir una recta que sigue el criterio de ruptura de Mohr-Coulomb. En estas pruebas, el esfuerzo principal máximo se encuentra vertical, el esfuerzo principal mínimo es igual al intermedio y ambos se encuentran horizontales. Una vez obtenidos los valores de los esfuerzos se construye el círculo de Mohr (realizando por lo menos tres pruebas) se pueden construir tres círculos y obtener así la envolvente de Mohr y en consecuencia la cohesión.

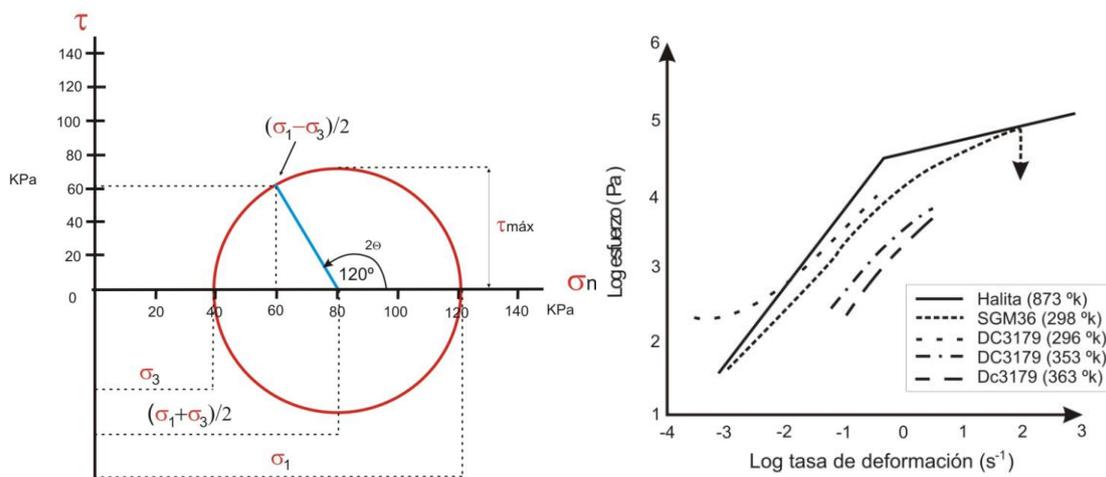


Figura A.11. (Izquierda) Ejemplo del círculo de Mohr contruido con los valores de esfuerzos obtenidos de la prueba compresional. **Figura A.12.** (Derecha) Gráfica de comparación reológica de algunas evaporitas comparadas con algunos materiales análogos. Se observa que el polímero de silicón SGM36 es el más cercano al comportamiento de al Halita (Portillo, 2011).

Para cuando se simula un comportamiento dúctil de la capa de despegue utilizando polímeros de silicón y/o mezclas de estos con arena de sílice, es necesario conocer algunas propiedades reológicas de los materiales. Se conoce que la resistencia al flujo de los materiales viscosos depende de la tasa de deformación y de algunas otras variables importantes como la presión y la temperatura. Es posible también producir variaciones tanto en la viscosidad como en la densidad de los materiales sin hacer intervenir a la tasa de deformación; esto se puede realizar a fin de aislar las diferencias en la viscosidad y la densidad.

Dependiendo de las condiciones y del material a utilizarse, se pueden usar diversos modelos del tipo de fluido en cuestión. El modelo más simple es el de un fluido newtoniano en el que el esfuerzo tangencial (con unidades de presión [Pa]) ejercido sobre un punto del fluido o sobre una superficie de contacto se puede considerar uniforme para todos los puntos del fluido; el esfuerzo tangencial mencionado depende de la variación de la velocidad (gradiente de velocidad o tasa de deformación) en una dirección y del coeficiente de viscosidad (medido en [s^{-1}]). Este modelo considera que la fuerza de cizalla por unidad de área es directamente proporcional al gradiente negativo de la

velocidad local. Para esta interpretación se considera la naturaleza de los procesos de transporte de movimiento: masa y energía. Se propone que en los fluidos incompresibles, el mecanismo principal de transporte de movimiento es el choque de las moléculas (Portillo, 2011). En otras palabras, los fluidos pueden actuar como un medio efectivo de transporte y la prolongación de la deformación y ésta dependerá de su viscosidad.

Si se desea modelar un fenómeno natural como la deformación, se tiene que experimentar con materiales que se comporten análogamente. En el caso del comportamiento viscoso es necesario seguir el principio de similitud dinámica establecido en las curvas de flujo (esfuerzo vs. deformación) del material análogo y hacer una comparación con el comportamiento de las rocas en la naturaleza. A manera de ejemplo se presenta a continuación el caso cuando se presentan capas dúctiles como es el caso de las evaporitas y se elige un polímero PDMS de silicón.

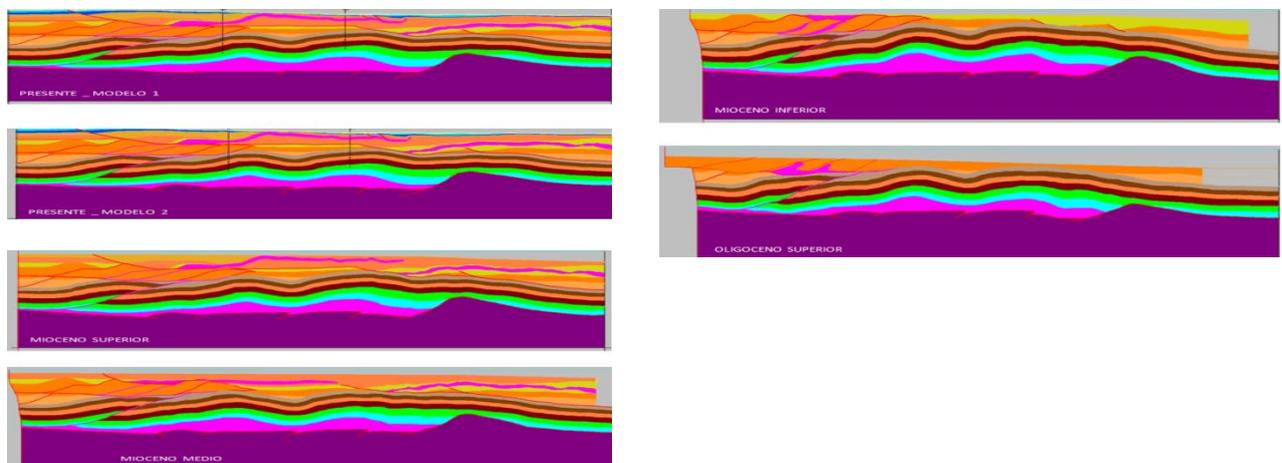
Para asegurar la similitud dinámica de los materiales, es necesario realizar pruebas para determinar las curvas de flujo. Para los casos en lo que se trabaja con mezclas de polímeros con arenas sílicas y silicón sin mezclar, se requiere revisar las diferencias en el comportamiento viscoso y la resistencia al flujo, sobre todo las que se relacionan con variaciones debidas a cambios en la tasa de deformación.

Las curvas de flujo pueden con una muestra pequeña del material a y aplicando aplica un esfuerzo rotacional de cizalla para determinar el tiempo en que la muestra se deforma, es decir la tasa de deformación. Las mediciones se realizan a temperaturas controladas y una vez que el e dispositivo obtiene los parámetros, éste los grafica automáticamente y de acuerdo a la tendencia de la gráfica se distingue el tipo de comportamiento del material en cuestión, así como la viscosidad para la tasa de deformación utilizada.

A continuación se muestran algunos ejemplos de curvas de flujo en las que se observan diferencias para las distintas muestras y mezclas de materiales. Con estas graficas es posible calcular el valor de la resistencia al flujo para cada caso experimental que se desee.

Una vez caracterizados los materiales y el escalamiento, se plantea la estrategia del modelado. En esta estrategia se simplifica la modelación en un arreglo experimental sencillo.

- **Restauración utilizada para la configuración del Modelado geológico análogo**



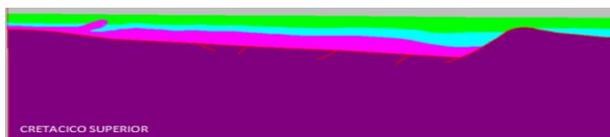
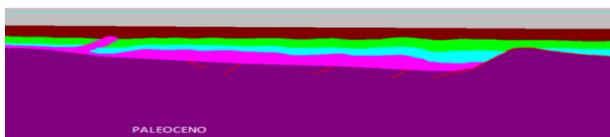
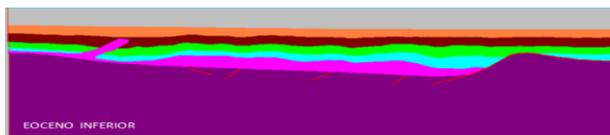
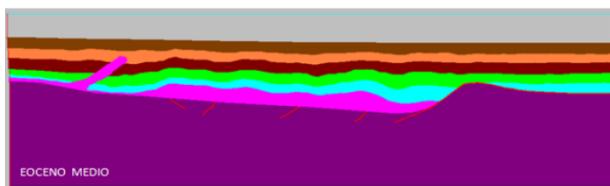
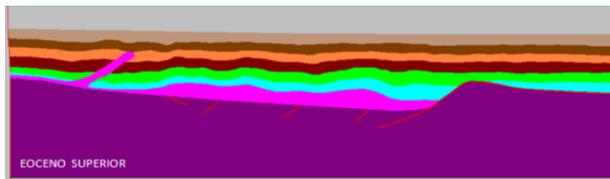
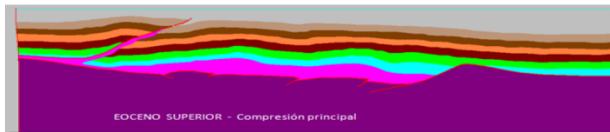
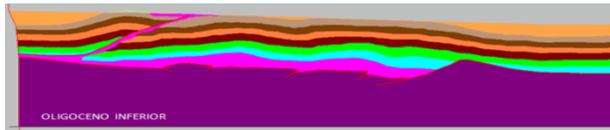




Figura A.12. Formaciones que contienen estructuras salinas en aguas profundas a nivel global. Las cuencas con mayor potencial se encuentran en el Golfo de México, Brasil, África Occidental y el Mar del Norte. (Aburto-Pérez et al., 2008)

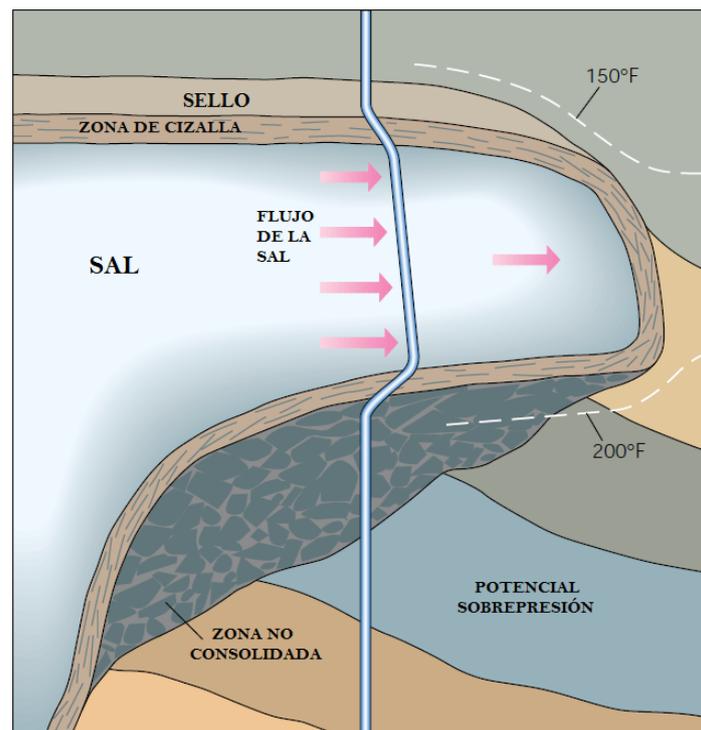


Figura A.13. Esfuerzos experimentados durante la perforación y durante la vida activa de un pozo a través de la sal; estos esfuerzos pueden causar angostamientos y cierres (modificada de Farmer et al, 1996)

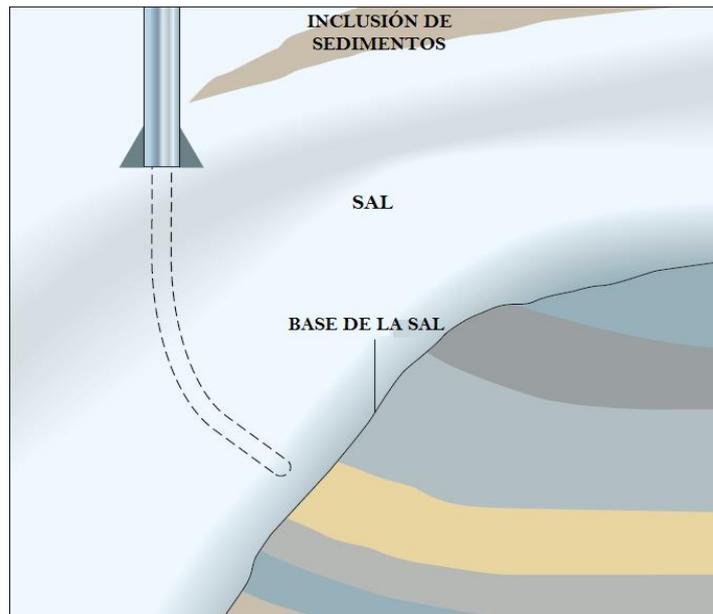


Figura A.14. Para re direccionar los pozos y esquivar o salir de las estructuras salinas es necesario delimitar lo mejor posible las estructuras. Modificada de Aburto-Pérez et al. (2008)

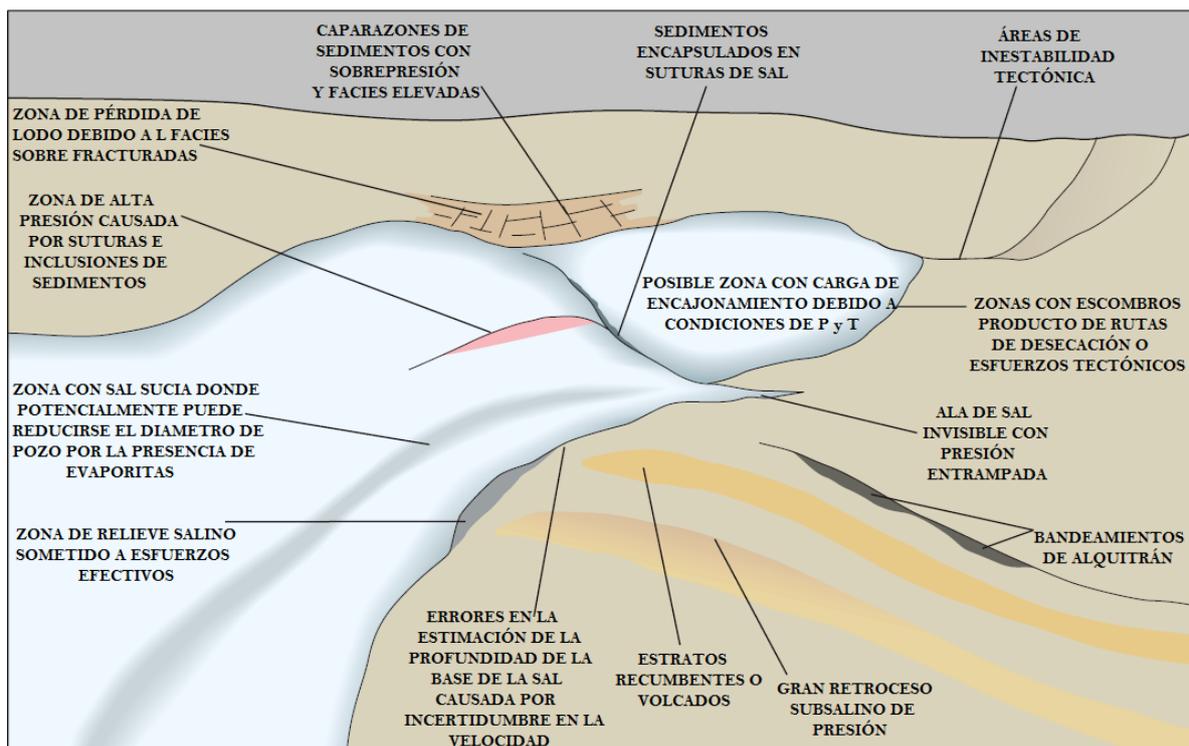


Figura A.15. Riesgos potenciales en la perforación debidos principalmente al carácter dúctil de la Sal y su tendencia a migrar. Las limitantes en la obtención de imágenes sísmicas precisas pueden llevar a errores en el cálculo de profundidades e incertidumbre en la localización de zonas con sobrepresión.

Modificada de Aburto-Pérez et al. (2008).

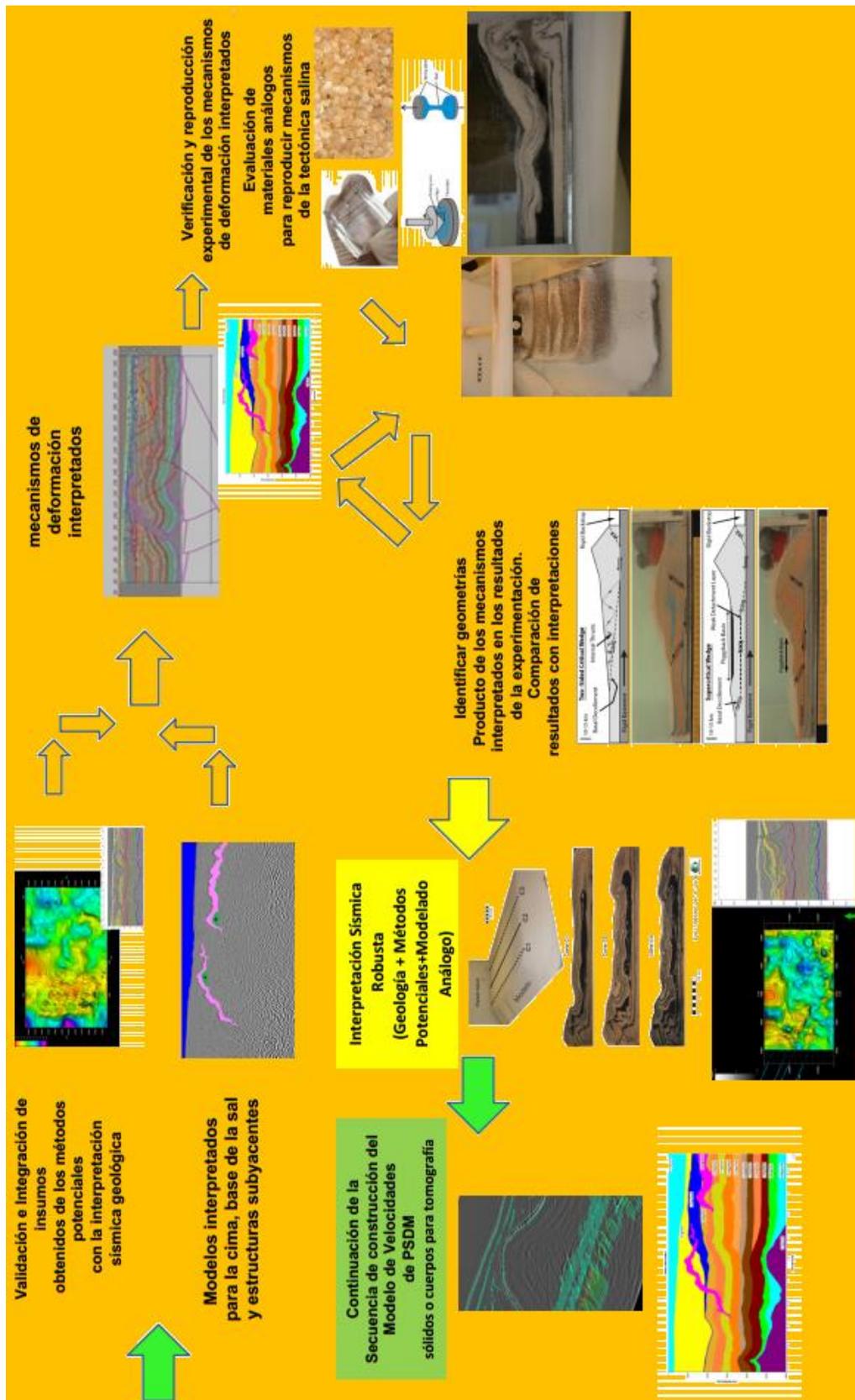


Figura A.16. Estrategia de integración preliminar propuesta en la Metodología.