



PROCESAMIENTO y Atributos Sísmicos

■ Aplicación de Modelos Geológicos Estructurales Durante el Procesamiento Sísmico PSDM para el Mejoramiento de Imagen Sísmica y Su Impacto en la Exploración Petrolera en las Cuencas del Sureste Marino.

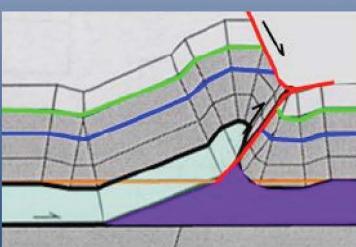
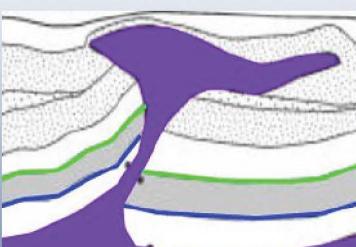
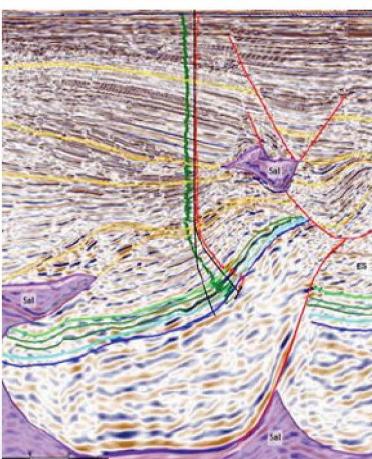
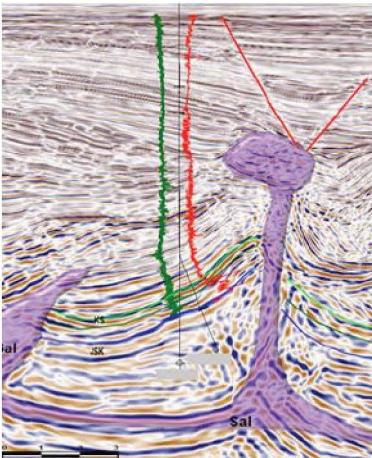
■ Construcción del Modelo de Velocidad en Estructuras Compresivas Inducidas por Sal: Caso de Estudio.

Sísmica PSDM RTM

► Optimización del análisis multiatributo mediante programación evolutiva aplicada a caracterización de yacimientos.

► Análisis multi-atributos e inversión sísmica acústica en un campo sub-salino.

► Anisotropía sísmica: una breve revisión general.





Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración, A.C.

COMITÉ EJECUTIVO AMGE 2018-2020

Jorge Barrios Rivera

Presidente

Gerardo Clemente Martínez
Vicepresidente

Otila Mayes Mellado
Pro-Secretaria

Eduardo T. Ramírez Reséndiz
Pro-Tesorero

Efraín Méndez Hernández
Editorial

Humberto Samuel Arévalo López
Editorial

Sergio Chávez Pérez
Relaciones Internacionales

Nora Alejandra Rodríguez González
Comunicación y Redes Sociales

Dámaso Contreras Tebar
Secretario

Rosa Irene Ríos Cedeño
Tesorera

Humberto Salazar Soto
Coordinación Eventos Técnicos

Raúl Del Valle García
Editorial

Claudia Beristain Suárez
Coordinación de Membresía

Francisco Rubén Rocha De La Vega
Capítulos Estudiantiles

Patricia Oceguera Serrano
Coordinación de Jubilados

Presidentes Delegacionales:

Rubén Darío Martínez Macías, Houston; Juan Carlos Salguero Arguelles, Reynosa; Juan Maldonado Lezama, Tampico; Arturo Bautista López, Poza Rica; Gabriel González Covarrubias, Veracruz; Juan Manuel Nájera García, Villahermosa; José Alberto Santana Fernández, Carmen; Francisco Rubén Rocha De La Vega, CDMX.

Para someter manuscritos en el Boletín Técnico AMGE – Segunda Generación, así como conocer las normas editoriales y guía de publicación, favor de comunicarse con alguno de los siguientes editores:



Raúl del Valle García
Email: rvalleg@imp.mx



Efraín Méndez Hernández
Email: emendez2310@gmail.com

DERECHOS DE AUTOR

Boletín Técnico de la AMGE, Segunda Generación, es publicado cuatro veces al año por la Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración, A.C., Campo Tamulte 117, Col. Carrizal, Villahermosa Centro, Tabasco, C.P. 86038. El título del Boletín, así como el contenido se encuentran debidamente autorizados y protegidos. Publicada trimestralmente por la Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración, A.C., Volumen I, Número 4, Octubre-Diciembre 2018.

SOBRE ARTÍCULOS

Los artículos del nuevo Boletín Técnico AMGE, en su Segunda Generación, son presentados a nuestros socios bajo el respaldo de textos técnicos que han sido dados a conocer en el Congreso Mexicano del Petróleo, de manera anual, y que poseen tanto un formato establecido como autorizaciones requeridas, y han sido ya arbitreados por expertos en la materia.

Esta edición reproduce fielmente las imágenes de origen y el contenido de los autores.

COLABORADORES

- **Director:** Carlos Pozos
 - **Editores:** Francisco Abad, Rebeca Sánchez
 - **Diseño:** Pepe Tepezano
pozos_sotocarlos@yahoo.com.mx
- 

Editorial

Este Boletín contiene temas notables tanto de procesamiento como de atributos sísmicos. En lo referente al procesamiento sísmico, se enfatizó la importancia de realizar una correcta estimación del modelo de velocidades en áreas de geología compleja.

El primer trabajo muestra la importancia y el impacto que resulta de incluir modelos geológicos estructurales adecuados en el procesamiento de imagen en profundidad antes de apilar 'PSDM'. Esto permite una eficiente interacción de geólogos y geofísicos, en cuanto a la interpretación y el procesamiento, que condujo a obtener un modelo más realista de velocidades en profundidad, reduciendo notablemente la incertidumbre. Se utilizaron y compararon dos secuencias para el modelo de velocidades, el 'PSDM Beam' y el 'PSDM RTM', siendo esta segunda secuencia superior sobre todo en áreas complejas, como es el caso de echados pronunciados y cuerpos de sal, observados en las cuencas del sureste marino. Al definirse mejor las imágenes sísmicas, se pueden reubicar con mayor precisión las localizaciones y la estimación de reservas del modelo estructural correspondiente.

En el segundo artículo se presenta un estudio de caso de la construcción del modelo de velocidades en estructuras que presentan rasgos de deformación por plegamientos, fallas y estructuras creadas por el movimiento de la sal. En la secuencia de procesamiento, destaca la aplicación del '3D Joint-Deghost', logrando la recuperación de bajas y altas frecuencias, aumentando consecuentemente la resolución sísmica y permitiendo obtener un mejor modelo estructural y la tectónica asociada.

A través del tercer trabajo se hace una valiosa contribución, demostrando fehacientemente, para propósitos de caracterización, la utilización de un flujo de trabajo basado en el análisis de atributos sísmicos, seleccionados y jerarquizados, a partir de una metodología óptima y global para determinar los parámetros del modelo dentro del espacio de soluciones. Esto, se lleva a cabo mediante el uso de la programación evolutiva aplicada a distintos modelos de predicción, obteniendo la solución global de los parámetros.

El siguiente trabajo, aplicado a datos sísmicos subsalinos de un yacimiento siliciclástico de aguas profundas del Golfo de México, exhibe una metodología basada en el análisis de atributos sísmicos, auxiliando en la construcción de modelo de fondo de bajas frecuencias,

fundamental para la adecuada inversión de impedancia. Esto, a su vez, ayudó a restringir adecuadamente la función objetivo del proceso de inversión. Dada su connotación probabilística, a partir de la inversión se pudo identificar la distribución espacial de propiedades petrofísicas y cuantificar la incertidumbre asociada, permitiendo a su vez identificar el sistema de depósito y la distribución del yacimiento en términos de sus probabilidades. Más aún, se observó que las anomalías de amplitud sísmica en profundidad corresponden a la presencia de la roca almacén y su correspondiente distribución de fluidos.

Durante el último artículo, de no menor importancia, se puede considerar un apropiado y actualizado tutorial en cuanto a la teoría anisótropa de propagación de ondas sísmicas. Se destacan aspectos matemáticos y físicos de la anisotropía sísmica, así como las dificultades conceptuales de parametrización y los aspectos de su incorporación real en geofísica de exploración. El artículo abarca desde el marco histórico, el contexto físico-matemático, los distintos sistemas de simetrías anisótropas -grupo límite de simetría-, hasta finalizar con la estimación de la anisotropía sísmica, junto a la reconocida aproximación para anisotropía débil de Thomsen.

COMITÉ EDITORIAL 2018-2020

Raúl del Valle García
Efraín Méndez Hernández





Contenido

Tema: Procesamiento y Atributos Sísmicos

Aplicación de Modelos Geológicos Estructurales Durante el Procesamiento Sísmico PSDM para el Mejoramiento de Imagen Sísmica y Su Impacto en la Exploración Petrolera en las Cuencas del Sureste Marino

Autor: M. C. Salvador Cruz López (PEMEX), salvador.cruz.lopez@pemex.com;

Coautores: Ing. José Carlos Ruiz Gutiérrez (PEMEX), jose.carlos.ruiz@pemex.com

Ing. Néstor Daniel Ortiz Nájera (PEMEX), nestor.daniel.ortiz@pemex.com

Ing. Arturo Bustos Vázquez (PEMEX), arturo.bustos@pemex.com

M. C. Rolando H. Peterson Rodríguez (PEMEX), rolando.heberto.peterson@pemex.com

8

Construcción del Modelo de Velocidad en Estructuras Compresivas Inducidas por Sal: Estudio de Caso

Heiner R. Sarmiento, Paola Godínez, Sergio Sánchez, Pablo Ortega, Víctor López, Mustafa Al-Waily (CGG), Alfredo Vázquez Cantú, Carlos Rosas Lara, Karla Rosas Lara, Héctor López Céspedes, Isaías Reyes y Jaime Estrada (PEMEX)

16

Optimización del Análisis Multiatributo Mediante Programación Evolutiva Aplicado a Caracterización de Yacimientos

Ernesto G. López Briceño (PEMEX), Hugo C. Medina Ferrusquía (PEMEX), Christian A. Ramírez Herrera (PEMEX), Agustín H. Domínguez Mendoza (PEMEX), Dámaso F. Contreras Tébar (PEMEX)

24

Análisis Multi-Atributos e Inversión Sísmica Acústica en un Campo Sub-Salino

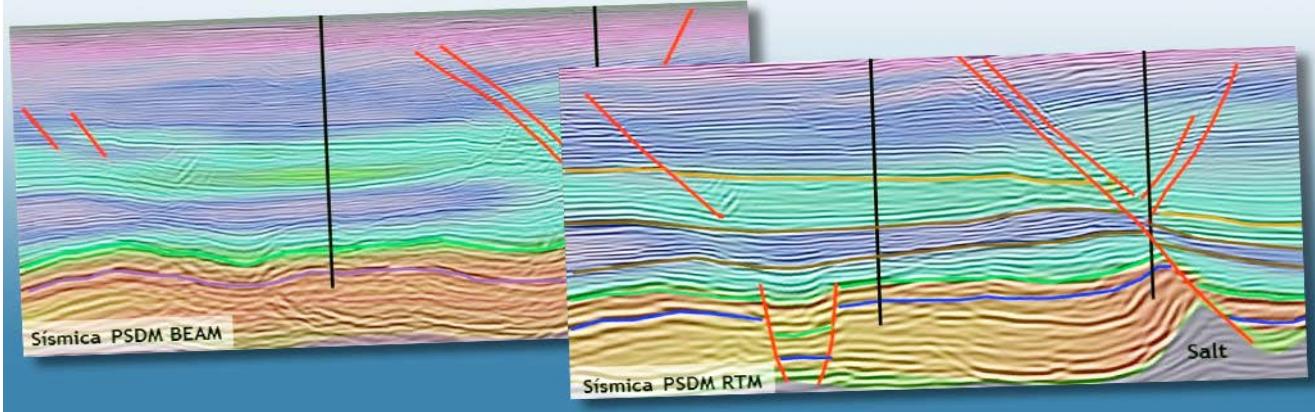
Ramírez Herrera Christian Agni (PEMEX Exploración y Producción)
Domínguez Mendoza Agustín Heriberto (PEMEX Exploración y Producción)
Contreras Tébar Dámaso (PEMEX Exploración y Producción)

34

Anisotropía Sísmica: Una Breve Revisión General

Douglas Alberto Gómez Reyes, Mario Alfonso Centeno Miranda y Sergio Chávez Pérez
Dirección de Servicios en Exploración y Producción Instituto Mexicano del Petróleo (IMP)

48



Aplicación de Modelos Geológicos Estructurales Durante el Procesamiento Sísmico PSDM para el Mejoramiento de Imagen Sísmica y su Impacto en la Exploración Petrolera en las Cuenas del Sureste Marino

Autor: M. C. Salvador Cruz López (PEMEX), salvador.cruz.lopez@pemex.com;
Coautores: Ing. José Carlos Ruiz Gutiérrez (PEMEX), jose.carlos.ruiz@pemex.com
Ing. Néstor Daniel Ortiz Nájera (PEMEX), nestor.daniel.ortiz@pemex.com
Ing. Arturo Bustos Vázquez (PEMEX), arturo.bustos@pemex.com
M. C. Rolando H. Peterson Rodríguez (PEMEX), rolando.heberto.peterson@pemex.com

CMP2017_413
Artículo presentado
en el CMP / 2017

● Resumen

Este trabajo presenta la importancia de realizar e incluir modelos geológicos estructurales complejos durante la secuencia del procesamiento sísmico PSDM, aunado al uso de algoritmos complejos de migración RTM y su efecto en el mejoramiento de la imagen sísmica.

Se muestra la comparativa y el impacto que conlleva la mejora de imagen sísmica en la exploración petrolera de las Cuencas del Sureste Marino, permitiendo tener un mejor entendimiento de la evolución geológica estructural de las trampas, así como proponer la reubicación de prospectos exploratorios en la mejor posición estructural y la reconfiguración del mapa estructural para el cálculo de las reservas a partir de la interpretación en una sísmica PSDM Beam y PSDM RTM.

1. Introducción

Durante los años recientes el uso de sísmica PSDM en Pemex Exploración y Producción se ha convertido en un factor primordial en la documentación de oportunidades exploratorias, siendo de mayor impacto el contar con una mejor calidad de imagen sísmica que permita la visualización de objetivos profundos con mayor certidumbre.

La importancia de la aplicación de modelos geológicos estructurales complejos durante el flujo de trabajo en el procesamiento sísmico del PSDM, aunado a la utilización de un algoritmo RTM, nos ha permitido identificar y reubicar prospectos en la mejor posición estructural, teniendo como resultado un pozo exitoso en la incorporación de reservas petroleras.

2. Localización del área de estudio

Las Cuencas del Sureste Marino se localizan en la porción sureste

de la República Mexicana, ocupando parte de la zona asignada a Pemex Exploración y Producción en el Golfo de México, desde la isobata de 500 m hasta la línea de costa, comprende las cuencas: Salina del Istmo, Comalcalco, Macuspana y Pilar Reforma-Akal.

El área correspondiente al presente trabajo, se encuentra en una zona de transición entre la Provincia Geológica Pilar de Akal y la Salina del Istmo, limitada al norte por las Cuencas de Pescadores y Comalcalco Marino (Figura 1), la cual ha tenido un gran interés en los últimos años por los recientes descubrimientos petroleros.

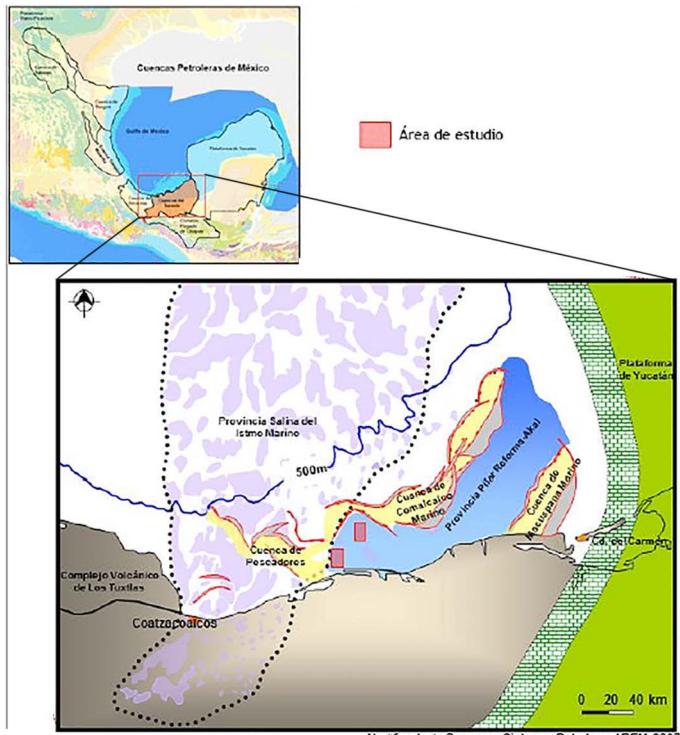


Figura1: Localización del área de estudio (Modificado de PEMEX, 2015).

3. Marco Geológico Regional

La evolución geológica estructural del área de estudio, se encuentra ligada a los eventos regionales de deformación que han afectado a las Cuencas del Sureste Marino. De acuerdo con estudios realizados por especialistas de Pemex Exploración y Producción, así como por diferentes investigadores del tema, se han identificado cuatro eventos regionales importantes en la zona:

Primer Evento de deformación de edad Jurásico superior - Cretácico, está asociado a un evento extensional el cual desarrolló rollers de sal y diapirismo.

Segundo Evento de deformación, es de tipo compresivo cuya edad es Eoceno - Oligoceno, por lo que se asocia al evento Laramídico en sus etapas tardías, originando trampas estructurales asociadas a pliegues y diapiro.

Tercer Evento de deformación, es el segundo evento de contracción de mayor importancia en el área de edad Mioceno Medio-Mioceno Tardío, correspondiente al evento Chiapaneco, el cual re-deformó pliegues preexistentes y dio origen a nuevos.

Los dos eventos de contracción antes mencionados son de gran importancia en el área, ya que dieron forma a las estructuras que conforman las principales trampas de hidrocarburos en las Cuencas del Sureste Marino.

Cuarto Evento de deformación, que se ha reconocido, corresponde a una etapa de extensión de edad Plioceno Temprano al Reciente, dando origen a las Cuencas de Macuspana, Comalcalco Marino y Pescadores.

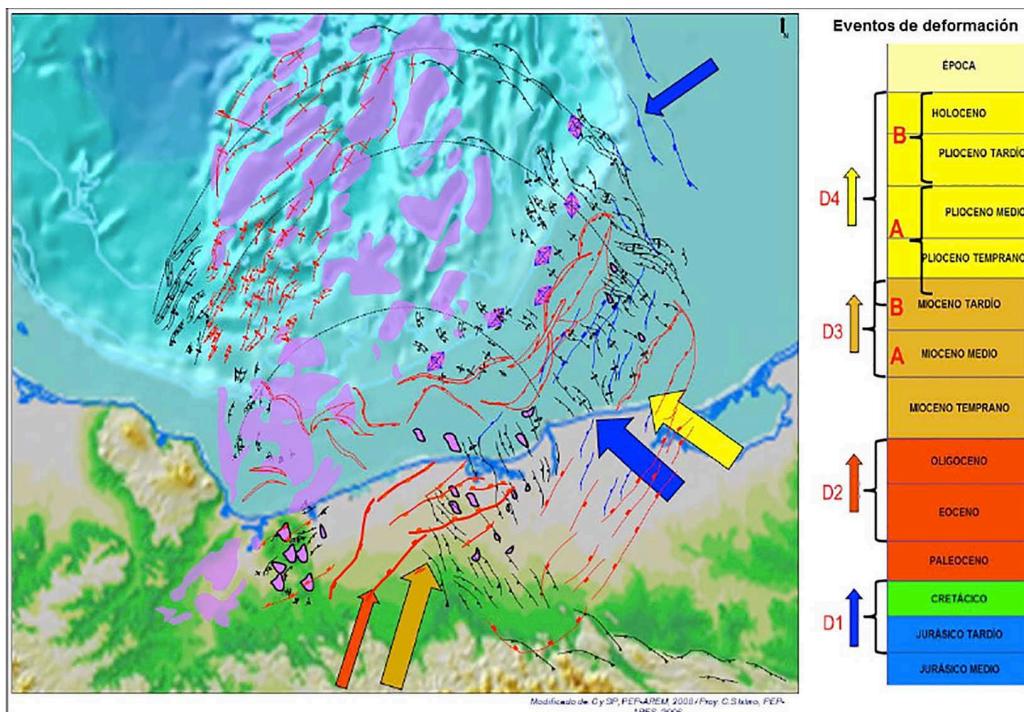


Figura 2: Evolución estructural de la Cuencas del Sureste Marino (Tomado de PEMEX, 2012).

4. Flujo de trabajo del procesamiento sísmico PSDM

En la actualidad se ha implementado el uso de un mayor número de horizontes de control durante la etapa de procesamiento sísmico PSDM, permitiendo tener un mejor control de las velocidades durante el proceso de migración (Figura 4), ya que se interpretan respetando el modelo geológico, así como los contrastes de velocidades que resultan de la tomografía, ayudando en la construcción del modelo de velocidades, desde la parte somera a la profunda (Figura 3). De esta manera se logra una mejora de la imagen sísmica, ya que además de posicionar correctamente los eventos en el espacio, permite un mayor entendimiento del modelo geológico estructural durante la interpretación para la documentación de un prospecto exploratorio.

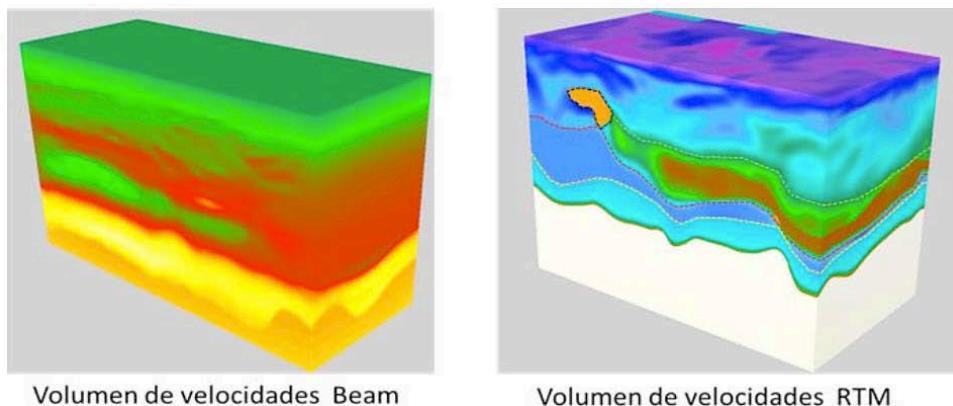


Figura 3: Comparativa del modelo de velocidades correspondiente a una PSDM Beam y una PSDM RTM.

Aunado a lo anterior y con ayuda de algoritmos complejos de migración, como es el caso de la RTM para la obtención de imágenes sísmicas con mayor continuidad de los eventos, permite reducir la incertidumbre geológica estructural en áreas complejas como en el caso de las Cuencas del Sureste Marino, en donde se tienen presentes grandes cuerpos de sal emplazada a niveles someros, a diferencia de utilizar otro algoritmo de migración como es el caso de la Beam, ya que no resuelve por completo la imagen de estructuras complejas como lo son los cuerpos de sal o estructuras con fuertes echados como los que se tienen presentes en el área de estudio. En la tabla 1 se muestra una comparativa entre la migración PSDM Beam y la PSDM RTM.

Migración Beam	Migración Reverse Time Migration (RTM)
<ul style="list-style-type: none">Manejo de trayectorias de onda en un solo sentido (ondas descendentes).Tiene complicación en área complejas de echados muy inclinados y no dan imagen por debajo de cuerpos con velocidades complejas (sal o arcilla).Produce artefactos de migración cercanas a los bordes de la sal y las fallas.Se implementa para la obtención de modelo de velocidades por ser un algoritmo muy rápido.	<ul style="list-style-type: none">Permite el manejo de trayectoria de onda complejas, tanto evento de ondas descendentes como ascendentes.Tiene mejor resultado en área complejas en donde se encuentran cuerpos de sal o arcilla, así como echados muy fuertes como en fallas.Permite tener una mejor imagen por el uso del campo de onda descendente y ascendente.

Tabla 1: Comparativa entre la migración Beam y RTM.

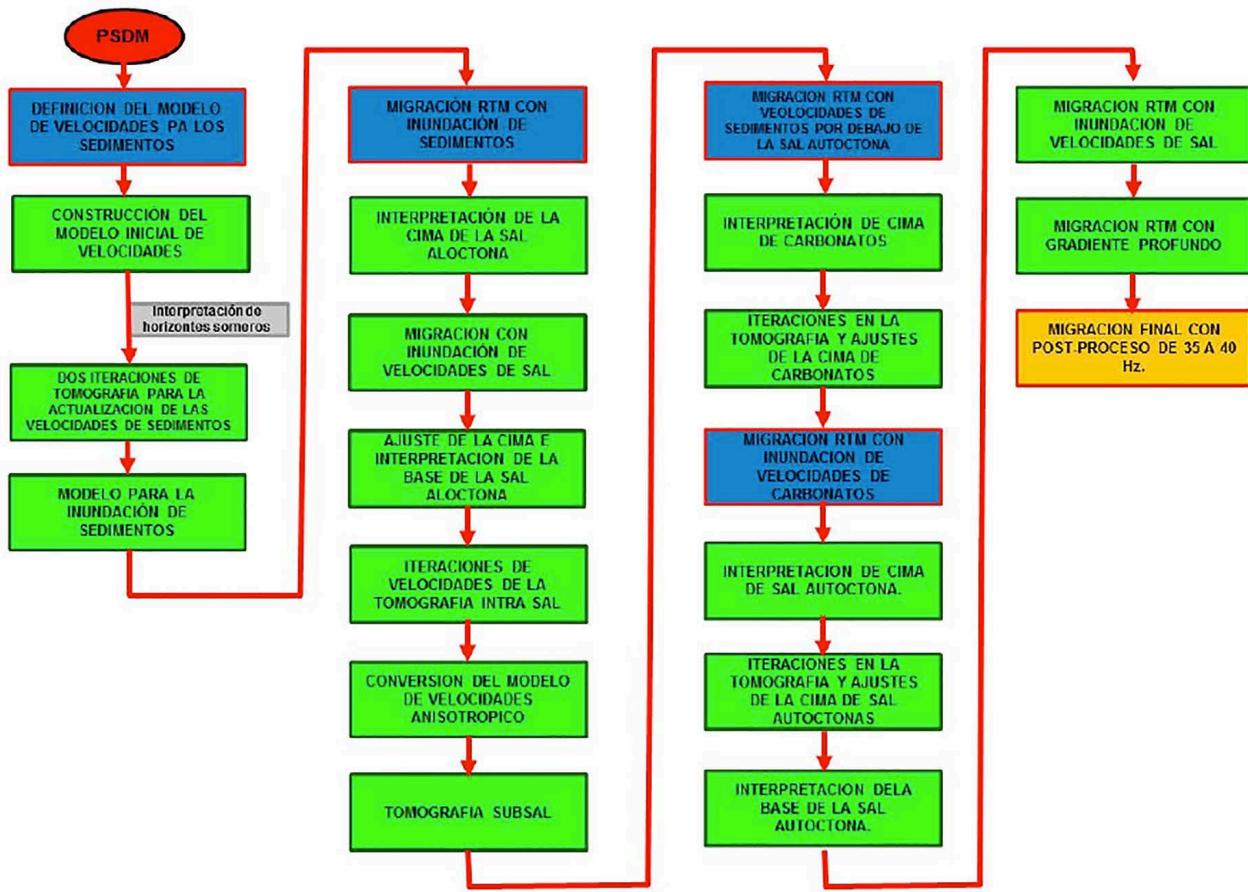


Figura 4: Flujo del procesado sísmico PSDM.

5. Impacto en la exploración petrolera

El impacto que podemos tener debido al mejoramiento en la imagen sísmica en la industria petrolera es diverso, sin embargo, en este trabajo sólo se abordarán tres casos, comparando una imagen de sísmica PSDM Beam, en la cual se utilizaron pocos horizontes de control para las velocidades de la tomografía contra la sísmica PSDM RTM, migrada con un mayor número de horizontes regionales de control:

Caso 1. Entendimiento del modelo geológico estructural de posibles trampas de hidrocarburo.

En la figura 5 se presenta una imagen sísmica PSDM Beam, en la que se muestra que el modelo propuesto con la interpretación corresponde a un modelo de un diapiro de sal plegado en el que la trampa presenta un cierre contra sal, a diferencia de la interpretación de la PSDM RTM, en la que el reprocesamiento permitió el mejoramiento de la imagen, así como la interpretación del modelo geológico estructural, pasando a ser una trampa correspondiente a un pliegue por propagación con cierre contra falla normal.

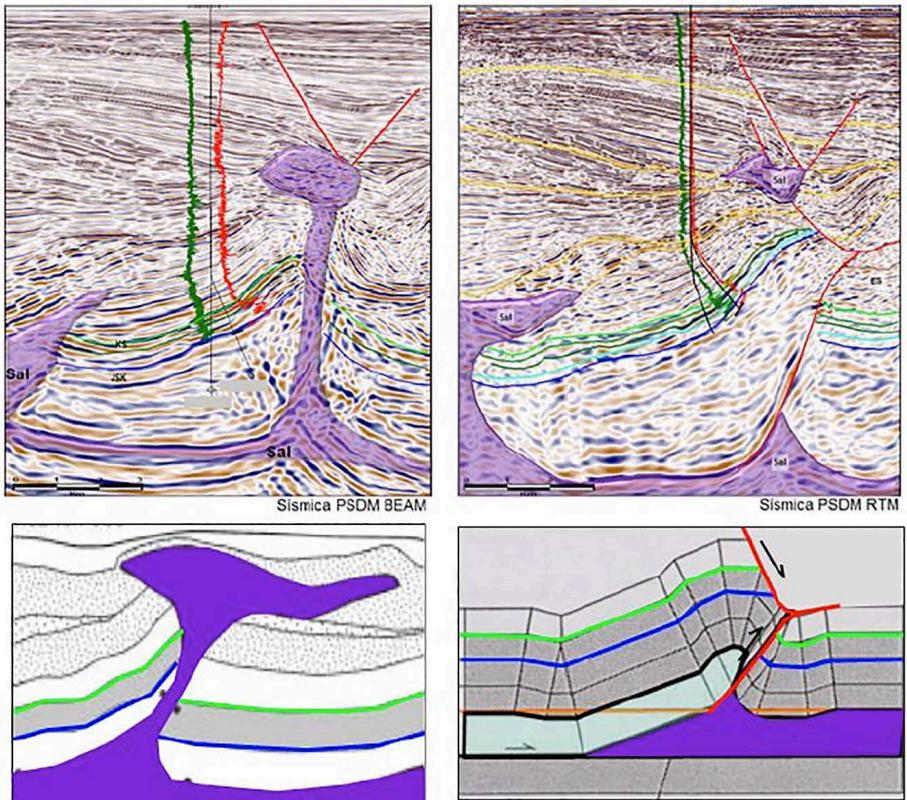


Figura 5: Modelo geológico estructurales propuestos con diferentes imágenes sísmicas PSDM.

Caso 2. La reubicación de prospectos

Este es un tema de suma importancia porque de esto dependerá que el pozo sea o no exitoso. La decisión de la ubicación correcta estará ligada al conocimiento del modelo geológico estructural que resulte de la interpretación del horizonte de interés, dependiendo de la imagen sísmica que se tenga, la cual estará influenciada por el modelo de velocidades, ya que si no se tiene un correcto control del mismo podría dar una estructura errónea o inexistente.

Para este caso en la figura 6 se muestra una imagen sísmica con el modelo de velocidades, comparando la migración PSDM Beam y una PSDM RTM.

En la imagen PSDM Beam se observa un mayor contenido de ruidos, por lo que no permite una adecuada interpretación del modelo geológico, ocasionado que la localización se ubicara en un posible alto estructural, en el que la cima del objetivo se encuentra a 6700 mvbnm.

Sin embargo, una vez obtenida la imagen sísmica del procesamiento PSDM RTM, presenta mayor continuidad de los eventos, permitiendo una mejor interpretación del modelo geológico, lo que llevó a la reubicación de la localización en una mejor posición estructural que la que se tenía con la imagen sísmica PSDM Beam, permitiendo encontrar los objetivos de interés petrolero más someros (6000 mvbnm), disminuir el riesgo y aumentar el éxito geológico.

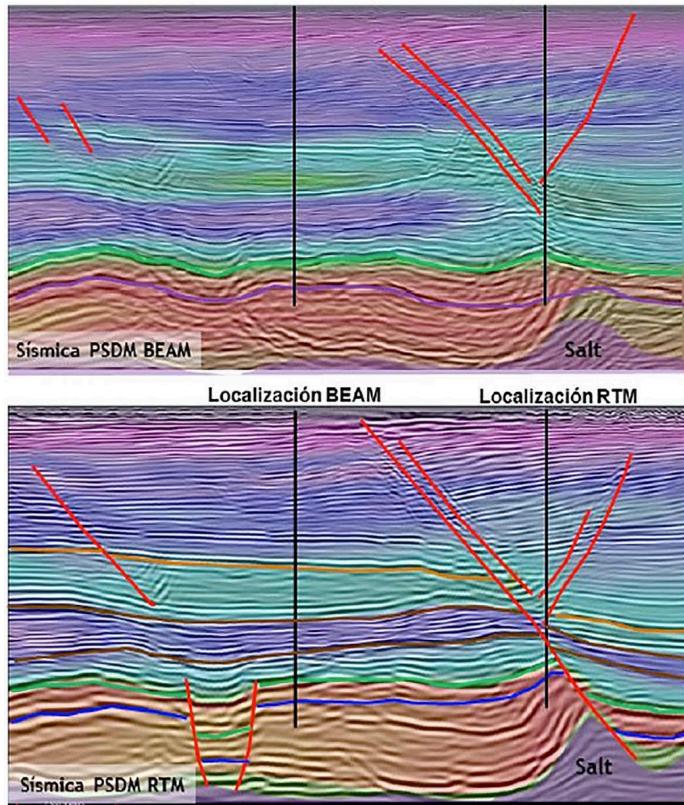


Figura 6: Comparativa de imágenes sísmicas PSDM Beam y RTM, mostrando la reubicación de la localización en una posición estructural más alta.

Caso 3. Mapa estructural para el cálculo de las reservas

El mapa estructural es producto de la interpretación sísmica de los objetivos de interés petrolero y dependerán de la calidad de la imagen sísmica, así como del control del modelo de velocidades para la migración de la PSDM.

En la figura 7 se muestra el comparativo de un mapa resultado de una interpretación en sísmica PSDM Beam, que presenta una estructura de la posible trampa correspondiente a un anticlinal alargado con orientación NW-SE, en el cual la localización se colocó en su porción norte, dando un área de 27 Km² y una columna probable de hidrocarburos de 300 m.

A diferencia del mapa estructural obtenido a partir de una PSDM RTM con mayor control de velocidades, en donde la estructura de la trampa cambia considerablemente, pasando a ser una anti forma asociada a un diapiro plegado, con dirección SW-NE, con un área de 30-35 Km² y una columna de hidrocarburos probable de 700 a 800 m.

Como resultado, de esta reinterpretación y reubicación de la localización permitió el éxito geológico-petrolero del pozo, incorporando reservas del orden de 180 a 200 MMbpce.

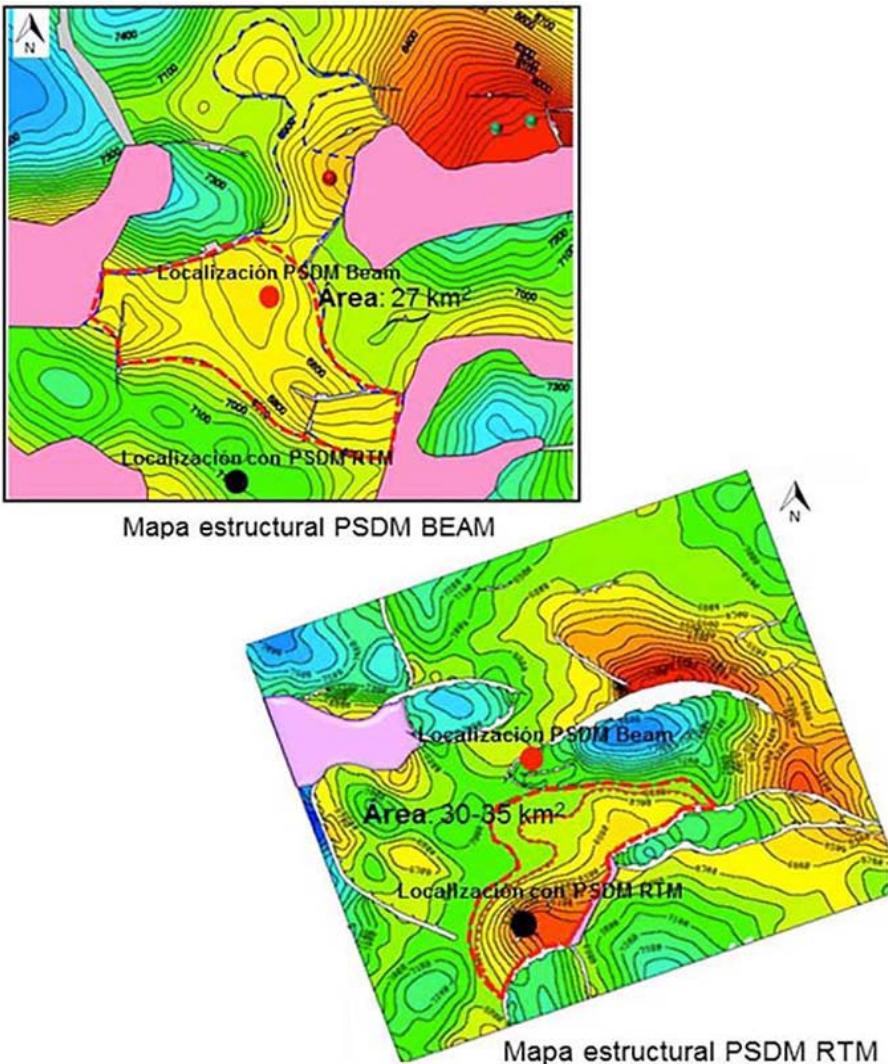


Figura 7: Mapas estructurales resultado de una símica PSDM Beam y una RTM.

6. Conclusiones

Se concluye que la integración de horizontes regionales de control que honran los modelos geológico-estructurales con los algoritmos robustos de migración RTM, durante el flujo del procesamiento sísmico PSDM, son de gran ayuda para la mejora de la imagen sísmica en áreas geológicamente complejas.

La mejora de imagen sísmica ha permitido reducir incertidumbre en la definición del modelo geológico, permitiendo ubicar en la mejor posición estructural un posible prospecto, aumentando el éxito geológico del pozo, así como una mejor interpretación del horizonte de los objetivos de interés petrolero para el mapa estructural de una localización y el cálculo de las reservas.

Agradecimientos

Se agradece a Pemex Exploración y Producción por permitir presentar este trabajo.

7. Referencias

PEMEX, 2012. Estudio Tectónica salina Holok-Le Acach-Kuzam, Activo de Exploración Cuencas del Sureste Marino, Coordinación de Modelado Geológico Regional, informe interno.

PEMEX, 2015. Estudio de Play Fairway Pilar de Akal Norte, Activo de Exploración Cuencas del Sureste Marino, Coordinación de Modelado Geológico Regional, informe interno.

8. Trayectoria del autor y coautores:

Autor:

M. C. Salvador Cruz López. Ing. en Geología, egresado en 2018 del Instituto Politécnico Nacional, del 2008 al 2011, estudió la Maestría en Geociencias en el Instituto Politécnico Nacional, 2010 al 2012 participa en proyectos de prospección de CO₂ en la Sierra de Chiapas y Chiconquiaco Palma Sola, estados de Veracruz y Puebla, así como en estudios geológico estructurales en la Sierra de Santa Rosalía, estado de Baja California Sur, en el 2013 ingresa a PEMEX a través del programa de captación de talentos y desde entonces se desarrolla como especialista técnico en el proyecto Uchukil en el área de interpretación sísmica y análisis geológica-estructural.

Coautores:

Ing. José Carlos Ruiz Gutiérrez. Ingeniero Geólogo, egresado de la Universidad Autónoma de Nuevo León en 2009. En 2011, ingresa a Pemex Exploración y Producción al Activo de Exploración Aguas Someras, iniciando sus actividades como profesionista en la

Coordinación de Prospectos Campeche Poniente, desarrollando sus actividades como geólogo intérprete sísmico. Del 2014 al presente, ha participado en la generación de prospectos exploratorios como Especialista en interpretación sísmica y análisis de geología estructural en los Proyectos Chalabil y Uchukil.

Ing. Néstor Daniel Ortiz Nájera. Ingeniero en Ciencias de la Tierra, egresado del Instituto Tecnológico de Ciudad Madero en 2008. Inició sus actividades como profesionista en la Coordinación de Prospectos y Caracterización Inicial "Área Tampico- Altamira". En 2011 ingresa al Instituto Mexicano del Petróleo como especialista en interpretación sísmica y en el 2014 se incorpora a Petróleos Mexicanos al Activo de Exploración Aguas Someras como especialista en interpretación sísmica y análisis de la geología estructural en estudios regionales. Desde 2016 se integra al equipo del proyecto Uchukil.

Arturo Bustos Vázquez, Ingeniero Geofísico, del Instituto Tecnológico de Ciudad Madero (1991- 1996)

En 1998 ingresa a Pemex Exploración y Producción en el Activo de Exploración de la RMN. Ha trabajado en la Evaluación de Prospectos para la generación de localizaciones exploratorias en el área del proyecto Akalan, Complejo Cantarell en la RMNE. También ha participado en proyectos de caracterización de yacimientos en los Campos Mison –Kix y Citam, Akal-Nohoch-Chac y Sihil,Takin como intérprete sísmico estructural, en la elaboración de modelos de velocidades, técnica del modelado de Fracturas en el Activo Cantarell y documentación de pozos de desarrollo del Cretácico Superior Brecha del Campo Sihil. Actualmente labora en el activo de Exploración de Aguas Someras.

M. C. Rolando Humberto Peterson Rodríguez. Ingeniero Geólogo por la Universidad Autónoma de Nuevo León y Maestro en Ciencias por la misma. Intérprete y especialista en Geología Estructural en PEMEX desde el año 2002. Actualmente líder de proyectos de estudios regionales.



Construcción del Modelo de Velocidad en Estructuras Compresivas Inducidas por Sal: Caso de Estudio

Heiner R. Sarmiento, Paola Godínez, Sergio Sánchez, Pablo Ortega, Víctor López, Mustafa Al-Waily (CGG), Alfredo Vázquez Cantú, Carlos Rosas Lara, Karla Rosas Lara, Héctor López Céspedes, Isaías Reyes y Jaime Estrada (PEMEX)

CMP2017_249

Artículo presentado
en el CMP / 2017

● Resumen

Este artículo demuestra un trabajo realizado en aguas profundas del Golfo de México (GOM), usando datos de Acimut amplio (WAZ) adquiridos en el 2012. El sub-volumen de estudio comprende un área de 1000 km². Geológicamente, esta área se caracteriza por sedimentos significativamente plegados, con presencia de clásticos altamente fallados y carbonatos en las proximidades de cuerpos salinos, incluso, transportados por la sal durante su avance. La zona de interés presenta rasgos de deformación como plegamientos, fallas y estructuras creadas por el movimiento de la sal. Mejorar la imagen en estas condiciones de complejidad geológica es un reto constante que requiere el uso de herramientas tecnológicas, y un amplio conocimiento de la tectónica del área.

Tomando en cuenta estas características, una secuencia de procesamiento se diseñó para obtener un modelo de velocidad de alta definición con una sísmica de ancho de banda amplio. La secuencia incluye la atenuación del fantasma utilizando la tecnología 3D Joint-Deghost, la obtención de un modelo por inversión de onda completa (Full Waveform Inversion – FWI) en la región somera, Gathers RTM (Surface Offset Gathers – SOG) para la actualización del modelo en los sedimentos altamente plegados, interpretación estructural en la parte media-profunda para guiar las actualizaciones de velocidad y la estimación de un modelo Q para compensar la pérdida de amplitud y frecuencia producida por anomalías someras asociadas a gas.

Se obtuvo así un modelo con consistencia geológica cuyo resultado final es una imagen mejorada de las estructuras de interés a las anteriormente obtenidas del área.

Introducción

Numerosos descubrimientos sub-salinos y no sub-salinos han sido

realizados en el GOM en los últimos años. Dado que la exploración ha sido continua durante el pasado, muchos de los problemas más simples en aguas profundas han sido comprendidos y resueltos adecuadamente. Esto ha dirigido el interés de la exploración hacia áreas y estructuras cada vez más complejas, donde la generación de imágenes geológicamente plausibles juega un papel vital. La provincia donde se ubica esta adquisición es una de dichas áreas donde la geología revela una historia de compresión de gran escala desarrollada por un complejo sistema de sal. Aunque en este estudio las estructuras de interés no son sub-salinas, éstas se encuentran rodeadas por cuerpos de sal que tienen un papel importante para determinar la imagen de los flancos y los cierres. Su correcta interpretación es, entonces, parte modular en la construcción del modelo geológico y de velocidad del área.

La secuencia diseñada, de acuerdo con la complejidad del área, permite la oportuna integración de estructuras geológicas en el modelo. Algunos de los pasos fueron: la interpretación del despegue de las estructuras por encima del nivel objetivo, la integración de geo-cuerpos de arcilla, la inclusión de cuerpos alóctonos de más alta velocidad, como los asociados a carbonatos, y la generación de un modelo Q, entre otros.

El flujo de trabajo dio inicio con la generación de un modelo de alta resolución por medio de inversión de onda completa (FWI). Este es un algoritmo no-lineal desarrollado por Lailly (1983) y Tarantola (1984), que en términos simples utiliza un medio acústico para modelar tiros sintéticos utilizando un modelo inicial. FWI compara internamente los datos modelados y los datos reales para estimar un residual, a partir del cual el modelo de velocidad es actualizado en un intento por minimizar la diferencia estimada y la función global de costo. El proceso genera un modelo de velocidad detallado que toma en consideración complejas variaciones laterales, asociadas a la complejidad geológica del área (Yan Liu, et al., 2014; Teng, et al., 2014; Sabaresan, Mothi, et al., 2012).

Adicionalmente, la actualización del modelo de velocidad fue complementada por medio de tomografías de reflexión de alta resolución utilizando RTM SOG para generar los insumos de la inversión (Zhiping Yang, et al., 2015). La figura 1 muestra un esquema de la construcción de los RTM SOG que fueron utilizados para la actualización del modelo.

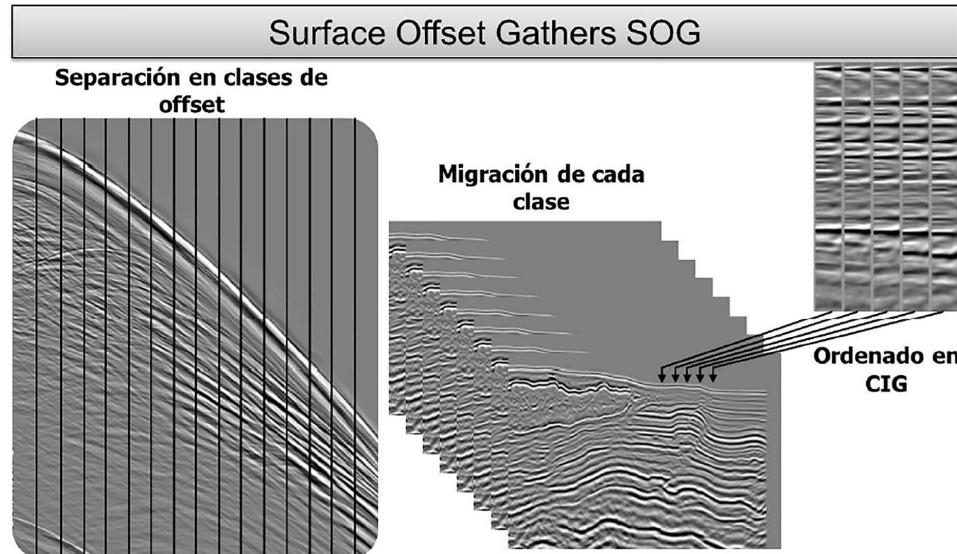


Figura 1: Esquema de la construcción de los RTM SOG para la actualización de velocidad.

En este artículo se documenta el desarrollo del proyecto resaltando las etapas clave, para la definición de las estructuras de interés. Se comenzará por la adecuación del dato, pasando a los algoritmos utilizados en la secuencia para terminar mostrando la imagen obtenida que evidencia las mejoras del proceso aquí realizado.

Datos de entrada

En todo proyecto de Migración Pre Apilamiento en Profundidad (PSDM por sus siglas en inglés), la obtención de un modelo representativo del área de estudio es generalmente el principal objetivo. La calidad de la imagen final resultante, depende directamente de una correcta adecuación del dato de entrada.

Las etapas significativas aplicadas a los tiros recibidos para iniciar el proceso fueron: atenuación de ruidos residuales, atenuación del fantasma (3D Joint-Deghost) y atenuación de múltiples asociados a la superficie (3D SRME). Uno de los procesos que realizó un aporte significativo para mejorar la calidad de la imagen fue la técnica 3D Joint-Deghost (Wang et al., SEG 2014). Dicha técnica realiza simultáneamente en el dominio sparse tau-P la inversión para la fuente y el receptor. Esta metodología trabaja con los tiempos de retraso del fantasma para cada uno de los receptores y con ésto se formula un sistema lineal para hacer la inversión obteniendo el dato sin fantasma. La principal ventaja que conlleva la atenuación de este arribo es la recuperación de frecuencias tanto bajas como altas, mejorando así el ancho de banda de la señal sísmica. La figura 2 muestra una comparación entre el dato antes y después de la aplicación del 3D Joint-Deghost.

La atenuación del fantasma permite obtener un modelo de múltiples más preciso al proveer un dato mejor preparado para la atenuación de múltiples relacionados con la superficie libre del agua – 3D SRME, pues ayuda a obtener un modelo de múltiples más preciso, una vez aplicado este último proceso la información sísmica resultante es el insumo óptimo para la construcción del modelo de velocidad.

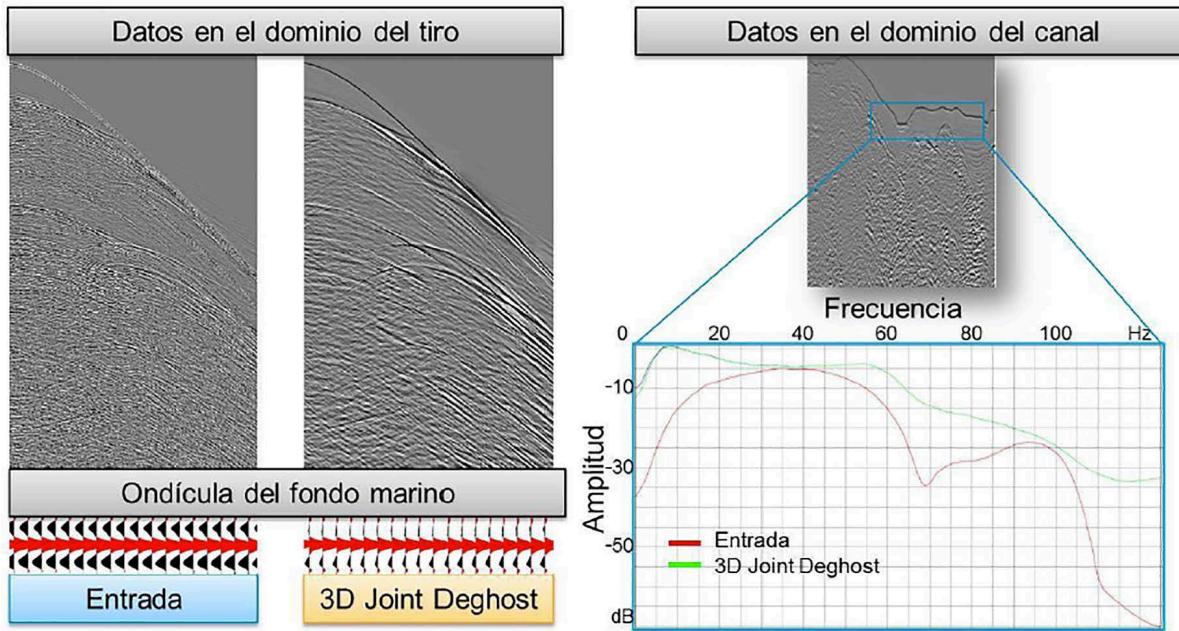


Figura 2: Comparación del dato antes y después de la atenuación del fantasma.

Construcción del modelo de velocidad

El modelo de velocidad sedimentario inicial se obtuvo de suavizar la velocidad del último proyecto (el cual fue usado como referencia) generado en el área. Ésto tiene la finalidad de atenuar las fuertes tendencias de velocidad introducidas en el modelo, manteniendo las capas de alta y baja velocidad asociadas a la geología y arcillas locales presentes en él. Con este primer modelo de velocidad suavizado se dio inicio a la actualización del modelo con la tecnología FWI.

La FWI fue ejecutada hasta una frecuencia máxima de 7 Hz. Estudios de trazado de rayos de diving waves en el área, determinaron que la profundidad máxima de actualización ronda los 3 a 4 km, con el uso del offset disponible de adquisición (alrededor de 9 km). La figura 3 muestra los detalles introducidos en el modelo de velocidad que permiten obtener un apilado con mayor coherencia. El modelo obtenido es estructuralmente consistente, mantiene control de los cambios de velocidad a través de rasgos geológicos, como fallas, y muestra una mayor correlación con los registros de velocidad de los pozos disponibles en el área.

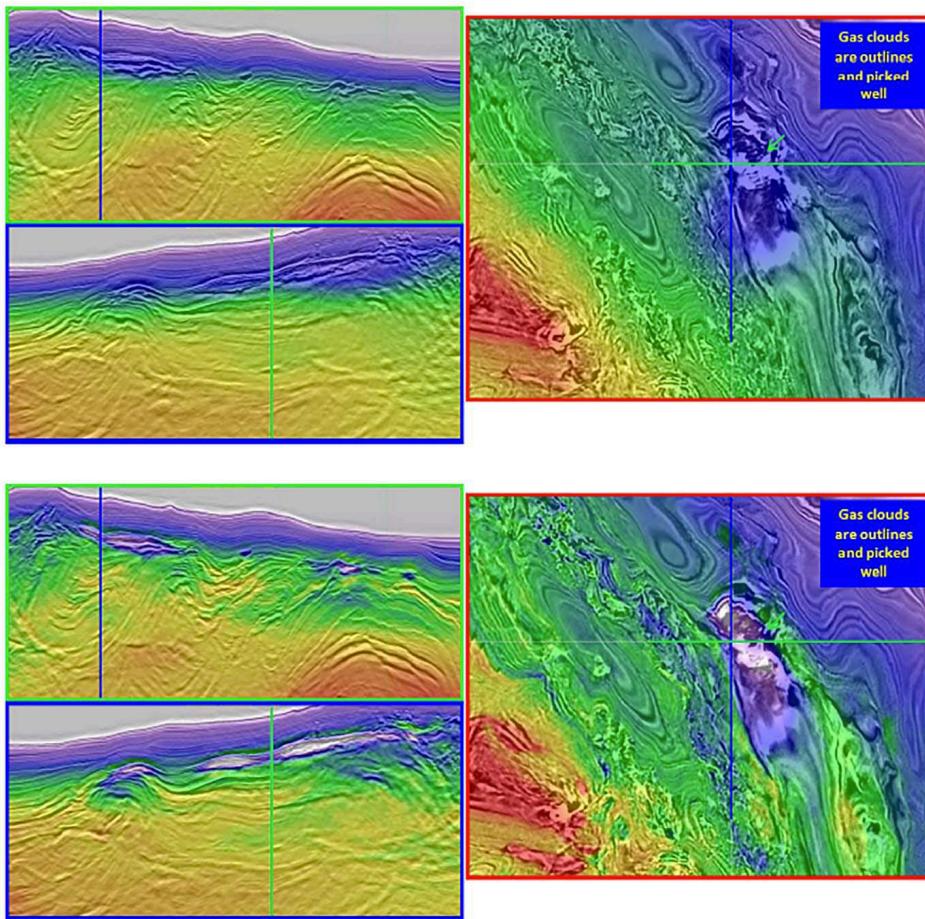


Figura 3: Actualización de velocidades someras con FWI. Arriba: modelo antes de FWI. Abajo: modelo después de la FWI.

Con el fin de superar la limitación en profundidad de la actualización de velocidad usando FWI, se procedió a utilizar la tomografía de reflexión de alta definición para actualizar la velocidad sedimentaria antes de iniciar la interpretación de la geometría salina. La zona próxima al intervalo actualizado por la FWI, es de muy alta complejidad, y su papel es determinante en la correcta definición de una de las estructuras de interés por encontrarse directamente por encima de ella. Debido al alto plegamiento en esta región, se utilizaron RTM SOG para obtener la información que será insumo a la tomografía de reflexión. Este tipo de gathers aporta información de todos los tiles y acimuts de adquisición, lo que los convierte en los candidatos ideales para situaciones de alta complejidad geológica. Se realizaron

iteraciones de tomografía sobre el área definida por horizontes estructurales. Con cada iteración de tomografía los horizontes interpretados fueron refinados trayendo consigo mejoras importantes como una mejor continuidad en los eventos sísmicos. Esto ayudó a definir, no sólo las estructuras de la cadena de plegamientos, sino también los sedimentos que yacen sobre los cuerpos salinos.

El paso siguiente es la interpretación de los cuerpos de sal. Aunque las estructuras a nivel objetivo no se encuentran en la región sub-salina, el modelo de sal tiene un alto impacto en esta área para definir los cierres y la correcta posición en profundidad de las estructuras.

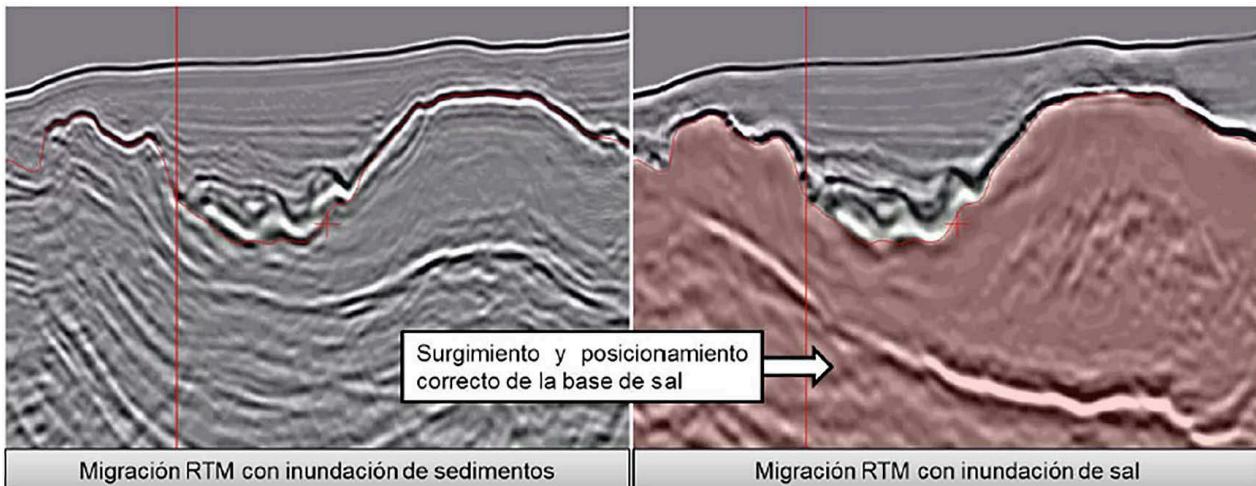
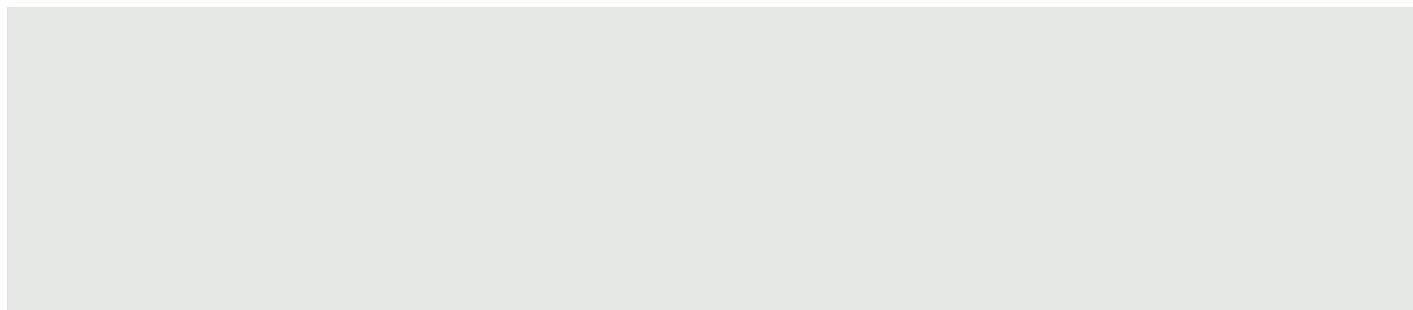


Figura 4: Ejemplo de los cuerpos salinos presentes en el área que afectan la imagen de las estructuras pese a que éstas no sean sub-salinas.

Los cuerpos de sal en esta área muestran alta rugosidad, con cambios en pendientes abruptos tanto en cima como en base, con geometría y espesores variables. Se caracterizan por presentar sedimentos clásticos y capas de carbonatos que pueden encontrarse en sus proximidades y en algunos lugares encima de la sal misma (ver figura 4), los cuales fueron arrastrados por la sal durante su avance (rafting). Esta proximidad entre ambos materiales, aunada al bajo contraste de impedancias, dificulta en la mayoría de los casos una imagen clara del arriba asociado a la cima, complicando la interpretación de los cuerpos en algunas de estas regiones. Otro problema común se puede presentar cuando estos materiales están en contacto con sedimentos de más baja velocidad, ya que pueden generar problemas de imagen para los algoritmos de migración.

Una vez concluida la definición de los cuerpos salinos, se procedió a la actualización del modelo con la integración de información estructural mediante horizontes interpretados. Esta etapa tuvo un particular interés en la región media-profunda. Fue aquí, donde diferentes análisis de velocidad se llevaron a cabo tomando como referencia la velocidad registrada por los pozos en el área, seguida por iteraciones de tomografía de alta resolución utilizando RTM SOG, e incluyendo la respectiva interpretación de los principales intervalos.

La construcción del modelo concluyó con un gradiente de velocidad por debajo de Cretácico. La figura 5 es un comparativo de los modelos de velocidad y sus correspondientes migraciones sísmicas. Se puede observar cómo el modelo final obtenido en este estudio, tiene mayor correspondencia geológica y los cierres de la estructura de interés son mejor definidos.



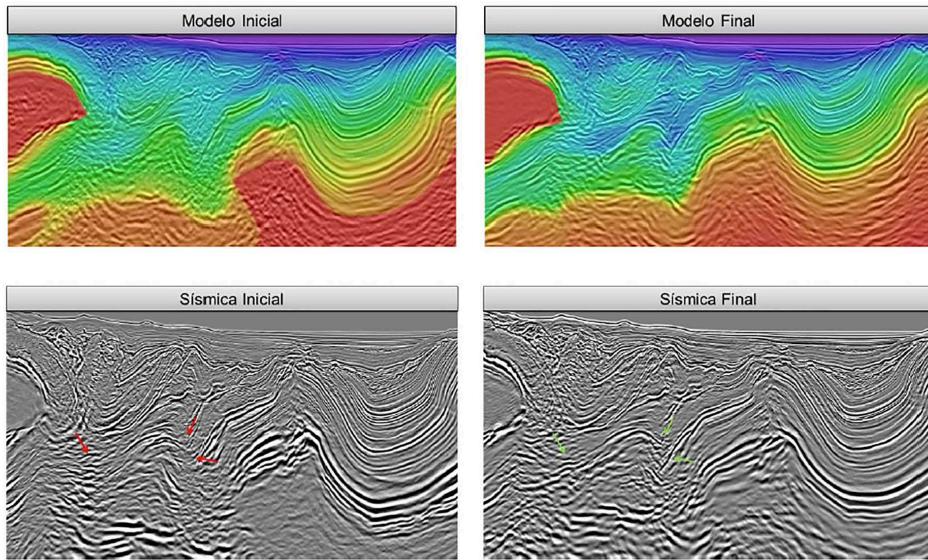


Figura 5: Izquierda: modelo y sísmica inicial. Derecha: modelo y sísmica final obtenida en este estudio.

La figura 6 muestra un acercamiento a una estructura antes y después del análisis realizado en este estudio.

En forma paralela a la actualización del modelo de velocidad se llevó a cabo la estimación de un modelo Q a partir del modelo de velocidad obtenido por FWI. Con ésto se busca compensar las pérdidas de amplitud y cambios de fase por anomalías de gas presentes en el área. Muchos han sido los trabajos que demuestran los beneficios que aporta la combinación FWI y QPSDM en la detección de los cuerpos

de gas someros y la imagen alrededor y por debajo de ellos (Zhou, J., et al., 2013; Teng, et al., 2014).

El modelo Q obtenido fue actualizado mediante tomografía por trazado de rayos para posteriormente realizar una migración Q con la metodología propuesta por Xin and Hung, (2009). Entre las mejoras observadas se encuentran una mayor definición de los flancos de las estructuras y una adecuada compensación de la pérdida de amplitud, frecuencia y distorsión de la fase que antes eran evidentes.

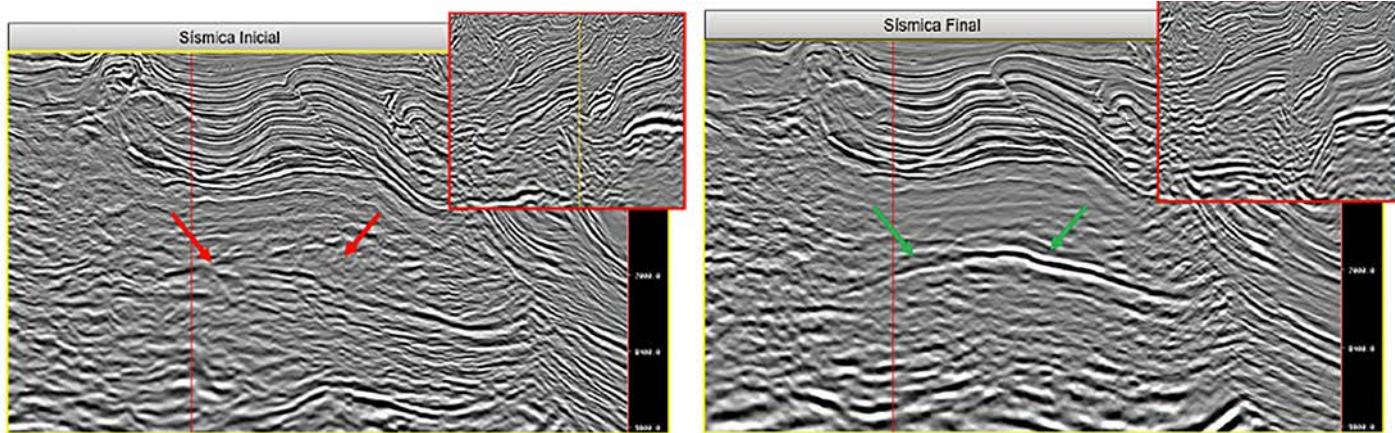


Figura 6: Arriba: sísmica inicial. Abajo: sísmica final obtenida en este estudio.

Conclusiones y discusiones

La generación de un esquema de trabajo interpretación-modelado-migración permitió la identificación de los elementos estructurales principales a nivel objetivo y con ésto un tratamiento particular a cada uno de estos elementos. El uso de FWI y 3D RTM Surface Offset Gathers (SOG), para la actualización de velocidad en regiones complejas como el área altamente plegada y fallada de la sección somera y por debajo de Eoceno medio, permitió una mejora significativa de la imagen a nivel de objetivo. La estimación de un modelo Q, compensó de manera efectiva los efectos de atenuación asociados a cuerpos anómalos de gas, lo que permitió el cierre de un modelado integral para el área.

Considerando que los datos de entrada fueron adquiridos en una sola dirección acimutal y dada la complejidad del área, es recomendable ampliar el offset de adquisición e incluir la aportación de dato con diferentes azimuts para, en un futuro, maximizar la contribución que brindan las nuevas tecnologías y de esta manera incrementar la resolución y certidumbre en la construcción del modelo de velocidad y del modelo Q.

Agradecimientos

Agradecemos a Pemex por la oportunidad de realizar este trabajo y por su continua confianza a medida que los resultados fueron emergiendo. Agradecemos también a la Comisión Nacional de Hidrocarburos por la autorización para publicar este trabajo y a CGG por la autorización para mostrar estos resultados.

Referencias

K.H. Teng, J. Zhou, X. Wu, Y. Zhou, T. Brothers, S. Bergler and C. Gibson, Compensating attenuation due to gas cloud through QPSDM, a case study from offshore Brunei, 76th EAGE Conference & Exhibition Amsterdam RAI, The Netherlands, 16-19 June 2014.

Lailly, P., 1983, The seismic inverse problem as a sequence of before stack migrations: Conference on Inverse Scattering: Theory and Application, SIAM, Proceedings, 206–220.

Tarantola, A., 1984, Inversion of seismic reflection data in the acoustic approximation: Geophysics, 49, 1259–1266, <http://dx.doi.org/10.1190/1.1441754>.

Ping Wang, Suryadeep Ray, Kawin Nimsaila, 3D joint deghosting and crossline interpolation for marine single-component streamer data, SEG Technical Program Expanded Abstracts 2014: 3594-3598.

Sabaresan Mothi, Hongbo Bi, Abel Yang, Benefits of FWI in Prestack Depth Imaging of Onshore Data: a Gulf Coast example,

SEG Las Vegas 2012 Annual Meeting.

Xin, K., Hung, B., 2009. 3-D Tomographic Q Inversion for Compensating Frequency Dependent Attenuation and Dispersion, SEG Technical Program Expanded Abstracts, 4014-4018.

Yan Liu, Guang Chen, Lingli Hu, Yan Huang, Mark Chang, Charles Contrino, Improving images below gas clouds with adaptive data-selection FWI and Q-tomography: A case study at East Breaks, GOM, SEG annual meeting, Denver, USA, 1099-1104.

Zhiping Yang, Shouting Huang, Rui Yan, Impoved subsalt tomography using RTM surface offset gathers, SEG New Orleans Annual Meeting, 2015, 5254-5258.

Zhou, J., Wu, X., Teng, K.H., Xie, Y., Lefevre, F., Anstey, I., Sirgue, L., 2013, FWI- guided Q tomography and Q-PSDM for Imaging in the Presence of Complex Gas Clouds, A Case Study From Offshore Malaysia, Technical Program Expanded Abstracts, 4765-4769.

Trayectoria Profesional de los autores:

Heiner R. Sarmiento. Licenciado en Física con Maestría en Ciencias de la Tierra y 7 años de experiencia en adquisición sísmica y procesamiento de datos en profundidad. Actualmente tiene la posición de Geofísico de Proyecto en CGG.

Zmaltzin Paola Godínez Juárez. Ingeniero Geofísico, con 11 años de experiencia en proyectos de aguas profundas en el GOM. Actualmente tiene la posición de Jefe de Equipo en CGG.

Sergio E. Sánchez Barragán. Ingeniero Geofísico con 6 años de experiencia en Tectónica Salina, interpretación sísmica y procesamiento de datos sísmicos en tiempo y profundidad. Actualmente tiene la posición de Geofísico de Proyecto en CGG.

Pablo Ortega Méndez. Maestro en Ciencias de la Tierra, con 12 años en la industria y experiencia en AVO, Inversión, interpretación, estudios de reservorio y procesamiento sísmico en tiempo y profundidad.

Víctor López Guerra. Ingeniero Geofísico, con 3 años de experiencia en procesamiento de datos sísmicos. Actualmente tiene la posición de Geofísico CGG.

Mustafa Al-Waily. Ingeniero Petrolero graduado de Texas A&M, con un grado en Geofísica por la UT Austin. Tiene 3 años de experiencia trabajando con CGG. Actualmente tiene la posición de Coordinador de Proyecto.

Alfredo Vázquez Cantú. Ingeniero Geofísico, con Maestría en Geología. Con más de 25 años de experiencia en procesamiento de datos sísmicos e imagen en profundidad.

Carlos Rosas Lara. Ingeniero Geofísico, con Maestría en Geología y 22 años de experiencia.

Karla Rosas Lara. Ingeniero Geofísico, con Maestría en Geología y 22 años de experiencia.

Héctor López Céspedes. Ingeniero Geólogo. con 20 años de experiencia en modelado regional del GOM.

Isaías Reyes Hernández. Ingeniero Geofísico, con 4.5 años de experiencia como intérprete sísmico.

Jaime Estrada García. Ing. Geofísico, con 16 años de experiencia como intérprete sísmico.



Optimización del Análisis Multiatributo Mediante Programación Evolutiva Aplicada a Caracterización De Yacimientos

Ernesto G. López Briceño (PEMEX), Hugo C. Medina Ferrusquía (PEMEX), Christian A. Ramírez Herrera (PEMEX), Agustín H. Domínguez Mendoza (PEMEX), Dámaso F. Contreras Tébar (PEMEX)

CMP2017_520
Artículo presentado
en el CMP / 2017

● Resumen

Estimar propiedades de yacimiento a partir de atributos sísmicos es actualmente uno de los objetivos que persigue la industria de E&P. El análisis multiatributo es una metodología empleada para conseguir dicho objetivo, que explota las relaciones estadísticas entre atributos sísmicos y propiedades físicas medidas en los pozos, para posteriormente, mediante funciones o modelos de predicción, generar volúmenes de propiedades de yacimiento. Existen numerosas metodologías, cada una emplea diferentes modelos matemático-estadísticos de predicción (regresiones, redes neuronales, etc.) y criterios de búsqueda de atributos, que pueden ser exhaustivas o parciales. En este trabajo, se utiliza y discute un Algoritmo Evolutivo (AE), llamado Programación Evolutiva (PE), como mecanismo de búsqueda y validación de atributos, que ha demostrado ser uno de los algoritmos de optimización global más robustos de la actualidad, dado que se basa en un proceso de optimización natural: la evolución biológica. El algoritmo de PE es aplicado a los modelos de predicción MARS (Multiattribute Rotation Scheme) y RLM (Regresión Lineal Múltiple), con el objetivo de estimar de forma óptima sus parámetros en un tiempo de cómputo menor, validando la selección de atributos bajo ciertas normas de error y sin restricciones en el espacio de soluciones. Para ilustrar la metodología, se presentan algunos resultados para caracterización de yacimientos, utilizando atributos elásticos, convencionales y de AVO.

Introducción

El incremento de la calidad y cantidad de información sísmica ha apoyado significativamente en la disminución de incertidumbre para la industria de E&P. En caracterización de yacimientos, la combinación de atributos sísmicos se ha aplicado exitosamente como predictores de propiedades de yacimiento, mediante un método conocido como análisis multiatributo.

Este método combina registros geofísicos con datos sísmicos 3D a través de relaciones estadísticas derivadas de los datos, para posteriormente aplicarlas al volumen sísmico completo. En ese sentido, numerosas metodologías han sido desarrolladas utilizando modelos matemático-estadísticos de predicción, donde las regresiones (lineales y no lineales), geoestadística y redes neuronales artificiales son los tres métodos más comunes (Chambers y Yarus, 2002). Una vez elegido el modelo de predicción, las metodologías proceden a realizar una búsqueda para seleccionar los atributos que logren predecir la propiedad de interés o "registro objetivo" (RO).

Desde un enfoque de optimización, determinar los atributos que mejor se ajusten al modelo de predicción (minimización del error entre lo real y lo predicho) representa un problema complejo, no lineal y multidimensional, por lo que es altamente probable que muchas combinaciones de atributos den respuestas similares o, incluso, iguales (no unicidad). Además, por la cantidad de información, una búsqueda completa en todo el espacio de soluciones requiere alto costo computacional y tiempo. En un trabajo reciente, Álvarez et al. (2015) expone una metodología de análisis multiatributo bajo un esquema de rotación (MARS), por sus siglas en inglés. Este método utiliza una búsqueda determinística (exhaustiva) garantizando encontrar la combinación de atributos y parámetros del modelo de forma óptima, siempre y cuando la discretización del espacio de soluciones sea fina. Sin embargo, dado que este modelo posee otros parámetros además de las combinaciones de atributos, el tiempo computacional es alto para un número mayor a dos atributos. Por ende, existen metodologías que utilizan diferentes criterios (estadísticos, discretización, etc.), evitando explorar todo el espacio de búsqueda y así encontrar una buena solución en un tiempo razonable, aunque no necesariamente la solución óptima. Hampson et al. (2001) utiliza una metodología de análisis multiatributo con el modelo

de regresión lineal múltiple, empleando como mecanismo de búsqueda el método step-wise regression. Este método busca el mejor par de atributos (con mínimos cuadrados), que logren predecir el RO, los deja fijos y procede a buscar el tercero, y así sucesivamente dependiendo del número de atributos necesarios. Este tipo de búsqueda es rápida, pero no garantiza que la selección de atributos sea la que mejor reproduzca el RO.

En este trabajo se implementa el algoritmo de PE a los modelos de RLM y MARS, con el objetivo de estimar de forma óptima o cercana a ésta, los parámetros de cada modelo en un tiempo computacional menor, mediante una búsqueda inteligente en todo el espacio de soluciones. El algoritmo de PE consiste en generar una población de individuos (soluciones potenciales) y dispersarlos en todo el espacio de soluciones, para posteriormente, mediante operadores evolutivos (mutación genética y selección natural) mejorar su adaptabilidad al entorno (el problema en cuestión), de modo que conforme avancen las generaciones (iteraciones), se alcance la solución óptima. Del mismo modo, dada la naturaleza de estos algoritmos en cuanto al diseño de la función a minimizar, se añaden diferentes objetivos para mejorar la predicción (múltiples pozos y restricciones, estadísticos, etc.), convirtiendo al problema en una optimización multiobjetivo. La metodología se ha aplicado con éxito a datos sísmicos tridimensionales, tanto para predecir propiedades de yacimiento, como para apoyar en la calibración de modelos de velocidad, inversión de datos electromagnéticos y generación de modelos de baja frecuencia para inversión sísmica. Se presentan y discuten algunos resultados obtenidos en materia de predicción de propiedades de yacimiento, así como de otras propiedades físicas de interés. Adicionalmente, se espera que este tipo de métodos, por su robustez y precisión al atacar problemas altamente complejos, no lineales y multidimensionales, sean considerados para la aplicación a otros problemas de optimización en la industria de E&P.

Antecedentes de la Programación Evolutiva

Los AE son métodos estocásticos, cuyo funcionamiento se rige por el principio de selección natural de Darwin, el seleccionismo de Weismann y la genética de Mendel (Michalewicz, 1996); es decir, son técnicas meta-heurísticas bio-inspiradas, basadas en poblaciones que tratan de encontrar la solución óptima o cercana a ésta, del problema en cuestión, mediante una

búsqueda inteligente en todo el espacio de soluciones (Gómez, 2008). Éstos tuvieron su origen en el campo de la inteligencia artificial o más recientemente inteligencia computacional (Alan Turing, 1950) y se clasifican en: Algoritmos Genéticos (AG), Estrategias Evolutivas (EE) y Programación Evolutiva (PE; Bäck y Schwefel, 1993), la cual concierne a este trabajo.

La estrategia de búsqueda está controlada por procesos aleatorios, haciendo que los AE posean características de los métodos Monte Carlo. Esta particularidad hace que no sea necesario linealizar el problema directo a partir de derivadas parciales, evita inestabilidades numéricas asociadas a la matriz de inversión, explora toda el área de soluciones reduciendo la probabilidad de quedar atrapado en un mínimo o máximo local y omite la condicionante de una solución inicial como punto de partida. Todo esto, en conjunto, añade una ventaja significativa de estas técnicas sobre los métodos de inversión basados en derivadas parciales (Gallagher y Sambridge, 1994). El esquema básico del AE con la técnica de PE se presenta en la figura 1.

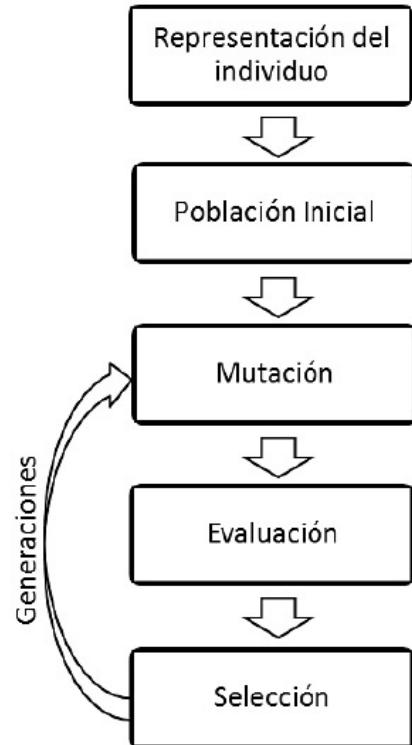


Figura 1: Esquema básico de un AE con la técnica de PE.



Análisis del método MARS

Para realizar el planteamiento del problema, primero se analiza y se describe brevemente el modelo MARS para el caso 2D. El modelo se representa mediante:

$$\tau = A_1 S_1 \sin(\theta_i) + A_2 S_2 \cos(\theta_i)$$

Donde A_1 y A_2 son atributos elásticos, S_1 y S_2 son factores de escala usados para igualar el orden de magnitud de los atributos, mientras que θ_i es el ángulo donde se alcanza la máxima correlación. Es importante mencionar que el subíndice i representa el muestreo o discretización del espacio de búsqueda que emplea MARS en cuanto a los ángulos, y tiene alto impacto en el resultado. Finalmente, el número de espacios a evaluar N_s está dado por:

$$N_s = \frac{N_A!}{N_D(N_A - N_D)!}$$

Donde N_A es el total de atributos elásticos y N_D es la dimensión del espacio de atributos a ser evaluados. Finalmente, se aplica el modelo lineal para escalar el atributo τ a las unidades del registro objetivo y :

$$y = m\tau + b$$

Donde los coeficientes m y b pueden ser estimados con mínimos cuadrados. En la tabla 1 se muestran algunos atributos elásticos y transformaciones empleados para analizar el método MARS. Para cada combinación de atributos, se estima el coeficiente de correlación en cada ángulo de rotación, que se encuentra en un rango de -90° a 90° . En la figura 2 se muestra un gráfico cruzado entre los ángulos de rotación con una discretización de 0.1° y el coeficiente de correlación absoluto estimado para cada combinación de atributos. Se observa en esta figura que para muchas combinaciones de atributos y diferentes ángulos, existen coeficientes de correlación altos, donde sobresalen dos soluciones óptimas (línea roja y verde). Del mismo modo, se presenta en la figura 3 un gráfico similar, pero con una discretización de 1° , donde se evidencia que el resultado del método depende en gran medida de la discretización del espacio de soluciones.

Tabla 1.- Atributos elásticos y transformaciones

	Vp	Vs	VpVs	Ip	Is	$\lambda\rho$	$\mu\rho$	Poisson
Atributo	1	8	15	22	29	36	43	50
Atributo ²	2	9	16	23	30	37	44	51
$\sqrt{\text{Atributo}}$	3	10	17	24	31	38	45	52
$\frac{1}{\text{Atributo}}$	4	11	18	25	32	39	46	53
$\frac{1}{\sqrt{\text{Atributo}}}$	5	12	19	26	33	40	47	54
$\frac{1}{\text{Atributo}^2}$	6	13	20	27	34	41	48	55
log(Atributo)	7	14	21	28	35	42	49	56

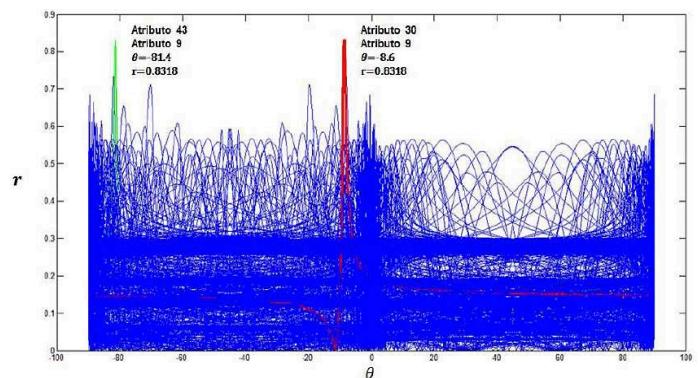


Figura 2: Gráfico cruzado entre los ángulos de rotación τ con un muestreo cada 0.1° y el coeficiente de correlación para todas las combinaciones de atributos.

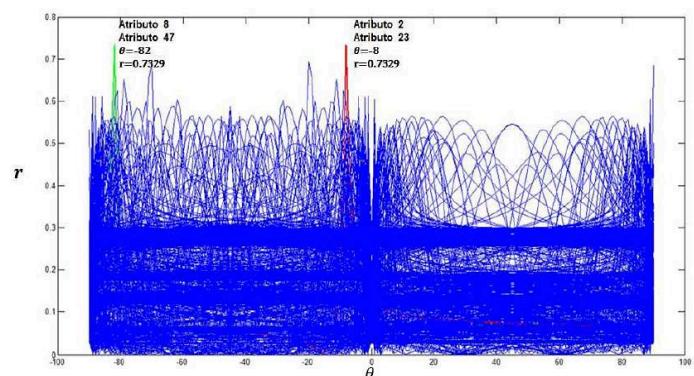


Figura 3: Gráfico cruzado entre los ángulos de rotación θ con un muestreo cada 1° y el coeficiente de correlación r para todas las combinaciones de atributos.

Para estos datos, se observa que con una discretización de 0.1° existe estabilidad en la solución. El tiempo de cómputo para el caso 2D es apenas de 30 minutos alcanzando una correlación de 0.8318. Sin embargo, para tener en mente una idea respecto al tiempo de cómputo al incrementar dimensiones del método MARS, se corrieron pruebas para el caso 2D y 3D con una discretización de 10° . En la figura 4 se muestra el resultado, donde para el caso 2D se alcanzó una correlación de 0.6939 en sólo 10 segundos, mientras que para el caso 3D se alcanzó una correlación de 0.8281 en 6 horas. Se observa entonces, que, a pesar de que la discretización no es tan fina, el grado de correlación en 3D se acerca a la solución óptima en el modelo 2D con la discretización de 0.1° , pero el tiempo de cómputo incrementa significativamente. Se estima que, si se utilizara una discretización de 0.1° para el caso 3D, el tiempo de cómputo sería de semanas. Por ende, se considera que incrementar el número de dimensiones (4D, 5D, etc.), no resulta factible mediante una búsqueda exhaustiva.

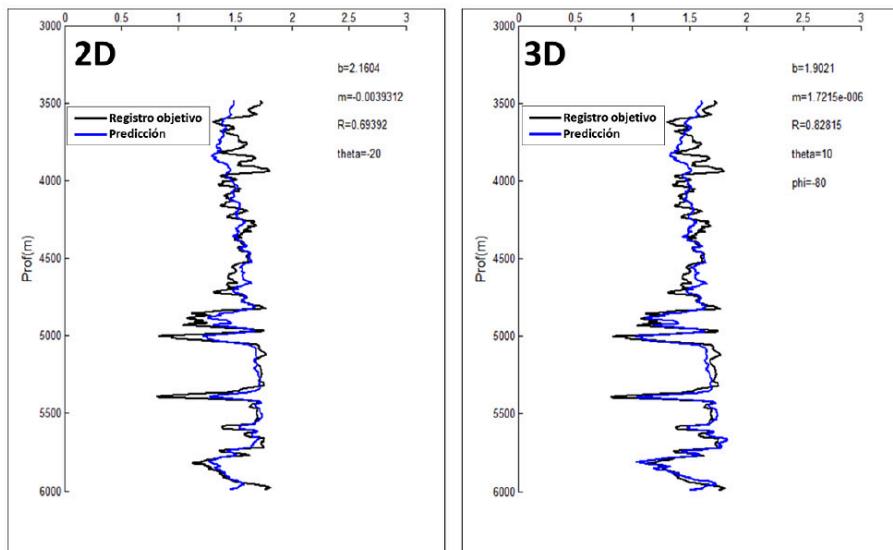


Figura 4: Comparación de resultados para el caso 2D y 3D.

Finalmente, respecto al método con RLM se hizo el mismo análisis mediante una búsqueda exhaustiva, pero no se discute detalladamente. Este modelo de predicción se representa mediante:

$$y = \beta_0 + \beta_1 A_1 + \beta_2 A_2 + \dots + \beta_N A_N$$

Donde los coeficientes β_N se estiman mediante mínimos cuadrados para la combinación de A_N atributos. Según la prueba realizada, el tiempo computacional para encontrar la combinación de los mejores cuatro y cinco atributos es de 6 y 40 horas, respectivamente.

Planteamiento

Dado que las metodologías plantean estimar la máxima correlación del registro objetivo con la combinación de n atributos para cada modelo de predicción, el problema puede tratarse desde el enfoque de optimización. Esto se expresa matemáticamente como:

$$\max \beta(x)$$

$$x \in \Omega$$

Donde β es la Función Objetivo (FO) y Ω el rango de valores de X . Se dice que un punto $x_0 \in \Omega$ es un máximo global si $\beta(x) \leq \beta(x_0)$ para todo $x \in \Omega$. El problema a resolver es altamente no lineal y multidimensional (figura 5).

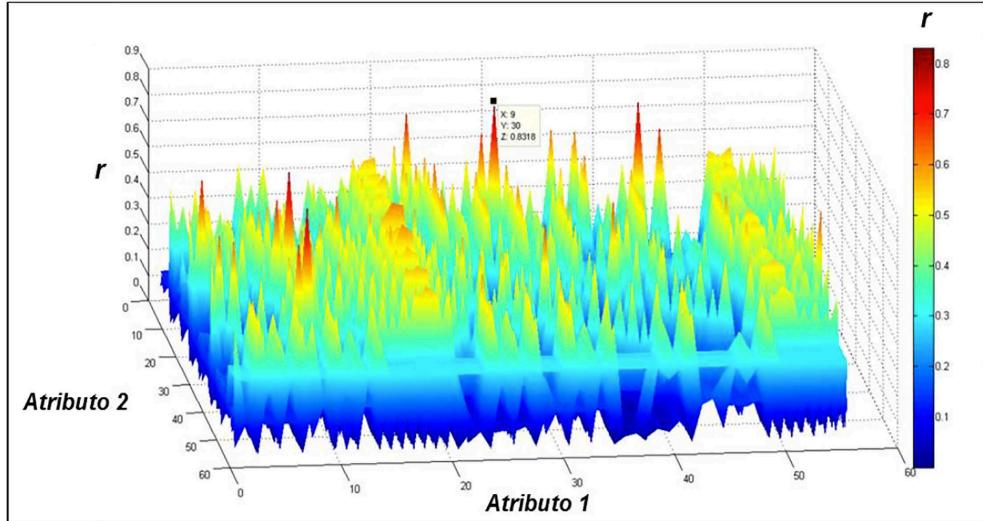


Figura 5: Ejemplo de las FO a resolver para el caso de MARS 2D en donde se observa un máximo global.

Metodología

El método consiste en estimar la combinación de atributos que mejor se ajusten a los modelos de predicción, mediante la evaluación del coeficiente de correlación y otras condiciones como la minimización del error con respecto a n pozos y factores de ponderación dependiendo de la calidad de la información. A continuación se describe el diseño y adaptación del AE con la técnica de PE a los modelos de MARS y RLM modificados.

1.- Representación del individuo

El individuo I o solución potencial es un vector que contiene los parámetros que definen al modelo. Para el caso del modelo MARS el individuo contendrá los n atributos y ángulos con respecto al espacio n -dimensional.

$$I = f(A_n, \theta_n)$$

Donde f es la función que contiene la información de los atributos A_n y ángulos θ_n . El espacio de búsqueda de A_n depende del número de atributos y combinaciones a analizar, mientras que para los ángulos θ_n está entre $[-90^\circ, 90^\circ]$ con una discretización aleatoria entre $[0,1]$. Lo mismo sucede para el caso del método de RLM, en el cual sólo se requieren los atributos a analizar.

$$I = f(A_n)$$

El proceso estocástico utilizado para generar el individuo consta de la generación de un número aleatorio r en un intervalo $[0,1]$ con una distribución uniforme. Se genera un valor r para cada variable, el cual actuará en cada espacio de búsqueda, asignándole el valor correspondiente.

2.- Población inicial o primera generación

Se utiliza el mismo proceso estocástico para generar la población inicial P_i , la cual es una matriz de tamaño $N \times M$, donde N es el número de individuos y M la cantidad de variables o incógnitas. Se define como:

$$P_i = \begin{bmatrix} I_{11} & \cdots & I_{1M} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ I_{N1} & \cdots & I_{NM} \end{bmatrix}$$

Es importante mencionar que, conforme la población sea más grande, existe mayor posibilidad de evaluar todos los espacios de la función a maximizar, pero también incrementa el tiempo de cómputo.

3.- Mutación

El operador de mutación σ representa la variabilidad que va a contener el individuo hijo con respecto al padre. Este operador elige aleatoriamente un parámetro de cada individuo y lo hace variar en un intervalo $[a, b]$. La variabilidad depende del porcentaje de mutación asignado. La población hija o población mutada PM se representa en la siguiente expresión:

$$PM = Pi \pm \sigma$$

El éxito y desempeño de los AE depende en gran medida de este operador. Es recomendable iniciar con un porcentaje de mutación amplio para garantizar una exploración rápida en todo el espacio de soluciones y descartar zonas no prometedoras, y posteriormente reducir el porcentaje para realizar una búsqueda más fina en las mejores áreas.

4.- Evaluación

En el proceso de evaluación se medirá el valor de aptitud del individuo en el ambiente; es decir, la calidad de la solución. Para este caso, la aptitud está definida por el coeficiente de correlación y las condiciones de los pozos (menor error, ponderaciones, etc.). El procedimiento consiste en evaluar cada individuo de la Pi y la PM de forma simultánea. Cada individuo tendrá un valor de aptitud de acuerdo a la FO , el cual deberá agregarse a su información genética.

$$I = f(A_n, \theta_n, FO)$$

5.- Selección

El operador de selección es el encargado de simular el proceso de competencia entre individuos, es decir, la selección natural de Darwin: supervivencia del más apto. La estrategia consiste en poner a competir en una modalidad de todos contra todos, emulando un torneo, donde los individuos de cada población tienen la misma probabilidad de ser elegidos para participar. El método inicia agrupando tanto la Pi y la PM en una matriz Ms :

$$Ms = \begin{bmatrix} Pi \\ PM \end{bmatrix}$$

El proceso estocástico consiste primeramente en definir el tamaño del torneo T . Posteriormente se elige aleatoriamente un individuo de la matriz Ms , a partir de la generación de números aleatorios enteros en un intervalo $[1, N]$ con una distribución de probabilidad uniforme. El individuo elegido competirá con el primer individuo de Ms y sumará una victoria en su código genético en caso de resultar ganador. La primera vuelta del torneo finaliza en la iteración N , de modo que todos los individuos participan. Las vueltas continúan hasta alcanzar el tamaño del torneo. Despues, se ordenan jerárquicamente los individuos en la matriz Ms mediante:

$$Ms = p(Ms)$$

Donde p representa una función que ordena los individuos de mayor a menor con respecto al número de victorias. Finalmente, se elige el número de individuos de tamaño N correspondientes a las primeras filas de la matriz Ms , y se le nombra como población seleccionada Ps .

$$Ps = Ms_{NM}$$

6.- Generaciones

Las generaciones representan el proceso iterativo de este tipo de algoritmos. El número óptimo de generaciones puede establecerse a través de la experimentación o mediante una norma de convergencia. En este trabajo se determinaron a partir de experimentación, variando los operadores evolutivos, de modo que el tiempo de cómputo sea mínimo y el resultado satisfactorio.

Resultados y discusión

Para evaluar el desempeño del AE, se utilizan los datos de la



tabla 1 y se comparan con respecto a los obtenidos mediante MARS. Para este caso, se generó una población inicial de 5000 individuos, los cuales fueron dispersados en todo el espacio de búsqueda (Figura 6). Los operadores evolutivos empleados fueron: un porcentaje de mutación $\sigma = 10\%$, un tamaño de torneo de $T = 10$ y 100 generaciones. En la figura 7 se muestra cómo conforme avanzan las generaciones, los individuos tienden a agruparse en ciertas zonas, que representan áreas prometedoras de la FO, y finalmente, alcanzar la solución óptima.

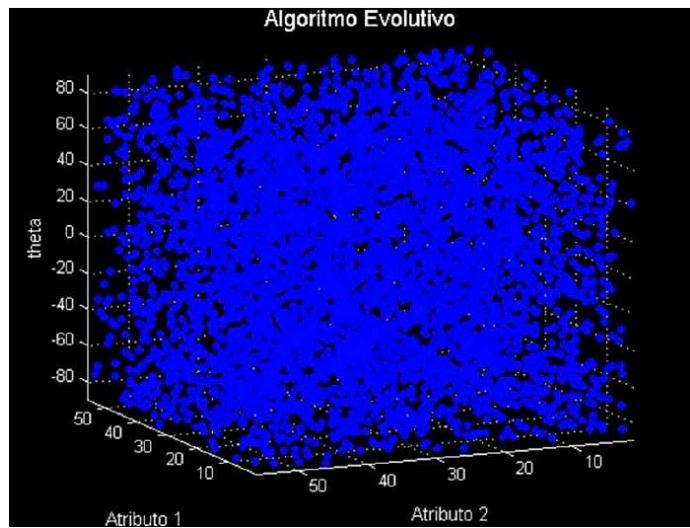


Figura 6: Representación de la Población Inicial de individuos como puntos en el espacio de búsqueda.

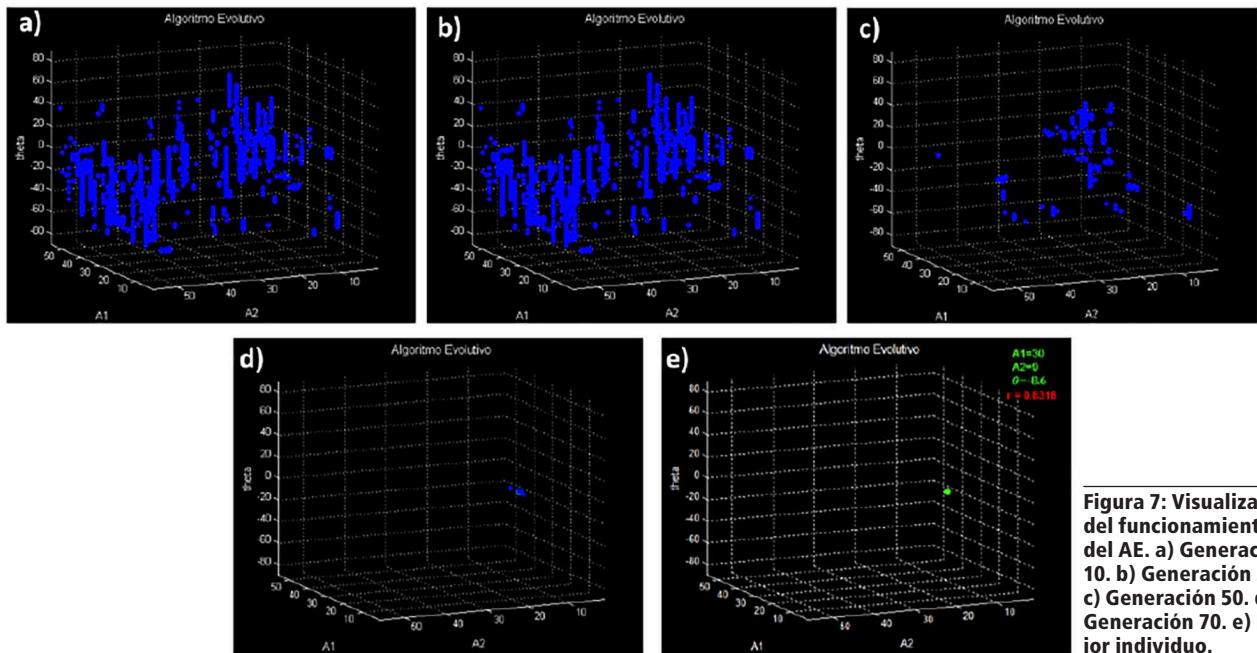


Figura 7: Visualización del funcionamiento del AE. a) Generación 10. b) Generación 30. c) Generación 50. d) Generación 70. e) Mejor individuo.

El resultado obtenido con el AE es idéntico al estimado con MARS 2D para una discretización de 0.1° (figura 8). Sin embargo, el tiempo computacional con el AE fue de 7 minutos, mientras que con una búsqueda exhaustiva es de 30 minutos.

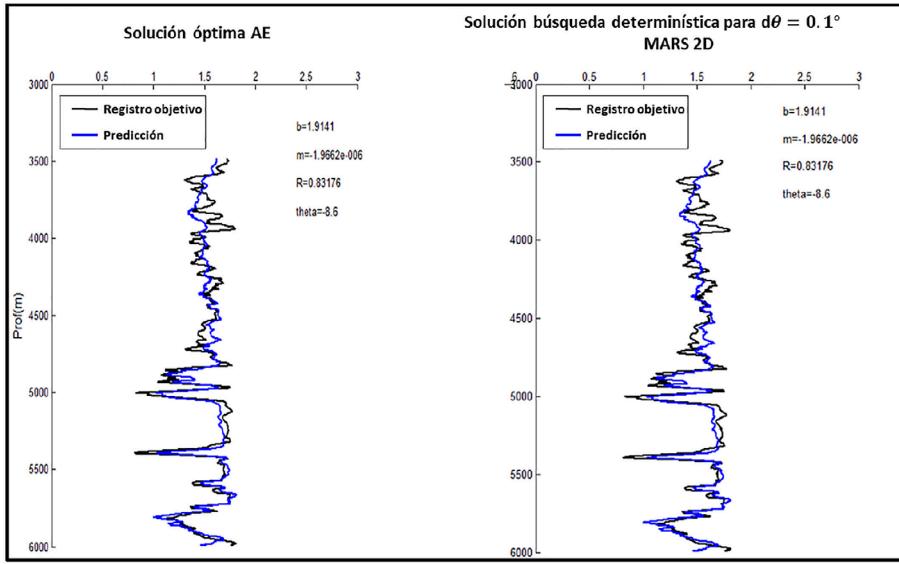


Figura 8: Resultados para el modelo MARS 2D con búsqueda exhaustiva y discretización de 0.1° y con el AE.

Posteriormente, se aplicó el AE para el caso de MARS 3D, obteniendo un resultado de correlación de 0.84, mientras que con la búsqueda exhaustiva fue de 0.83 (Figura 9). No obstante, el AE tardó 10 minutos en obtener este resultado, mientras que la búsqueda completa tomó 6 días y medio. Es aquí donde se observa la ventaja de este tipo de algoritmos. En la figura 10 se muestran los resultados.

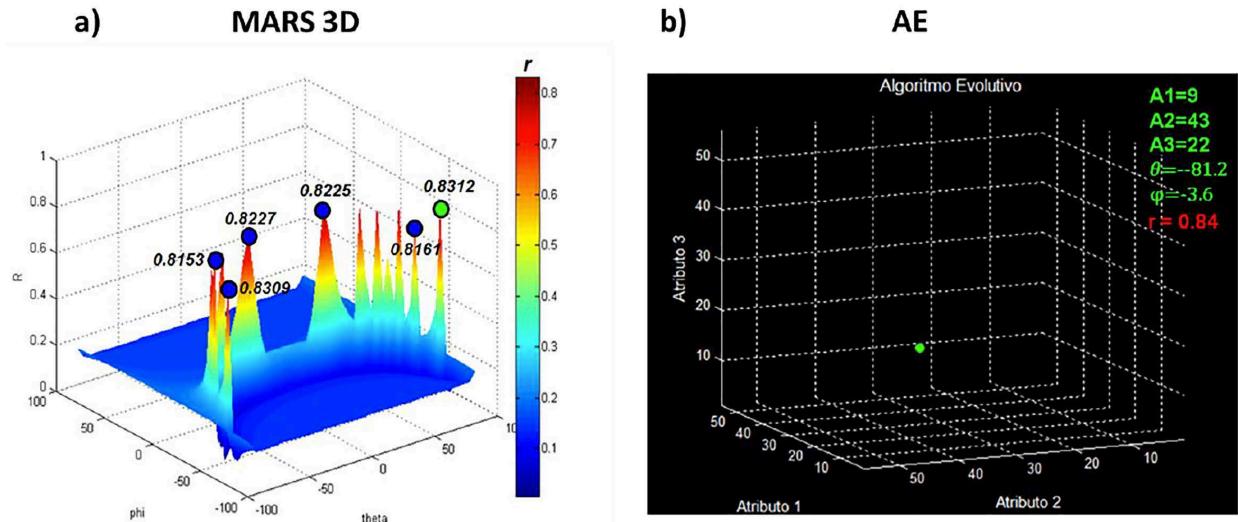


Figura 9: a) Gráfico cruzado entre los ángulos de rotación θ, φ y el coeficiente de correlación correspondientes a la mejor tercia de atributos determinados con la búsqueda exhaustiva. b) Gráfico cruzado entre la tercia de atributos determinado con el AE.

Finalmente, se aplicó un el AE para el método de RLM, obteniendo mejores resultados en cuanto al tiempo y calidad de la solución con respecto a la búsqueda exhaustiva.

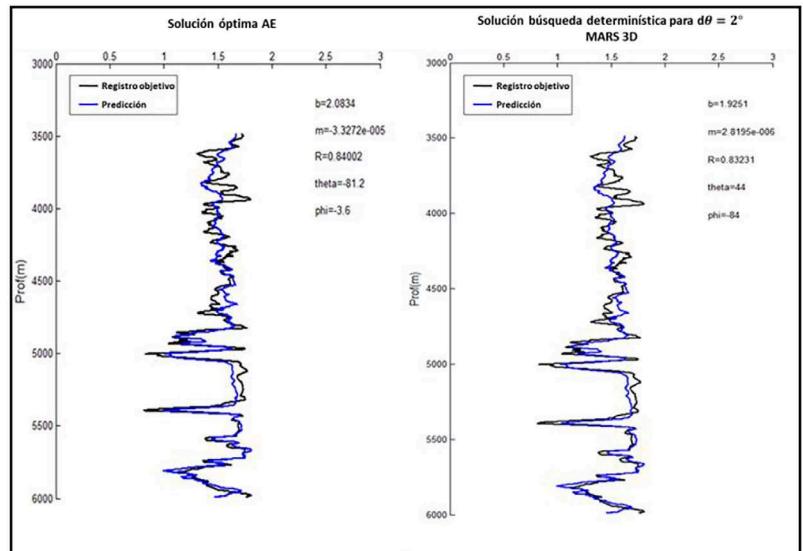


Figura 10: Resultados para el modelo MARS 3D con búsqueda exhaustiva y discretización de 2° y con el AE.

Caso de estudio

La metodología se aplicó a datos sísmicos 3D, utilizando atributos elásticos, convencionales y de AVO. El resultado se presenta en la figura 11 a nivel de sección, en donde se observa la distribución de los yacimientos.

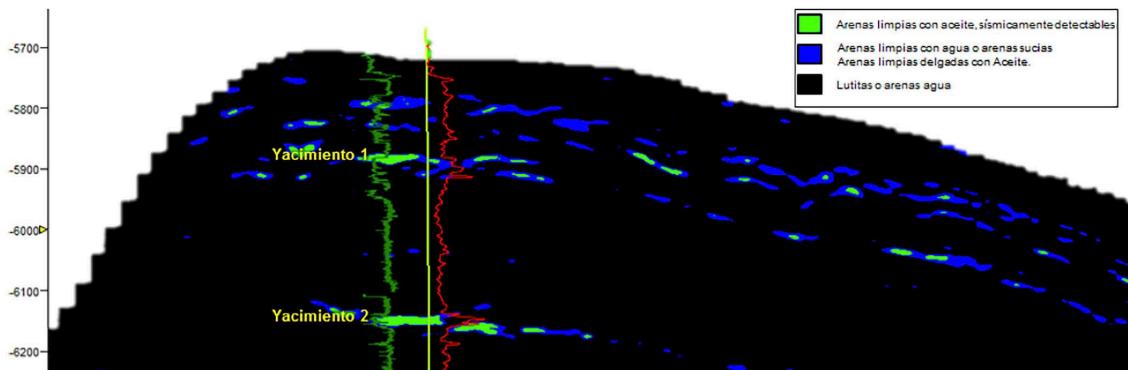


Figura 11: Sección mostrando el resultado del AE aplicado a los datos sísmicos 3D.

Conclusiones

La metodología demostró su precisión después de estimar de forma óptima los parámetros de los modelos de predicción analizados, en menor tiempo computacional y sin restricciones o condiciones que limiten el espacio de soluciones.

Los resultados obtenidos en el caso de estudio apoyarán en la

construcción del modelo estático del yacimiento y en la cuantificación de reservas.

El análisis multiatributo es una herramienta que obtiene el mayor provecho de la información sísmica en materia de caracterización de yacimientos, con lo cual es posible la disminución de la incertidumbre hacia zonas con potencial de contener hidrocarburos y poco exploradas. Esto apoyará significativamente a la toma de decisiones durante la

propuesta de pozos delimitadores, e incluso, durante la explotación del yacimiento.

Se recomienda utilizar la metodología de análisis multiatributo expuesta en este trabajo en complemento con otros métodos geofísicos e interpretación geológica, con el objetivo de contar con un análisis integral del área.

Los métodos de optimización basados en técnicas heurísticas (bio-inspirados, nubes de partículas, etc.) son bastante útiles en exploración petrolera, dada la complejidad del subsuelo. En ese sentido, es recomendable emplear dichos métodos, ya que se ha demostrado su eficiencia al tratar con problemas de optimización altamente complejos.

Agradecimientos

Agradecemos a PEMEX por el apoyo en la difusión del trabajo, principalmente a los especialistas del Activo de Exploración Aguas Profundas, por sus críticas constructivas para mejora del método.

Referencias

Álvarez, P., Bolívar F., Di Luca, M. and Salinas, T. 2015. Multiattribute rotation scheme: A tool for reservoir property prediction from seismic inversion attributes. *Interpretation*, 3(4), SAE9-SAE18. doi: 10.1190/INT-2015-0029.1

Bäck, t. and Schwefel, H.P. 1993. An Overview if Evolutionary Algorithms for Parameter Optimization. Springer Vol. 1, 1-23 pages.

Chambers, R. L. and Yarus, J. M. 2002. Quantitative Use of Seismic Attributes for Reservoir Characterization. Quantitative Geosciences, Inc. Broken Arrow, Ok, U.S.A* Houston, Texas, U.S.A.

Gallagher, K. and Cambridge, M. 1994. Genetic Algorithms: A powerfull tool for large-scale non-linear optimization problems. *Comput. & Geosci.* 20(7/8), 1229- 1236.

Gómez, G. M. 2008. Sistema de generación eléctrica con pila de combustible de óxido sólido alimentado con residuos forestales y su optimización mediante algoritmos basados en nubes de partículas. Universidad Nacional de Educación a Distancia. Escuela Técnica Superior de Ingenieros Industriales.Tesis doctoral, pag. 333.

Hampson, D.P., Schuelke, J. S., and Quireor, J. A. 2001. Use of multi attribute transforms to predict log properties from seismic data; *Geophysics*, vol-66, No1.

Michalewicz, Z. 1996. *Genetic Algorithms + Data Structures =*

Evolution Programs. Springer, 387p. Turing, A. M. 1950. Computing Machinery and Intelligence. *Mind* 49: 433-460.

Trayectoria profesional del autor y coautores:

Ernesto Guadalupe López Briceño. Ingeniero Geofísico de la Universidad Autónoma de Nuevo León (UANL), 2011, con maestría en Ciencias de la Tierra aplicada a sismología estadística y simulación numérica por la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), 2014. Participó en proyectos de sismología estadística en el Centro de Geociencias (CGEO) de la UNAM. Actualmente pertenece a la Coordinación de Caracterización y Delimitación de Yacimientos del Activo de Exploración de Aguas Profundas, en procesos sísmicos especiales.

Hugo C. Medina Ferrusquia. Ingeniero Geofísico graduado de la Universidad Autónoma de Nuevo León (UANL), con maestría enfocada a Geofísica Aplicada. Tiene 6 años de experiencia en la industria petrolera. A partir del año 2011 al 2015 se desempeñó como Geofísico intérprete y analista de velocidades en la compañía Schlumberger. Del 2015 a la fecha participa como Geofísico intérprete en la Coordinación de Proyectos Área Perdido en PEMEX apoyando en el análisis e interpretación de estudios electromagnéticos y generación de localizaciones exploratorias.

Christian Agni Ramírez Herrera. Ingeniero Geofísico de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), 2006, con maestría en I. Petrolera por la UNAM, 2009, participó en proyectos de Métodos Numéricos Aplicados, Instituto Mexicano del Petróleo (IMP). Actualmente pertenece a la Coordinación de Caracterización del activo de Exploración Aguas Profundas, en procesos sísmicos cuantitativos.

Agustín Heriberto Domínguez Mendoza. Ingeniero Geofísico del Instituto Politécnico Nacional (IPN), egresado en 2001. Ha participado en proyectos de exploración en tierra y en aguas profundas del Golfo de México enfocado en procesados sísmicos cuantitativos. Actualmente pertenece a la Coordinación de Caracterización y Delimitación del activo de Exploración Aguas Profundas.

Francisco Dámaso Contreras Tébar. Ingeniero Geofísico de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), 1983, con Maestría en Ciencias en la Universidad de Aberdeen, 2012. Ha participado en el Centro de Procesado de Datos Geofísicos y diferentes proyectos en exploración enfocados a procesos sísmicos cuantitativos (AVO e Inversión Sísmica).



Análisis Multi-Atributos e Inversión Sísmica Acústica en un Campo Sub-Salino

Ramírez Herrera Christian Agni (Pemex Exploración y Producción)

Domínguez Mendoza Agustín Heriberto (Pemex Exploración y

Producción) Contreras Tébar Dámaso (Pemex Exploración y Producción)

CMP2017_399

Artículo presentado
en el CMP / 2017

● Resumen

En el presente trabajo se plantea un flujo metodológico basado en el análisis multivariado de atributos sísmicos, para la creación del modelo que representa la componente de bajas frecuencias en un proceso de inversión sísmica. La metodología fue aplicada a datos sísmicos subsalinos de un yacimiento siliciclástico de aguas profundas del Golfo de México, los cuales están migrados en profundidad (PSDM - RTM), apilados y escalados a tiempo. El modelo de bajas frecuencias resultante fue utilizado en un proceso de inversión sísmica acústica, con el objetivo de identificar la respuesta del yacimiento, conocer su distribución espacial y cuantificar la incertidumbre asociada a las anomalías de impedancia acústica. Los resultados obtenidos en este análisis permitieron identificar el sistema de depósito y calificar la posible distribución del yacimiento en términos de sus probabilidades. Adicionalmente, pudimos corroborar que las amplitudes de los datos migrados en profundidad, responden a la presencia de la roca almacén y en cierta medida a su contenido de fluidos.

Introducción

Ante la creciente demanda de hidrocarburos, ha sido necesario incursionar en yacimientos más profundos, en condiciones estratigráficas y estructurales

complejas. Muchos de los yacimientos de aguas profundas del Golfo de México, se encuentran influenciados por la tectónica salina, que representa un reto en la obtención de imágenes sísmicas que permitan caracterizar un yacimiento. La sal funciona como una barrera para la propagación de las ondas sísmicas, atenuando su energía y por lo tanto la calidad del dato sísmico puede verse afectada, incrementando la incertidumbre de metodologías basadas en el análisis de amplitudes como el AVO y la inversión sísmica.

En la actualidad las imágenes sub-salinas son creadas a partir de levantamientos sísmicos diseñados para iluminar por debajo de la sal, mediante el incremento de la cobertura en offset y azimut. Dichas geometrías son compatibles con los algoritmos actuales de migración en profundidad (Kirchhoff, Beam, WEM, RTM, etc.), que dentro de su aproximación a la solución de la ecuación de onda, preservan los cambios relativos de las amplitudes, que pueden estar asociados a las propiedades físicas de la roca. Es por lo anterior, que la amplitud sísmica de las imágenes migradas en profundidad, puede brindar información acerca de los yacimientos, por lo que es común escalar la sísmica a tiempo y generar análisis basado en amplitudes. Sin embargo, algunas limitantes son:

Se debe asumir que la sísmica está libre

de efectos asociados a la iluminación (Du et al., 2016).

Es necesario contar con un modelo de velocidades confiable y consistente con la geología.

Las migraciones basadas en trazado de rayos se ven afectados por la presencia de la sal.

El análisis AVO/A o la inversión sísmica simultánea requiere CMP Gathers, no obstante, algoritmos tipo Kirchhoff han mostrado inestabilidad y efectos no deseados con datos de amplio rango azimutal (e.g., Baldock, et al., 2009). Comúnmente se generan gathers utilizando el "tile" central de la adquisición, lo cual implica una pobre iluminación en áreas sub-salinas.

Los algoritmos basados en el campo de ondas completo como RTM o WEM no generan CMP gathers. Pueden generarse los llamados "Angle domain common image gathers" y algunos trabajos han documentado su aplicación (e.g., Yan y Xie, 2012), pero actualmente no es una práctica común.

La migración RTM ha mostrado ventajas para generar imágenes, pero demanda demasiado recurso computacional, por lo que comúnmente se limita el ancho de banda de los datos de entrada.

Actualmente existen algoritmos de inversión sísmica en profundidad, tanto acústica (Letki et al., 2015) como simultánea (aún en desarrollo; Du, et al., 2016). Pero dadas las condiciones de cada compañía operadora, la etapa del proceso exploratorio y las características del área (físicas, geológicas, operativas, etc.), no siempre es posible contar con este tipo de análisis. Es por ello que se presenta una metodología basada en el análisis de datos disponibles, para generar el modelo de bajas frecuencias de un proceso de inversión sísmica acústica de datos apilados RTM, para la reducción de la incertidumbre asociada a la distribución de un campo subsalino.

Flujo de trabajo

La metodología utiliza el flujo convencional de inversión sísmica acústica de datos migrados en profundidad, apilados y escalados en tiempo. Haciendo énfasis en la reducción de la incertidumbre asociada al modelo de bajas frecuencias, a partir del análisis de datos de pozo y el análisis multi-variado de atributos sísmicos. Finalmente, se realiza un análisis de incertidumbre a los resultados finales de la inversión. El flujo de trabajo se divide principalmente en 4 etapas (fig. 1):

1. Acondicionamiento de los datos
2. Análisis multivariado (modelo de bajas frecuencias)
3. Inversión sísmica
4. Análisis de la incertidumbre

El flujo de trabajo es aplicado a datos sísmicos migrados (RTM) de un yacimiento subsalino de ambiente siliciclástico de cuenca, en un sistema de canales y desbordes. La trampa es una estructura anticlinal asociada a fallas inversas con despegue profundo y con una vergencia hacia la cuenca. Se cuenta únicamente con información del pozo A, el cual cortó litarenitas a nivel de yacimiento.

Acondicionamiento de datos

El acondicionamiento de datos es la parte medular en todo proceso de análisis de amplitudes, por lo que es necesario revisar la secuencia de procesamiento e identificar aquellos procesos que pudieran afectar el comportamiento relativo de las amplitudes, la estabilidad de la fase y el contenido de frecuencias (principalmente la aplicación de filtros y procesos de ganancia). Para este trabajo se contó con información de

sísmica migrada en profundidad (algoritmo RTM), con un contenido de frecuencia de hasta 45Hz. El flujo de acondicionamiento se describe a continuación (fig. 2):

1- Filtro lateral.- El objetivo es remover el efecto del ruido aleatorio, suavizar y enfatizar la información coherente.

2-Compensación espacial de los espectros de amplitud.- Se ecualiza lateralmente la información sísmica utilizando una extracción de amplitud RMS, sobre la ventana de tiempo a nivel del yacimiento, preservando los cambios relativos de amplitud traza a traza (e.g., Morris, 2011; Jason, 2015).

3-Mejoramiento del ancho de banda sísmico.- Existen diversas metodologías para compensar los espectros de amplitud e incrementar el ancho de banda útil de la información sísmica. Las metodologías más comunes son: el blanqueo espectral (e.g., Marfurt y Kirlin, 2001, Kumar et al., 2008), por deconvolución impulsiva, compensación por Q (e.g., Kumar et al., 2008), compensación NMO. En este trabajo se utilizó la técnica propuesta por Kumar et al. (2008) haciendo uso del negativo de la segunda derivada, para enfatizar las componentes de alta frecuencia. Se diseñó un filtro inverso, basado en los criterios de Chopra y Marfurt (2007), en donde se considera que la segunda derivada aporta información del comportamiento de las amplitudes, por lo tanto, se asume que los eventos coherentes de más alta frecuencia (no asociados a ruido), son correlacionables con la información del pozo. De esta manera, se obtiene un espectro de amplitud y fase representativo de la segunda derivada a partir de una ondícula. Kumar et al. (2008), postula que un dato con mayor contenido de frecuencia puede ser obtenido a partir de la fusión del dato sísmico y la segunda derivada con amplitud compensada (ec. 1). Haciendo uso de la ecuación 2, es posible obtener una ondícula deseada a partir de una conocida, mediante la aplicación de un filtro. El filtro puede ser obtenido solucionando la ecuación 3 por mínimos cuadrados (ec. 4) (Jason, 2015; Menke, 2012).

$$W_d = M(W_e, W_{2da}) \quad \text{Ec. 1}$$

$$W_d = W_e * f + e \quad \text{Ec. 2}$$

$$\alpha f = \beta \quad \text{Ec. 3}$$

$$f = (\alpha^T \alpha)^{-1} (\alpha^T \beta) \quad \text{Ec. 4}$$



Dónde:

W_d = Ondicula deseada

W_{2da} = Ondicula de la segunda derivada

W_e = Ondicula entrada

M = Función que define la fusión de los espectros
de amplitud y fase

e = Error

f = Filtro inverso

α = La autocorrelación de la ondicula de entrada

$*$ = Operación convolución

β = La crosscorrelación de la ondicula de
entrada y la deseada

4- Pueden aplicarse filtros para bajas o realizar suavizados estructurales (para reducir los efectos creados por la deconvolución). Los resultados son mostrados en la figura 3, donde se compara la calidad de la sísmica original y acondicionada (fig.s 3a y b), su espectro de amplitud (fig.s 3c y d) y la distribución espacial de las amplitudes a nivel del objetivo (fig.s 3e y f).

Modelo de bajas frecuencias y análisis multi-atributo

Los métodos de inversión sísmica basados en modelos hacen uso de modelos de tierra obtenidos a partir de la información de pozos con el objetivo de (Cooke y Cant, 2010; Rusell, 1988):

- Generar un modelo inicial en el proceso de inversión.
- Agregar la componente de baja frecuencia a los resultados de la inversión (banda limitada). La componente de baja frecuencia convierte las propiedades elásticas relativas asociadas a las reflectividades (obtenidas durante la inversión) en absolutas.
- Generar restricciones a la función objetivo del proceso de inversión.

Los modelos de tierra son representaciones numéricas de las propiedades elásticas del medio en el subsuelo y son creados a partir de la interpretación e integración de información geológica y geofísica. Una manera sencilla de obtenerlos es mediante la interpolación de datos de pozos, sin embargo, su grado de incertidumbre está ligado al número de pozos en el área. El uso de la interpretación sísmica contribuye a reducir la incertidumbre asociada a la falta de muestreo lateral. El propósito de este trabajo es encontrar relaciones robustas entre la velocidad de onda P (V_p), la velocidad sísmica de intervalo y los atributos sísmicos, en áreas con poca información de pozos, para posteriormente inferir la distribución de bajas frecuencias de la impedancia Acústica. Lo anterior es realizado con base en algunos supuestos:

- La velocidad de onda P, puede ser analizada como una serie temporal y su componente de baja frecuencia está ligada a la componente regional, llamada tendencia de compactación normal (TCN).
- La TCN es correlacionarle con la velocidad sísmica, en un rango de 0 a 2 Hz.
- El contraste de impedancias acústicas de pozo guarda una relación directa con la diferencia entre la V_p y la TNC (ec. 5), la cual puede ser llamada anomalía de velocidad An_{Vel} o velocidad secundaria (Negrete y Reyes, 2012). An_{Vel} está asociada a las propiedades litológicas y su contenido de fluidos, por lo que puede asumirse como correlacionable con las amplitudes sísmicas.

$$An_{Vel} = V_p - TCN \quad \text{Ec. 5}$$

Dónde:

TCN = Tendencia de Compactación normal

An_{Vel} = Anomalía de Velocidad.

V_p = Velocidad de Onda P

El flujo propuesto para generar el modelo de bajas frecuencias es mostrado en la figura 4 y se fundamenta el análisis exploratorio de datos (AED) y las ideas de Hampson (2001), en donde una propiedad petrofísica puede ser escrita como una combinación lineal de atributos sísmicos, considerando lo siguiente:

- La diferencia de escalas que existe entre la información de pozo y la sísmica.
- La naturaleza del dato sísmico (banda limitada) y del pozo (banda completa).

Basado en estas ideas, proponemos la ecuación 6; con la que se busca encontrar el conjunto de atributos sísmicos que minimicen la ecuación 7, mediante el método BFGS.

$$An_{Vel_{Est}} = w_0 + w_1 * A_1 + w_2 * A_2 + \dots + w_n * A_n \quad \text{Ec. 6}$$

$$E = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (An_{Vel} - [w_0 + w_1 * A_1 + w_2 * A_2 + \dots + w_n * A_n])^2 \quad \text{Ec. 7}$$

Dónde:

$An_{Vel_{Est}}$: Anomalía de velocidad estimada

w_n : n-ésimo función de peso convolucional

E : Error cuadrático medio

A_n : n-ésimo atributo sísmico

w_0 : Función de peso escalar

$*$ = Operador convolución

En este trabajo se propone aplicar dos métodos diferentes: El primero busca encontrar la relación de toda la combinación de atributos con An_{Vel} y el segundo intenta enfatizar la relación de que guarda cada uno de los atributos con An_{Vel} . Se analizaron diferentes atributos sísmicos, pero sólo se muestran los atributos que guardan mayor correlación con An_{Vel} (tabla 1) para ilustrar este trabajo, los cuales básicamente están basados en amplitud.

Método 1

Se estima la mejor combinación de 3 atributos, mediante un análisis de correlación tipo "stepwise regression" (Hampson, 2001). La figura 5a muestra una matriz de decisión, en donde los ejes representan los atributos sísmicos de la tabla 1 y el color representa la correlación entre $An_{Vel_{Est}}$ (ec.6 con dos atributos) con An_{Vel} del pozo. La figura 5b muestra un gráfico en donde el eje de las abscisas representa el tercer atributo sísmico y el eje de las ordenadas la correlación entre $An_{Vel_{Est}}$ (ec.6 con tres atributos, llamado para este método $An_{Vel_{Est1}}$) y An_{Vel} del pozo. Las correlaciones más altas fueron con los atributos amplitud original, la cuadratura de la amplitud y sweetness. En la figura 7a se muestra el grado de correlación entre $An_{Vel_{Est1}}$ y An_{Vel} de pozo. En la figura 7c se observa el pseudo-registro $An_{Vel_{Est1}}$ y An_{Vel} de pozo.



Método 2

Se aplica la ecuación 6 a cada uno de los atributos sísmicos de manera individual (At_n), para obtener una serie de nuevos atributos $An'_{vel_{Atn}}$ (ec. 8). Estos atributos serán analizados mediante la metodología propuesta en Álvarez (2015), en donde, se genera una nueva variable denominada tau, la cual guarda una relación lineal con la propiedad a estimar (ec. 9). En la ecuación 10 Tau es obtenida a partir de la transformación rotacional de dos nuevos atributos $An'_{vel_{Atn}}$ que maximiza la correlación entre $An_{vel_{Est2}}$ y An_{Vel} de pozo.

$$An'_{vel_{Atn}} = w_0 + w_1 * At_n \quad \text{Ec. 8}$$

$$An_{vel_{Est2}} = m \tau + c \quad \text{Ec. 9}$$

$$\tau = An'_{vel_{Atn}} SF_{A_n} \operatorname{Sen}(\theta) + An'_{vel_{Atm}} SF_{A_m} \operatorname{Cos}(\theta) \quad \text{Ec. 10}$$

Dónde:

- $An'_{vel_{Atn}}$ = Nuevo atributo obtenido del n-ésimo atributo
- $An'_{vel_{Atm}}$ = Nuevo atributo obtenido del m-ésimo atributo
- $An_{vel_{Est2}}$ = $An_{vel_{Est}}$ obtenida por la metodología 2
- At_n = n-ésimo atributo sísmico con $n=1, \dots, n$.
- τ = Tau.
- SF_{A_n} = Factor de peso para $n=1, \dots, n$
- SF_{A_m} = Factor de peso para $m=1, \dots, n$
- m = Pendiente del gráfico τ vs An_{Vel}
- c = Ordenada al origen del gráfico τ vs An_{Vel}
- w_n : n-ésimo función de peso convolucional
- * = Operador convolución

Los resultados de los análisis multi-atributo son graficados en una matriz de decisión (fig. 6a) en donde los ejes representan los nuevos atributos ($An'_{vel_{Atn}}$) y el color representa el grado de correlación que guarda $An_{vel_{Est2}}$ con An_{Vel} del pozo. La figura 6b, muestra el ángulo con el que fueron rotados los atributos $An'_{vel_{At4}}$ y $An'_{vel_{At5}}$ (ver tabla 2) que presentaron la mayor correlación. En la figura 7b, se observa el grado de correlación alcanzado entre An_{Vel} de pozo y $An_{vel_{Est2}}$. En la figura 7c se observa el pseudo-registro $An_{vel_{Est2}}$ y el registro An_{Vel} del pozo.

Se procede a escoger las mejores estimaciones de $An_{vel_{Est}}$ (ya sea por cualquiera de los métodos o una combinación de ambos), para entrenar una red neuronal tipo MLP (Multi Layer Perceptron) y obtener un volumen de An_{Vel} , el cual puede ser calibrado mediante técnicas geoestadísticas. Un cubo de tendencia de compactación normal puede ser modelado a partir de una regresión entre la velocidad sísmica y la componente de bajas frecuencias de la curva de velocidad de pozo. El modelo calibrado de velocidades es obtenido a partir de la suma del cubo de TCN y el cubo de An_{Vel} . El modelo de impedancia acústica guarda una relación lineal con la velocidad sísmica y fue obtenido utilizando cokriging como método de interpolación (fig.8).

Inversión sísmica acústica

La metodología para generar la inversión sísmica acústica es el flujo de trabajo convencional en Jason (2015), el cual consiste en:

- | | | |
|--|---|-------------------------|
| 1. Evaluación petrofísica y física de rocas
2. Factibilidad
3. Amarre sísmica – pozo | 4. Extracción de ondícula
5. Incorporación del modelo de bajas frecuencias
6. Parametrización de la inversión | 7. Controles de calidad |
|--|---|-------------------------|

Los registros de pozos de densidad, sónico compresional y de cizalla, fueron modelados mediante un modelo de física de rocas (Xu and White, 1995) generado a partir de la evaluación petrofísica. La figura 9a muestra el gráfico cruzado de los registros modelados Impedancia P y S, en donde puede identificarse la respuesta del yacimiento (fig. 9b). En este estudio no fue posible contar con información pre apilada (CMP Gathers), por tal motivo solo se cuenta con impedancia P generada de una inversión sísmica acústica. El gráfico impedancia P vs Sw de la figura 9c, muestra un problema univariado linealmente no separable para Sw, por lo que no es posible identificar el yacimiento. En este estudio fue posible identificar algunas anomalías de impedancia, que pudieron ser interpretadas como la respuesta del yacimiento.

Interpretación

La figura 10a muestra la comparación entre el registro de impedancia P del pozo y el pseudoregistro de Impedancia P producto de la inversión. La figura 10b muestra las anomalías impedancia P, asociadas al yacimiento y su correlación con la curva de saturación de agua del pozo (curva blanca); dichas anomalías pueden interpretarse como rellenos de canales amalgamados (modelo de la figura 10c). Las flechas blancas representan anomalías con posibilidad de contener hidrocarburos. La figura 11a, muestra la extracción de un geocuerpo, que representa la probable distribución de roca almacén, la cual es consistente con el sistema de depósito del área (modelo de abanico de la fig. 15b, propuesto por Galloway, 1998). La figura 12a muestra la extracción rms del cubo de impedancia P a nivel de yacimiento, en donde los valores más bajos pueden responder a la distribución del yacimiento. Además, se muestra un geocuerpo generado a partir del gráfico de Impedancia P vs Saturación de agua (fig. 12b).

Análisis de Incertidumbre

Un problema univariado linealmente no separable significa en términos determinísticos que no es posible asociar rangos de valores de impedancia P a ningún tipo de litotipo (criterio de clasificación de una roca, e.g., facies, litologías, propiedades petrofísicas, etc.). Desde el punto de vista de estocástico es posible establecer una medida del grado incertidumbre asociada a la probabilidad de ocurrencia de un determinado litotipo, calculada partir de los datos de pozo. En este trabajo se propusieron cuatro litotipos generados a partir de los valores de corte de Vcl, Phie y Sw (fig. 13a y tabla 3),

con los cuales se simuló el teorema de Bayes (ec. 11 y 12), mediante el método de Montecarlo.

$$P(Lito_n|Pimp) = \frac{P(Lito_n) P(Pimp|Lito n)}{P(Pimp)} \quad \text{Ecuación 11}$$

$$P(Pimp) = \sum^m P(Lito_n) * P(Pimp|Lito n) \quad \text{Ecuación 12}$$

Dónde:

$P(Lito_n|Pimp)$.- Probabilidad de que cierta litología n de lugar a los datos de impedancia P en cierto rango de valores, también conocida como probabilidad posterior (fig. 13d).

$P(Pimp|Lito_n)$.- Probabilidad de obtener los datos de impedancia P en un cierto rango de valores, dado que conozco la litología n (modelo) (fig. 13b).

$P(Lito_n)$.- La probabilidad del modelo está en función de la ocurrencia de cierta litología en el intervalo de interés. También conocida como probabilidad a priori (fig. 13c).

$P(Pimp)$.- Es la probabilidad de ocurrencia de m posibles litologías en todo el rango de valores de impedancia P posibles.

La tabla 3 resume los resultados de este análisis, que en términos simples significan que una anomalía de impedancia acústica comprendida en el rango de valores de análisis (fig. 16b), tiene una probabilidad del 73% de estar asociada la respuesta de una arena y un 63% de formar parte del yacimiento.

Tablas

# de Atributo	Atributo	# de Atributo	Atributo
1	Amplitud Original	5	Cuadratura
2	Frecuencia Instantánea	6	Impedancia Acústica Relativa
3	Fase Instantánea	7	Sweetness
4	Envolvente de la amplitud		

Tabla 1: Relación de atributos sísmicos (Petrel, 2014) utilizados en el análisis multivariado.



# de Atributo	An'_{VelAtn}	At _n	# de Atributo	An'_{VelAtn}	At _n
1	An'_{VelAt_1}	At ₁ = Amplitud Original	5	An'_{VelAt_5}	At ₅ = Cuadratura
2	An'_{VelAt_2}	At ₂ = Frecuencia Instantánea	6	An'_{VelAt_6}	At ₆ = Impedancia Acústica Relativa
3	An'_{VelAt_3}	At ₃ = Fase Instantánea	7	An'_{VelAt_7}	At ₇ = Sweetness
	An'_{VelAt_4}	At ₄ = Envolvente de la amplitud			

Tabla 2: Relación de atributos sísmicos generadores de An'_{VelAtn} (Octave, 2016; Jason, 2015).

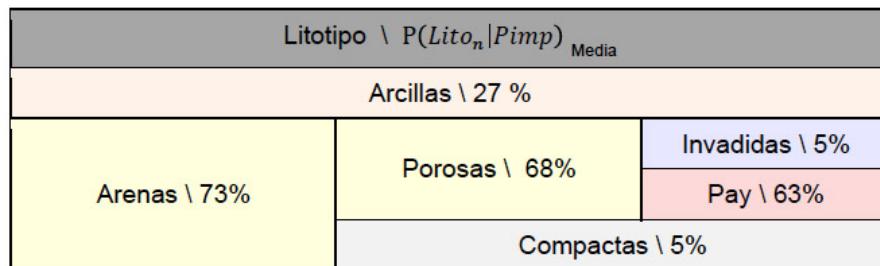


Tabla 3: Análisis de incertidumbre.

Gráficas

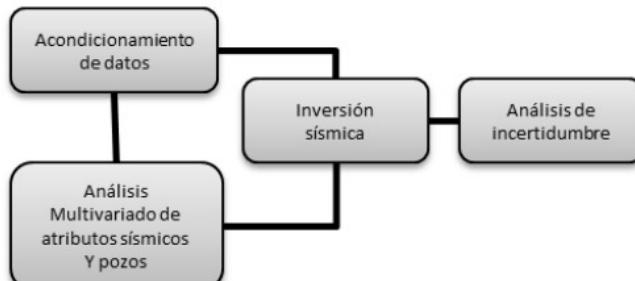


Figura 1: Flujo de trabajo.

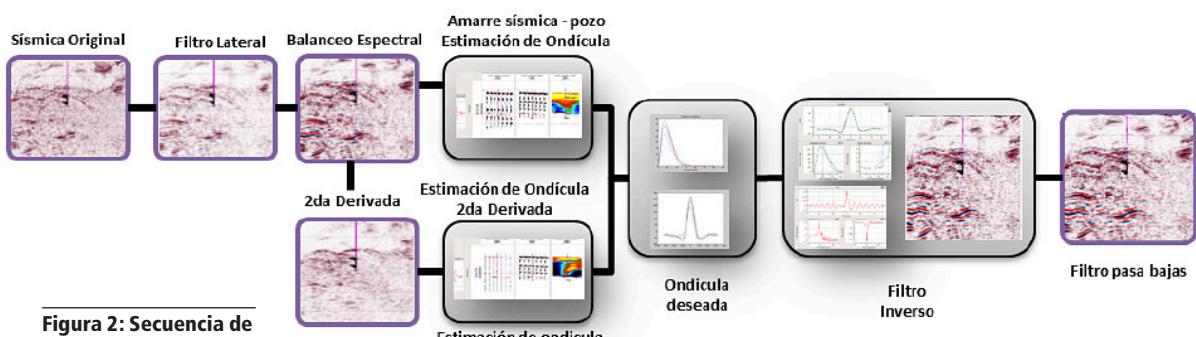


Figura 2: Secuencia de acondicionamiento.

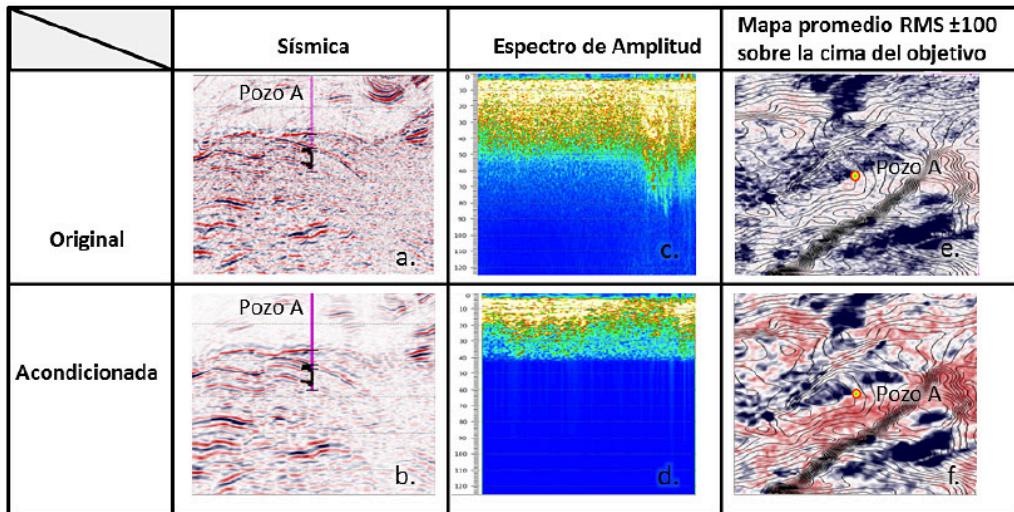


Figura 3: Resultados del acondicionamiento.

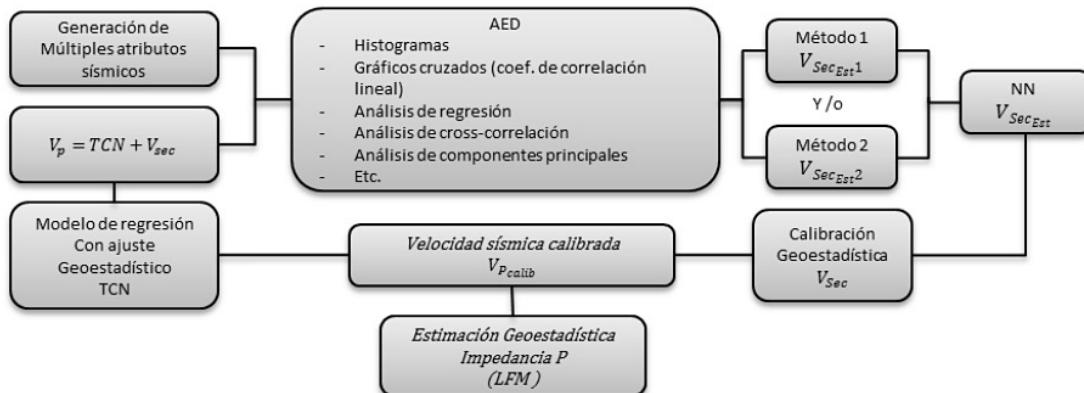


Figura 4: Metodología para generar el modelo de bajas frecuencias.

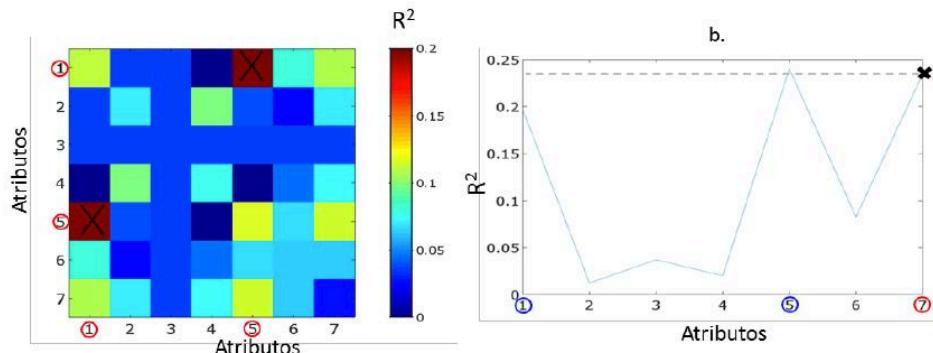


Figura 5: Método 1. Análisis de regresión tipo "step-wise". a) Matriz de decisión de R^2 para pares de atributos. b) Cálculo del 3er atributo.

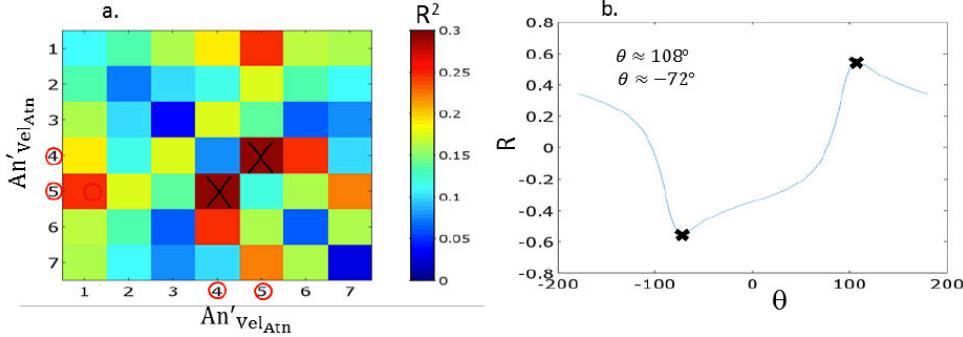


Figura 6: Método 2. Análisis multivariado por rotación de ejes. a) Matriz de decisión de R^2 para los atributos $An'Vel_{Attn}$ y $An'Vel_{Attn}$ del pozo. b) Cálculo del ángulo que minimiza R .

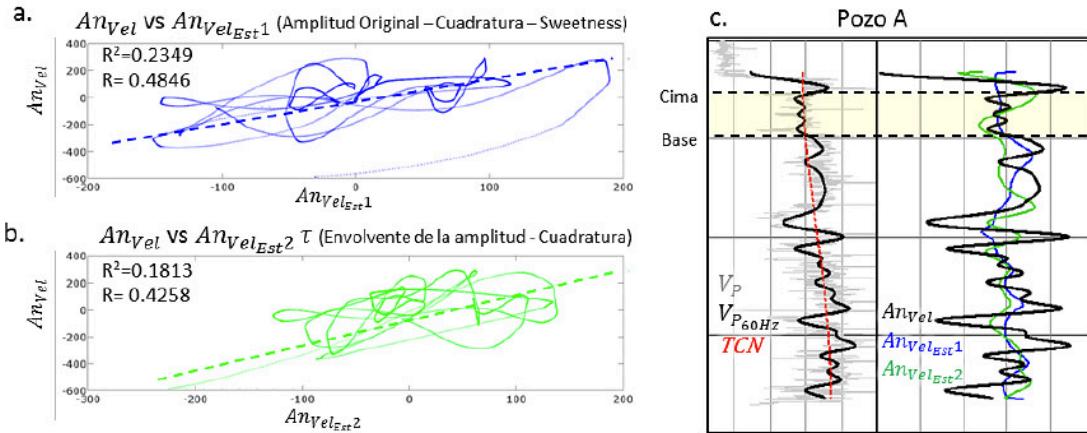


Figura 7: Resultados de la correlación de $An'Vel$. a) Gráfico cruzado $An'Vel$ vs $An'Vel_{Est1}$. b) Gráfico cruzado $An'Vel$ vs $An'Vel_{Est2}$. c) Comparativa de registro de pozos $An'Vel$, $An'Vel_{Est1}$ y $An'Vel_{Est2}$.

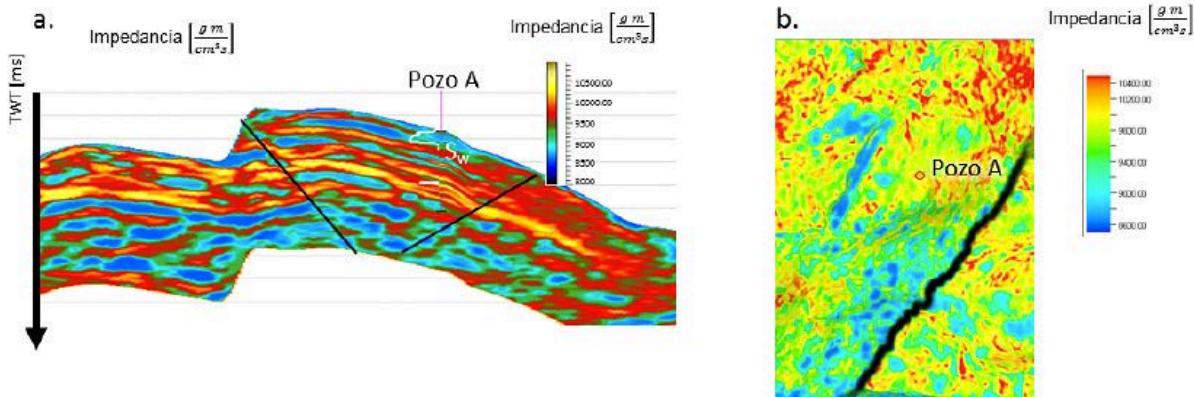


Figura 8: LFM. a) Cubo de impedancia P. b) Corte estratigráfico a nivel del objetivo del cubo de impedancia P.

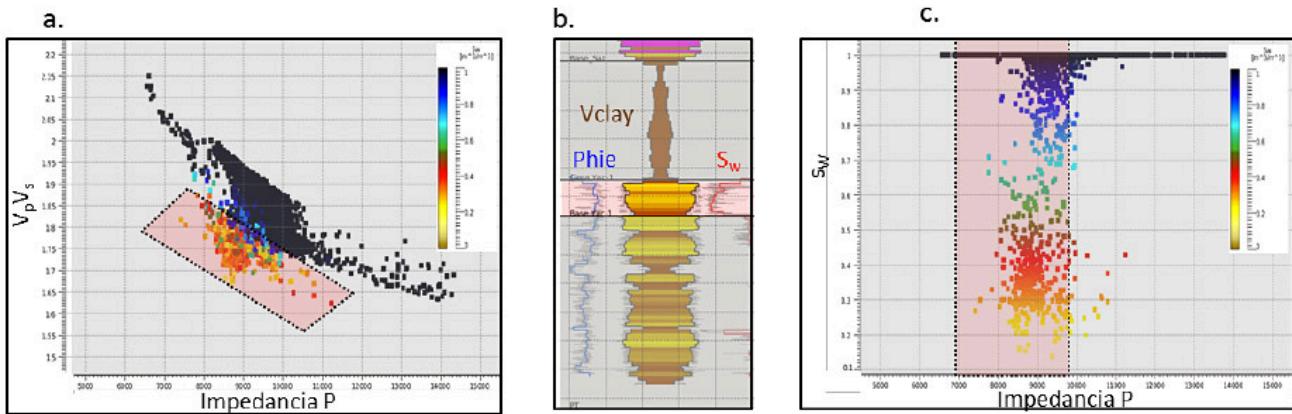


Figura 9: Registros Modelados. a) Problema bivariado linealmente separable para S_w . b) Identificación del objetivo en gráfico Impedancia P vs V_pV_s c.) Problema univariado linealmente no separable para S_w .

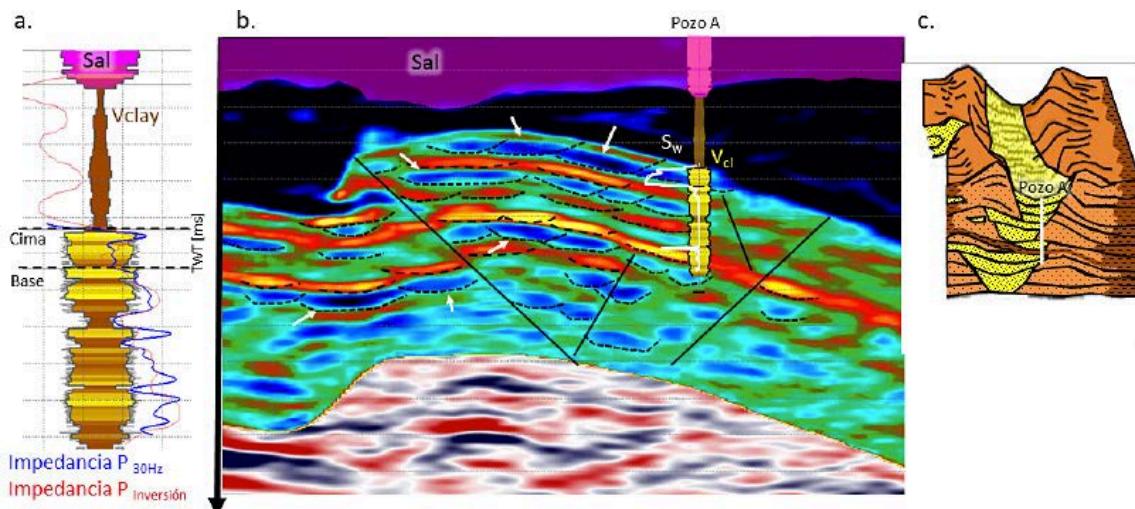


Figura 10: Resultados de la inversión. a) Registros de impedancia P del pozo y la inversión. b) Sección interpretada sobre el cubo de impedancia P a la altura del pozo A. c) Modelo de depósito del pozo A (modificado de Galloway, 1998).

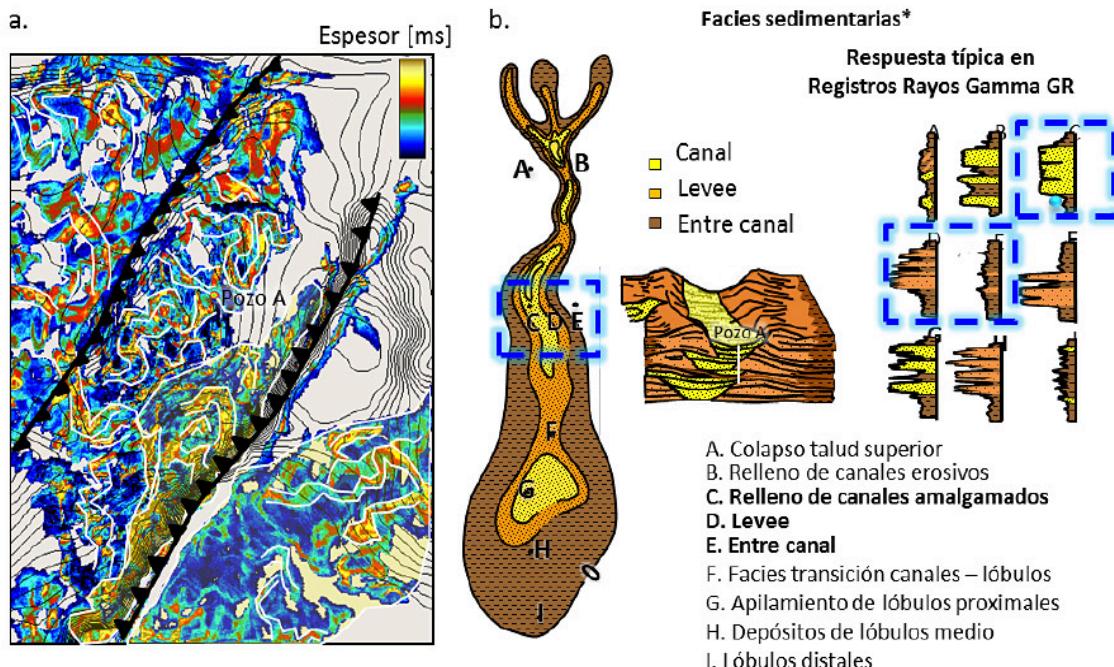


Figura 11: Resultados de la inversión. a) Geocuerpo obtenido del cubo de impedancia P. b) Modelo de depósito para el pozo A (Galloway, 1998).

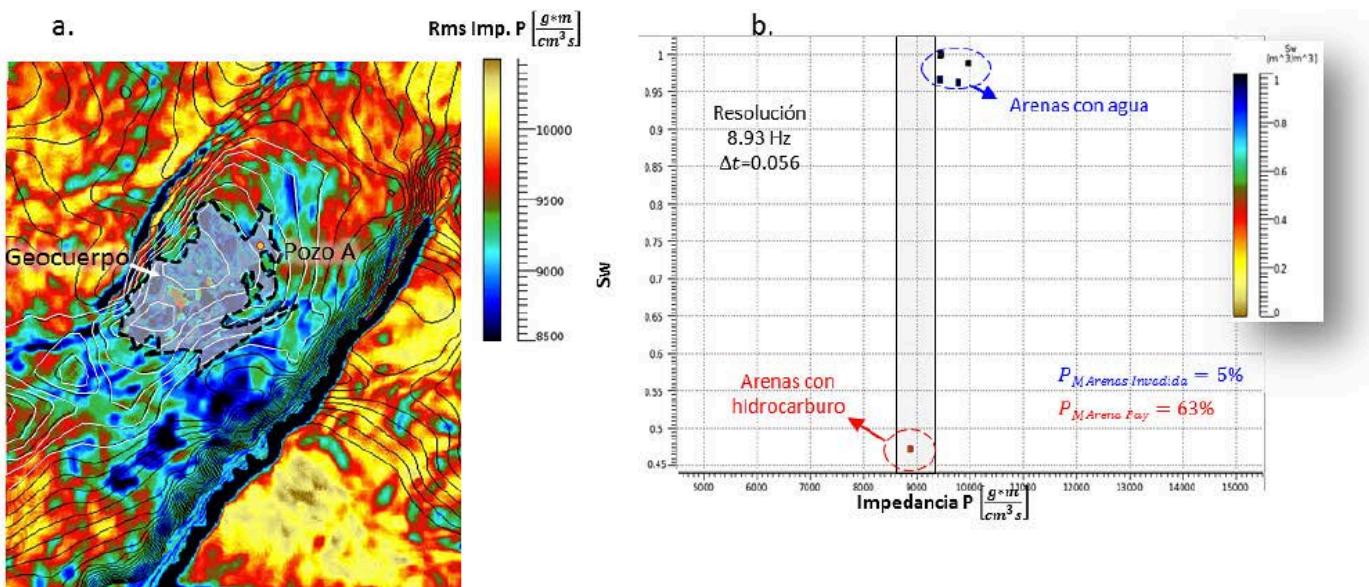


Figura 12: Resultados de la inversión. a) Mapa Rms de impedancia P y Geocuerpo obtenido del cubo de impedancia P. b) Intervalo de valores de impedancia P, que generaron el geocuerpo.

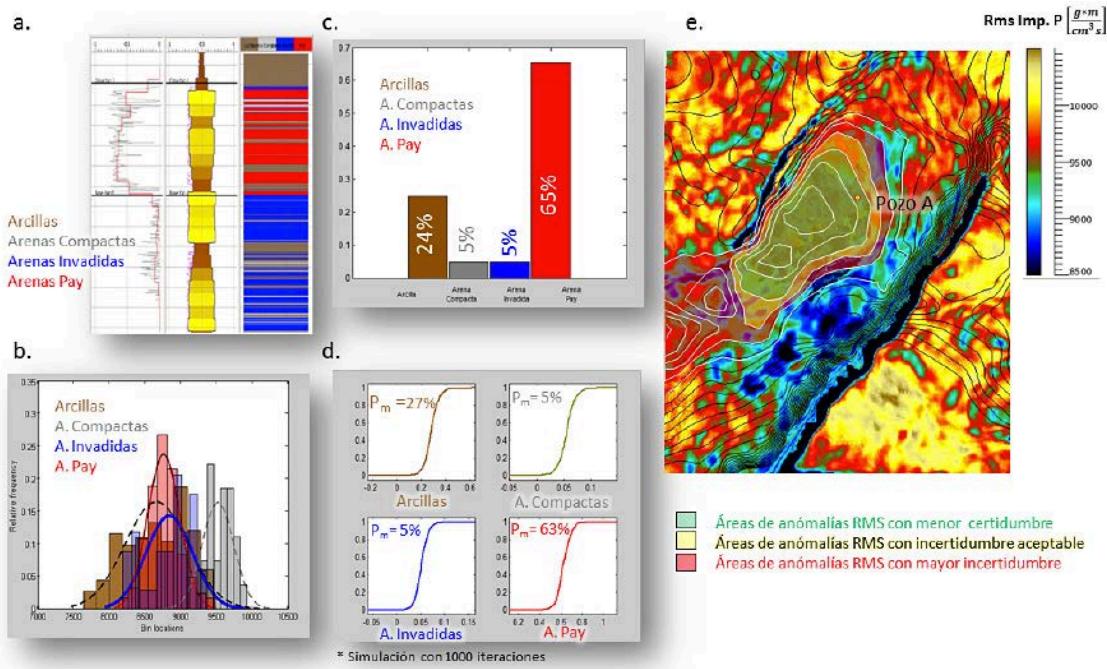


Figura 13: Análisis de incertidumbre. a) Modelo de litotipos en el pozo A. b) Distribuciones de probabilidad por litotipo. c) Modelo recurrencia de litotipos en el pozo A. d) Resultados de la simulación de la probabilidad posterior. e) Mapa de incertidumbre integrado.

Conclusiones

El flujo de trabajo propuesto tiene la finalidad de ser una alternativa metodológica de interpretación, cuando los datos disponibles son limitados y en condiciones de incertidumbre (e.g., las condiciones subsalinas). En el caso de este trabajo, la metodología permitió definir el sistema de depósito y la posible distribución del yacimiento, con una medida del grado de incertidumbre asociado. Los tres puntos clave en los que se basó el éxito de esta metodología son:

1. El modelo de física de rocas
2. La calidad del dato sísmico
3. El análisis de la relación de la información sísmica y el dato de pozo

El presente trabajo se enfocó principalmente en el

acondicionamiento de los datos sísmicos y el análisis multivariado. Los resultados obtenidos con la inversión superaron la expectativa referente a la calidad del dato sísmico, en gran medida gracias al acondicionamiento y al modelo de bajas frecuencias que permitió a la inversión a converger de una manera más favorable a la interpretación. Creemos que el éxito del modelo de bajas frecuencias está ligado a la relación que existe entre la anomalía de velocidad An_{vel} y las reflectividades sísmicas. Con respecto al análisis de incertidumbre, es importante mencionar que está condicionada a la cantidad de pozos en el área, la ventana de análisis y la evaluación petrofísica. El modelo de probabilidades de este trabajo se estableció únicamente a partir del pozo A para toda el área, el cual será válido si las condiciones litológicas, de compactación y el régimen de presiones no varían en el yacimiento. Las anomalías de inversión son consistentes con la geología y el análisis de incertidumbre considera interpretación del yacimiento (la probabilidad es confiable si cumple con elementos del sistema petrolero).

Nomenclaturas

AED - Análisis exploratorio de datos

An_{Vel} -Anomalía de Velocidad

An_{VelEst} -Anomalía de velocidad estimada

$An_{VelEst1}$ - Anomalía de velocidad estimada por el método 1

$An_{VelEst2}$ - Anomalía de velocidad estimada por el método 1

BFGS- Método Broyden-Fletcher-Goldfarb- Shanno

Impedancia $P_{f\text{ hz}}$ - Impedancia P filtrada a la frecuencia f (en hz)), e.g., 10 hz, 30 hz, 60 hz, etc

LFM - Modelo de bajas frecuencias (Low Frequency Model)

Vcl - Volumen de arcilla

Sw - Saturación de agua

Phie - Porosidad efectiva

R- Coeficiente de correlación de Pearson

R² - Coeficiente de determinación

Vp- Velocidad de onda P

Vp f hz - Velocidad de onda P filtrada a la frecuencia f (en hz).

VpVs - Relación de onda P y onda S

TCN - Tendencia de compactación normal

Agradecimientos

A la Ing. Luz Angélica Tristán Serrano, por el apoyo brindado en la validación del modelo de depósito.

Referencias

Articulos

• Cooke, D. and Cant, J. 2010. Model-based seismic inversion: comparing deterministic and probabilistic approaches. Canadian Society of Exploration Geophysicist Recorder, vol. 35: 28-29.

• Galloway, W. E. 1998. Siliciclastic slope and base of slope depositional systems: component facies, stratigraphic architecture and classification. AAPG Bulletin, vol. 8, no. 4: 569-595.

• Hampson D. P., Schelke, J. S. and Quirenin, J.A. 2001. Use of multiattribute to predict log properties from seismic data, Geophysics, vol. 66, no. 1: 220-236.

• Letki, L., Tang, J., Inyang, C., Du, X. and Fletcher R. 2015. Depth domain inversion to improve the fidelity of subsalt imaging: a Gulf of México case study. First Break, Vol 33, No 9: 81-85.

• Marfurt, K. J., and Kirlin, R. L. 2001. Narrow-band spectral analysis and thin-bed tuning: Geophysics, vol. 66, no. 4: 1274-1283.

• Morris, H., Hardy, B., Efthymiou, E. and Kearney, T. 2011. Rock physics and reservoir characterization of a calcitic-dolomitic sandstone reservoir. First Break, vol. 29, no. 6: 71 – 79.

• Xu, S. and White, R.E. 1995. A new velocity for clay sand mixtures. Geophysical Prospecting, vol. 43, no. 1: 91-118.

• Kumar, S., Kumari, K., y Biswal, A. 2008. Frequency Enhancement of Seismic Data a comparative study. Canadian Society of Exploration Geophysicist Recorder, Vol. 33 No. 04: 33-43.

Conferencias

• Baldock, S., Camp R., Cai J., Wang B., and Ma X. 2009. Freedom wide-azimuth processing and imaging a case history study of WAZ imaging in Mississippi Canyon, Gulf of México. SEG, expanded abstracts: 639-642. Presentado en: 79th SEG Annual International Meeting, Houston, Texas, USA, octubre 25-30. <http://dx.doi.org/10.1190/1.3255837>

• Du X., Fletcher R. and Cavalca M. 2016. Prestack Depth-domain Inversion after Reverse Time Migration. EAGE, extended abstract. Presentado en: 78th EAGE Conference and Exhibition, Vienna Austria, mayo 30 - junio 2. <http://dx.doi.org/10.3997/2214-4609.201601429>.

• Ávarez, P., Bolívar, F., Di Luca, M. and Salinas, T. 2015. Multi-attribute rotation scheme: A tool for reservoir properties prediction from seismic inversion attributes. SEG, expanded abstracts: 2723-2727. Presentado en: 85th SEG Annual International Meeting, New Orleans, Louisiana USA, octubre 18-23. <http://dx.doi.org/10.1190/INT-2015-0029.1>

• Negrete, C. R. and Reyes P. A. 2012. The Use of Interval Velocities as a Seismic Attribute. EAGE, extended abstract. Presentado en: 74th EAGE Conference and Exhibition incorporating SPE EUROPEC 2012, Copenhague Dinamarca, junio 4-7. <http://dx.doi.org/10.3997/2214-4609.20148480>

• Yan, R. and Xie, XB. 2012. AVA analysis based on RTM angle-domain common image gather. SEG, expanded abstracts:

1-6. Presentado en: 82nd SEG Annual International Meeting, Las Vegas, Nevada, USA, Noviembre 4-9. <http://dx.doi.org/10.1190/seagm2012-0521.1>

Libros

Chopra, S., and Marfurt, K. J. 2007. Seismic attributes for prospect identification and reservoir characterization. SEG Geophysical developments series Tulsa. Oklahoma, USA. SEG - EAGE. 464 páginas

Rusell, B. H. 1988, Introduction to seismic Inversion methods, Course notes series, no.2. Tulsa, Oklahoma. Society of Exploration Geophysicist. 90 páginas

Wiliam Menke. 2012. Geophysical data analysis: discrete inverse theory MATLAB edition. San Diego, USA. Academic Press. 289 páginas.

Software

Jason 8.4.2. build. 2015. CGG, <http://www.cgg.com/en/What-We-Do/GeoSoftware/Solutions/Jason>

Geoview HR-9/R2. 2013. CGG, <http://www.cgg.com/en/What-We- Do/GeoSoftware/Solutions/HampsonRussell>

Petrel 2014.2. 2014. Schlumberger, <https://www.software.slb.com/products/petrel>

[Octave 4.2, 2016, https://www.gnu.org/software/octave/](https://www.gnu.org/software/octave/)

Trayectoria profesional del autor y coautores:

Christian Agni Ramírez Herrera. Ingeniero Geofísico de la UNAM, 2006 con maestría en I. petrolera por la UNAM, 2009, participó en proyectos de Métodos Numéricos Aplicados, IMP. Actualmente pertenece a la Coordinación de Caracterización del activo de Exploración Aguas Profundas, en procesos sísmicos cuantitativos.

Agustín Heriberto Domínguez Mendoza. Ingeniero Geofísico del IPN, egresado en 2001, ha participado en proyectos de exploración en tierra y en aguas profundas del Golfo de México enfocado en procesados sísmicos cuantitativos, actualmente pertenece a la Coordinación de Caracterización y Delimitación del activo de Exploración Aguas Profundas.

Dámaso Contreras Tebar. Ingeniero Geofísico de la UNAM, 1983 con Maestría en Ciencias en la Universidad de Aberdeen, 2012, ha participado en el Centro de Procesado de Datos Geofísicos y diferentes proyectos en exploración enfocados a procesos sísmicos cuantitativos (AVO e Inversión Sísmica).



Anisotropía Sísmica: Una Breve Revisión General

Douglas Alberto Gómez Reyes, Mario Alfonso Centeno Miranda
y Sergio Chávez Pérez
Dirección de Servicios en Exploración y Producción
Instituto Mexicano del Petróleo (IMP)

Artículo NUEVO

● Resumen

En este trabajo, revisamos los fundamentos sobre los que se apoya la teoría anisótropa de propagación de ondas sísmicas en geofísica de exploración. Describimos brevemente su complejidad matemática, los diferentes sistemas de simetría anisótropos y discutimos la estimación de los parámetros de Thomsen. Es claro que el tema es extenso y complejo, su buen dominio requiere años de estudio y práctica. Sin embargo, la necesidad apremiante de la inclusión anisótropa en representación sísmica (modelado, migración, tomografía e inversión) y procesamiento de datos sísmicos, alientan la creación de trabajos como éste con el objetivo de promover la discusión técnica en la industria petrolera nacional sobre uno de los temas más relevantes de la industria petrolera mundial.

Introducción

Resultado de la interacción técnica con personal de Petróleos Mexicanos (PEMEX), Instituto Mexicano del Petróleo (IMP) y empresas de servicios geofísicos, ha surgido la necesidad de revisar y discutir aspectos fundamentales sobre la anisotropía sísmica. En los últimos años, el tema se ha convertido en una tendencia mundial, exigiendo la demanda de grandes esfuerzos en recursos humanos y tecnológicos para entender,

asimilar, desarrollar e implementar flujos de trabajo óptimos para hacer frente a la realidad anisótropa del subsuelo.

La anisotropía es una propiedad de la materia. Describe el cambio de sus propiedades (presión, temperatura, elasticidad, conductividad, permeabilidad, etc.), al variar el ángulo de la dirección en que se mide. La anisotropía sísmica es un problema de escala. Depende de la longitud de la norma que sondea las propiedades físicas de los medios materiales. Cuando las propiedades de la materia no varían con la dirección, el medio se denomina isótropo. Por lo tanto, la isotropía es el caso especial de la anisotropía. En sismología de exploración, la anisotropía sísmica se define como la variación de la velocidad sísmica con la dirección de propagación en la escala de frecuencia de los datos sísmicos adquiridos en la superficie terrestre (10-80 Hz).

En décadas pasadas, la adquisición y procesamiento sísmicos provenían de datos de reflexión de ondas P de distancias fuente a receptor cercanas. Los efectos dinámicos en la propagación sísmica, debido a la variación de la velocidad con la dirección, o anisotropía sísmica, eran mínimos, al punto de considerar la respuesta anisótropa del subsuelo como información indeseable. Los errores de ajuste entre las velocidades de apilamiento e intervalo se corregían a través de un estiramiento de las imágenes isótropas.

En años recientes, la adquisición de datos sísmicos de mejor calidad, gracias al robusto desarrollo y abaratamiento en el poder de cómputo y la adquisición de datos sísmicos de grandes distancias fuente a receptor, azimut completo, multicomponente, etc., y la necesidad imperante de hacer frente a una mayor complejidad geológica de los yacimientos, ha exigido a la industria petrolera nacional incorporar y corregir el efecto anisótropo del subsuelo.

Anisotropía y heterogeneidad no son sinónimas. La heterogeneidad describe las variaciones de las propiedades físicas entre dos o más puntos. En general, la anisotropía y la heterogeneidad coexisten. Por lo tanto, teóricamente, cuatro modelos elásticos son posibles (Ikelle y Amundsen, 2005): (1) isótropo y homogéneo, (2) isótropo y heterogéneo, (3) anisótropo y homogéneo, y (4) anisótropo y heterogéneo. El modelo 1 es el más sencillo, ampliamente estudiado y válido para medios de baja complejidad geológica estructural y distancias fuente a receptor cercanas. El modelo 2 es una aproximación de alta frecuencia, válido en la escala de los datos de laboratorio. El modelo 3 es una aproximación de baja frecuencia, válido en la escala de los datos sísmicos de superficie y de gran valor para datos provenientes de medios de gran complejidad geológica estructural, grandes distancias fuente a receptor y azimut completo. El modelo 4 no es de valor geofísico, ya que

supone una imagen sísmica cuyo contenido de frecuencia es todo el espectro sísmico. Por otra parte, aunque en la escala sísmica la heterogeneidad y la anisotropía imitan su efecto dinámico (amplitud y tiempo de viaje), numéricamente es más sencilla una descripción dinámica en términos de la anisotropía sísmica. A partir de ahora, a menos que se indique lo contrario, el desarrollo de la discusión supone un modelo del tipo 3.

Por simplicidad geométrica, la anisotropía sísmica se divide en dos tipos: (a) variación de la velocidad con el eje vertical, genéricamente conocida como anisotropía polar; y (b) variación de la velocidad con el eje horizontal, conocida como anisotropía azimutal. Con rigor, la propiedad física responsable del comportamiento anisótropo del subsuelo es la elasticidad, gobernada a través de los parámetros elásticos de rigidez, contenidos en la ecuación generalizada de Hooke y la densidad de la materia. En el caso más sencillo, la anisotropía sísmica la podemos pensar en términos de cambios de las constantes elásticas de Lamé y la densidad con la dirección polar y azimutal.

La discusión de los subtemas siguientes, supone medios continuos, elásticos y lineales. La idea de un medio continuo permite describir los esfuerzos, desplazamientos y deformaciones de la materia, así como la propagación de las ondas sísmicas, con base en la teoría de la mecánica clásica. Por medio elástico, se entiende que la materia (formación de rocas) conserva su estado de equilibrio original (forma y volumen) después de experimentar una deformación mecánica. Por medio lineal, una relación entre fuerza por unidad de área unitaria versus desplazamiento sobre cualquier punto que satisface las propiedades algebraicas de superposición y homogeneidad. Estas suposiciones son válidas siempre que las fuerzas exteriores y gradientes de desplazamiento sean pequeños, esto es, no vayan más allá del punto de fluencia de los materiales elásticos (Ikelle y Amundsen, 2005).

En sismología de exploración, el interés por la anisotropía parte del entendimiento de las causas que la originan, cómo se relaciona con las propiedades físicas de las rocas y los efectos que produce en la representación sísmica (modelado, tomografía, migración e inversión), siempre empeñando esfuerzos por obtener una imagen anisótropa superior que su contraparte isotropa. El estudio de la anisotropía sísmica debe verse y entenderse como un problema multidimensional y multidisciplinario. Hoy día, gracias al poder en cómputo, está al alcance de la industria petrolera

la implementación de flujos de trabajo anisótropos, donde el principal problema radica en la correcta estimación de los parámetros anisótropos. La parametrización anisótropa estándar de las velocidades de fondo de propagación de ondas P se hace a través de los parámetros de Thomsen (1986), Delta (δ) y Epsilon (ϵ), que capturan la combinación de los coeficientes de rigidez de la teoría elástica lineal regida por la ecuación constitutiva de Hooke. Los parámetros de Thomsen son versátiles y genéricos; conservan el mismo sentido y significado físico tanto en medios de simetría mínima como triclinica u ortorrómbica o mayor complejidad como hexagonal, responsable de describir los medios de isotropía transversal y los medios sedimentarios de uso amplio en la industria petrolera.

La anisotropía sísmica ha aguardado largo tiempo para ser considerada en la construcción de los modelos de velocidad. La matemática que describe su comportamiento, incluso en los casos más simples, no es fácil. La anisotropía sísmica es un tema en constante evolución, prueba de ello la cantidad de artículos técnicos que se generan tanto en centros universitarios como en sociedades y asociaciones profesionales en todo el mundo.

En este trabajo, revisamos los fundamentos sobre los que se apoya la teoría anisótropa de propagación de ondas sísmicas en geofísica de exploración. Describimos brevemente su complejidad matemática, los diferentes sistemas de simetría anisótropos y discutimos la estimación de los parámetros de Thomsen. Es claro que el tema es extenso y complejo, su buen dominio requiere años de estudio y práctica. Sin embargo, la necesidad apremiante de la inclusión anisótropa en representación sísmica y procesamiento de datos sísmicos, alientan la creación de trabajos como éste con el objetivo de promover la discusión técnica en la industria petrolera nacional sobre uno de los temas más relevantes de la industria petrolera mundial.

Anisotropía Sísmica

El estudio de la anisotropía es reciente en la historia de la ciencia. De acuerdo con Armstrong et al. (1994), una de las primeras observaciones sobre el comportamiento anisótropo de la materia se debe a George Louis Leclerc, conde de Buffon, a mediados del siglo XVIII, y en 1879, Rutledge, usó por primera vez la palabra "anisotropía" para describir el comportamiento de la luz a través de los cristales.



Los primeros desarrollos matemáticos sobre la propagación de ondas en medios anisótropos fueron desarrollados por J. McCullagh (1831), G. Green (1838) y W. Thomson (1856), publicados por la Real Sociedad de Irlanda, Sociedad Filosófica de Cambridge y Real Sociedad de Londres, respectivamente [Dellinger (1991) y Helbig y Thomsen (2005)].

En el ámbito de la sismología, de acuerdo con Helbig y Thomsen (2005), los primeros estudios anisótropos fueron realizados a finales del siglo XIX por el profesor de la Universidad Jaguelónica de Cracovia, Maurice Rudzki, quien en 1898 intentó determinar el frente de ondas en un medio de isotropía transversal (TI, por sus siglas en inglés). Sin embargo, debido a la complejidad numérica, sólo logró determinar parcialmente unos cuantos puntos. En 1911, Rudzki logró desarrollar una solución numérica al problema de representación gráfica del frente de ondas, y es el primero en darse cuenta de la triplicación del frente de ondas SV, así como en resolver el problema para medios ortorrómicos. Maurice Rudzki muere en 1916 y salvo contadas excepciones, la investigación sobre anisotropía sísmica del subsuelo de detuvo por casi cuatro décadas (Helbig y Thomsen, 2005).

Hacia la década de los años 50s del siglo pasado, mediciones tanto en la superficie como en el laboratorio, indicaban una diferencia entre los tiempos de viaje de ondas P en direcciones ortogonales. Los primeros cálculos anisótropos para ángulos intermedios, suponían una relación de propagación elipsoidal (anisotropía elíptica). Una suposición ad hoc, ya que bastaría con medir las velocidades horizontales y verticales y resolver la velocidad para cualquier ángulo entre los semiejes mayor y menor a través de la ecuación general de la elipse (Armstrong et al., 1994). Sin embargo, con rigor, en un medio anisótropo debido a la laminación (sedimentación de capas finas en una escala pequeña comparada con la longitud de onda predominante), sólo las ondas SH describen un frente de ondas elipsoidal. Los frentes de ondas P y SV nunca son elipsoidales (Helbig, 1983). Un resultado importante de estos medios es que si el módulo de corte μ (segunda constante de Lamé) es igual en cada una de las capas sedimentarias, el medio degenera en un semiespacio isótropo sin importar el comportamiento de la primera constante de Lamé, λ (Berryman et al., 1999).

El problema anisótropo es multidimensional (longitud de onda predominante, distancia fuente a receptor, profundidad de interés, simetría del subsuelo) y depende de la escala en la que se mide. La anisotropía sísmica se relaciona con la distancia fuente a receptor, longitud de onda predominante, y lo que hemos llamado relación geológica, r_e . Este último concepto, numéricamente menor que la unidad, posee dos

acepciones fácilmente reconocidas en el contexto de la discusión: (1) define el cociente entre el espesor promedio de las capas sedimentarias y la longitud de onda predominante; y (2) define el cociente entre el tamaño de las fracturas o fallas entre la longitud de onda predominante. Es necesario señalar que la manifestación anisótropa del subsuelo, no depende de factores métricos claramente separables entre sí. Por lo tanto, no es posible postular regla de mano alguna. En su esencia, la anisotropía sísmica depende de la complejidad estructural y sedimentaria de la geología del subsuelo.

La anisotropía sísmica puede deberse a tres razones geológicas: (1) anisotropía intrínseca de los minerales y su alineación preferencial durante la sedimentación, (2) estratificación rítmica horizontal de capas delgadas y (3) fracturas y fallas de escala subsísrica. Sin embargo, no es posible determinar, a través del efecto anisótropo en los datos sísmicos, a cual o a cuales de las tres causas se debe la anisotropía observada. Por esta limitación per se, independientemente de la causa geológica, la anisotropía sísmica se caracteriza a través de los parámetros de Thomsen (1986), ϵ y δ , y las velocidades sísmicas en las direcciones vertical v_{PZ} , horizontal v_{PX} y sobretiempo normal v_{PNMO} . Los parámetros de Thomsen gobiernan las velocidades de fondo de propagación de los frentes de ondas a través del subsuelo. En la fig. 1 se muestra la respuesta 2D al impulso de ondas P en un medio elástico homogéneo, no dispersivo, isótropo (izq.) versus anisótropo (der). En un medio isótropo las velocidades no varían con la dirección de propagación. Por lo tanto, la respuesta isótropa al impulso genera un frente de ondas circular. En un medio anisótropo el frente de onda se deforma en una seudo elipse, donde la velocidad es mayor en la dirección horizontal que en la dirección vertical para un mismo tiempo dado, t_n .

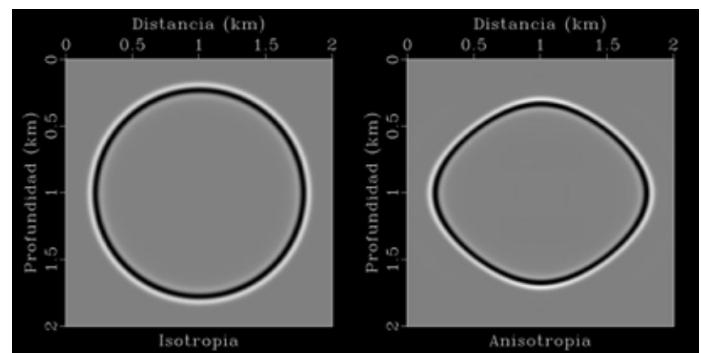


Figura 1: Respuestas 2D al impulso. Propagación isótropa versus anisótropa de un frente de ondas P en un medio elástico, homogéneo y no dispersivo. La velocidad es mayor en la dirección horizontal que en la dirección vertical. Calculadas con la paquetería gratuita y de código abierto, Madagascar [disponible en http://www.ahay.org/wiki/Main_Page]. (Adaptado de Cheng y Kang, 2014).

En un contexto histórico, la sismología de exploración ha tendido a ignorar la naturaleza anisótropa del subsuelo. El efecto frecuentemente es mínimo (3-5%) para levantamientos sísmicos convencionales con distancias fuente a receptor cercanas, con ángulos de propagación menores que 30°. Por ejemplo, las curvas de los tiempos de viaje del sobretiempo normal (NMO, por sus siglas en inglés) de ondas P para distancias fuente a receptor cercanas, son quasi hipérbolas, aún en presencia de anisotropía moderada o fuerte (Dellinger, 1991). Por lo tanto, en términos prácticos, las ondas P son insensibles a la anisotropía para distancias fuente a receptor cercanas. Razón por la cual, la industria petrolera ha llegado a considerar la anisotropía sísmica como ruido, ignorando sus bondades dinámicas como un indicador útil de las propiedades elásticas del subsuelo.

Un ejemplo canónico que ilustra y justifica el porqué de la ausencia anisótropa en distancias fuente a receptor cercanas, lo reproducimos y adaptamos de Helbig y Thomsen (2005). En la fig. 2 se muestra la superficie de lentitud (recíproco de la velocidad de propagación [fase]) de tres frentes de ondas P isótropos versus anisótropos, qP (explicación más adelante). En color amarillo se ha dibujado un triángulo equiángulo, área en donde la superficie de lentitud (y por lo tanto el frente de ondas), es quasi circular para ángulos menores que 30°, medidos a partir del eje vertical, para diferentes valores anisótropos. En la fig. 2a, la anisotropía del medio es de 9.5% entre la velocidad horizontal y vertical. En la fig. 2b, la anisotropía es de 18%, y en la fig. 2c, la anisotropía del medio es de 14%. La fig. 2 pone de manifiesto la contribución cinemática anisótropa poco significativa para distancias fuente a receptor cercanas ($\sim \leq 30^\circ$) y ayuda a entender por qué, hasta años recientes, el subsuelo se ha considerado isotrópico. Asimismo, como complemento, ilustra la necesidad imperante de incluir el efecto anisótropo para distancias fuente a receptor grandes ($\geq 30^\circ$).

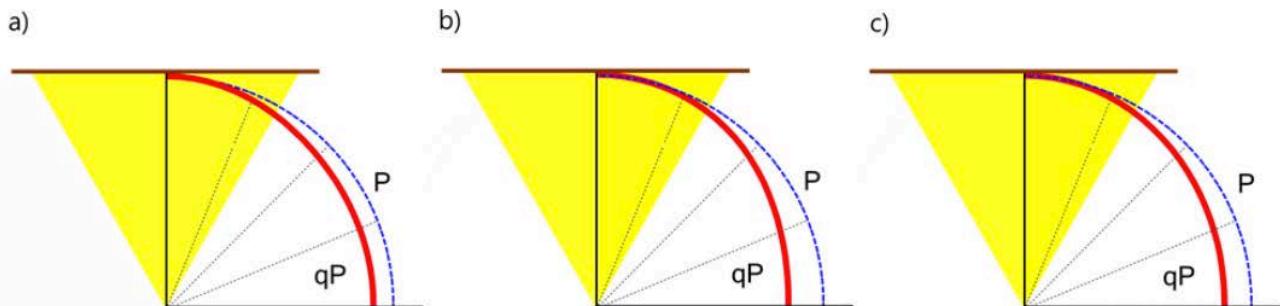


Figura 2: Comparación entre superficies de lentitudes de ondas P isótropas (línea azul discontinua) y anisótropas qP (línea roja continua) en diferentes medios anisótropos: a) 9.5% ($(\varepsilon)=0.1$ y $(\delta)=0.2$), b) 18% ($(\varepsilon)=0.2$ y $(\delta)=0.1$) y c) 14% ($(\varepsilon)=0.15$ y $(\delta)=0.05$). El triángulo amarillo representa la apertura promedio de la distancia fuente a receptor cercana en la que los efectos anisótropos son despreciables ($\sim 30^\circ$) [modificado de Helbig y Thomsen, 2005].

En la práctica se distinguen dos clases de anisotropía sísmica: (a) intrínseca y (b) observada. La primera se define como la anisotropía que se mide en la escala de frecuencia de laboratorio (10^{-5} - 10^{-8} Hz) y la segunda como el efecto que se mide a partir de los datos de registros sónicos (10^{-3} - 10^{-5} Hz) [Liner y Fei, 2007]. El término de anisotropía intrínseca suele ser conflictivo, debido a que la anisotropía sísmica es un problema de escala y suele ser difícil establecer cuándo un comportamiento anisótropo es intrínseco a la roca. Autores como Helbig (1998), consideran que el término "anisotropía intrínseca" cobra sentido sólo si hace alusión a dimensiones de estructuras de varios órdenes de magnitud por debajo de la longitud de onda predominante. Liner (2012) señala que la anisotropía intrínseca no depende de la frecuencia y es una propiedad per se de la roca, como lo es la densidad o el módulo volumétrico.

La Dificultad del Problema Anisótropo

La anisotropía sísmica es una propiedad mecánica de los medios elásticos. Cuando el frente de ondas que se propaga por un semiespacio se deforma con la dirección, las cantidades escalares que controlan el campo de velocidades se convierten en tensores anisótropos. La propagación de ondas sísmicas se describe a través de la ecuación de onda, la cual es la relación de dos igualdades fundamentales; la ecuación constitutiva de Hooke (Ec. 1) y la segunda ley de Newton sobre un volumen arbitrario (Grechka, 2009)

$$\sigma_{ij} = \sum_{k,l=1}^3 c_{ijkl} \epsilon_{kl} . \quad (1)$$

La Ec.1 describe la relación lineal entre los esfuerzos σ_{ij} y las deformaciones ϵ_{kl} introduciendo un tensor elástico de rigidez c_{ijkl} de cuarto orden [en una definición simple, los tensores son la generalización de los espacios escalares y vectoriales; un escalar es un tensor de orden (o rango) cero, un vector es un tensor de orden uno, una matriz es un tensor de orden dos, etc.].

La contribución más importante a la teoría elástica fue la introducción de una descripción en coordenadas libres del tensor elástico. Este sistema de referencia es el sistema característico (también conocido como eigensistema o sistema propio) del tensor elástico y al igual que el sistema característico de una matriz simétrica, el tensor elástico es diagonalizable (una matriz $A \in F_{n \times n}$) es diagonalizable si existe una matriz no singular $B \in F_{n \times n}$, tal que $A = BDB^{-1}$, donde D es la matriz diagonal $D \in F_{n \times n}$ [Hogben, 2014]). Ya que el tensor elástico es de cuarto orden, la determinación del sistema característico no es trivial. Una descripción en coordenadas libres es la clave de la teoría sísmica anisótropa. Por ejemplo, mientras que en física de cristales la clase de simetría y orientación se conoce a priori, la simetría y orientación de regiones del subsuelo exploradas con ondas sísmicas, no se conocen y deben, de alguna forma, ser deducidos de los datos sísmicos (Fjær et al., 1996).

En el caso isotrópico, la Ec. 1 se convierte en una función escalar, donde el tensor elástico de rigidez degenera en el módulo de Young (E)

$$E = \frac{\text{esfuerzo longitudinal, } \sigma}{\text{deformación longitudinal, } \epsilon} . \quad (2)$$

El módulo de Young es un módulo elástico que mide la rigidez de un material. La Ec. 2 se puede escribir en términos de las constantes de Lamé, Lambda (λ) y Mu (μ), y las velocidades sísmicas como (Simm y Bacon, 2014)

$$E = \mu \frac{(3\lambda + 2\mu)}{\lambda + \mu} = \frac{\rho v_s^2 (3v_p^2 - 4v_s^2)}{v_p^2 - v_s^2} . \quad (3)$$

La complejidad matemática del tensor elástico de rigidez de

orden cuarto c_{ijkl} (Ec. 1) es la imposibilidad gráfica de representar sus cuatro dimensiones. Por ejemplo, una propiedad física que se describe a través de una dirección (tensor de rango uno), puede ser descrita completamente por un vector columna 3x1, las propiedades que requieren dos direcciones (tensor de rango dos), pueden ser descritas por 9 parámetros a través de una matriz cuadrada 3x3. En general, el orden de un tensor se describe a través de 3^n coeficientes. Por lo tanto, el tensor elástico de rigidez c_{ijkl} requiere de 81 elementos.

En los medios elásticos, los esfuerzos al igual que las deformaciones, requieren de una magnitud y dos direcciones; magnitud y dirección de la fuerza y dirección normal del área sobre la que se aplica el esfuerzo, así como la magnitud y dirección de la deformación. En síntesis, el tensor elástico de cuarto orden conecta dos tensores de orden dos, el esfuerzo σ_{ij} y la deformación ϵ_{ij} (Ec. 1). Por otro lado, la dirección de propagación de las ondas longitudinales no es estrictamente paralela a la dirección de movimiento de las partículas (lo mismo ocurre para la propagación de las ondas S, la dirección del movimiento de las partículas no es perpendicular a la dirección de propagación). Sin embargo, en medios de isotropía transversal, esta desviación es pequeña, por lo que en la literatura, las ondas P que se propagan en medios anisótropos TI o de anisotropía débil, se denominan quasi-P (qP) [Armstrong et al. (1994), y Slawinski (2002)]. La dificultad de operar 81 constantes elásticas del tensor de rigidez fue resuelta por Wolderman Voigt en 1909, a través de las simetrías del tensor c_{ijkl} dada la simetría de los tensores de esfuerzo y deformación (Grechka, 2009)

$$c_{ijkl} = c_{jikl} = c_{ijlk} , \quad (i,j,k,l = 1,2,3) , \quad (4)$$

que reduce a 36 elementos el tensor elástico de rigidez, por lo que c_{ijkl} puede ser representado por un una matriz $c_{\alpha\beta}$ de 36 elementos. Sin embargo, por el principio de conservación de la energía de deformación, el tensor c_{ijkl} posee una simetría del tipo $c_{ijkl} = c_{klij} , \quad (i,j,k,l = 1,2,3) .$ (5)

Por lo tanto, el tensor elástico de rigidez se reduce a 21 elementos.



Las Ecs. 4 y 5 introducen una reducción de 81 a 21 elementos elásticos de rigidez, lo que hace posible reemplazar el par de índices ij por un solo índice I , $11 \rightarrow 1$, $22 \rightarrow 2$, $33 \rightarrow 3$, $23 \rightarrow 4$, $13 \rightarrow 5$ y $12 \rightarrow 6$. Lo que se conoce como la relación de Voigt (Grechka, 2009)

$$I \leftrightarrow i\delta_{ij} + (9 - i - j)(1 - \delta_{ij}), \quad (I = 1, \dots, 6; i, j = 1, 2, 3), \quad (6)$$

donde δ_{ij} es la delta de Kronecker; $\delta_{ij}=1$ cuando $i=j$ y $\delta_{ij}=0$ en otro caso. Lo anterior, permite expresar la ley de Hooke en término de una matriz simétrica 6x6 a través de la notación de Voigt,

$$\sigma_I = c_{IJ}\epsilon_J, \quad (I, J = 1, \dots, 6). \quad (7)$$

La descomposición del tensor elástico de rigidez en 21 componentes independientes permite la descripción matemática matricial de los medios elásticos, donde los 6 elementos de la diagonal principal, llamados rigideces características o propias, gobiernan la magnitud de los esfuerzos y deformaciones, y los restantes 15 elementos del triángulo superior, llamados deformaciones características o propias, controlan las relaciones geométricas entre los esfuerzos y deformaciones (Fjær et al., 1996).

El cálculo de la velocidad cuadrática media (RMS, por sus siglas en inglés), tiene un papel fundamental en el procesamiento sísmico. En el caso isotrópico, la velocidad de sobretiempo normal (NMO, por sus siglas en inglés), se considera igual a la velocidad RMS. Sin embargo, si el frente de ondas que se propaga experimenta un comportamiento anisotrópico, esta suposición es incorrecta. La velocidad sísmica con la que se propaga un plano tangente a un frente de ondas anisotrópico, la velocidad de fase (en la práctica, la velocidad de fase se calcula a través de los tiempos de viaje medidos por los receptores), no coincide con la velocidad con la que se propaga un rayo que viaja de la fuente al frente de ondas, la velocidad de grupo [fig. 3] (Dellinger, 1991). Aunque en los medios de isotropía transversal la diferencia en magnitud y dirección entre las velocidades de grupo y fase pueden ser pequeñas, no estimar o estimar incorrectamente la velocidad de grupo, introduce mayor incertidumbre en la representación sísmica del subsuelo, ya que las velocidades de grupo se requieren para ubicar correctamente los puntos reflectores y/o difractores y, por lo tanto, impactan en la interpretación sísmica.

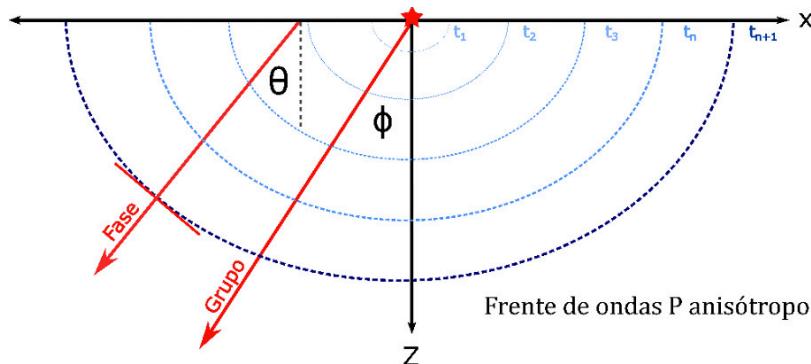


Figura 3: Frente de ondas P irradiado a partir de un punto fuente en un medio anisotrópico no dispersivo. Se muestra el frente de ondas para cinco lapsos equivalentes. La energía del frente de ondas viaja en línea recta hacia afuera a partir de la fuente. La dirección de la energía de propagación define el ángulo de grupo ϕ con respecto al eje vertical. La dirección de la fase es perpendicular a la tangente de la curva del frente de ondas. El ángulo formado entre la normal al frente de ondas y el eje vertical define el ángulo de fase θ . Los ángulos de fase y grupo definen, respectivamente, la dirección de las velocidades de fase y grupo (adaptado y modificado de Thomsen, 1986).

La existencia de las velocidades de fase y grupo (en los medios isotrópicos, la velocidad de fase y grupo son iguales) obliga a replantear la ley de Snell. En el caso isotrópico la ley de Snell describe la proporción entre el cociente de los senos de los ángulos entre los rayos y la normal a la interfase y el cociente de las velocidades de propagación. La definición isotrópica de la ley de Snell no aplica en los medios anisotrópicos, ya que como se mencionó arriba, la propagación anisotropa se describe en términos de dos tipos de velocidades, de fase y grupo (también llamada de rayo). La ley de Snell anisótropa describe las relaciones entre los ángulos de fase y las velocidades de fase durante la reflexión o

transmisión de las ondas (Vanelle y Gajewski, 2009). Helbig y Thomsen (2005) enuncian la ley de Snell en una forma un poco más intuitiva: la razón de los senos de los ángulos entre las normales al frente de onda e interfase es proporcional a la razón de las velocidades normales.

Evaluar la ley de Snell en una interfase entre dos medios isótropos es sencillo. El problema está en la interfase entre dos medios isótropo-anisótropo o anisótropo-anisótropo, ya que la evaluación depende de la velocidad y ángulo de fase, y ambos parámetros en los medios anisótropos son desconocidos. El problema numérico de la ley de Snell yace en que su solución requiere resolver un polinomio de sexto grado, haciendo que sus raíces tengan sentido físico (Vanelle y Gajewski, 2009) [Para el lector interesado sobre la ley de Snell en medios TI, le sugerimos consultar Slawinski y Slawinski (1994) y Daley (2001)].

Lo anterior pone de manifiesto la complejidad que yace en el problema anisótropo y da al lector los visos suficientes para intuitivamente prever las implicaciones en la representación e interpretación sísmicas. Un ejemplo lo encontramos en Blangy (1994), quien muestra la sensibilidad del Análisis de la Variación de la Amplitud con la Distancia Fuente a Receptor (AVO, por sus siglas en inglés). La fig. 4 compara el efecto de la anisotropía sobre las amplitudes de las clases I, II y III de AVO para rocas anisótropas. Es evidente que ignorar o estimar incorrectamente la anisotropía induce a errores en la interpretación de las amplitudes a partir de ángulos intermedios.

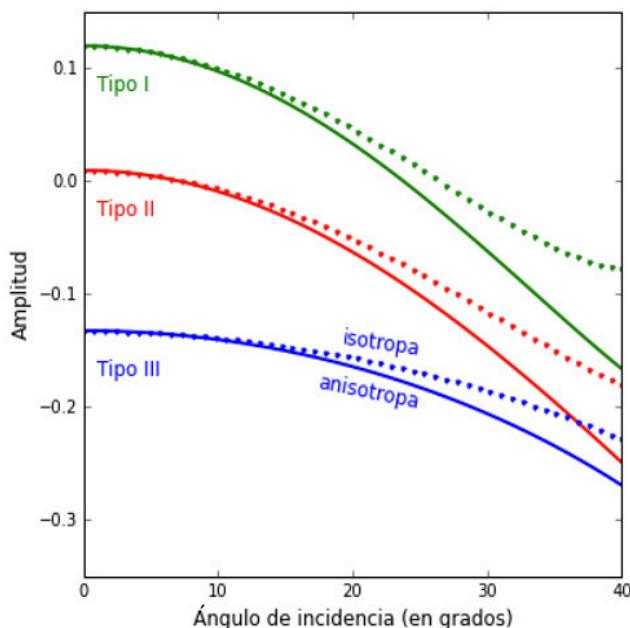


Figura 4: Efecto de la anisotropía sobre la amplitud sísmica versus distancia fuente a receptor. La anisotropía sísmica afecta los tiempos de viaje (efecto cinemático) con la dirección de propagación. Por lo tanto, afecta la amplitud sísmica de la señal (efecto dinámico) [reproducido y adaptado de Blangy (1994) y secuencia de comandos IPython adaptada de Agile Geoscience (<http://www.agilegeoscience.com/blog/2014/8/7/the-blangy-equation.html>). Calculado con la paquetería gratuita y de código abierto, Canopy (disponible en [//www.enthought.com/products/canopy/](http://www.enthought.com/products/canopy/))].

Sistemas de Simetrías Anisótropos

En la sismología de exploración existen cinco sistemas de simetría de interés: triclinico, monoclinico, ortorrómbico, hexagonal y esférico.

El número de constantes elásticas independientes de la matriz de rigidez que caracteriza la simetría anisótropa, disminuye en número conforme la simetría del sistema se hace compleja.

Medio Anisótropo Triclinico

El sistema de simetría anisótropo más general se define por 21 constantes elásticas independientes de rigidez, denominado triclinico (también llamado sistema asimétrico).

$$c_{IJ}^{(trc)} = \begin{bmatrix} c_{11} & c_{12} & c_{13} & c_{14} & c_{15} & c_{16} \\ c_{12} & c_{22} & c_{23} & c_{24} & c_{25} & c_{26} \\ c_{13} & c_{23} & c_{33} & c_{34} & c_{35} & c_{36} \\ c_{14} & c_{24} & c_{24} & c_{44} & c_{45} & c_{46} \\ c_{15} & c_{25} & c_{35} & c_{45} & c_{55} & c_{56} \\ c_{16} & c_{26} & c_{36} & c_{46} & c_{56} & c_{66} \end{bmatrix}. \quad (8)$$

Seleccionando adecuadamente el sistema de coordenadas es posible eliminar los elementos c_{34} , c_{35} y c_{45} reduciendo la matriz elástica de rigidez a 18 elementos independientes (Grechka, 2009). Datos de campo sugieren que ciertas estructuras geológicas, especialmente en zonas altamente fracturadas de escala subsísrica, poseen una simetría triclinica (Tsvankin, 2012). Sin embargo, el gran número de elementos independientes a resolver, hacen inoperante industrialmente la aplicación de este sistema de simetría dada la indeterminación de los sistemas de ecuaciones.

Medio Anisótropo Monoclínico

El sistema de simetría monoclinico posee un plano de simetría horizontal. Es un modelo de simetría mínima con un eje de rotación binario definido por una matriz de rigidez de 13 constantes elásticas independientes. Si el plano de simetría de un medio monoclinico se hace ortogonal al eje coordenado \mathbf{x}_3 , la matriz elástica de rigidez se define como (Tsvankin, 2012).

$$c_{IJ}^{(mnc)} = \begin{bmatrix} c_{11} & c_{12} & c_{13} & 0 & 0 & c_{16} \\ c_{12} & c_{22} & c_{23} & 0 & 0 & c_{26} \\ c_{13} & c_{23} & c_{33} & 0 & 0 & c_{36} \\ 0 & 0 & 0 & c_{44} & c_{45} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & c_{45} & c_{55} & 0 \\ c_{16} & c_{26} & c_{36} & 0 & 0 & c_{66} \end{bmatrix}. \quad (9)$$

Si la dirección del vector de polarización de la velocidad transversal vertical se orienta paralelo al eje de coordenadas horizontal, el número de parámetros independientes de la matriz

elástica de rigidez se reduce de 13 a 12 elementos, eliminando la constante c_{45} (Tsvankin, 2012).

El modelo geológico que da lugar a una simetría monoclinica se construye por un sistema de planos de fracturas de escala subsísrica, oblicuos entre sí, embebidos en un medio de isotropía azimutal.

Medio Anisótropo Ortorrómico

El modelo ortorrómico (ORT, por sus siglas en inglés) se compone de tres planos de simetría ortogonales. Se define por 9 constantes elásticas independientes de rigidez. El modelo geológico que da origen a la anisotropía ortorrómica en las cuencas sedimentarias es la presencia de sistemas de fracturas verticales de escala subsísrica en medios de isotropía transversal vertical (explicación más abajo). Otro modelo alterno es la presencia de dos o tres planos de fractura de escala subsísrica ortogonales entre sí.

El sistema de coordenadas natural de la simetría ortorrómica son las coordenadas cartesianas. Por lo tanto, escrita en este sistema, la matriz elástica de rigidez se expresa como (Tsvankin, 2012).

$$c_{IJ}^{(ort)} = \begin{bmatrix} c_{11} & c_{12} & c_{13} & 0 & 0 & 0 \\ c_{12} & c_{22} & c_{23} & 0 & 0 & 0 \\ c_{13} & c_{23} & c_{33} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & c_{44} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & c_{55} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & c_{66} \end{bmatrix}. \quad (10)$$

Una ventaja de la matriz de rigidez escrita en coordenadas cartesianas, es que la ecuación de Christoffel (ecuación que calcula los tiempos de viaje en medios anisótropos), en los planos de simetría toma la misma forma matemática que en los medios de isotropía transversal (Tsvankin, 2012). La equivalencia entre los planos de simetría ortorrómicos e isotropía transversal, permite desarrollar una notación equivalente entre ambos modelos a la vez que permite entender el problema de la propagación de ondas en medios ortorrómicos.

Medio Anisótropo Hexagonal

Las zonas de interés petrolero, en general, se ubican en cuencas sedimentarias. Las características de deposición horizontal y rítmica de capas horizontales de espesores mucho menores que la



longitud de onda predominante en la escala de frecuencia sísmica (10-80 Hz), se ajusta a una simetría hexagonal, equivalente a la simetría cilíndrica, con un eje simétrico de rotación de orden ∞ , por lo que el medio es invariante con respecto a cualquier rotación alrededor del eje de simetría. El plano que contiene al eje de simetría define al plano anisótropo, y la firma sísmica depende sólo del ángulo de propagación y el eje de simetría (Grechka, 2009).

Ortogonal al plano de simetría se ubica el plano isótropo, en el cual la velocidad de fase es independiente de la dirección de propagación (fig. 5).

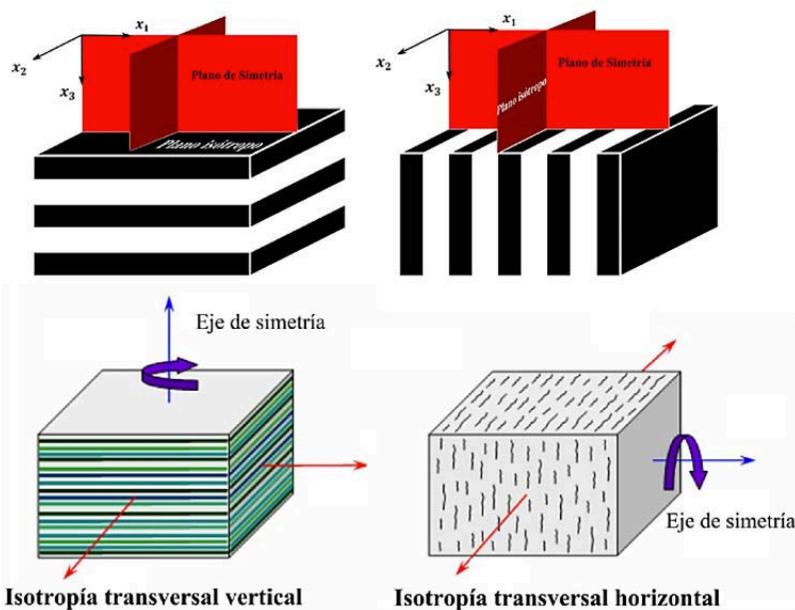


Figura 5: Medios de isotropía transversal vertical y horizontal. Los medios TI se definen por un plano de simetría vertical perpendicular a un plano isótropo. En los medios VTI, la velocidad varía con el eje vertical. Por esta razón se conoce como anisotropía polar (der.). En los medios HTI, el plano isótropo es vertical, por lo que el campo de velocidad varía con el ángulo azimutal. Por esta razón se denomina medio de anisotropía azimutal (modificado de Grechka, 2009 y Wallace et al., 2007).

En general, en la escala de la exploración sísmica, el comportamiento elástico de las cuencas sedimentarias se estima por medio de un modelo de Tierra homogéneo e isotropía transversal. La simetría TI es el modelo anisótropo más extendido y utilizado en el procesamiento de datos y construcción de modelos de velocidad. Dependiendo de la orientación del eje de simetría se clasifican en: a) Isotropía Transversal Vertical (VTI, por sus siglas en inglés), b) Isotropía Transversal Horizontal (HTI, por sus siglas en inglés), y c) Isotropía Transversal Inclinada (TTI, por sus siglas en inglés).

En un sistema de coordenadas cilíndricas, la matriz elástica de rigidez se define a través de 5 constantes elásticas de rigidez independientes más dos parámetros angulares ϑ y φ (ángulo polar y azimutal, respectivamente) que definen la orientación del eje de simetría y plano isótropo. Si el eje de simetría presenta una orientación vertical, la matriz elástica de rigidez se expresa como (Grechka, 2009).

$$c_{IJ}^{(vti)} = \begin{bmatrix} c_{11} & c_{12} & c_{13} & 0 & 0 & 0 \\ c_{12} & c_{11} & c_{13} & 0 & 0 & 0 \\ c_{13} & c_{13} & c_{33} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & c_{55} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & c_{55} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & c_{66} \end{bmatrix}, \quad (11)$$

Donde $c_{11} = c_{12} + 2c_{66}$ y los valores angulares son $\vartheta = \varphi = 0^\circ$.

Si el eje de simetría se desvía 90° de la vertical, la matriz elástica de rigidez se define por 5 parámetros independientes de rigideces y un ángulo polar $\vartheta = 90^\circ$, dando lugar a un medio de isotropía transversal horizontal también llamado medio de anisotropía azimutal. La reducción a 0° de ϑ es factible si se alinea el eje del plano de simetría (plano anisótropo) con el eje de coordenadas. Así, la matriz \mathbf{x}_1 rigidez se expresa como

$$c_{ij}^{(vti)} = \begin{bmatrix} c_{11} & c_{13} & c_{13} & 0 & 0 & 0 \\ c_{13} & c_{11} & c_{23} & 0 & 0 & 0 \\ c_{13} & c_{23} & c_{33} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & c_{44} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & c_{55} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & c_{55} \end{bmatrix}, \quad (12)$$

Donde $c_{33} = c_{23} + 2c_{44}$.

Un modelo de sistemas de planos de fractura paralelos entre sí de escala subsísrica, exhibe un comportamiento anisótropo azimutal.

Medio Isótropo

Cuando la velocidad sísmica de propagación es indistinta de la dirección en la que se mide, el suelo presenta un comportamiento isótropo descrito por una simetría esférica. Por lo tanto, los elementos elásticos de rigideces degeneran en las constantes elásticas de Lamé, Lambda (λ) y Mu (μ) y las velocidades de fase y grupo son iguales, $v_p(\theta) = v_p(\phi)$. La matriz elástica de rigidez se expresa como

$$c_{ij}^{(iso)} = \begin{bmatrix} \lambda + \mu & \lambda & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda + \mu & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda & \lambda + \mu & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \mu & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \mu & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \mu \end{bmatrix}. \quad (13)$$

En términos geológicos, un semiespacio isótropo es simultáneamente VTI y HTI (Grechka, 2009).

Los modelos de simetría hexagonal se pueden pensar como la respuesta promedio o equivalente de un subsuelo conformado por capas planas isótropas y horizontales de espesores menores que la longitud de onda predominante, donde su respuesta sísmica queda totalmente definida por las constantes de Lamé (Helbig, 1998,

Berryman et al., 1999, y Liner, 2012). Por lo anterior y en pos de claridad de los conceptos discutidos más adelante, hacemos una breve revisión sobre el significado físico de (λ) y (μ).

Significado Físico de las Constantes Elásticas de Lamé

Los constantes de Lamé, (λ) y (μ), solo existen cuando un medio de un mismo material, cumple con ser elástico, homogéneo e isótropo. En la fig. 6, del lado izquierdo se muestra un medio que sufre dos diferentes perturbaciones mecánicas (a) y (b). En la imagen al centro (a) las partículas del medio se desplazan de forma perpendicular a la dirección en que se propaga la energía. El medio se denomina elástico y la propagación transversal, de cizalla o de ondas S. En el lado derecho (b) las partículas del medio se desplazan en la misma dirección en la que se propaga la energía mecánica. La propagación se conoce como compresional o longitudinal y el medio se denomina acústico. La velocidad con la que se propagan las ondas de cuerpo P y S en un medio elástico e isótropo no dispersivo, respectivamente, se definen como

$$v_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}, \quad (14)$$

y

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}, \quad (15)$$

Donde ρ es la densidad (propiedad inercial del medio), λ el primer parámetro de Lamé y μ el segundo parámetro de Lamé o módulo de rigidez (también llamado módulo de corte) y mide la deformación tangencial que experimenta un medio elástico cuando se aplica un esfuerzo tangencial,

$$\mu[\text{módulo de rigidez o corte}] = \frac{\sigma_{ij}[\text{esfuerzo tangencial}]}{\epsilon_{ij}[\text{deformación tangencial}]}.$$



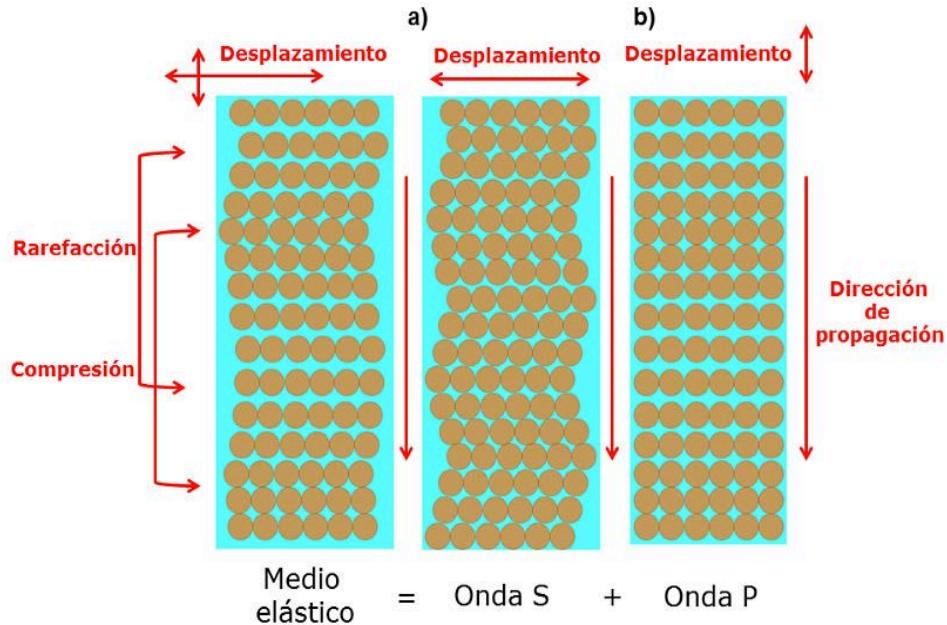


Figura 6: Medio elástico como respuesta de la propagación de ondas compresionales P y transversales S. (a) La propagación de ondas S en un medio está controlada principalmente por el parámetro de Lamé μ , variable que mide la respuesta del esqueleto (rigidez) al paso de la energía sísmica. (b) La propagación longitudinal de las ondas P puras se da en un medio acústico ($\mu=0$), donde su comportamiento está controlado exclusivamente por el parámetro de Lamé λ , por esta razón, Lambda se considera la respuesta de los fluidos en un medio elástico (adaptada de www.agilegeoscience.com).

De la fig. 6 es posible establecer dos observaciones: (1) La respuesta sísmica de un medio elástico es la suma de la propagación transversal y longitudinal, y (2) el medio acústico es un caso especial del medio elástico cuando el segundo parámetro de Lamé, μ , es igual a cero. Por esta razón, el parámetro Lambda suele llamarse incompresibilidad, ya que Lambda es igual al módulo Volumétrico K cuando μ es igual a cero,

$$\lambda = K - \frac{2}{3}\mu.$$

En síntesis, la respuesta acústica o compresional del medio es controlada en su totalidad por el primer parámetro de Lamé, λ . La respuesta elástica, por los parámetros λ y μ , donde Mu controla la respuesta del esqueleto (rigidez) del medio (Goodway, 1997; Russell et al., 2003).

La Ley de Hooke da un significado físico diferente al parámetro λ . Hooke establece que el esfuerzo (fuerza por unidad de área) es igual a la deformación por una constante de proporcionalidad, expresado en forma matemática en coordenadas cartesianas

$$\sigma_{xx} = 2\mu\varepsilon_{xx} + \lambda(\varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy} + \varepsilon_{zz}).$$

Por lo tanto, al aplicar un esfuerzo paralelo a un eje, supongamos x, Lambda representa la constante elástica que escala la deformación en las direcciones ortogonales (fig. 7). El lector debe tener presente que las constantes de Lamé sólo son una simplificación dimensional de la Ley de Hooke espacial o generalizada (3D), la cual está enunciada en forma tensorial (Ec. 1).

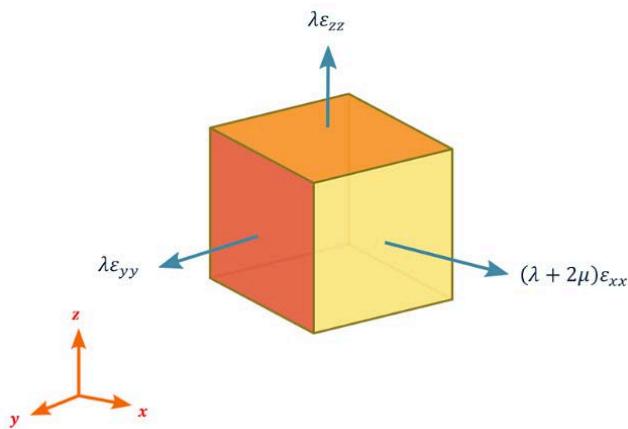


Figura 7: Significado físico de Lambda, λ . Al aplicar un esfuerzo normal a una cara de un elemento de materia, Lambda representa la constante elástica que escala la deformación en las direcciones ortogonales (adaptada de <http://www.subsurfwiki.org/wiki/Lambda>).

Estimación de la Anisotropía Sísmica

El procesamiento sísmico, grosso modo, tiene por objetivos: (1) lograr la mejor imagen sísmica del subsuelo posible con los datos de superficie disponibles (efecto cinemático) y (2) proporcionar la mayor cantidad de información litológica confiable (efecto dinámico) al intérprete sísmico. En este sentido, las aplicaciones industriales de la anisotropía se pueden resumir en: (1) mejorar la imagen sísmica del subsuelo a través de una mejor definición de las estructuras y fallas geológicas y (2) proveer información sobre la distribución y orientación de las fallas y fracturas de escala subsísmica (Liu y Martinez, 2012). Actualmente, con el acceso cada vez más estandarizado a datos sísmicos adquiridos a través de levantamientos de azimut completo y grandes distancias fuente a receptor, los efectos anisótropos del subsuelo deben ser necesariamente determinados para remover, durante el procesamiento sísmico, las anomalías en los tiempos de viaje y amplitud. La anisotropía sísmica es responsable, principalmente, de desajustes en los horizontes sísmicos y estratigráficos definidos a través de datos de registros geofísicos, problemas en el enfoque de la imagen (energía), debidos a correcciones dinámicas deficientes del efecto de sobrecarga (principalmente, anisotropía VTI y TTI) y variaciones de la velocidad sísmica con el azimut (anisotropía HTI y ORT).

El problema más importante que enfrenta la industria, debido a su naturaleza multidimensional, es la estimación adecuada de los parámetros elásticos de rigidez C_{IJ} que gobernan la propagación anisótropa de la velocidad sísmica a través del subsuelo. La propagación de ondas P en medios de isotropía transversal requiere de cuatro rigideces: c_{11} , c_{13} , c_{33} , c_{44} ; y dos ángulos para definir la orientación del semiespacio anisótropo, ϑ que define la inclinación del eje de simetría y φ la inclinación del plano de simetría isótropo. Sin embargo, si el eje de simetría es vertical u horizontal, los ángulos se eliminan. La relación matemática que describe el complejo comportamiento de los medios VTI, se define en función del ángulo de propagación (fase) como (Fowler, 2002)

$$2\rho v_p^2(\theta) = c_{11} \sin^2 \theta + c_{33} \cos^2 \theta + c_{44} + \sqrt{[(c_{11} - c_{44}) \sin^2 \theta - (c_{33} - c_{44}) \cos^2 \theta]^2 + (c_{13} + c_{44})^2 \sin^2 2\theta} \quad (16)$$

Thomsen (1986) introdujo los parámetros anisótropos adimensionales ε y δ que rigen la propagación de ondas P en medios de anisotropía débil, donde las variaciones de la velocidad no son mayores que 20%. Su expresión matemática se define como

$$\varepsilon = \frac{c_{11} - c_{33}}{2c_{33}}, \quad (17)$$

y

$$\delta = \frac{(c_{13} + c_{44})^2 - (c_{33} - c_{44})^2}{2c_{33}(c_{33} - c_{44})}. \quad (18)$$

El parámetro de Thomsen ε relaciona las velocidades vertical v_{Pz}^2 y horizontal v_{Px}^2 de las ondas P, como (Thomsen, 1986)

$$v_{Px}^2 = (1 + 2\varepsilon)v_{Pz}^2. \quad (19)$$

Asimismo, el parámetro de Thomsen δ relaciona las velocidades vertical y de sobretiempo normal de ondas P para distancias fuente a receptor cercanas, como (Thomsen, 1986)

$$v_{Pnmo}^2 = (1 + 2\delta)v_{Pz}^2. \quad (20)$$

Thomsen (1986) estableció una aproximación de la velocidad de propagación en términos de los parámetros ε y δ y el ángulo de fase θ , escrita como

$$v_P(\theta) = v_{Pz}(1 + \delta \sin^2 \theta \cos^2 \theta + \varepsilon \sin^4 \theta). \quad (21)$$

Alkhalifah y Tsvankin (1995) introdujeron en el dominio del tiempo el parámetro adimensional, Eta (η), en términos de los parámetros de Thomsen, que ajusta la no hiperbolidad del sobretiempo normal para grandes distancias fuente a receptor debido a la anisotropía del medio, al extender la ecuación del tiempo de viaje al término de cuarto orden. Matemáticamente, el sobretiempo normal no hiperbólico se define como (Alkhalifah, 1997)

$$t^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{v_{nmo}^2} - \frac{2\eta x^4}{t_0^2 v_{nmo}^2}, \quad (22)$$

donde

$$\eta = \frac{\varepsilon - \delta}{1 + 2\delta}. \quad (23)$$

Aquí, t es el tiempo de viaje total, t_0 el doble tiempo de viaje de incidencia normal (two-way zero-offset, en inglés), y x es la distancia fuente a receptor. Los primeros dos términos gobiernan la curva hiperbólica del sobretiempo, el tercer término rige la contribución no hiperbólica, y Eta contribuye sólo para grandes distancias fuente a receptor.

El parámetro Eta o de Alkhalifah relaciona las velocidades horizontal y de sobretiempo normal, como (Alkhalifah y Tsvankin, 1995)

$$v_{Px}^2 = (1 + 2\eta)v_{Pnmo}^2. \quad (24)$$



Es común pensar que los parámetros de Thomsen son independientes, mas no es así. Es claro que los elementos de rigideces de la matriz elástica C_{IJ} son independientes. Sin embargo, los parámetros de Thomsen se construyen como una combinación de las rigideces C_{IJ} donde la naturaleza independiente de los elementos elásticos de rigidez (c_{11} , c_{13} , c_{33} y c_{44}) no implican que ε y δ los sean (Liu y Martínez, 2012).

Sobre el significado físico de las constantes elásticas de rigidez C_{IJ} que definen los parámetros de Thomsen ε y δ en los medios de isotropía transversal, Simm y Bacon (2014) establecen que, de acuerdo con la fig. 8, C_{44} rige la propagación de las ondas S_V y es equivalente el módulo de corte μ , C_{33} el módulo de ondas P (ρv_{Pz}^2) en la dirección vertical, C_{11} el módulo de ondas P (ρv_{Px}^2) en la dirección horizontal y grosso modo, C_{13} puede entenderse como el módulo de ondas P (ρv_P^2) en la dirección oblicua a 45°. La constante de rigidez C_{13} es difícil interpretar ya que su estabilidad, para tener sentido físico, es restringida (Tsvankin, 2012). Un trabajo sobre esto se puede consultar en Yan et al., (2013).

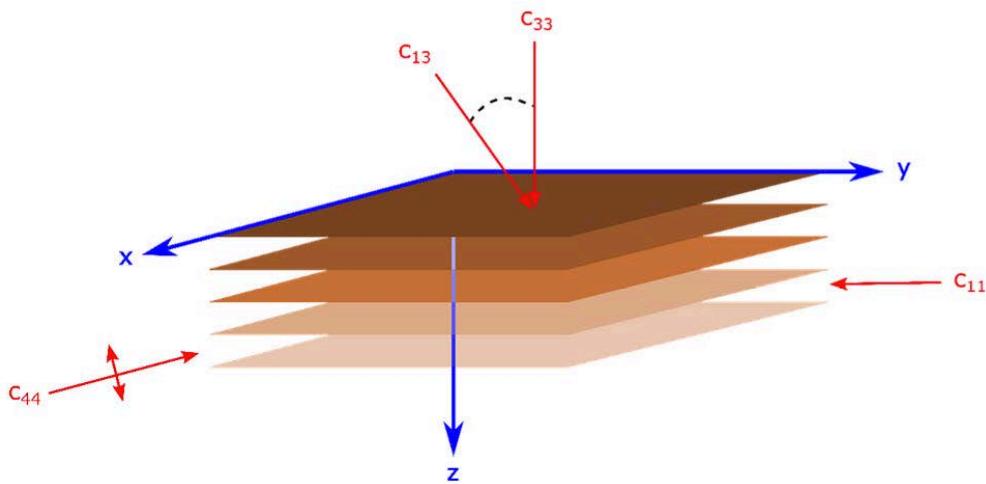


Figura 8: Isotropía transversal (simetría cilíndrica). Las constantes de rigidez C_{11} , C_{13} , C_{33} y C_{44} (notación de Voigt), definen el comportamiento elástico de los medios de anisotropía polar y azimutal (explicación en el texto), dados por los parámetros de Thomsen [adaptado de Simm y Bacon, 2014].

La isotropía transversal proporciona un modelo mucho más real para la propagación de las ondas sísmicas que su contraparte isotrópica. Sin embargo, caracterizar a partir de datos sísmicos las velocidades anisótropas del medio muchas veces suele ser todo un reto técnico. La aproximación más utilizada por la industria está dada por los parámetros de Thomsen, los cuales, como ya hemos mostrado, parten de una combinación de las rigideces C_{IJ} . El inconveniente de los parámetros anisótropos es que por su propia naturaleza requieren datos de registros de pozos y/o laboratorio. Algunas aproximaciones para determinar los parámetros de Thomsen, con base en la ingente cantidad de datos de superficie adquiridos que muestran un comportamiento anisótropo, han sido realizadas. Así, Grech et al. (2001), establecen dos aproximaciones de uso extendido en la industria (Grech et al., 2001).

$$\varepsilon \sim \frac{v_{Px} - v_{Pz}}{v_{Pz}} \quad (25)$$

y

$$\delta \sim 4 \left(\frac{v_{P45^\circ}}{v_{Px}} - 1 \right) - \left(\frac{v_{Pz}}{v_{Px}} - 1 \right). \quad (26)$$

El lector puede notar que la Ec. 25 es la normalización o error relativo de la velocidad en la dirección horizontal. Es por esto que la anisotropía puede pensarse en términos de porcentajes de variación de la velocidad horizontal versus horizontal. La Ec. 26 requiere de ser capaces de registrar datos de ondas P con un ángulo emergente de 45°.

Aproximaciones más elaboradas con base en datos de laboratorio han sido desarrolladas. Simm y Bacon (2014) citan la aproximación

$$\frac{c_{13}}{c_{44}} \sim 3.61 \frac{v_p}{v_s} - 5.06, \quad (27)$$

que permite estimar el parámetro Delta, como

$$\delta \sim \frac{\left[1 + \left(\frac{c_{13}}{c_{14}}\right)\right]^2 - \left[\left(\frac{v_p}{v_s}\right)^2 - 1\right]^2}{2 \left(\frac{v_p}{v_s}\right)^2 \left[\left(\frac{v_p}{v_s}\right)^2 - 1\right]^2}. \quad (28)$$

Por otra parte, se han desarrollado aproximaciones anisótropas de la velocidad de propagación en términos de las velocidades en las direcciones horizontal y vertical y sobretiempo normal. Fowler (2002) resume y compara diez aproximaciones de las velocidades de propagación de ondas P (Ec. 16): ocho de ellas sólo en términos de los componentes de ondas v_{Px} , v_{Pz} y v_{Pnmo} ; y dos en términos de los componentes de ondas P y S v_{Px} , v_{Pz} y v_{Sz} .

En los medios de isotropía transversal, cada una de las capas isotrópicas que los conforma rige su comportamiento elástico a través de las constantes de Lamé λ y μ . La combinación isotropa de los parámetros de Lamé de los medios TI, puede pensarse como una respuesta elástica equivalente del subsuelo, donde los parámetros de Thomsen se construyen por medio de los promedios armónicos de las constantes de elásticas de Lamé a través de las ecuaciones de Backus (Helbig, 1998 y Liner, 2012). Las ecuaciones de Backus permiten realizar el cálculo de los parámetros elásticos anisótropos para caracterizar la propagación de ondas sísmicas de baja frecuencia en medios estratificados (Sheriff, 2002). Visto así, los parámetros de Thomsen se definen como (Berryman et al., 1999)

$$\epsilon = \frac{a - c}{2c}, \quad (29)$$

$$\delta = \frac{(f + l)^2 - (f - l)^2}{2c(c - l)}. \quad (30)$$

Donde

$$a = \left(\frac{\lambda}{\lambda + 2\mu}\right)^2 \left(\frac{1}{\lambda + 2\mu}\right)^{-1} + 4 \left(\frac{\mu(\lambda + \mu)}{\lambda + 2\mu}\right)^2,$$

$$c = \left(\frac{1}{\lambda + 2\mu}\right)^{-1},$$

$$f = \left(\frac{\lambda}{\lambda + 2\mu}\right) \left(\frac{1}{\lambda + 2\mu}\right)^{-1},$$

$$l = \left(\frac{1}{\mu}\right)^{-1}.$$

Expresados los parámetros de Thomsen como promedios armónicos, Épsilon posee el significado físico de ser un indicador de las fluctuaciones significativas del contenido de fluido del medio. Las ecuaciones de Backus son de naturaleza estadística y relacionan la anisotropía efectiva con las variaciones elásticas isótropas del medio. Los medios equivalentes son semiespacios suavizados y, por lo general, más anisótropos (Berryman et al., 1999).

La definición operativa de la anisotropía sísmica de Liner y Fei (2007) mencionada al principio del trabajo, supone que la naturaleza de los efectos anisótropos que se manifiestan en la escala sísmica (10-80 Hz), son equivalentes a los observados en la escala de los registros sónicos (10^3 - 10^5 Hz), escala anisótropa que Wild et al. (2008), denominan anisotropía natural de la roca [no anisotropía intrínseca, que se manifiesta a la escala de laboratorio (10^5 - 10^8 Hz)]. Bajo esta idea, en la que los efectos anisótropos que se manifiestan son de la misma naturaleza, los flujos de trabajo diseñados para compensar los errores entre las profundidades de los horizontes sísmicos y sónicos, pueden partir de una estimación simple, anisótropa empírica, como (Martínez, 2003).

$$\delta \sim \frac{z_{\text{sísmica}} - z_{\text{pozo}}}{z_{\text{pozo}}} \quad (31)$$

Donde Delta δ representa el primer parámetro anisótropo de Thomsen, al cálculo de sismogramas sintéticos a través de los registros de pozos buscando el mejor ajuste cinemático de los diferentes modelos anisótropos, tanto sedimentarios o fracturados a intervalos litológicos, para después estimar valores de la reflectividad a través de aproximaciones anisótropas de las ecuaciones de Zoeppritz o Aki y Richards, como la ecuación de Blangy (1994) [Fig. 3] o la fórmula de impedancia elástica presentada por Martins (2006).

Los diferentes tipos de anisotropía; VTI, HTI, TTI y ORT, parten de una misma notación matemática anisótropa dada por la matriz elástica de rigideces (Tsvankin, 2012), ya que todos ellos convergen en un modelo de simetría ortorrómbico (Ec. 10). Una forma esquemática de dividir las respuestas sísmicas el subsuelo es a través de la zona de sobrecarga y la zona de yacimiento. La zona de sobrecarga describe un comportamiento de isotropía transversal vertical debido a la estratificación horizontal de los sedimentos. Partiendo del modelo geológico petrolero más elemental, la zona de sobrecarga (anisotropía polar), se ubica por encima del yacimiento petrolero. La zona de yacimiento ejerce un efecto de isotropía

transversal horizontal (anisotropía azimutal).

En las zonas de estratificación horizontal (sobrecarga), la matriz de la roca es más rígida a lo largo de las fronteras o interfaes por lo que no es extraño que los cambios de velocidad sean un porcentaje mayor en la dirección vertical (~10%) [Wild, 2011]. Donde las capas son planas, la anisotropía es constante con el azimut y sólo varía con el ángulo polar. Sin embargo, si las capas están inclinadas y/o fracturadas, la caracterización anisótropa se complica. Uno de los principales métodos empleados para calcular la anisotropía VTI, incluye registros sónicos (en un escala local), modelado por trazado de rayos y perfiles sísmicos verticales con fuentes y receptores móviles (walk-away VSPs, en inglés). Como ejemplo, en el caso de información walk-away VSPs, un flujo de trabajo ordinario requiere que los datos adquiridos se ordenen y procesen en registros de tiros y receptores, donde las lentitudes (inverso de la velocidad de propagación [fase]) verticales y horizontales son calculadas para cada par fuente y receptor. Por último, se invierten las lentitudes para resolver la ecuación de la velocidad P anisótropa para estimar los parámetros de Thomsen [Wild et al., 2008 y Wild, 2011].

Por definición, es imposible representar las zonas de fracturas por debajo de la escala sísmica (medio HTI), en una imagen sísmica. Sin embargo, su efecto sumado induce anisotropía con la variación del eje azimutal. Las direcciones rápidas y lentas de los tiempos de viaje pueden graficarse por medio de una curva sinusoidal (fig. 9).

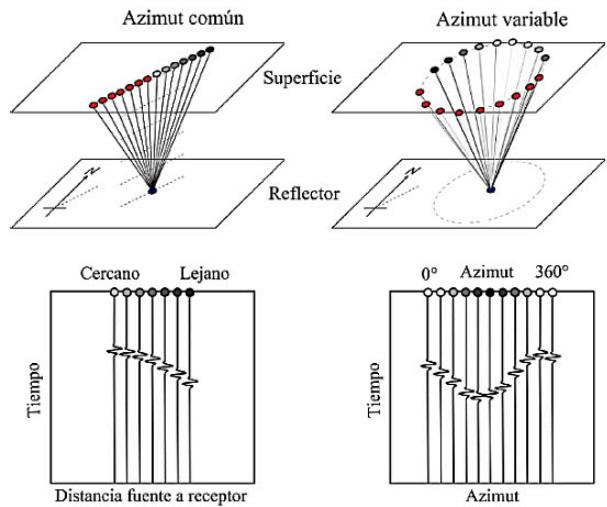


Figura 9: Registros de azimut común y azimut variable (modificado de subsurfwiki.org/wiki/Gather).

La variación de la velocidad de sobretiempo normal con el azimut se representa mediante una elipse en el plano horizontal, con la orientación del semieje mayor en la dirección de la velocidad rápida. La velocidad rápida define la dirección preferencial de esfuerzos y/o fracturas. La diferencia en los tiempos de viaje entre ambas velocidades, rápida versus lenta, caracteriza la densidad relativa de los esfuerzos y/o fracturas (Tsvankin y Grechka, 2011). Un posible resultado en la estimación de la densidad relativa, consiste en que la respuesta cinemática de un medio con algunas fracturas grandes puede ser igual a un medio con muchas fracturas pequeñas (Qian, 2009). En general, basta un mínimo de tres mediciones azimutales para determinar el mejor ajuste de la elipse y obtener la velocidad de sobretiempo normal en todo el azimut. La ecuación analítica del sobretiempo normal NMO elíptico permite invertir los datos del sobretiempo y determinar los parámetros anisótropos del medio. El sobretiempo normal en medios anisótropos es perturbado por las variaciones angulares de la velocidad. Por lo tanto, la velocidad NMO elíptica contiene la información acerca de los parámetros anisótropos del subsuelo. Una bondad del sobretiempo residual azimutal es la suma constructiva de los eventos sísmicos durante el apilado cuando existen fuertes variaciones de la velocidad con el azimut (Tsvankin y Grechka, 2011).

Medios anisótropos de mayor complejidad, como de isotropía inclinada (TTI), ortorróbica (ORT) u ortorróbica inclinada (TOR, por sus siglas en inglés), requieren de una parametrización mucho más exhaustiva que, en su esencia, parte del correcto entendimiento de un modelo VTI. Muchas de las dificultades en el análisis de velocidad anisótropa e inversión de los parámetros de Thomsen, usando datos de superficie, son originadas por la naturaleza multidimensional del problema (distancia fuente a receptor, longitud de onda predominante, escala geológica, azimut, inclinación de reflectores, heterogeneidad lateral, sistemas de fracturas, constantes elásticas de rigidez, etc.), así como por suposiciones, ajustes entre los diversos medios equivalentes y restricciones de la información obtenida a través de los tiempos de viaje. Por ejemplo, la firma cinemática de ondas P es controlada por la velocidad vertical v_{Pz} , y los parámetros de Thomsen ϵ y δ . Sin embargo, sólo dos combinaciones de estos parámetros, velocidad de sobretiempo normal v_{Pnmo} y el parámetro anelíptico η , pueden ser estimados de los datos sísmicos de superficie, siempre que el medio de arriba de reflector cumpla con ser lateralmente homogéneo. Sin embargo, aun cuando v_{Pnmo} y η son suficientes en el dominio del tiempo para representar medios VTI, no pueden ser utilizados como insumo

directo, sino a través de conversiones del dominio del tiempo a la profundidad, en la estimación de la velocidad vertical y construcción del modelo de velocidad necesarios para migrar en profundidad (Tsvankin, 2012).

Caracterizar la anisotropía TTI y TOR requiere una mayor cantidad de información, por ejemplo, tiros de prueba y datos de VSPs. Cuando una imagen VTI no considera la naturaleza TTI o TOR del subsuelo, suele mostrar un mal posicionamiento lateral de los reflectores. Sobre la estimación de los ángulos de inclinación del eje de simetría ϑ y φ , Bakulin et al. (2013), concluyen que si la inclinación del eje de simetría TTI no está relacionada con la estratificación de las capas sedimentarias, es difícil suponer los ángulos de orientación sólo de los datos de superficie.

Por último, aunque una simetría ortorróbica es común para yacimientos sometidos a esfuerzos o fracturados, presenta la dificultad de estimar nueve constantes elásticas de rigidez. Sin embargo, Tsvankin (1997) estableció una equivalencia extendida con los parámetros de Thomsen para medios VTI: cuatro parámetros de Thomsen para los planos conjugados verticales (un par ϵ y δ para cada plano) y un parámetro δ para el plano ortogonal horizontal. Matemáticamente expresados como

Plano $[x_1, x_3]$ donde el superíndice indica la dirección del eje de simetría

$$\epsilon^{(2)} = \frac{c_{11} - c_{33}}{2c_{33}}, \quad (32)$$

$$\delta^{(2)} = \frac{(c_{13} + c_{55})^2 - (c_{33} + c_{55})^2}{2c_{33}(c_{33} - c_{55})}, \quad (33)$$

plano $[x_2, x_3]$

$$\epsilon^{(1)} = \frac{c_{22} - c_{33}}{2c_{33}}, \quad (34)$$

$$\delta^{(2)} = \frac{(c_{24} + c_{44})^2 - (c_{33} + c_{44})^2}{2c_{33}(c_{33} - c_{44})}, \quad (35)$$

plano $[x_1, x_2]$

$$\delta^{(3)} = \frac{(c_{12} + c_{66})^2 - (c_{11} + c_{66})^2}{2c_{11}(c_{11} - c_{66})}. \quad (36)$$

Por diseño, la notación de Tsvankin hereda todas las ventajas de los parámetros de Thomsen, lo que hace que los medios VTI y HTI sean casos especiales de la simetría ortorróbica. Las Ecs. 32 a 36 permiten establecer una aproximación de la velocidad de propagación de ondas P para una dirección arbitraria caracterizada por el ángulo polar θ y azimutal α (Tsvankin y Grechka, 2011)

$$v_P(\theta, \alpha) \sim v_{Pz} [1 + \delta(\theta) \operatorname{sen}^2 \theta \cos^2 \theta + \epsilon(\alpha) \operatorname{sen}^4 \theta], \quad (37)$$

dónde

$$\epsilon(\alpha) = \epsilon^{(1)} \operatorname{sen}^4 \alpha + \epsilon^{(2)} \cos^4 \alpha + (2\epsilon^{(2)} + \delta^{(3)}) \operatorname{sen}^2 \alpha \cos^2 \alpha, \quad (38)$$

y

$$\delta(\alpha) = \delta^{(1)} \operatorname{sen}^2 \alpha + \delta^{(2)} \cos^2 \alpha. \quad (39)$$

Por último, uno de los temas de menor claridad en la estimación anisótropa de los parámetros de Thomsen, es su intervalo de valores. Berryman et al. (1999), partiendo del estudio de los medios anisótropos a través de las ecuaciones de Backus, definen para Épsilon, con base en datos de superficie, el intervalo de valores

$$-\frac{1}{4} \leq \epsilon \leq \frac{1}{2} (\langle \rho v_p^2 \rangle \langle \rho^{-1} v_p^{-2} \rangle - 1), \quad (40)$$

dónde $\langle \dots \rangle$ representa el promedio armónico.

Sobre el parámetro Delta, no existe un intervalo de valores. La única certeza, debido al comportamiento cinemáticos de las ondas P, es la tricotomía $v_{Px} > v_{P45^\circ} > v_{Pz}$. Por lo tanto, Delta debe cumplir con ser positivo. El lector debe recordar que los parámetros de Thomsen δ y ϵ aquí discutidos son válidos para medios de anisotropía débil, donde las variaciones de la velocidad no son mayores al 20% (Thomsen, 1986). Esfuerzos incipientes para extender los parámetros de Thomsen a medios de anisotropía fuerte ($> 20\%$) apenas comienzan a surgir en la literatura. Por ejemplo, Berryman (2008).

Comentarios Finales

En este trabajo hemos revisado las causas físicas, dificultades conceptuales y operativas, así como los aspectos básicos de la parametrización anisótropa estándar en función de los parámetros de Thomsen. Se destaca que el estudio y desarrollo de la anisotropía sísmica es exhaustivo y multidisciplinario dado su carácter multidimensional. La anisotropía hoy en día es uno de los temas

más explotados por la industria petrolera mundial, por lo que todo geocientífico se encuentra cada vez más obligado a entender los principios físicos y matemáticos fundamentales de la anisotropía sísmica.

Referencias

- Alkhalifah, T., y I. Tsvankin, 1995, Velocity analysis for transversely isotropic media: Geophysics, 60, 1550–1566.
- Alkhalifah T., 1997, Velocity analysis using nonhyperbolic moveout in transversely isotropic media: Geophysics, 62, 1839–1854.
- Bakulin, A., M. Woodward, K. Osypov, D. Nichols y O. Zdraveva, 2009, Can we distinguish TTI and VTI media?: 79th Annual Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 226–230.
- Berryman, J., V. Grechka y P. Berge, 1999, Analysis of Thomsen parameters for finely layered VTI media: Geophysical Prospecting, 47, 959–978.
- Berryman, J., 2008, Exact seismic velocities for transversely isotropic media and extended Thomsen formulas for stronger anisotropies: Geophysics, 73, D1-D10.
- Chabot, L., J. Brown, D. C. Henley y J. Bancroft, 2002, Single-well imaging full waveform sonic data: CREWES Research Report, 14, Cap. 8.
- Disponible en: www.crewes.org/ForOurSponsors/ResearchReports/2002/2002-08.pdf
- Cheng, J., y K. Kang, 2014, Simulating propagation of separated wave modes in general anisotropic media, Part I: qP-wave-propagators: Geophysics, 79, C1-C18.
- Daley, P. F., 2001, Snell's law in transversely isotropic media: CREWES Research Report Vol 6.
- Disponible en: <https://www.crewes.org/ForOurSponsors/ResearchReports/2001/2001-30.pdf>
- Dellinger, J. A., 1991, Anisotropic seismic wave propagation: Ph. D. thesis, Stanford University.
- Disponible en: <http://sepwww.stanford.edu/data/media/public/oldreports/sep69/>
- Fjær, E., R. M. Holt y J. S. Rathore, 1996, Seismic Anisotropy: Society of Exploration Geophysicists.
- Fowler, P. J., 2002, Practical VTI approximations: A systematic anatomy: WesternGeco. Presented at the Tenth International Workshop on Seismic Anisotropy.
- Goodway, W., T. Chen y J. Downton, 1997, Improved AVO fluid detection and lithology discrimination using Lame petrophysi-



- cal parameters: 67th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, 183–186.
- Grechka, V., S. Cheadle y D. Lawton, 2001, Integrating bore-hole information and surface seismic for velocity anisotropy analysis and depth imaging: The Leading Edge, 20, 519-523.
- Green, G., 1838, On the laws of reflection and refraction of light at the common surface of two non-crystallized media: Transactions of the Cambridge Philosophical, 7, 1-24.
- Disponible en: <https://archive.org/details/transactionsofcamb07camb>
- Grechka, V., 2009, Applications of Seismic Anisotropy in the Oil and Gas Industry: EAGE Publications bv.
- Helbig, K., 1983, Elliptical anisotropy-Its significance and meaning: Geophysics, 48, 825-832
- Helbig, K., 1998, Layer-induced elastic anisotropy - part 1: forward relations between constituent parameters and compound medium parameters: Rev. Bras. Geof., 16, 103-114.
- Disponible en: <http://dx.doi.org/10.1590/S0102261X1998000200001>
- Helbig, K., y L. Thomsen, 2005, 75-plus years of anisotropy in exploration and reservoir seismics: A historical review of concepts and methods: Geophysics, 70, 9ND-23ND.
- Hogben, L. (editor of compilation), 2014, Handbook of Linear Algebra: CRC Press.
- Ikelle, L. T., y L. Amundsen, 2005, Introduction to Petroleum Seismic: Society of Exploration Geophysicists.
- Liner, C., y T. Fei, 2007, The Backus number: The Leading Edge, 4, 420-426.
- Liner C., 2012, Elements of Seismic Dispersion: A Somewhat Practical Guide to Frequency-Dependent Phenomena: Society of Exploration Geophysicists.
- Liu, E. y A. Martínez, 2013, Seismic Fracture Characterization: Concepts and Practical Applications: EAGE Publications.
- M'Cullagh, J., 1831, Geometrical propositions applied to the wave theory of light: The Transactions of the Royal Irish Academy, 17, 241-263
- Disponible en: <http://www.jstor.org/stable/30078792>
- Martínez, R. D., 2003, Why do the wells not tie seismic data in depth?: Boletín de la Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración, A.C., 43 (4), 23-40.
- Martins, J. L., 2006, Elastic impedance in weakly anisotropic media: Geophysics, 71, D73-D83.
- Qian, Z., 2009, Analysis of Seismic Anisotropy in 3D Multi-component Seismic Data: PhD Thesis, University of Edinburgh.
- Russell, B., K. Hedlin, F. Hilterman y L. Lines, 2003, Fluid-property discrimination with AVO: A Biot-Gassmann perspective: Geophysics, 68, 29-39.
- Sheriff, R. E., 2002, Encyclopedic Dictionary of Applied Geophysics: Society of Exploration Geophysicists.
- Simm, R. y M. Bacon, 2014, Seismic amplitude – An interpreter's handbook: Cambridge University Press.
- Slawinski M. A., y R. Slawinski, 1994, Energy partition at the boundary between anisotropic media; Part one: Generalized Snell's law: CREWES Research Report Vol 13.
- Disponible en: <http://www.crewes.org/ForOurSponsors/ResearchReports/1994/1994-09.pdf>
- Slawinski, M. A., 2002, On seismic waves in linearly elastic, anisotropic and nonuniform continua: CSEG Recorder, 27
- Disponible en: <http://csegrecorder.com/articles/view/on-seismic-waves-in-linearly-elastic-anisotropic-and-nonuniform-continua>
- Thomson, W., 1856, Elements of a mathematical theory of elasticity: Philosophical Transactions of the Royal Society of London, 146, 481-498.
- Disponible en: <http://www.jstor.org/stable/108596>
- Thomsen, L., 1986, Weak elastic anisotropy: Geophysics, 51, 1954-1966.
- Tsvankin, I., 1997, Anisotropic parameter and P-wave velocity for orthorhombic media. Geophysics, 62, 1292-1309.
- Tsvankin, I., y V. Grechka, 2011, Seismology of Azimuthally Anisotropic Media and Seismic Fracture Characterization: Society of Exploration Geophysicists.
- Tsvankin, I., 2012, Seismic Signatures and Analysis of Reflection Data in Anisotropic Media: Society of Exploration Geophysicists.
- Vanelle, C., y D. Gajewski, 2009, Application of Snell's law in weakly anisotropic media: Geophysics, 74, WB147-WB152.
- Wallace, M., J. Maher, S. Schapper, B. Taylor y S. Tod, 2007, Seismic velocity anisotropy in the Illizi basin of eastern Algeria: EAGE 69th Conference & Exhibition, London, UK.
- Wild, P.W., M. Kemper, L. Lu y C. D. MacBeth, 2008, Modelling anisotropy for improved velocities, synthetics and well ties: 70th EAGE Annual Meeting, Expanded Abstracts, P235.
- Wild, P., 2011, Practical applications of seismic anisotropy: First Break, 29, 117-124.
- Yan, F., D. Han y Q. Yao, 2013, Physical constraints on c_13 and Thomsen parameter delta for VTI rocks: 83th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, 2889–2894.

Boletín Técnico **AMGE**

Segunda Generación



Asociación Mexicana de Geofísicos
de Exploración, A.C.

Para someter manuscritos en el Boletín Técnico AMGE
–Segunda Generación, así como conocer las normas editoriales
y guía de publicación, favor de comunicarse con alguno
de los siguientes editores:



Raúl del Valle García
Email: rvalleg@imp.mx



Efraín Méndez Hernández
Email: emendez2310@gmail.com



Congreso Mexicano del Petróleo

León, June 19th-22th, 2019



Mexican Petroleum Conference 2019

The Mexican Association of Exploration Geophysicists (AMGE) is pleased to invite you all to The Mexican Petroleum Conference and Exhibition León 2019, organized and operated as a joint venture of the five professional associations which conglomerates most of the technical specialties of the O&G Mexican Industry namely: Association of Petroleum Engineers of México (AIPM), Society of Petroleum Engineers, (SPE México Section), Petroleum Engineers Mexican College (CIPM), Mexican Association of Petroleum Geologists (AMGP) and also AMGE as this year organization leader.

Mexican Petroleum Conference (CMP) year by year brings together more than 8,000 attendees including: Industry leaders, renowned National and International Technical Specialists, Experienced and Young professionals as well as college and master degree students coming from up to 30 different countries. Presently, considered the biggest and most important event O&G Conference in Latin America, it is the ideal forum to display the most remarkable achievements and technical advances, specially in E&P but covering and strengthening transforming and transporting as years has passed.

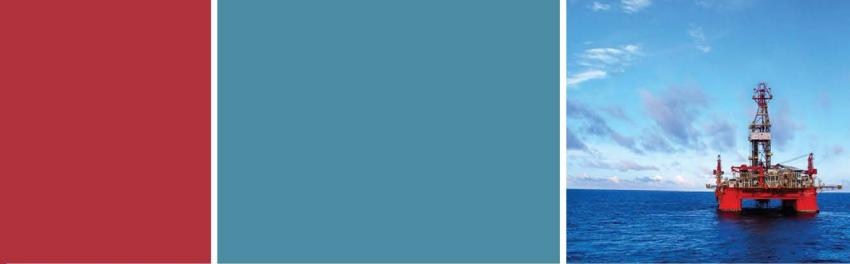
This year, the technical program for this 14th edition includes pre-conference short courses and workshops, 150 oral presentations and 90 e-poster sessions, besides some Luncheon Conferences, Technical Forums, remarkable master and distinguished lectures.



Exhibition

18,000sqm of industrial exhibition will gather together a well selected sample of the most important O&G National and International products and services Companies and operators. With an expected presence of about 190 different brands and firms the CMP Exhibition will be the perfect sized complement of the technical program, occupying some number around 1,000 booths.

All this ingredients will make León CMP 2019 the perfect spot to look for technical and business opportunities which might be there at your fingertips!



Who are expected to be there?

- O&G Operators
- O&G Industry leaders
- O&G Decision makers
- Engineers
- Head Hunters
- Products and Equipment Suppliers
- Service Companies
- Business developers
- Specialized media



General Program

- ➔ Magistral Conferences
- ➔ Panel Discussions
- ➔ 150 Technical Sessions
- ➔ 90 e-poster sessions
- ➔ Luncheon Conferences

León, Guanajuato

México is ranked as the second largest economy in Latin America and the fourteenth largest in the world. This, combined with its abundance of natural attractions, cultural offerings, specialized infrastructure and its range of first class leisure activities, has resulted in the rapid growth of the Meetings Industry (Meetings, Incentives, Congresses and Exhibitions).

León, the capital of the state of Guanajuato, is the ideal destination to enjoy springs, hot springs and buy the most high quality shoes in México.

Poliforum León offers all kind of facilities and confort of a first level Convention Center to ensure every event success. It accounts with 45,000sqm of building, including 23,000sqm of exhibition floor clear of columns in just one single level, which results ideal to display all kind of exhibitions.



