



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

INSTITUTO DE GEOFÍSICA

EXPLORACIÓN GEOFÍSICA

**“ANÁLISIS DE YACIMIENTOS NO CONVENCIONALES USANDO
SÍSMICA MULTICOMPONENTE”**

**TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS**

**PRESENTA:
Ing. Francisco Chacón Hernández**

**TUTOR
Dr. José Carlos Ortiz Alemán (Instituto Mexicano del Petróleo)**

**MIEMBROS DEL COMITÉ TUTORIAL
Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi (Instituto de Geofísica)
Dr. William Lee Bandy (Instituto de Geofísica)
Dr. José Oscar Campos Enriquez (Instituto de Geofísica)
Dr. Mauricio Orozco del Castillo (Instituto Mexicano del Petróleo)**

Ciudad Universitaria UNAM, México, D. F. septiembre de 2015



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar quiero agradecer a mi señor y Dios a quien de el vienen sus bendiciones.

A mi familia querida a mi mamá, mi papá, mis hermanos Sinuhé, Shantall, Gaby y Goretilla a quienes quiero mucho.

A la Universidad Nacional Autónoma de México, así como al Instituto de Geofísica por brindarme la oportunidad de estudiar el posgrado y darme una experiencia más en mi vida. Al Instituto Mexicano del Petroleo por su apoyo durante mi trabajo de tesis, así como al CONACYT que ha sido tan importante durante mis estudios del posgrado.

A mi director de tesis el Dr. José Carlos Ortiz Alemán, por su todo su apoyo en este tiempo de duro trabajo, a mis sinodales, Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi, Dr. William Lee Bandy, Dr. José Oscar Campos Enriquez y al Dr. Mauricio Orozco del Castillo a quien también agradezco por su apoyo durante el trabajo de tesis.

A todos mis amigos fuera y dentro del Instituto de Geofísica con quienes he pasado agradables momentos, así como también a Anaid por todo su apoyo.

ÍNDICE GENERAL

Contenido

Resumen.....	IX
Abstract.....	X
1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 Antecedentes	1
1.2 Planteamiento del problema	3
1.3 Objetivo de investigación.....	3
1.4 Justificación.....	3
2. FUNDAMENTOS DE LA ELASTODINÁMICA.....	5
2.1 Teoría de la elastodinámica.....	5
2.2 Deformación.....	6
2.3 Ley de Hooke	8
2.4 Propagación de ondas para un medio isótropo acústico y elástico.....	8
3. FUNDAMENTOS TEÓRICOS	11
3.1 Ondas P y S.....	11
3.2 Onda convertida (Onda C)	11
3.3 Sísmica multicomponente	14
4. MÉTODOS Y TÉCNICAS.....	15
4.1 Análisis numérico.....	15
4.2 Fronteras absorbentes CPML.....	16
4.3 Matriz de sensibilidad acústica y elástica.....	17
4.3.1 Realización de las matrices de sensibilidad K_ρ , K_k , K_μ , K_α y K_β	19
4.3.2 Combinación de matrices de sensibilidad elásticas	20
4.4 Matrices de sensibilidad elásticas CCP	21
4.5 Migración de tiempo reverso (RTM) con fuentes simultaneas	25

4.6 Energía de propagación de ondas.....	27
5. DESARROLLO.....	29
5.1 Descripción del programa	29
5.2 Construcción de la matriz de sensibilidad.....	31
5.3 Factores que influyen en la construcción de la matriz de sensibilidad.....	33
5. ANÁLISIS Y PRUEBAS	35
6.1 Analisis de medios sinteticos por medio de matrices de sensibilidad elásticas CCP (Primer análisis)	35
6.2 Análisis para diferentes porcentajes de hidrocarburos (Segundo análisis).....	42
6.3 Gráficas de amplitud vs porcentajes de hidrocarburos (Tercer análisis)	47
6.4 Gráficas de incertidumbre (Cuarto análisis)	50
7. RESULTADOS, DISCUSIÓN, CONCLUSIONES Y COMENTARIOS	52
7.1 Resultados	52
7.2 Discusión.....	52
7.3 Conclusiones	54
7.4 Comentario.....	55
A. Punto de reflexión común en la onda convertida	56
B. Sismogramas sintéticos para varios receptores	59
Referencias Bibliográficas	61

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Representación de yacimiento convencional y no convencional. (Tomada y modificada de García-Solórzano, 2013).	1
Figura 2.1. Vectores de tracción actuando en las tres caras de un elemento de volumen que son perpendiculares a los ejes coordenados. El super-escritor en T indica la dirección de la normal a la cara en la cual actúa. (Tomada y modificada de Stein y Wysession, 2003).	5
Figura 2.2. a) Deformación normal y b) deformación cortante.	7
Figura 3.1. Punto medio (MP) de la onda P contra punto de conversión (CP) de la onda S reflejada, varía con la profundidad. (Tomada y modificada de Stewart <i>et al.</i> , 2002).	12
Figura 3.2. Comportamiento asintótico del Punto de Conversión. (Modificada de Focus, 2007).	13
Figura 3.3. Variación de la reflectividad con el ángulo de incidencia en la onda C (ecuación 3.5, Stewart <i>et al.</i> , 2002).	13
Figura 3.4. Punto de conversión común para un arreglo terrestre (a) y un arreglo marino (b). (Tomada y modificada de Tatham y McCormack, 1994).	14
Figura 4.1. Discretización del dominio de una malla escalonada. (Tomada de García-Reyes, 2013).	15
Figura 4.2. Implementación de los subdominios o capas adyacentes CPML en un caso bidimensional.	16
Figura 4.3. Vista de los puntos de conversión CCP por medio de ray path, mostrando en cada punto en la superficie, una fuente-receptor (SR) como se ha programado y se ha realizado los kernels elásticos. (Tomado y modificado de Kile, 2000).	22
Figura 4.4. Propagaciones de onda directa en un medio isótropo homogéneo para un tiempo de 2 [s]. a) Propagación de una onda acústica (onda P). b) Muestra una propagación de solo la onda S. c) Muestra la propagación de una onda elástica (onda P y onda S) y d) muestra el resultado obtenido de una onda convertida en un mismo punto (onda C) con offset cero, usando el algoritmo propuesto por Kile (2000).	25
Figura 4.5. (a) Ejemplo de representación de 80 fuentes distribuyéndose sobre la línea verde. (b) Sismogramas grabados en 80 receptores, generados a partir de las 80 fuentes.	27
Figura 4.6. Densidad de energía para distintas propagaciones de ondas en un medio isótropo homogéneo.	28
Figura 5.1. Algoritmo de migración en medio acústico y elástico.	29
Figura 5.2. Algoritmo de migración en medio elástico con ondas convertidas. Al estar trabajando en un medio isótropo heterogéneo, el medio mínimo de anisotropía en el que se realiza una rotación es el medio isótropo transversal, sin embargo, la rotación se realiza tomando un plano 2D (en este caso X-Z) que es un plano de isotropía donde la velocidad de SV es $\mu\rho$ (Carcione, 2001), por lo que no se aplicaría el algoritmo de rotación de Alford (1986) para anisotropía azimutal.	30
Figura 5.3. Algoritmo de punto de conversión común CCP.	31
Figura 5.4. Energía total de la propagación directa y de la retropropagación de un medio isótropo homogéneo con un tiempo de escucha de 3.6 segundos. Se observa que la densidad de energía de la retropropagación es menor que la densidad de energía de propagación directa, debido al residuo de los sismogramas observados y sintéticos, y también al efecto de absorción de las capas CPML.	32
Figura 6.1. Relación de amplitud para ambas onda P y S en distintos medios. (Tomada y modificada de Castagna <i>et al.</i> , 1985).	35
Figura 6.2. Mapa de referencia de la sección Neuquén en Argentina (Analizado de Cruz <i>et al.</i> , 2002).	36

Figura 6.3. Modelo de velocidades de la sección Neuquén. (Analizado de Scott, 1987).	37
Figura 6.4. Matrices de sensibilidad elásticas CCP de la sección Neuquén Argentina. Podemos apreciar que las matrices de sensibilidad $k_{\beta\ ccp}$ y $k_{\alpha\ ccp}$ tienen una mejor visualización de los yacimientos y de las estructuras. Las flechas rojas indican la ubicación de los yacimientos no convencionales.	38
Figura 6.5. Mapa de referencia de la sección Eagle Ford Texas EEUU (Analizado de Smith <i>et al.</i> , 2013).	38
Figura 6.6. Modelo de velocidades de la sección Eagle Ford. (Analizado de Smith <i>et al.</i> 2013)	39
Figura 6.7. Matrices de sensibilidad elásticas CCP de la sección Eagle Ford Texas. La matriz de sensibilidad $k_{\beta\ ccp}$ tienen una mejor visualización de los yacimientos y de las estructuras. Las flechas rojas indican la ubicación de los yacimientos no convencionales	40
Figura 6.8. Mapa de referencia de la sección Limonaria en México (Analizado se Suro, 2012)	40
Figura 6.9. Modelo de velocidades de la sección Limonaria. (Analizado de Suro, 2012).....	41
Figura 6.10. Matrices de sensibilidad elásticas CCP en frecuencia finita de la sección Limonaria México. La matriz de sensibilidad $k_{\beta\ ccp}$ y $k_{\alpha\ ccp}$ tienen una mejor visualización de los yacimientos y de las estructuras. Las flechas rojas indican la ubicación de los yacimientos no convencionales.	42
Figura 6.11. Análisis del modelo de velocidades de la sección Neuquén para los yacimientos no convencionales localizados dentro de la ventana.	44
Figura 6.12. Análisis de la ventana de la Figura 6.11 para diferentes porcentajes de hidrocarburo contenidos en la roca arcillosa. Entre más porcentaje de hidrocarburo presenten, más oscuros se observan los yacimientos en esta imagen debido a la dispersión causada por el cambio brusco de densidad y velocidad	44
Figura 6.13. Análisis del modelo de velocidades de la sección Eagle Ford para los yacimientos no convencionales localizados dentro de la ventana.	45
Figura 6.14. Análisis de la ventana de la Figura 6.13 de la sección Eagle Ford para diferentes porcentajes de hidrocarburo contenidos en la roca arcillosa. Entre más porcentaje de hidrocarburo presenten, más oscuros se observan los yacimientos en esta imagen debido a la dispersión causada por el cambio brusco de densidad y velocidad	45
Figura 6.15. Análisis del modelo de velocidades de la sección Limonaria para los yacimientos no convencionales localizados dentro de la ventana.	46
Figura 6.16. Análisis de la ventana de la Figura 6.15 de la sección Limonaria para diferentes porcentajes de hidrocarburo contenidos en la roca arcillosa. Entre más porcentaje de hidrocarburo presenten, más brillante se observan los yacimientos en esta imagen. Esto solo es posible para capas horizontales.....	46
Figura 6.17. Comparación de sismogramas sintéticos obtenidos en el receptor 30 en la sección Neuquén con un porcentaje de hidrocarburo de 5%, 20% y 50%, con un tiempo de escucha de 9.6 s	47
Figura 6.18. Comparación de sismogramas sintéticos obtenidos en el receptor 48 de la sección Eagle Ford con un porcentaje de hidrocarburo de 5%, 20% y 50%, con un tiempo de escucha de 7.0 s	47
Figura 6.19. Comparación de sismogramas sintéticos obtenidos en el receptor 8 de la sección Limonaria con un porcentaje de hidrocarburo de 5%, 20% y 50%, con un tiempo de escucha de 6.4 s	48
Figura 6.20. Gráficas de incertidumbre de amplitud contra porcentaje de concentración de hidrocarburo para cada una de las secciones de estudio .Las amplitudes para los yacimientos de gas shale son mayores que para los de oil shale.	49
Figura 6.21. Gráficas de incertidumbre de la sección Neuquén, entre el yacimiento de oil-shale y la formación Vaca Muerta	50

Figura 6.22. Gráficas de incertidumbre de la sección Eagle Ford, entre el yacimiento de oil-shale y la formación Eagle Ford Inferior.....	51
Figura 6.23. Gráficas de incertidumbre de la sección Limonaria, entre el yacimiento de oil-shale y la formación Pimienta.	51
Figura 7.1. Representación de modelos estratificados. A) Modelos de estratificación vertical, b) modelos de estratificación horizontal. (Modificado de Saavedra <i>et al.</i> , 2010).....	53
Figura A.1. En las dos gráficas se muestra la profundidad con una distancia X entre la fuente y el receptor y la distancia del punto CMP respecto del CCP para diferentes relaciones de $\frac{V_p}{V_s}$ en un medio isótropo homogéneo. La imagen de arriba tiene una relación mayor que la de abajo, por lo tanto la distancia del punto convertido es mayor (Tessmer y Behle, 1988). De manera que el punto CCP puede cambiar si la relación cambia.....	58
Figura B.1. Sismogramas sintéticos de la sección Neuquén registrados en receptores con una distancia de localización uno de otro de 385.53 m.....	58
Figura B.2. Sismogramas sintéticos de la sección Eagle Ford registrados en receptores con una distancia de localización uno de otro de 321.54 m.....	58
Figura B.3. Sismogramas sintéticos de la sección Limonaria registrados en receptores con una distancia de localización uno de otro de 392.24 m.....	58
Tabla 1. Ejemplo de relación de densidad y velocidad entre arcilla-hidrocarburo con 20 % de saturación.....	44

Resumen

Las matrices de sensibilidad o kernel de Frechet basados en métodos adjuntos han constituido en la actualidad una herramienta de gran importancia, que ha permitido estudiar diversos temas por medio de tomografías sísmicas (Tromp *et al.*, 2005) como son: interpretación de la división de intensidad de las ondas de cizalla en zonas con profundidades someras (Favier y Chevrot, 2004), clasificación de arribos sísmicos a partir de la propagación de ondas en el manto superior (Zhao y Jordan, 2006), plumas de convección termal en el manto (Montelli, 2006), análisis de anisotropía en el manto (Sieminsky *et al.* 2008), migración de imágenes elásticas (Zhu *et al.*, 2009), etc.

En este trabajo se realiza un estudio sísmico multicomponente de secciones sintéticas en tierra para medios heterogéneos e isótropos en 2D, con yacimientos no convencionales del tipo *gas/oil shale* para distintos porcentajes de contenido de hidrocarburo y con grosores menores a la longitud de onda.

Se introduce una nueva técnica para la construcción de imágenes sísmicas basada en el método denominado Migración Reversa en Tiempo (RTM, por sus siglas en idioma inglés). Nuestro algoritmo RTM está basado en los métodos adjuntos desarrollados por Tromp *et al.* (2005) y la inversión de forma de onda completa (Tarantola, 1984; Virieux y Operto, 2009). Un aspecto muy novedoso radica en el empleo de fronteras absorbentes del tipo CPML (convolutional perfectly matched layer) (Komatish y Martin, 2007), para el cálculo de las matrices de sensibilidad para frecuencias finitas, que se aproximan linealmente mediante multiplicadores de Lagrange. El empleo de esta formulación nos permite reducir significativamente los tiempos de cómputo para el proceso de migración, pues hace posible realizar simultáneamente todas las simulaciones numéricas correspondientes a cada fuente sísmica para modelar una adquisición sísmica real con un patrón denso de fuentes y detectores. De este modo, la formulación RTM adjunta nos permite suprimir en una muy buena medida las interferencias entre fuentes, que ha sido un obstáculo muy significativo para la aplicación de este tipo de métodos en la construcción de imágenes sísmicas en la industria.

Un objetivo muy importante de este trabajo es extender el desarrollo de la RTM adjunta al caso elástico, para hacerlo aplicable al estudio de datos sísmicos multicomponente. Las aplicaciones con datos multicomponente, que aquí se discuten se relacionan con dos de los retos tecnológicos más importantes de la sismología de exploración actual: el estudio de zonas con geología extremadamente compleja como ambientes con presencia de estructuras complicadas y visualización de yacimientos no convencionales que demandan un incremento sensible en la resolución vertical de los objetivos exploratorios.

Abstract

Sensitivity of matrix or Frechet kernel based adjoint methods have now been a tool of great importance, which has allowed us to study various topics by means of a seismic tomography (Tromp *et al.*, 2005) such as: interpretation of the division of intensity of the shear wave in areas with shallow depths (Favier *et al.*, 2004), different classes of seismic arrivals by mean of wave propagation in the upper mantle (Zhao and Jordan, 2006), convection thermal plumes in the mantle (Montelli *et al.*, 2006), analisis of general anisotropy in the mantle (Sieminsky *et al.*, 2008), migration of elastic images (Zhu *et al.*, 2009), etc.

In this work is carried out an synthetic analysis by means of multicomponent seismic imaging of sintetic sections in the earth for heterogeneous and isotropic 2D media, with unconventional deposits of type gas/oil shale, with varying percentages of hydrocarbon content and thicknesses less than the wavelength.

It introduces a new technique for the construction of seismic imaging based on the method called Reverse Time Migration (RTM, for its acronym in english language). Our RTM algorithm is based on the adjoint formulation developed by Tromp *et al.* (2005) and full waveform inversion (Tarantola, 1984; Vireaux *et al.* (2009). A very novel aspect lies in the use of absorbent borders of type convolutional perfectly matched layer (CPML) (Komatish and Martin, 2007), for the calculation of the arrays of sensitivity in finite frequency, approached linearly by Lagrange multiplier. The use of this formulation allows us to reduce significantly the computation time for the migration process, therefore makes it possible to carry out simultaneously all the numerical simulations corresponding to each seismic source to model a real seismic acquisition with a pattern of dense sources and detectors. In this way, the RTM adjoint formulation allows us to delete attached us in a very good measure the interference between sources, which has been a very significant obstacle to implement this type of methods for the construction of seismic images in the industry.

A major objective of this work is to extend the development of the RTM adjoint to the elastic case, to make it applicable to the study of multicomponent seismic data. The multicomponent applications with data, which are discussed here is related to two of the major technological challenges of the current exploration seismology: the study of areas with geology in extremely complex environments with presence of complicated structures, salt tectonics and clay, as well as the display of unconventional fields that require a substantial increase in the vertical resolution of the exploratory objectives.

INTRODUCCIÓN

1.1 Antecedentes

La demanda de hidrocarburos a nivel mundial como una fuente de energía, ha generado un incremento en la búsqueda de nuevos yacimientos tanto convencionales como no convencionales por medio de nuevos métodos y técnicas. Sin embargo, la caracterización geofísica de estos yacimientos permanece desafiante a las propiedades de los reservorios (Zhu *et al.*, 2012), considerando los nuevos retos tecnológicos que surgen.

Los yacimientos convencionales son aquellos formados por arenas porosas y permeables, que permiten circular el fluido fácilmente en forma de canales, además de que estos yacimientos contienen por lo general bolsas de gas (Figura 1.1). Los yacimientos no convencionales (Figura 1.1) son todos aquellos que permanece en la roca generadora, es decir, no migra a una roca almacenadora, requiriendo de tratamientos intensivos de estimulación, fracturamiento y recuperación (Cramer, 2008), contrario a los yacimientos convencionales (Figura 1.1), y que pueden existir tanto en zonas superficiales como en zonas más profundas.

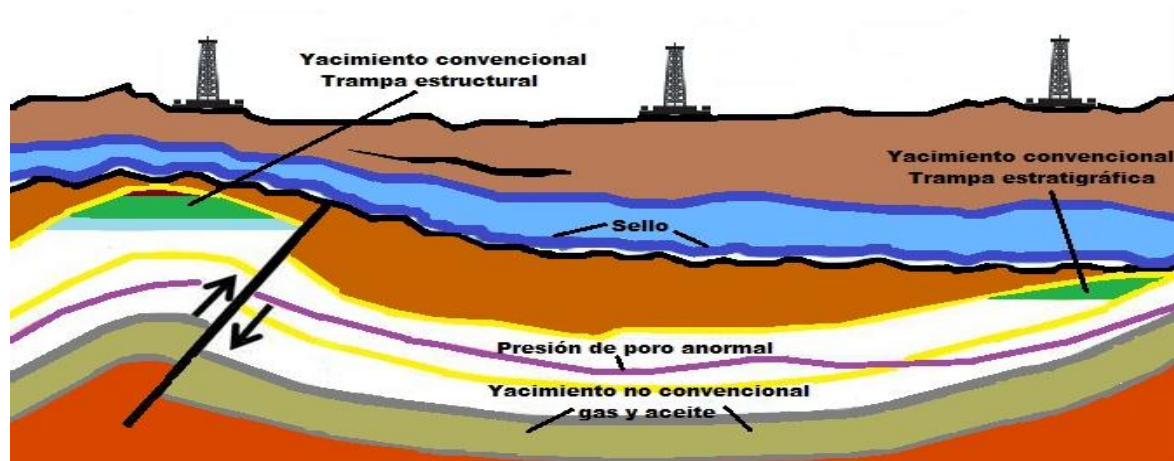


Figura 1.1. Representación de yacimiento convencional y no convencional. (Tomada y modificada de García-Solórzano, 2013).

Entre los hidrocarburos no convencionales los más importantes son: metano ligado a bancos de carbón (*coal bed methane*), hidratos de gas (*gas hydrate*), gas en centro de cuenca (*basin-centered gas*) que es el caso de la formación Los Molles en la cuenca de Neuquén Argentina (Colorado School of Mines, 2014), petróleo o gas de esquisto (*oil-gas, shale-gas*) que es el caso de Vaca Muerta en la cuenca de Neuquén Argentina (Colorado School of Mines, 2014), Eagle Ford en Texas EUA (Smith *et al.* 2013) y Limonaria en México (E&P, 2014). Los yacimientos de gas-shale y oil-shale son rocas de esquisto (arcillas) que contienen gas y aceite en su interior. Estos yacimientos presentan permeabilidades bajas y porosidades que pueden variar, encontrándose muchos de ellos

Análisis de yacimientos no convencionales usando sísmica multicomponente

en secuencias sedimentarias estratificadas y en cuencas sedimentarias estratificadas, por lo que su búsqueda en estas áreas es de mucho interés.

Las técnicas de trabajo de procesamiento han ido evolucionando y mejorando de tal manera que ha sido posible descubrir nuevos yacimientos convencionales y no convencionales en condiciones muy complejas. Las imágenes con onda P son frecuentemente limitadas, pero las mediciones con onda S proporcionan constreñimiento adicional en las propiedades de las rocas especialmente en contrastes de densidad y rigidez, resolviendo ambigüedades y caracterizando de manera más completa la respuesta del subsuelo (Cova *et al.*, 2006). Generalmente en yacimientos no convencionales de gas, las reflexiones “se hundén” porque el gas reduce la velocidad de la onda P (Barkved *et al.* 2001), aumentando el espesor aparente de las capas en relación con los grosores geológicos (Brown, 1996) y generando una imagen pobre (Barkved *et al.*, 2001). Tradicionalmente las ondas P constituyen la parte estructural de la imagen sísmica (Gaiser *et al.*, 2001), sin embargo, las ondas S y las ondas convertidas son generalmente menos sensitivas a rocas saturadas y pueden ser usadas para penetrar sedimentos de gas saturado, nubes de gas (Gaiser *et al.*, 2001), diferenciar entre litologías como es el caso de Valenciano *et al.* (2000) en donde las velocidades de la onda S varían de esquisto a arena, o diferencias de contrastes como es el caso de MacLeod *et al.* (1999), donde las velocidades de las ondas S muestran un fuerte contraste asociado con reservorios de arena en el campo Alba field, mar del norte. Guest *et al.* (1998), interpreta anomalías en las ondas S sobre un reservorio de gas en Omán como evidencia de un efecto de gas sobre ondas de cizalla. Pero también debemos considerar que las componentes, no son capaces de distinguir entre bajas y altas saturaciones en reservorios de gas, ni de distinguir entre reservorios saturados de agua o aceite (Davis, 2007; Qian *et al.*, 2007).

Una técnica que resulta ser muy importante es la migración en tiempo reverso ó Reversal Time Migration (RTM, por sus siglas en inglés) con fuentes simultáneas y fronteras absorbentes del tipo CPML ó convolutional perfectly matched layer (Komatitsh y Martin, 2007), pues logra reducir los elevados tiempos de procesamiento y arrojar imágenes de las estructuras del subsuelo. Zhu *et al.* (2009), realiza un análisis de migración de imágenes isótropas elásticas basado en los métodos adjuntos realizados por Tromp *et al.* (2005) y que es caracterizado en términos de tres parámetros, que pueden ser: densidad, velocidad de onda compresional y velocidad de onda de cizalla, ó densidad, módulo de *cizalla* y módulo *volumétrico*.

La sísmica multicomponente es una tecnología que comenzó a finales de la década de los 60’s cuando las fuentes de ondas de cizalla de datos de reflexión fueron recolectados en perfiles sísmicos verticales (Cherry y Waters, 1968; Erickson *et al.*, 1968). Durante la década de los 80’s, se mejora la resolución sísmica usando ondas de cizalla (Anno, 1987; Tatham y McCormack, 1991) y a mediados de la década de los 90’s se desarrolló la tecnología marina usando ondas convertidas (ondas C), demostrando ser muy exitoso debido al desarrollo de sensores digitales que capturan mejor el campo de ondas sísmico, a diferencia de las técnicas convencionales simples (Stewart *et al.*, 2002). Además, ahora podemos considerar la aplicación de la técnica de migración RTM adjunta, pues al llevarla al caso elástico, hace posible la aplicación al estudio sísmico multicomponente.

Las primeras discusiones concernientes a esta prospección, así como al análisis e interpretación de ondas convertidas fueron publicadas por Garotta *et al.* (1985), sin embargo, nuevos resultados se

Análisis de yacimientos no convencionales usando sísmica multicomponente

obtuvieron de la teoría de ondas convertidas analizada por Tessmer y Behle (1988) y realizada por Zhong *et al.* (1995) y Kile (2000).

Un método no menos importante es la inversión de forma de onda completa o Full Waveform Inversion (FWI, por sus siglas en inglés) introducido por Tarantola (1984), capaz de proporcionar el conocimiento de los parámetros elásticos del subsuelo e incrementar la exactitud de los resultados de inversión (Tarantola, 1984; Zhou *et al.*, 1997), extrayendo información de las propiedades del subsuelo por medio de la diferencia de sismogramas observados y sintéticos (Virieux y Operto, 2009). Situación que resulta importante para poder aplicar la técnica RTM adjunta por medio de matrices de sensibilidad o kernels de sensibilidad (Tromp *et al.* 2005).

De manera que estos estudios se retoma para poder estudiar secciones sintéticas en tierra y de superficies planas, en donde los yacimientos no convencionales del tipo gas/oil shale se ubican dentro de las formaciones de interés en forma de pequeñas capas o estratos.

1.2 Planteamiento del problema

La búsqueda de recursos energéticos en yacimientos no convencionales ha tenido un mayor auge en los últimos años, sin embargo, la obtención de imágenes sísmicas que puedan mostrar el horizonte objetivo y las secuencias sedimentarias estratificadas de los yacimientos no convencionales con una resolución más apropiada y fidedigna, demandan un incremento sensible en la resolución vertical.

De manera que se busca determinar la ubicación y forma de estos yacimientos no convencionales, considerando además que en las imágenes sísmicas se presentan patrones de dispersión debido a los cambios de velocidades.

1.3 Objetivos de investigación

Extender el desarrollo de algoritmos de RTM adjunta al caso elástico para aplicarlo al estudio de la sísmica multicomponente con el apoyo de métodos y técnicas actuales que nos permitan obtener imágenes sísmicas interpretables del subsuelo, en específico de la búsqueda e identificación de los horizontes objetivo de yacimientos no convencionales, así como los cambios de secuencias sedimentarias estratificadas que rodean a éstos, considerando que la máxima resolución alcanzada es de 25 metros.

El origen geológico de los yacimientos no convencionales ocasiona que éstos se encuentren en forma de secuencias sedimentarias estratificadas cuyos espesores en muchas ocasiones son más pequeños que el máximo de resolución posible, sin embargo, una ventaja que podemos tener es que el método de migración RTM adjunto obtenido por matrices de sensibilidad, puede lograr encontrar estos yacimientos siempre y cuando presenten parámetros de densidad y velocidad diferentes a los del medio circundante.

1.4 Justificación

Gracias a las investigaciones realizadas por Tarantola (1984), Tromp *et al.* (2005), Komatitsch y Martin (2007) y Virieux *et al.* (2009), se permite extender el método RTM adjunto de medios acústicos a elásticos, en donde el uso de fuentes simultáneas con fronteras CPML, permite reducir los tiempos del procesamiento, costos y obtener las estructuras del medio en profundidad por medio de imágenes sísmicas representadas en matrices de sensibilidad.

De igual manera, gracias a las investigaciones de Zhong *et al.* (1995) y Kile *et al.* (2000), podemos hacer aplicable el método RTM adjunto elástico al caso de la sísmica multicomponente, permitiendo encontrar el punto de conversión común ó Common Conversion Point (CCP, por sus siglas en inglés) de la propagación de ondas P y de la propagación de ondas S, basándose en los trabajos teóricos realizados por Tessmer y Behle (1988), obteniendo así ondas convertidas (ondas C) que nos permiten reducir el ruido y la dispersión de ondas, suavizando la imagen y aumentando la visibilidad de los cambios sedimentarios y estructurales.

FUNDAMENTOS DE LA ELASTODINÁMICA

Los materiales al ser deformados, transmiten energía hasta que posteriormente vuelven a su estado natural (no hay ruptura), esta deformación que viaja a través de un medio elástico en el subsuelo es llamada onda sísmica, que corresponde a la energía elástica que se desplaza. Al conjunto de todos los puntos en el espacio que son alcanzados simultáneamente por una onda se le denomina frente de onda.

Siguiendo este análisis, se procede a desarrollar las ecuaciones que rigen el esfuerzo y deformación que actúa sobre los cuerpos.

2.1 Teoría de la elastodinámica

Haciendo el análisis sobre el volumen de un cubo unitario, una fuerza aplicada sobre una superficie o cara del cubo variará de acuerdo con la posición, por lo que:

$$\sigma = \lim_{\Delta S \rightarrow 0} \left(\frac{F}{\Delta S} \right), \tag{2.1}$$

en dónde σ es el esfuerzo que puede ser normal (perpendicular a la superficie) o cortante (tangencialmente a la superficie), ΔS es el área de la superficie y F es la magnitud de la fuerza que actúa sobre esta.

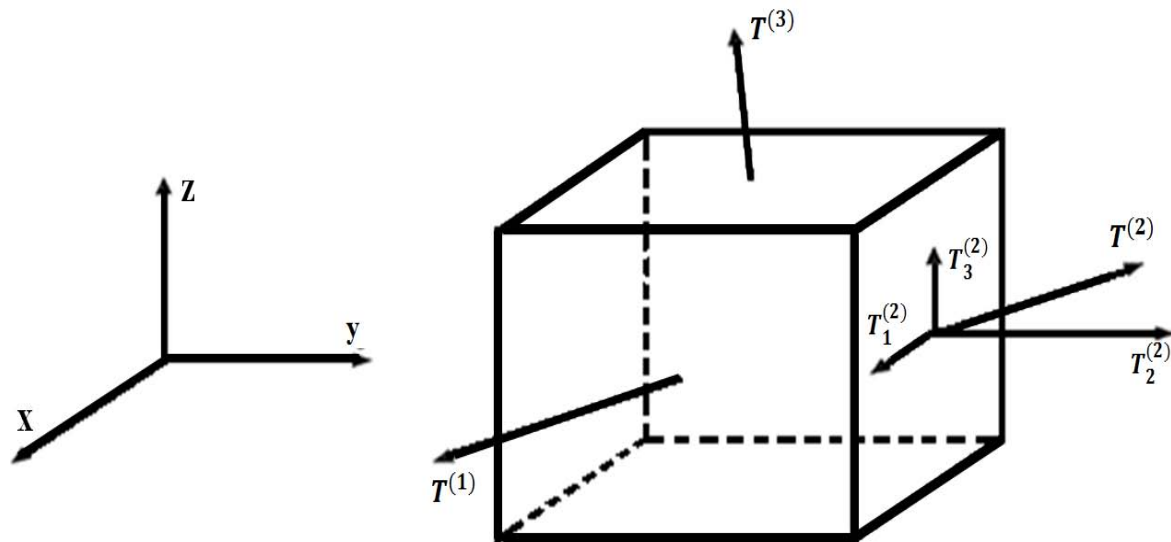


Figura 2.1. Vectores de tracción actuando en las tres caras de un elemento de volumen que son perpendiculares a los ejes coordenados. El súperíndice en T indica la dirección de la normal a la cara en la cual actúa (Tomada y modificada de Stein y Wysession, 2003).

Análisis de yacimientos no convencionales usando sísmica multicomponente

Siguiendo el análisis de los esfuerzos del subsuelo por medio del cubo orientado en un sistema coordenado, en cada cara del cubo tenemos una tracción o esfuerzo $\tau_{ij} = \sigma_{ij}$ como componente normal en donde ($i = j$) y dos tangenciales en donde ($i \neq j$).

Considerando que el cuerpo está en equilibrio, los esfuerzos en cada cara son iguales en magnitud y dirección, pero en sentido contrario a los que actúan sobre las caras opuestas, reduciéndose de 18 a 9 los elementos que constituyen el tensor de esfuerzo sobre cualquier cuerpo.

$$\sigma_{ij} = \begin{bmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{zz} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} T^{(1)} \\ T^{(2)} \\ T^{(3)} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} T_1^{(1)} & T_2^{(1)} & T_3^{(1)} \\ T_1^{(2)} & T_2^{(2)} & T_3^{(2)} \\ T_1^{(3)} & T_2^{(3)} & T_3^{(3)} \end{bmatrix}. \quad (2.2)$$

Los esfuerzos cortantes σ_{xy} , σ_{xz} , σ_{yx} y σ_{zx} generan los momentos, por lo que $\sigma_{xy} = \sigma_{yx}$ que es lo mismo que $\sigma_{ij} = \sigma_{ji}$, harán que el tensor tenga 6 elementos, lo que significa que es simétrico.

Considerando una fuerza $F = ma$ (segunda ley de Newton) en una dirección dada x, y o z podemos expresarla como:

$$\sum F_y = \rho \frac{\partial^2 u_y}{\partial t^2} dx dy dz, \quad (2.3)$$

$$\sum F_x = \rho \frac{\partial^2 u_x}{\partial t^2} dx dy dz, \quad (2.4)$$

$$\sum F_z = \rho \frac{\partial^2 u_z}{\partial t^2} dx dy dz. \quad (2.5)$$

Aplicando derivadas respecto de los desplazamientos en cada una de las direcciones, tenemos:

$$\frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{yz}}{\partial z} = \rho \frac{\partial^2 u_y}{\partial t^2}, \quad (2.6)$$

$$\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} = \rho \frac{\partial^2 u_x}{\partial t^2}, \quad (2.7)$$

$$\frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{zy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z} = \rho \frac{\partial^2 u_z}{\partial t^2}. \quad (2.8)$$

2.2 Deformación

La deformación representa un cambio en la forma o tamaño de un cuerpo. La Figura 2.2 representa matemáticamente las deformaciones en un cuerpo, en donde $\frac{\partial u_x}{\partial x}$, es el incremento de la longitud del cuerpo en una deformación normal (a), y $\frac{\partial u_x}{\partial y}$ es una deformación cortante (b).

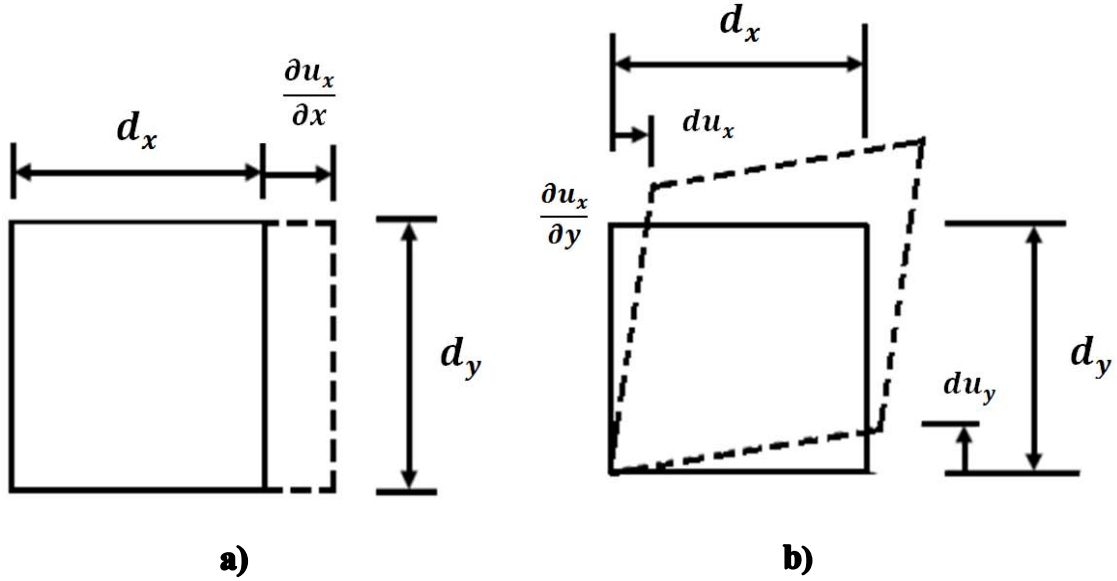


Figura 2.2. a) Deformación normal y b) deformación cortante.

Los desplazamientos, que son el movimiento relativo de un punto, se pueden expresar como:

$$du_i = \sum_j \frac{\partial u_i}{\partial x_j} dx_j, \quad (2.9)$$

donde $u_i = u_x, u_y$ es la dirección de los desplazamientos, $x_j = x, y$ la dirección del cambio de posición respecto al punto, y $dx_j = dx, dy$ la magnitud del cambio de posición, expresando la ecuación como:

$$du_i = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) dx_j + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} - \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) dx_j. \quad (2.10)$$

Las deformaciones normales están dadas por:

$$\epsilon_{xx} = \frac{\partial u_x}{\partial x}, \quad (2.11)$$

$$\epsilon_{yy} = \frac{\partial u_y}{\partial y}, \quad (2.12)$$

$$\epsilon_{zz} = \frac{\partial u_z}{\partial z}. \quad (2.13)$$

Las deformaciones cortantes están dadas por:

$$\epsilon_{xy} = \epsilon_{yx} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_y}{\partial x} + \frac{\partial u_x}{\partial y} \right), \quad (2.14)$$

$$\epsilon_{yz} = \epsilon_{zy} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_z}{\partial y} + \frac{\partial u_y}{\partial z} \right), \quad (2.15)$$

Análisis de yacimientos no convencionales usando sísmica multicomponente

$$\epsilon_{xz} = \epsilon_{zx} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_x}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial x} \right). \quad (2.16)$$

De manera que el tensor de deformación describe en su totalidad los cambios de volumen y forma que sufren los cuerpos, expresándose como:

$$\epsilon_{ij} = \begin{bmatrix} \epsilon_{xx} & \epsilon_{xy} & \epsilon_{xz} \\ \epsilon_{yx} & \epsilon_{yy} & \epsilon_{yz} \\ \epsilon_{zx} & \epsilon_{zy} & \epsilon_{zz} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{\partial u_x}{\partial x} & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_x}{\partial y} + \frac{\partial u_y}{\partial x} \right) & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_x}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial x} \right) \\ \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_y}{\partial x} + \frac{\partial u_x}{\partial y} \right) & \frac{\partial u_y}{\partial y} & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_y}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial y} \right) \\ \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_z}{\partial x} + \frac{\partial u_x}{\partial z} \right) & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_z}{\partial y} + \frac{\partial u_y}{\partial z} \right) & \frac{\partial u_z}{\partial z} \end{bmatrix}. \quad (2.17)$$

2.3 Ley de Hooke

Cuando se aplican esfuerzos sobre un cuerpo, estos originan una deformación manteniendo una relación lineal hasta su límite elástico. Esta relación (Ley de Hooke generalizada) se expresa como:

$$\sigma_{ij} = c_{ijkl} \epsilon_{kl}, \quad (2.18)$$

en donde σ_{ij} es el tensor de esfuerzos, ϵ_{kl} es el tensor de deformación y c_{ijkl} es un tensor de cuarto orden que contiene los módulos elásticos del medio. Si consideramos que existe una relación de simetría de la energía de deformación (Stein y Wysession, 2003), $C_{ijkl} = C_{jikl}$ y considerándolo un medio isótropo, los parámetros elásticos se reducen únicamente a dos (λ y μ), expresándose la ley de Hooke como:

$$\begin{bmatrix} \sigma_{xx} \\ \sigma_{yy} \\ \sigma_{zz} \\ \sigma_{xy} \\ \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \lambda + 2\mu & \lambda & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda + 2\mu & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ 0 & \lambda & \lambda + 2\mu & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 2\mu & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 2\mu & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 2\mu \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \epsilon_{xx} \\ \epsilon_{yy} \\ \epsilon_{zz} \\ \epsilon_{xy} \\ \epsilon_{yz} \\ \epsilon_{zx} \end{bmatrix}, \quad (2.19)$$

en donde la deformación y la rigidez están linealmente relacionadas (Aki y Richards, 2002), de manera que tenemos la siguiente relación equivalente,

$$\sigma_{ii} = \lambda \Delta + 2\mu \epsilon_{ii}; \quad i = x, y, z, \quad (2.20)$$

$$\sigma_{ij} = 2\mu \epsilon_{ij}; \quad i, j = x, y, z; \quad i \neq j. \quad (2.21)$$

2.4 Propagación de ondas para un medio isótropo acústico y elástico

La propagación del campo de ondas para medios acústico y elástico en 2D, se realiza utilizando las coordenadas en x y z , de tal manera que el conjunto de ecuaciones 2.7, 2.8 y 2.19 se reducen a:

$$\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial z} = \rho \frac{\partial u_x^2}{\partial t^2}, \quad (2.22)$$

$$\frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z} = \rho \frac{\partial u_z^2}{\partial t^2}, \quad (2.23)$$

Análisis de yacimientos no convencionales usando sismica multicomponente

$$\begin{bmatrix} \sigma_{xx} \\ \sigma_{zz} \\ \sigma_{zx} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \lambda + 2\mu & \lambda & 0 \\ \lambda & \lambda + 2\mu & 0 \\ 0 & 0 & 2\mu \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \frac{\partial u_x}{\partial x} \\ \frac{\partial u_z}{\partial z} \\ \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_x}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial x} \right) \end{bmatrix}. \quad (2.24)$$

La ecuación 2.24 representa el caso elástico pues $\mu \neq 0$, sin embargo para el caso acústico, $\mu = 0$, de manera que la ecuación 2.24 queda como:

$$\begin{bmatrix} \sigma_{xx} \\ \sigma_{zz} \\ \sigma_{zx} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \lambda & \lambda & 0 \\ \lambda & \lambda & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \frac{\partial u_x}{\partial x} \\ \frac{\partial u_z}{\partial z} \\ \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_x}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial x} \right) \end{bmatrix}. \quad (2.25)$$

La velocidad se puede expresar como:

$$v_i = \frac{\partial u_i}{\partial t}, \quad (2.26)$$

de manera que las ecuaciones 2.22 y 2.23 se pueden expresar como:

$$\frac{\partial v_x}{\partial t} = \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial z} \right), \quad (2.27)$$

$$\frac{\partial v_z}{\partial t} = \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z} \right), \quad (2.28)$$

derivando cada una de las componentes de la ecuación 2.24 respecto al tiempo, se obtienen las siguientes tres ecuaciones,

$$\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial t} = (\lambda + 2\mu) \frac{\partial v_x}{\partial x} + \lambda \frac{\partial v_z}{\partial z}, \quad (2.29)$$

$$\frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial t} = (\lambda) \frac{\partial v_x}{\partial x} + (\lambda + 2\mu) \frac{\partial v_z}{\partial z}, \quad (2.30)$$

$$\frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial t} = (\mu) \left(\frac{\partial v_x}{\partial z} + \frac{\partial v_z}{\partial x} \right). \quad (2.31)$$

Los esfuerzo cortantes en el caso acústico son nulos $\sigma_{xz} = \sigma_{zx} = 0$, (no hay deformaciones cortantes) mientras que en el caso elástico existen esas deformaciones. De este modo, las ecuaciones acústicas quedan expresadas como:

$$\frac{\partial v_x}{\partial t} = \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} \right), \quad (2.32)$$

$$\frac{\partial v_z}{\partial t} = \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z} \right), \quad (2.33)$$

$$\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial t} = \lambda \left(\frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_z}{\partial z} \right), \quad (2.34)$$

Análisis de yacimientos no convencionales usando sísmica multicomponente

$$\frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial t} = \lambda \left(\frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_z}{\partial z} \right), \quad (2.35)$$

$$\frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial t} = \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial t} = 0. \quad (2.36)$$

Las ecuaciones elásticas quedan de la siguiente forma,

$$\frac{\partial v_z}{\partial t} = \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z} \right), \quad (2.37)$$

$$\frac{\partial v_x}{\partial t} = \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial z} \right), \quad (2.38)$$

$$\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial t} = \lambda \left(\frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_z}{\partial z} \right) + 2\mu \frac{\partial v_x}{\partial x}, \quad (2.39)$$

$$\frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial t} = \lambda \left(\frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_z}{\partial z} \right) + 2\mu \frac{\partial v_z}{\partial z}, \quad (2.40)$$

$$\frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial t} = (\mu) \left(\frac{\partial v_x}{\partial z} + \frac{\partial v_z}{\partial x} \right). \quad (2.41)$$

El conjunto de ecuaciones 2.32 – 2.41 rigen la propagación de ondas en un medio bidimensional. Para las ecuaciones elásticas 2.37, 2.38, 2.39, 2.40 y 2.41 se proceden a desarrollar la implementación numérica usando el método de diferencias finitas aplicado por Virieux y Madariaga (1982) y Virieux (1986).

Para realizar esta implementación numérica se necesita una relación del conjunto de ecuaciones (2.32 - 2.41) con respecto a las velocidades de propagación de las ondas sísmicas (ver ecuaciones 3.1 y 3.2). La teoría de la elasticidad nos menciona dos tipos de ondas elásticas como son: la onda compresional (onda P) y onda de cizalla (onda S), también conocidas como ondas de cuerpo que se desplazan a través del subsuelo, proporcionándonos información durante su propagación, y permitiéndonos obtener la migración RTM adjunta al caso elástico.

FUNDAMENTOS TEÓRICOS

3.1 Ondas P y S

Mediante la combinación de información de las velocidades de la onda P y onda S, es más accesible determinar e identificar la litología y delimitar mejor los tipos de roca y fluidos en el subsuelo.

Las ondas P son ondas compresionales que se transmiten cuando las partículas del medio se desplazan en la dirección de propagación de la onda, produciendo compresiones y dilataciones en la roca (cambiando el volumen de la roca). La velocidad de la onda P es equivalente a:

$$V_P = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}. \quad (3.1)$$

Cuando se presenta fluido en una roca, las ondas compresionales son extremadamente sensibles al contenido (módulo volumétrico), ya que la velocidad de las ondas compresionales es una función de la densidad. La doble dependencia con respecto a la compresibilidad del fluido y al módulo de corte permite que las ondas P se propaguen tanto en sólidos como en líquidos.

Las ondas S son ondas de corte o de cizalla (producen cambios en la forma de la roca), siendo estas más lentas que las ondas P con una relación de velocidad aproximada de $V_S = \frac{V_P}{\sqrt{3}}$, en donde las partículas del medio se desplazan perpendicularmente a la dirección de propagación. Como las ondas de cizalla se asocian con el *corte*, estas no se propagan a través de los líquidos debido a que estos no son susceptibles a los esfuerzos cortantes. La velocidad de la onda S es equivalente a:

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}. \quad (3.2)$$

Usualmente la onda de cizalla tiene mayor amplitud que la onda compresional, por lo que la información de ondas de corte permite mejorar la generación de imágenes sísmicas y la caracterización de yacimientos aportando conocimientos adicionales y detallando mejor un levantamiento sísmico.

La variación de la razón de velocidad de las ondas P y S son diagnósticos de cambios litológicos en el subsuelo (Tatham, 1982). Existe una correlación entre las velocidades de las ondas elásticas y las propiedades petrofísicas de las rocas, pues establece la forma como las ondas sísmicas se propagan. Entre mayor es la resistencia al esfuerzo cortante o a la deformación volumétrica, mayor será la velocidad de propagación de la onda S.

3.2 Onda convertida (Onda C)

Las ondas convertidas han ayudado a mejorar las imágenes sísmicas del subsuelo, diferenciando e identificando de mejor forma las interfaces con bajos contrastes de onda P, mejorando la resolución y ayudando en el monitoreo de los reservorios.

Análisis de yacimientos no convencionales usando sismica multicomponente

El método de onda convertida se genera propagando energía de onda P en el medio y registrándola como onda S, conociéndose en cierta literatura como onda C (Thomsen, 1999). En otras palabras, las ondas convertidas, se generan a partir del proceso de conversión de energía que ocurre cuando una onda P, incide en una interfaz, con un ángulo diferente de 90 grados (Figura 3.1), reflejándose en dirección hacia arriba como onda de S.

Cuando una onda de cuerpo viaja a través de un medio e incide sobre una interface (superficie de reflexión) que lo separa de otro medio con distintas propiedades elásticas, parte de la energía es transmitida al segundo medio y parte es reflejada. De manera que al incidir en una interface, la energía sísmica contenida en la onda P hace que la roca de esa interface presente una deformación. Esta deformación (en el volumen) es debida a la compresión, lo que genera ondas P y a su vez ocurre un cambio en la forma lo que genera ondas S. Como las rocas no se deforman fácilmente bajo compresión se espera entonces un cambio en su forma, es decir, que se generen ondas S (dando una idea de cómo se generan ondas convertidas).

Para obtener el punto de conversión, Behle y Dohr, (1985) y Tessmer y Behle (1988) formulan el cálculo para capas horizontales y paralelas, usando la profundidad (z) como variable independiente y encontrando la ecuación cuártica en un medio homogéneo e isótropo (ver apéndice A). Poco tiempo después se logró el cálculo para capas buzantes con el uso de métodos numéricos, obteniendo la solución de raíces polinómicas (Tessmer y Behle, 1991). Thomsen (1999) desarrolla expansiones asintóticas que aproxima el punto de conversión o conversion Point (CP, por sus siglas en inglés) (Figura 3.1) en medios isótropos y anisótropos inhomogéneos verticales, además realiza el mínimo caso para muchos estratos y remodela importantes resultados de Tsvankin y Thomsen (1994) para procesar ondas convertidas en situaciones más realistas. Yuan y Li (2001), extienden las expresiones de Thomsen (1999), mejorando su exactitud para grandes *offset's* fuente – receptor. Schneider (2002), obtiene la solución exacta para el CP para un medio simple, usando el tiempo de viaje de la reflexión (T) como variable independiente en medios isótropos homogéneos. En la Figura 3.1, el punto medio de las ondas P (MP), difiere del punto de conversión de las ondas S (CP), para un mismo par fuente-receptor.

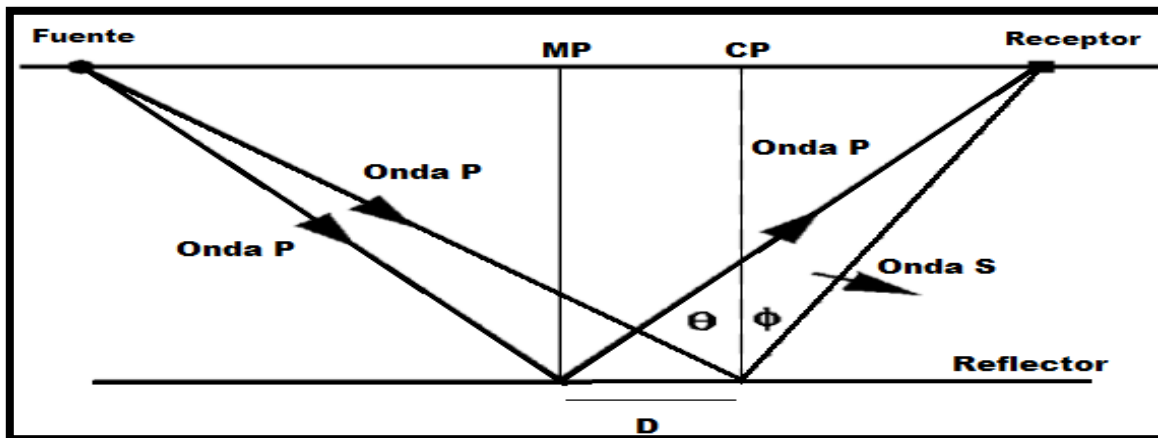


Figura 3.1. Punto medio (MP) de la onda P contra punto de conversión (CP) de la onda S reflejada, varía con la profundidad (Tomada y modificado de Stewart *et al.*, 2002).

Análisis de yacimientos no convencionales usando sísmica multicomponente

En un mismo material, la velocidad de la onda S (V_s) es menor que la velocidad de la onda P (V_p), por tanto la onda S llega al mismo receptor con un ángulo más vertical y el punto medio (MP) es diferente al punto de conversión (CP). A medida que aumenta la profundidad, los puntos de conversión convergen en una asíntota (Figura 3.2).

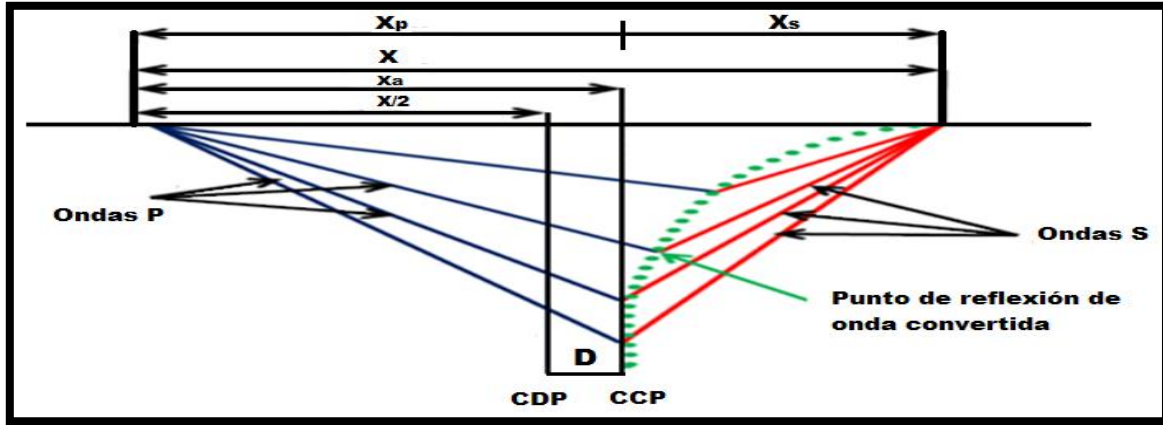


Figura 3.2. Comportamiento asíntótico del Punto de Conversión (Modificada de Tompsen, 1999).

La reflectividad de las ondas convertidas es una parte importante, pues las amplitudes varían sinusoidalmente para una interfaz según la ecuación de Zoeppritz (Stewart *et al.*, 2002) como:

$$R_{PS} = -\frac{V_P \tan \phi}{2V_S} \left[\left(1 + \left(-\frac{2(\sin \phi)^2}{\left(\frac{V_P}{V_S}\right)^2} + \frac{2 \cos \phi \cos \theta}{\frac{V_P}{V_S}} \right) \frac{\Delta \rho}{\rho} + 2 \left(-\frac{2(\sin \phi)^2}{\left(\frac{V_P}{V_S}\right)^2} + \frac{2 \cos \phi \cos \theta}{\frac{V_P}{V_S}} \right) \frac{\Delta \rho}{\rho} \right) \right], \quad (3.3)$$

en donde R_{PS} es la reflectividad de las ondas convertidas, θ es el ángulo de incidencia de la onda P, ϕ es el ángulo de reflexión de la onda S, V_p es el promedio de la velocidad de onda compresional de la interfaz, V_s es el promedio de las velocidad de onda de cizalla de la interfaz, ΔV_s es la diferencia entre la V_s de la capa inferior y la V_s de la capa superior a la interfaz, ρ es el promedio de las densidades de la interfaz y $\Delta \rho$ es la diferencia entre las densidades de la capa superior e inferior. Siguiendo el análisis de Stewart *et al.* (2002), la reflectividad de la onda C aumenta (Figura 3.3) para ángulos de incidencia que van desde los 20° hasta 40° o elevándose con el offset.

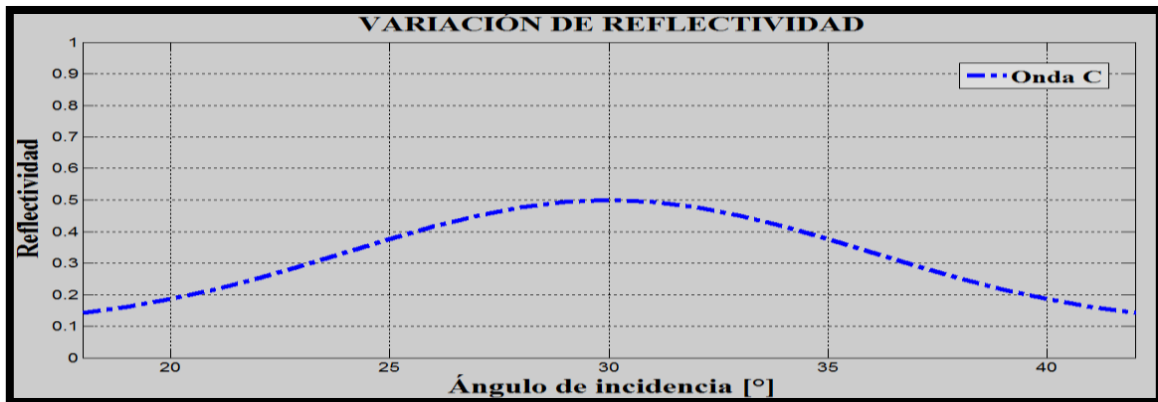


Figura 3.3. Variación de la reflectividad con el ángulo de incidencia en la onda C (ecuación 3.5, Stewart *et al.*, 2002).

3.3 Sísmica multicomponente

La adquisición de datos multicomponentes, tiene como ventaja la capacidad de registrar las características particulares de la onda P (movimiento vertical de la formación) y de la onda S (movimiento horizontal), permitiendo caracterizar de manera más completa la respuesta del subsuelo, (Cova *et al.*, 2006).

Las velocidades V_p y V_s se ven afectadas por: el tipo de roca, porcentaje de porosidad, geometría de poros, presencia de arcillas, aumento en la densidad, presencia de gas, etc. (Tatham, 1982; Easwood y Castaña, 1983; Anstey, 1991). Sin embargo, conforme la presión diferencial se incrementa, la anisotropía decrece, cambiando la forma de los poros y grietas y afectando las propiedades elásticas de rocas como esquisto, granito y arenisca (Lo *et al.*, 1986).

Tanham y McCormack (1991), mencionan que en la energía de la onda P, el 90% es transmitido y solo el 10 % es reflejado. La energía reflejada y transmitida decrece cuando el ángulo de incidencia se incrementa en la dirección del ángulo crítico. La energía reflejada en modo de onda S convertida puede ser tan alta como 40% de la energía incidente, situación que puede ser deducida al analizar la Figura 4.6 (subcapítulo 4.6), por que en esté análisis, la onda convertida presenta mayor densidad de energía que las otras propagaciones de ondas.

En la Figura 3.4a (levantamiento sísmico 2D en tierra) se observa el modo de conversión en tierra, considerando la fuente como onda P pero grabando en un geófono onda S.

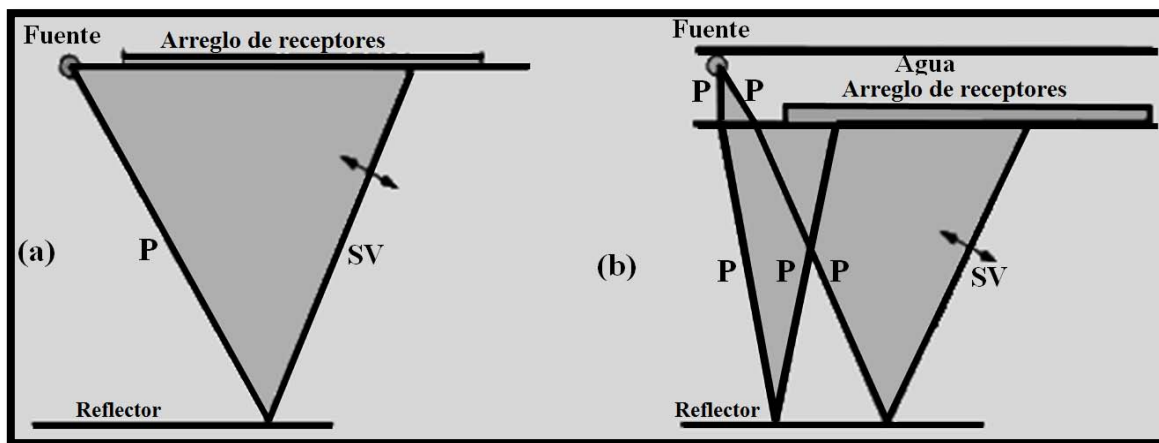


Figura 3.4. Punto de conversión común para un arreglo terrestre (a) y un arreglo marino (b) (Tomada y modificada de Tatham y McCormack, 1991).

Para el caso del levantamiento marino 2D con interface líquido – sólido, la fuente de energía de onda P está en el agua e incide sobre el suelo marino. Una diferencia que existe aquí es el caso del líquido, donde la onda S no puede viajar por él. En ángulos de incidencia menores que el ángulo crítico hay tres posibles formas de energía que pueden ser, la onda P transmitida, reflejada y el modo convertido de onda S reflejada. Para ángulos más allá del ángulo crítico, donde la energía de la onda P no puede ser refractada en el subsuelo, hay dos posibles rayos que pueden llevar energía, la onda P reflejada y el modo convertido de onda S transmitido (Figura 3.4b) (Tatham y McCormack, 1991).

MÉTODOS Y TÉCNICAS

Este capítulo introduce los métodos y técnicas que son indispensables para la construcción y desarrollo de las imágenes sísmicas multicomponentes basadas en el método de migración RTM adjunta, sin embargo su explicación completa debe verse en las citas.

4.1 Análisis numérico

La simulación de la propagación de ondas por medio del esquema de mallas escalonadas propuesto por Virieux (1986), consiste en resolver las ecuaciones diferenciales y discretizar el dominio, por medio de la técnica de diferencias finitas. El esquema de mallas escalonadas no utiliza mallas convencionales para la discretización, sino una malla escalonada, en donde los valores de las componentes del vector velocidad y del tensor de esfuerzos se calculan en diferentes posiciones de las celdas (Virieux, 1986).

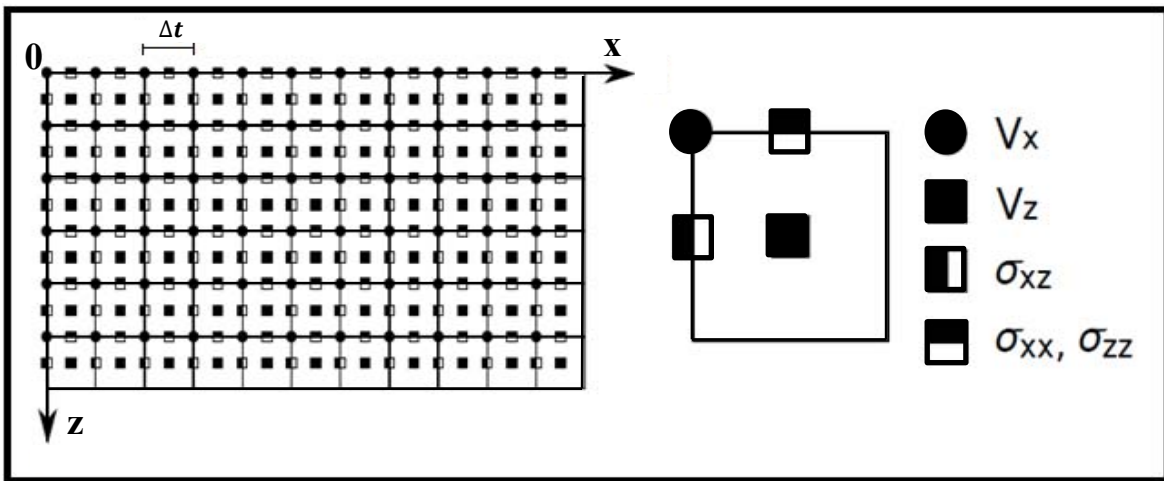


Figura 4.1. Discretización del dominio de una malla escalonada (Tomado de García-Reyes, 2013).

Bajo el esquema de la Figura 4.1 las ecuaciones diferenciales de primer grado de la elastodinámica para medios acústicos y elásticos (2.32, 2.33, 2.34, 2.35, 2.36, 2.37, 2.38, 2.39, 2.40, y 2.41) pueden ser discretizadas por medio del método de diferencias finitas.

En la Figura 4.1 la variable Δt , que es la longitud de cada celda, representa el avance en el tiempo tanto de las velocidades como de los esfuerzos, mientras que $\frac{\Delta t}{2}$ representa el avance en conjunto de las velocidades y esfuerzos, de manera que tanto las derivadas espaciales como las derivadas temporales tienen aproximaciones de segundo orden respecto a $\frac{\Delta t}{2}$ ya que si se requiere calcular por ejemplo V_x en forma horizontal, se deberá calcular los valores adelante y atrás cada $\frac{\Delta t}{2}$ de σ_{xx} o σ_{zz} , mientras que si es de forma vertical se requerirá calcular los valores adelante y atrás cada $\frac{\Delta t}{2}$ de σ_{xz} . Por lo que aplicar la técnica de diferencias finitas por mallas escalonadas resulta apropiado.

4.2 Fronteras absorbentes CPML

Para analizar la técnica Convolutional Perfectly Matched Layer (CPML, por sus siglas en inglés) se parte de la técnica PML que consiste en fronteras absorbentes, en donde las ecuaciones diferenciales de la elastodinámica se cumplen en todo el dominio (Figura 4.2) con la diferencia de que las coordenadas son cambiadas de reales a complejas al pasar del dominio original a las CPML por medio del teorema de la convolución. De manera que para el caso bidimensional se hace un cambio de ejes horizontales y verticales apoyándose en funciones de amortiguamiento de acuerdo con Gedney (1996) y Collino y Tsogka (2001).

El análisis de la técnica CPML se puede ver en Komatitsch y Martin (2007), en donde ellos hacen que la técnica CPML funcione para ecuaciones de la elastodinámica escrita en forma diferencial en esfuerzos y velocidades, pues anteriormente Roden y Gedney (2000) lo habían implementado en el caso de las ecuaciones de Maxwell.

Como se muestra en la Figura 4.2, para poder aplicar esta técnica se requiere de cinco subdominios o capas adyacentes a las fronteras del dominio original. El dominio original consiste en la sección del subsuelo en donde se realiza el estudio mientras que los subdominios implementados CPML será donde se absorba la energía de las ondas. En la parte superior del dominio original se trabaja con condiciones de frontera de Neuman en donde las velocidades y esfuerzos son nulos.



Figura 4.2. Implementación de los subdominio o capas adyacentes CPML en un caso bidimensional.

La implementación numérica para las capas CPML en diferencias finitas, fue analizada del trabajo hecho en García-Reyes (2013) y Dan (2014) para medios acústicos, agregándolo a nuestro análisis bidimensional para medios elásticos y para la aplicación de ondas convertidas. De manera que las ecuaciones 2.27, 2.28, 2.29, 2.30 y 2.31 que se aplican al dominio original, también se aplican en cada uno de los subdominios de CPML a las que se les añaden los términos convolutivos, cumpliéndose la implementación numérica de mallas escalonadas expuestas por Virieux (1986).

4.3 Matriz de sensibilidad acústica y elástica

La matriz de sensibilidad o kernel de sensibilidad puede ser generado por medio de la diferencial de Fréchet de una función de error (ecuación 4.1) a partir de sismogramas observados y sintéticos o solamente sismogramas sintéticos, mediante un proceso de perturbación de cada uno de los parámetros del modelo, representando así, la sensibilidad de cada uno de los parámetros estructurales y en el que se busca disminuir la función de error por medio de la inversión de forma de onda completa (FWI, por sus siglas en inglés) (Tarantola, 1984).

Los modelos elásticos pueden ser caracterizados en términos de tres parámetros, como son: densidad, módulo de cizalla y módulo de compresibilidad, o densidad, velocidad de onda de cizalla y velocidad de onda compresional (Tromp *et al.*, 2005). Esto gracias a que la velocidad de la onda compresional y la velocidad de la onda de cizalla están cercanamente relacionadas en frecuencia finita, en donde este último parámetro, ajusta el frente de ondas en el tiempo de viaje para bajas frecuencias (Montelli *et al.*, 2004), por lo que resulta apropiado para el mapeo de estructuras a gran escala (Zhu *et al.*, 2009) y la identificación del reflector (Tromp *et al.*, 2005). Además, de que los métodos adjuntos, están cercanamente relacionados a tomografías en frecuencia finita, permitiendo obtener tomografías de modelos elásticos (Tromp *et al.*, 2005).

Según Tromp, *et al.* (2005), la diferencial de Fréchet de una función de error generado por un conjunto de parámetros \bar{m} , debido a la perturbación $\delta\bar{m}$, tiene la forma general:

$$D\delta\bar{m}x(\bar{m}) = \int_V \sum_{i=1}^P K m_i(\bar{x}) \frac{\delta m_i(\bar{x})}{m_i(\bar{x})} dV(\bar{x}), \quad (4.1)$$

en donde P es el número de tipos de parámetros del modelo, $K m_i$ es la “matriz de sensibilidad” asociada al parámetro m_i y δm_i es la perturbación que sufre el parámetro m_i , por lo que $\frac{\delta m_i(\bar{x})}{m_i(\bar{x})}$ representa la perturbación relativa de cada parámetro.

La función de error dada por Tromp *et al.* (2005), entre datos observados y datos sintéticos es:

$$x(\bar{m}) = \frac{1}{2} \sum_{r=1}^N \int_0^T \sum_{i=1}^M [s_i(\bar{x}_r, t, \bar{m}) - d_i(\bar{x}_r, t)]^2 dt, \quad (4.2)$$

en donde N es el número de receptores, T el tiempo de propagación, M el número de componentes que registra cada receptor, \bar{x}_r el vector con la ubicación del receptor r, $s_i(\bar{x}_r, t, \bar{m})$ la componente i de los desplazamientos sintéticos generados en la posición \bar{x} en el tiempo t para el modelo que tiene como parámetros al vector \bar{m} y, por último, $d_i(\bar{x}_r, t)$ es la componente i de los datos observados en el receptor r en el tiempo t.

$$D\delta\bar{m}x(\bar{m}) = \sum_{r=1}^M \int_0^T \sum_{i=1}^M [s_i(\bar{x}_r, t, \bar{m}) - d_i(\bar{x}_r, t)] D_{\delta\bar{m}} s_i(\bar{x}_r, t, \bar{m}) dt, \quad (4.3)$$

Tomando en cuenta las consideraciones matemáticas en el desarrollo de Tromp *et al.* (2005), se tiene la expresión para la matriz de sensibilidad $K_\rho(\bar{x})$:

$$K_\rho(\bar{x}) = - \int_0^T \sum_{j=1}^M \rho(\bar{x}') \hat{s}_j(\bar{x}', T - t') \frac{\partial^2}{\partial t'^2} s_j(\bar{x}', t') dt', \quad (4.4)$$

donde,

Análisis de yacimientos no convencionales usando sísmica multicomponente

$$\hat{s}_j(\bar{x}', T - t') = \int_0^{T-t'} \int_V \sum_{i=1}^M G_{ji}(\bar{x}', T - t - t') \hat{f}_i(\bar{x}, t) dV(\bar{x}) dt, \quad (4.5)$$

y

$$\hat{f}_i(\bar{x}, t) = \sum_{r=1}^N [s_i(\bar{x}_r, T - t, \bar{m}) - d_i(\bar{x}_r, T - t)] \delta(\bar{x}' - \bar{x}_r), \quad (4.6)$$

donde $\hat{f}_i(\bar{x}, t)$ es la fuente impulsiva, $\hat{s}_j(\bar{x}', T - t')$ corresponde al campo de desplazamientos originado por dicha fuente (definición de función de Green), en la dirección de j generado por la diferencia entre los datos observados \bar{s} y los sintéticos \bar{d} (propagación adjunta) o simplemente observados. El argumento $(\bar{x}', T - t')$ de \hat{s}_j indica que la relación entre el campo original y el adjunto es tal que el último elemento del campo adjunto, se relaciona con el primero del campo original, el penúltimo con el segundo, y así sucesivamente.

La diferencia de Frechet en términos de ρ, μ y k es:

$$D\delta\bar{m}x(\bar{m}) = \int_V \left[K_p(\bar{x}) \frac{\delta\rho(\bar{x})}{\rho(\bar{x})} + K_\mu(\bar{x}) \frac{\delta\mu(\bar{x})}{\mu(\bar{x})} + K_k(\bar{x}) \frac{\delta k(\bar{x})}{k(\bar{x})} \right] dV(\bar{x}), \quad (4.42)$$

en donde

$$K_k(\bar{x}) = - \int_0^T k(\bar{x}) [\nabla * \hat{s}(\bar{x}, T - t)] [\nabla * \bar{s}(\bar{x}, T - t)] dt, \quad (4.8)$$

con $k = \lambda + \frac{2\mu}{3}$, y

$$K_\mu(\bar{x}) = - \int_0^T 2\mu(\bar{x}) \hat{D}(\bar{x}, T - t) : D(\bar{x}, t) dt, \quad (4.9)$$

donde $D(\bar{x}, t)$ es el tensor de esfuerzos desviador de la propagación original y $\hat{D}(\bar{x}, T - t)$: corresponde a la propagación adjunta. También es posible obtener la diferencial de Fréchet, en términos de matrices de sensibilidad que dependen de la velocidad de ondas P y S.

$$D\delta\bar{m}x(\bar{m}) = \int_V \left[K_x(\bar{x}) \frac{\delta x(\bar{x})}{x(\bar{x})} + K_\alpha(\bar{x}) \frac{\delta\mu(\bar{x})}{\mu(\bar{x})} + K_\beta(\bar{x}) \frac{\delta k(\bar{x})}{k(\bar{x})} \right] dV(\bar{x}), \quad (4.10)$$

en donde,

$$K_x(\bar{x}) = K_\rho(\bar{x}) + K_\alpha(\bar{x}) + K_k(\bar{x}), \quad (4.11)$$

$$K_\alpha(\bar{x}) = 2 \left(1 + \frac{4\mu}{3k} \right) K_k(\bar{x}), \quad (4.12)$$

$$K_\beta(\bar{x}) = 2 \left[K_\mu(\bar{x}) - \frac{4\mu}{3k} K_k(\bar{x}) \right]. \quad (4.13)$$

Para un medio isótropo basta con conocer del subsuelo tres parámetros independientes. Los medios acústicos, se caracterizan con una sola de las constantes elásticas del tensor C_{ijklm} pues $\mu = 0$, mientras que para los medios elásticos se usan las dos constantes (μ y λ) del tensor C_{ijklm} pues $\mu \neq 0$. De la ecuación 4.12, si se trata de un medio acústico, K_α será el doble de K_k .

4.3.1 Realización de las matrices de sensibilidad K_ρ , K_k , K_μ , K_α y K_β

Cada una de las matrices de sensibilidad analiza diferentes tipos de propiedades del medio, relacionadas con la formulación de sus integrandos (ecuaciones 4.4, 4.8, 4.9, 4.12 y 4.13). Estos integrandos se obtiene a partir de la generación desplazamientos, velocidades y esfuerzos en la propagación directa y adjunta.

Para el cálculo del integrando de la matriz de sensibilidad K_ρ , intervienen la aceleración y los desplazamientos (ver ecuación 4.4), de manera que los esfuerzos los podemos obtener como:

$$\sigma_{xx(i,j)}^k = \sigma_{xx(i,j)}^k + \Delta t \left(v_{x(i,j)}^{k-\frac{1}{2}} \right), \quad (4.14)$$

$$\sigma_{zz(i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2})}^k = \sigma_{zz(i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2})}^{k-1} + \Delta t \left(v_{x(i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2})}^{k-\frac{1}{2}} \right), \quad (4.15)$$

con respecto a las aceleraciones, tenemos:

$$\frac{\partial^2}{\partial t^2} \sigma_{xx(i,j)}^k = a_{x(i,j)}^k, \quad (4.16)$$

$$\frac{\partial^2}{\partial t^2} \sigma_{zz(i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2})}^k = a_z^k(i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2}), \quad (4.17)$$

en donde,

$$a_{x(i,j)}^k = \frac{Vx_{(i,j)}^{k+\frac{1}{2}} - Vx_{(i,j)}^{k-\frac{1}{2}}}{\Delta t}, \quad (4.18)$$

$$a_z^k(i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2}) = \frac{Vz_{(i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2})}^{k+\frac{1}{2}} - Vz_{(i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2})}^{k-\frac{1}{2}}}{\Delta t} \quad (4.19)$$

Para la matriz de sensibilidad K_k se usa la divergencia del campo de la propagación directa ($\nabla * \widehat{s}$) y adjunta ($\nabla * \widehat{\widehat{s}}$), (ver ecuación 4.8):

$$\nabla * S_{(i+\frac{1}{2},j)}^{-k} = \frac{\sigma_{xx(i+1,j)}^k - \sigma_{xx(i,j)}^k}{\Delta x} + \frac{\sigma_{zz(i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2})}^k - \sigma_{zz(i+\frac{1}{2},j-\frac{1}{2})}^k}{\Delta z}. \quad (4.20)$$

La matriz de sensibilidad K_μ (ver ecuación 4.9) utiliza el tensor de esfuerzos desviatorico (cambios de la forma de un cuerpo), en donde los esfuerzos son mucho más pequeños que los compresivos (Shearer, 2009), así tenemos:

$$D_{ij} = \begin{bmatrix} \sigma_{xx} - \sigma_m & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{xy} & \sigma_{yy} - \sigma_m & \sigma_{yz} \\ \sigma_{xz} & \sigma_{yz} & \sigma_{zz} - \sigma_m \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sigma_{xx} + P & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{xy} & \sigma_{yy} + P & \sigma_{yz} \\ \sigma_{xz} & \sigma_{yz} & \sigma_{zz} + P \end{bmatrix}, \quad (4.21)$$

en donde $\sigma_m = (\sigma_{11} + \sigma_{22} + \sigma_{33})/3$ es la media de los esfuerzos normales considerando que $P = -\sigma_m$. Por medio de la relación de esfuerzo – deformación y para un medio 2D (x, z), tenemos:

$$\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial t} = (\lambda + 2\mu) \frac{\partial v_x}{\partial x} + \lambda \frac{\partial v_z}{\partial z} + P, \quad (4.22)$$

$$\frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial t} = (\lambda + 2\mu) \frac{\partial v_z}{\partial z} + \lambda \frac{\partial v_x}{\partial x} + P, \quad (4.23)$$

$$\frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial t} = \mu \left(\frac{\partial v_x}{\partial z} + \frac{\partial v_z}{\partial x} \right), \quad (4.24)$$

por lo que escrito en términos de los desplazamientos, tenemos:

$$\sigma_{xz}^k(i, j + \frac{1}{2}) = \sigma_{xz}^{k-1}(i, j + \frac{1}{2}) + \mu(i, j + \frac{1}{2}) \left[\frac{\Delta t}{\Delta z} \left(V_{x(i, j+1)}^{k+\frac{1}{2}} - V_{x(i, j)}^{k+\frac{1}{2}} \right) + \frac{\Delta t}{\Delta x} \left(V_{z(i+\frac{1}{2}, j+\frac{1}{2})}^{k+\frac{1}{2}} - V_{z(i-\frac{1}{2}, j+\frac{1}{2})}^{k+\frac{1}{2}} \right) \right], \quad (4.25)$$

$$\sigma_{xx}^k(i+\frac{1}{2}, j) = \left[\sigma_{xx}^{k-1}(i+\frac{1}{2}, j) + \left(\lambda(i+\frac{1}{2}, j) + 2\mu(i+\frac{1}{2}, j) \right) \frac{\Delta t}{\Delta x} \left(V_{x(i+1, j)}^{k+\frac{1}{2}} - V_{x(i, j)}^{k+\frac{1}{2}} \right) + \lambda(i+\frac{1}{2}, j) \frac{\Delta t}{\Delta z} \left(V_{z(i+\frac{1}{2}, j+\frac{1}{2})}^{k+\frac{1}{2}} - V_{z(i+\frac{1}{2}, j-\frac{1}{2})}^{k+\frac{1}{2}} \right) \right] + P, \quad (4.26)$$

$$\sigma_{zz}^k(i+\frac{1}{2}, j) = \left[\sigma_{zz}^{k-1}(i+\frac{1}{2}, j) + \left(\lambda(i+\frac{1}{2}, j) + 2\mu(i+\frac{1}{2}, j) \right) \frac{\Delta t}{\Delta z} \left(V_{z(i+\frac{1}{2}, j+\frac{1}{2})}^{k+\frac{1}{2}} - V_{z(i+\frac{1}{2}, j-\frac{1}{2})}^{k+\frac{1}{2}} \right) + \lambda(i+\frac{1}{2}, j) \frac{\Delta t}{\Delta x} \left(V_{x(i+1, j)}^{k+\frac{1}{2}} - V_{x(i, j)}^{k+\frac{1}{2}} \right) \right] + P. \quad (4.27)$$

La matriz de sensibilidad K_α añade K_k y se expresa como:

$$K_\alpha(\bar{x}) = 2 \left(1 + \frac{4\mu}{3k} \right) \left(\frac{S_{x(i+1, j)}^k - S_{x(i, j)}^k}{\Delta x} + \frac{S_{z(i+\frac{1}{2}, j+\frac{1}{2})}^k - S_{z(i+\frac{1}{2}, j-\frac{1}{2})}^k}{\Delta z} \right). \quad (4.28)$$

La matriz de sensibilidad K_β añade K_k y K_μ se expresa como:

$$K_\beta(\bar{x}) = 2 \left[\begin{array}{ccc} \left[\sigma_{xx}^k(i+\frac{1}{2}, j) + P & 0 & \sigma_{xz}^k(i, j+\frac{1}{2}) \right] \\ 0 & 0 & 0 \\ \left[\sigma_{xz}^k(i, j+\frac{1}{2}) & 0 & \sigma_{zz}^k(i+\frac{1}{2}, j) + P \right] \end{array} \right] - \frac{4\mu}{3k} \left(\frac{\sigma_{x(i+1, j)}^k - \sigma_{x(i, j)}^k}{\Delta x} + \frac{\sigma_{z(i+\frac{1}{2}, j+\frac{1}{2})}^k - \sigma_{z(i+\frac{1}{2}, j-\frac{1}{2})}^k}{\Delta z} \right), \quad (4.29)$$

debe considerarse la primera parte de la ecuación 4.29 para un medio 2D (x, z) y se debe sustituir las ecuaciones 4.25, 4.26 y 4.27.

4.3.2 Combinación de matrices de sensibilidad elásticas

Las matrices de sensibilidad nos permiten trabajar con ellas linealmente, debido a que los resultados de la RTM adjunta, representan matrices lineales, que pueden ser usadas como operadores lineales integrales (aplicación entre dos espacios vectoriales), haciendo combinaciones a partir de unas con otras. Ejemplo de ello puese ser la matriz de sensibilidad K_D , representada como:

$$K_D = \bar{K}'_\rho + \bar{K}_\alpha + \bar{K}_\beta, \quad (4.30)$$

en donde,

$$\bar{K}'_\rho = \bar{K}_\rho + \bar{K}_k + \bar{K}_\mu, \quad (4.31)$$

Análisis de yacimientos no convencionales usando sísmica multicomponente

la matriz de sensibilidad K_Z queda representada por medio de:

$$K_Z = K_k - K_\beta, \quad (4.32)$$

la matriz de sensibilidad K_A queda representada por medio de:

$$K_A = K_\mu - K_\beta. \quad (4.33)$$

4.4 Matrices de sensibilidad elásticas CCP

Kile (2000) propone un algoritmo que es válido para el campo de ondas multicomponentes y que puede ser usado en medios heterogéneos isótropos y anisótropos por medio de una aproximación polinomial cuadrática que nos permite obtener el punto de conversión elípticamente, a diferencia del propuesto por Garotta *et al.* (1985) en donde analizan el punto de conversión para un solo estrato. La noción del common depth point (CDP, por sus siglas en inglés) en procesamiento de datos no convertidos, tiene su contraparte, la noción del common conversion point (CCP, por sus siglas en inglés) que es el punto de conversión común en procesamiento de datos para obtener ondas convertidas (ondas C). El punto de reflexión para reflectores horizontales se basa en la solución analítica de la ecuación polinomial de cuarto orden (ecuación A.16), como fue desarrollada en primera instancia por Tessmer y Behle (1988). Este algoritmo es propenso a errores numéricos debido a que las expresiones son largas y complicadas produciendo inestabilidad, sin embargo, estos problemas han sido evitados en menor forma observando la expresión analítica exacta en el límite de profundidad infinita (offset cero) (Kile, 2000). En una incidencia vertical, no puede ocurrir el modo de conversión (Tanham y McCormack, 1991).

Debido a la reflexión asimétrica de un ray path o trayecto de rayo, un modelo de velocidad de propagación elíptica puede ser adecuado para cortas y grandes propagaciones (Kile, 2000). El punto es que la conversión de las ondas P-S, hace que los modelos sean aún más adecuados para la propagación de onda de cizalla cuyo ángulo de reflexión es más cercano a los ejes de la vertical que la propagación de onda longitudinal (Principio de Fermat), demostrando que la onda S es mucho más sensible que la onda P (Kile, 2000).

Kile (2000), genera el punto de conversión común al hacer una adaptación del algoritmo previamente usado por Zhong *et al.* (1995). Para este trabajo, debemos considerar de manera importante lo que menciona Kile (2000) respecto del offset cero para obtener el CCP, puesto que para poder obtener la migración RTM adjunta (Fletcher, 2009) con fuentes simultaneas, se requiere de varios pares de fuentes – receptores, de manera que en la propagación directa se emita energía en la fuente y se registre en el receptor del par contiguo separado una distancia r (Figura 4.3). De acuerdo con el principio de Fermat, el punto de conversión CCP aparecería empujado a la derecha puesto que la onda S viaja más lento que la onda P.

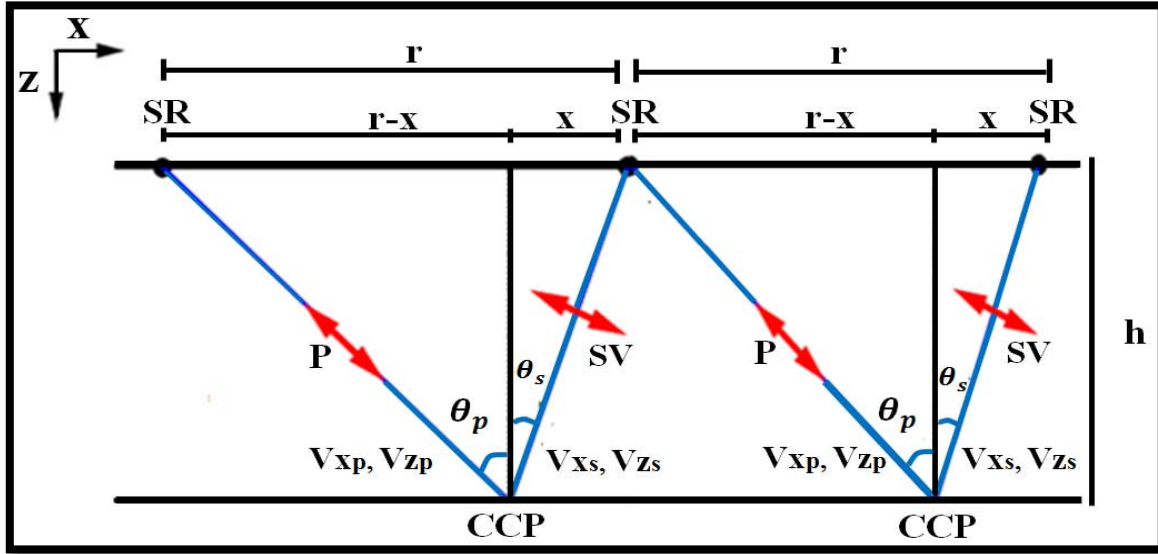


Figura 4.3. Vista de los puntos de conversión CCP por medio de un trayecto de rayo, mostrando en cada punto en la superficie, una fuente-receptor (SR) como se ha programado y se ha realizado los kernels elásticos (Tomado y modificado de Kile, 2000).

La Figura 4.3 muestra los puntos de conversión (CCP), obtenidos mediante las variables V_{x_p} , V_{z_p} , V_{x_s} y V_{z_s} que son variables derivadas de las velocidades de ondas V_p y V_s durante la propagación del campo de ondas directo. Las fuentes - receptores (SR) se encuentran en pares en la superficie (en cada fuente hay un receptor) como se presentan en la Figura 4.3 separadas una distancia r , sin embargo, siguiendo el algoritmo de Kile (2000), los puntos de conversión (CCP) se generan por medio de relaciones geométricas y de la ley de Snell (ecuaciones 4.34 – 4.47), de manera que para poder generar el punto de conversión con offset cero deben mantenerse las variables como son h para el grosor de los estratos (mantener un aproximado), r para la distancia de un punto SR a otro punto SR, además de las que se observan en la Figura 4.3, siguiendo los pasos del algoritmo de la Figura 5.3 que nos permite obtener el CCP y así generar ondas convertidas en la propagación directa. En el caso de la retropropagación el algoritmo de conversión de ondas ya no se aplica debido a que ya es propagada como onda convertida. La notación de la matrices de sensibilidad elásticas CCP será $k_{\rho\ ccp}$, $k_{K\ ccp}$, $k_{\mu\ ccp}$, $k_{\beta\ ccp}$ y $k_{\alpha\ ccp}$.

El tiempo de viaje total de la onda P-S reflejada está dada por:

$$t = \sqrt{\frac{(r-x)^2}{V_{x_p}^2} + \frac{h^2}{V_{z_p}^2}} + \sqrt{\frac{x^2}{V_{x_s}^2} + \frac{h^2}{V_{z_s}^2}}, \quad (4.34)$$

donde r es la distancia de la fuente al receptor siguiente, V_{x_s} y V_{z_s} es la velocidad del campo de ondas de S en dirección X y dirección Z, V_{x_p} y V_{z_p} es la velocidad del campo de ondas P en dirección X y dirección Z, h , es la profundidad, x es la posición horizontal del punto de conversión medido hacia el punto del receptor y es función de r , h , V_{x_s} , V_{z_s} , V_{x_p} y V_{z_p} . Así como Tessmer y Behle (1988) desarrollaron el punto de conversión (ecuación A.16 del apéndice A), Kile (2000)

Análisis de yacimientos no convencionales usando sísmica multicomponente

propone por medio de algunas relaciones geométricas y de la ley de Snell, la ecuación de orden cuatro en x , como:

$$x^4 - 2rx^3 + [r^2 + K_s - K_p]h^2x^2 - 2rh^2K_sx + h^2r^2K_s = 0, \quad (4.35)$$

en donde,

$$K_p = \frac{Vx_p^2}{\alpha_p(Vx_s^2 - Vx_p^2)}, \quad (4.36)$$

$$K_s = \frac{Vx_s^2}{\alpha_s(Vx_s^2 - Vx_p^2)}, \quad (4.37)$$

$$\alpha_p = \left(\frac{Vz_p}{Vx_p} \right)^2, \quad (4.38)$$

$$\alpha_s = \left(\frac{Vz_s}{Vx_s} \right)^2. \quad (4.39)$$

$K_p, K_s < 0$ como $\alpha_s, \alpha_p = 1$ cuando se tiene ausencia de anisotropía. Introduciendo las siguientes definiciones:

$$x \equiv \frac{\gamma r}{2}, \quad (4.40)$$

$$\beta \equiv \frac{h}{r}. \quad (4.41)$$

Remodelando la ecuación 4.35 forma adimensional queda de la forma,

$$\gamma^4 - 4\gamma^3 + 4\gamma^2 + 4(K_s - K_p)\beta^2\gamma^2 - 16K_s\beta^2\gamma + 16K_s\beta = 0. \quad (4.42)$$

Claramente, $0 < \gamma \leq 1$ y $\beta > 0$. Si $\gamma = 1$ ahí no hay punto de conversión (el trayecto de rayo es simétrico con respecto del punto de reflexión). Reacomodando la ecuación 4.42 de manera convenientemente, obtenemos:

$$\gamma^2(\gamma - 2)^2 + 4(K_s - K_p)\gamma^2\beta^2 - 16K_s\gamma\beta^2 + 16K_s\beta = 0. \quad (4.43)$$

Se observa que la contribución de tercer y cuarto orden a la ecuación se contiene en $\gamma^2(\gamma - 2)^2$. Si esta expresión es aproximada por una de segundo orden, entonces la ecuación puede ser reducida a una cuadrática. Puesto que $0 < \gamma \leq 1$, una opción razonable para aproximar $\gamma^2(\gamma - 2)^2$ es interpolando (método de Lagrange) valores de $\gamma = 0.25, 0.50, \text{ y } 0.75$ (Kile, 2000). Considerando $F(\gamma) = \gamma^2(\gamma - 2)^2$, la interpolación es dada por:

$$P(\gamma) = \frac{1}{16} \left(-7\gamma^2 + 29\gamma - \frac{15}{4} \right), \quad (4.44)$$

reemplazando la ecuación 4.45 dentro de la ecuación 4.44 y resolviendo la ecuación cuadrática en términos de $n = \frac{1}{\gamma}$ tenemos:

Análisis de yacimientos no convencionales usando sísmica multicomponente

$$[1024\beta^2 - 15\tau_s]n^2 + [116\tau_s - 1024\beta^2]n + [256(1 - \tau)\beta^2 - 28\tau_s] = 0. \quad (4.45)$$

La reformulación en términos de n nos permitirá evitar problemas numéricos potenciales, así para el caso isótropo tenemos que:

$$\tau_s = 1 - \left(\frac{v_p}{v_s}\right)^2, \quad (4.46)$$

$$\tau = 1 - \tau_s \quad (4.47)$$

Para el caso anisótropo más simple (isótropo transverso) $\tau_s = \frac{1}{K_s}$ y $\tau = \frac{K_p}{K_s}$. Escogiendo la raíz positiva de la ecuación 4.45, se obtiene:

$$\frac{-58\tau_s + 512\beta^2 + 8\sqrt{2}|D|}{1024\beta^2 - 15\tau_s}, \quad (4.48)$$

en donde,

$$D^2 = 23\tau_s^2 - 210\tau_s\beta^2 + 2048\beta^2\tau - 30\tau_s = 0. \quad (4.49)$$

Cuando se tienen fuertes contrastes de velocidad entre estratos horizontales, se incrementa el número de huecos y distorsiones de la información a través de la interfaces, por lo que es bueno en ocasiones hacer un suavizado de la velocidad (Zhong *et al.*, 1995; Kile, 2000). Debe considerarse que la aproximación al punto de conversión tiende a ser más exacta en velocidades más altas y cuando se trata de estratos horizontales, ya que en reflectores poco profundos existe evidencia de error o discrepancias entre la aproximación del punto de conversión y el punto exacto (Kile, 2000). Para el caso de velocidades más pequeñas, los errores son apreciables cuando el offset esta a cuatro tiempos la profundidad del reflector (Kile, 2000).

Analizando en breves palabras todo lo que se menciona en este apartado, podemos decir que el algoritmo desarrollado por Kile (2000), mapea cada amplitud del punto de conversión común en una traza en su correspondiente muestra en offset cero.

En la Figura 4.5 se observa un análisis de comparación de cada una de las ondas (onda P, onda S, ondas P-S y onda C) cuando se propagan en un tiempo de 2 s para un medio isótropo homogéneo.

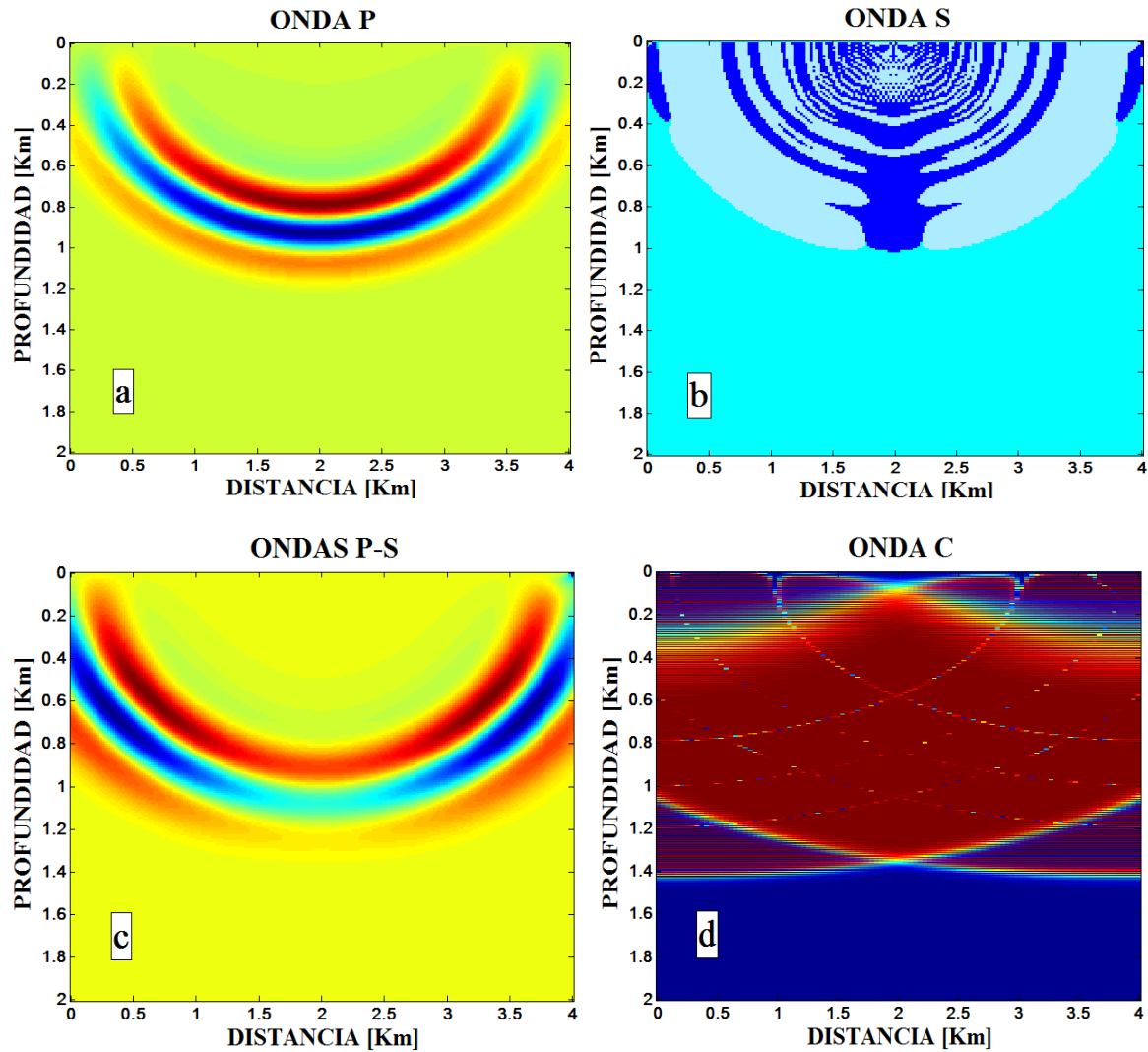


Figura 4.4. Propagaciones de onda directa en un medio isótropo homogéneo para un tiempo de 2 [s]. a) Propagación de una onda acústica (onda P). b) Muestra una propagación de solo la onda S. c) Muestra la propagación de una onda elástica (onda P y onda S) y d) muestra el resultado obtenido de una onda convertida (onda C) con offset cero, usando el algoritmo propuesto por Kile (2000).

4.5 Migración de tiempo reverso (RTM) con fuentes simultaneas

La migración de tiempo reverso (RTM, por sus siglas en inglés) utiliza la inversión de forma de onda completa (Tarantola, 1984; Pratt, 1999) de datos sísmicos grabados y sintéticos, minimizando las diferencias en tiempos de viajes, amplitudes, ondas convertidas, multiples, etc., siendo capaz de estimar los parámetros del subsuelo y generando imágenes de estructuras complejas (McMechan, 1982, 1983; Baysal *et al.*, 1983). La RTM es un tipo de migración en profundidad, en donde las observaciones son extrapoladas en tiempo condicionada a que la imagen sea una correlación cruzada con retraso cero (ecuación 4.50) (Fletcher *et al.*, 2006). Su principal ventaja es que no se limita a los reflectores inclinados y obtiene buenas imágenes. Sin embargo, utilizar este método de migración, genera frecuentemente artificios cuando se trabaja con bajas frecuencias y en donde

Análisis de yacimientos no convencionales usando sísmica multicomponente

existen gradientes de alta velocidad. Estos artificios son usualmente producidos durante la correlación cruzada, zambullendo las ondas al paso de las imágenes (Yoon *et al.*, 2004) o cuando ocurre la correlación cruzada con las ondas retrodispersadas (Fletcher *et al.*, 2006), pues las retrodispersiones son más problemáticas. De manera que suavizando el modelo de velocidad reducirá las ondas retrodispersadas.

La diferencia entre la migración y la inversión de forma de onda completa radica en que la migración va actualizando el modelo de velocidades con el uso de los sismogramas observados y sintéticos (García-Reyes, 2013), o simplemente con sismogramas sintéticos, mientras que la inversión de forma de onda completa, utiliza la diferencia en la perturbación de sismogramas observados y sintéticos o simplemente la perturbación de sismogramas sintéticos para actualizar el modelo de velocidades (migración).

De manera que teniendo un modelo de velocidades y densidades del subsuelo (modelo sintético) en estudio, se realizan las propagaciones de ondas directas (ondas P y S) en cada una de las fuente para un tiempo dado usando las ecuaciones de velocidad y esfuerzos vistas en el capítulo 1, generándose sismogramas sintéticos con ondas C (aplicación del algoritmo de Kile, 2000) registrados por todos los receptores. El paso siguiente consiste en hacer una propagación hacia atrás (retropropagación), en las que los receptores actúan como fuentes y utilizan como función fuente a los sismogramas sintéticos con ondas convertidas (ondas C) que se registraron en las propagaciones directas en donde las ecuaciones que se introducen son ahora de esfuerzos y velocidades (ver Figura 5.4).

Los campos de ondas obtenidos en ambas simulaciones (directo y retropropagación) se van correlacionando mediante la condición de imagen (ecuación 4.50).

$$I(x) = \int^T S(x)R(x, T - t)dt, \quad (4.50)$$

en donde T es el tiempo de registro de las propagaciones originales, S son las fuentes y R receptores como función fuente. De esta expresión (ecuación 4.50), se inicia una multiplicando entre el campo de ondas final de la propagación original con el campo inicial de la propagación por receptores y se termina con la multiplicación del campo inicial de la propagación original con el campo final de la propagación por receptores. Los resultados se van sumando y generando la imagen correspondiente a cada una de las fuentes, obteniéndose la imagen final de la RTM para el modelo de velocidades.

De esta manera, para obtener la propagación por medio de los receptores, o lo que es la propagación adjunta del campo de desplazamiento y velocidades, nos basamos en las ecuaciones para un medio elástico (2.37, 2.38, 2.39, 2.40 y 2.41), ver el desarrollo en García-Reyes (2013).

Generar la migración RTM adjunta con disparos simultáneos nos permitirá reducir el tiempo de ejecución y el costo computacional (Pratt, 1990). En este trabajo, se coloca una distribución de fuentes y receptores en la parte superficial como se observa en el ejemplo de la Figura 4.5a, y la obtención de los sismogramas (Figura 4.5b), apoyándonos en las fronteras absorbentes CPML para ayudar a mitigar la energía en las fronteras.

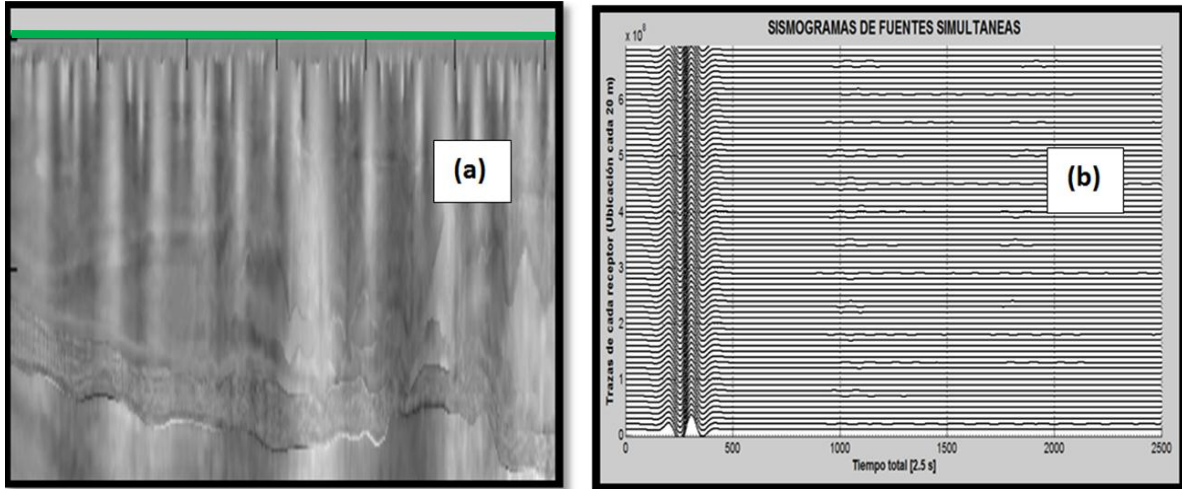


Figura 4.5. (a) Ejemplo de representación de 80 fuentes distribuyéndose sobre la línea verde. (b) Sismogramas grabados en 80 receptores, generados a partir de las 80 fuentes.

4.6 Energía de la propagación de ondas

Para poder cuantificar la densidad de energía asociada a la propagación de las ondas sísmicas, se hace la suma de la densidad de energía cinética y la densidad de energía potencial, que corresponden a la energía cuando las ondas pasan por un medio y lo deforman.

La energía cinética por unidad de volumen es igual a:

$$\frac{E_c}{V} = \frac{1}{2} \rho \|\bar{v}\|^2, \quad (4.51)$$

donde ρ es la densidad del medio en estudio y \bar{v} es la velocidad de la onda sísmica. La energía potencial por unidad de volumen (Sheriff y Geldart, 1982) es igual a:

$$\frac{E_p}{V} = \frac{1}{2} \sum_i \sum_j \sigma_{ij} \epsilon_{ij}, \quad (4.52)$$

donde σ_{ij} y ϵ_{ij} corresponde a los tensores de esfuerzo y deformación. Así pues la energía total es igual a:

$$\frac{E_T}{V} = \frac{E_c}{V} + \frac{E_p}{V}, \quad (4.53)$$

$$\frac{E_T}{V} = \frac{1}{2} (\rho \|\bar{v}\|^2 + \sum_i \sum_j \sigma_{ij} \epsilon_{ij}). \quad (4.54)$$

Haciendo uso de la ecuación 4.54 podemos analizar la cantidad de energía que existe en un medio en estudio. La densidad de energía de la Figura 4.6 fue obtenida de una propagación en un medio homogéneo con una distancia de 6000 m, una profundidad de 3000 m, con nodos $\Delta_x = 100$ y $\Delta_z = 100$, un tiempo de grabación de 1.3 segundos.

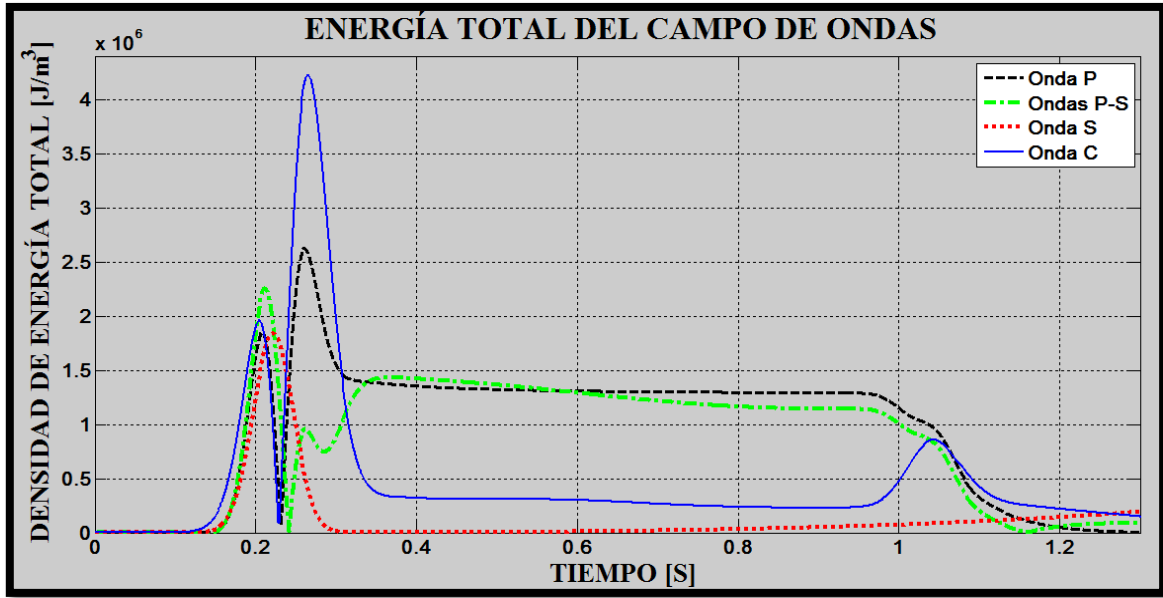


Figura 4.6. Densidad de energía para distintas propagaciones de ondas en un medio isótropo homogéneo.

DESARROLLO

5.1 Descripción del programa

El programa es desarrollado en fortran 90 y consiste de los siguientes pasos generales para poder obtener cada una de las matrices de sensibilidad tanto elástica como elástica CCP, considerando que $\mu \neq 0$.

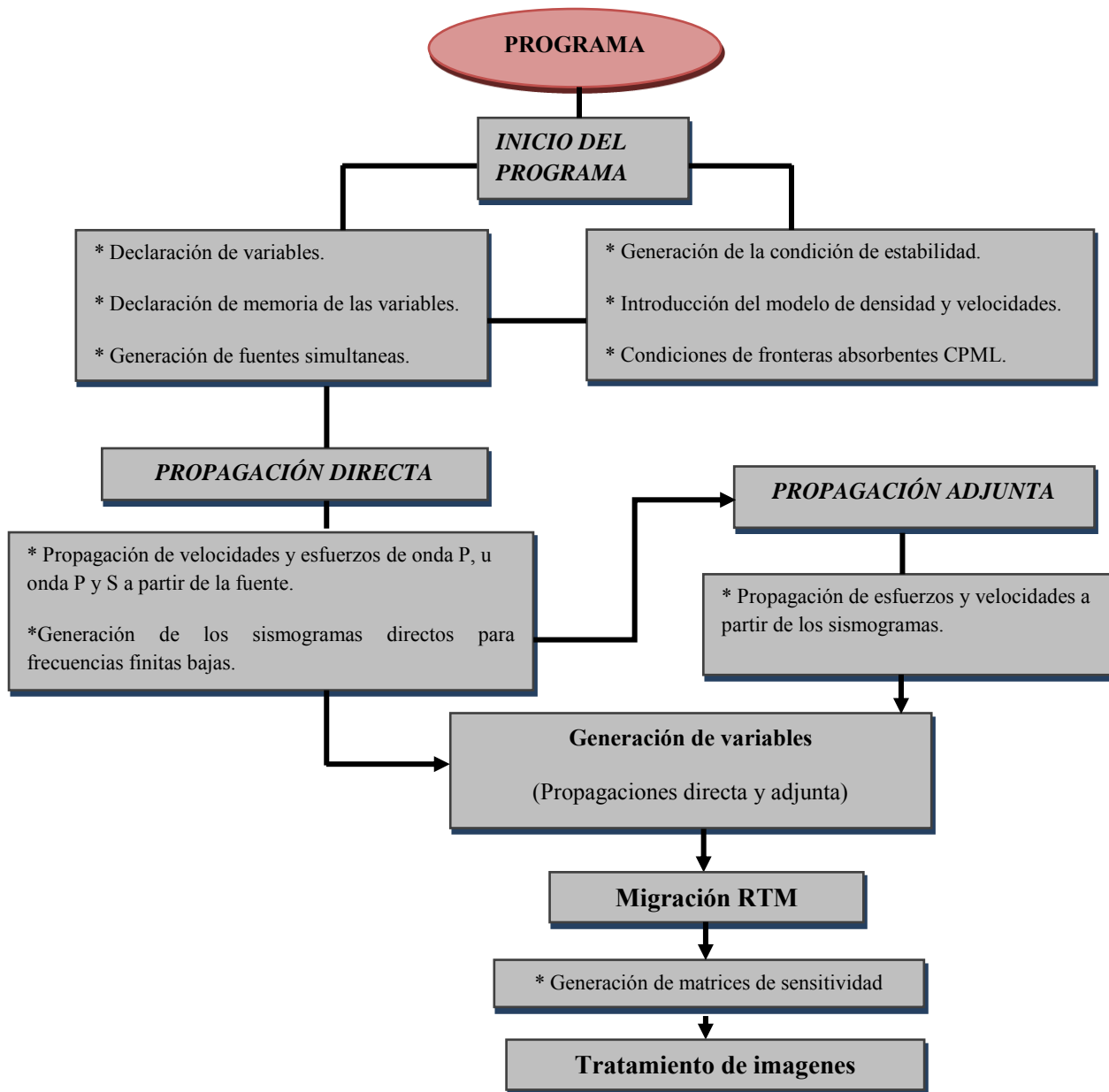


Figura 5.1. Algoritmo de migración en medio acústico y elástico.

Análisis de yacimientos no convencionales usando sismica multicomponente

Para hacer el desarrollo de cada una de las matrices de sensibilidad con una propagación de ondas convertidas, se tiene el siguiente algoritmo:

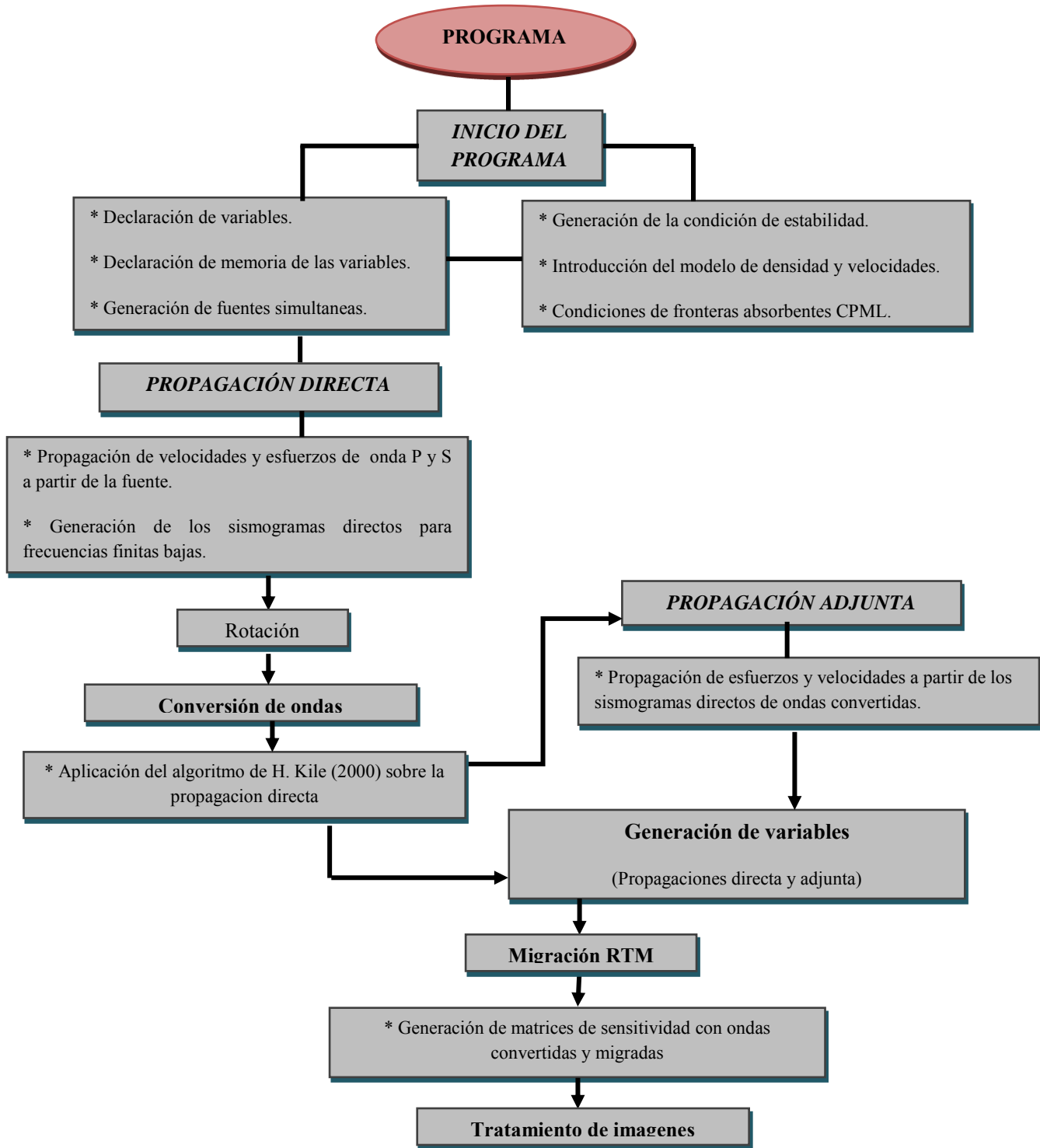


Figura 5.2. Algoritmo de migración en medio elástico con ondas convertidas. Al estar trabajando en un medio isótropo heterogéneo, el medio mínimo de anisotropía en el que se realiza una rotación es el medio isótropo transverso, sin embargo, la rotación se realiza tomando un plano 2D (en este caso X-Z) que es un

Análisis de yacimientos no convencionales usando sismica multicomponente

plano de isotropía donde la velocidad de SV es $\sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$ (Carcione, 2001), por lo que no se aplicaría el algoritmo de rotación de Alford (1986) o Kagan y Brown (1996) para anisotropía azimutal.

Al ampliar la propagación de ondas elásticas (ondas P y S), al caso multicomponente, se requiere el punto de conversión común de las ondas P y S, de manera que, aplicando el algoritmo de Kile (2000), que se apoya en trabajos de Zhong *et al.* (1995) y las bases teóricas de Tessmer y Behle (1988), tenemos:

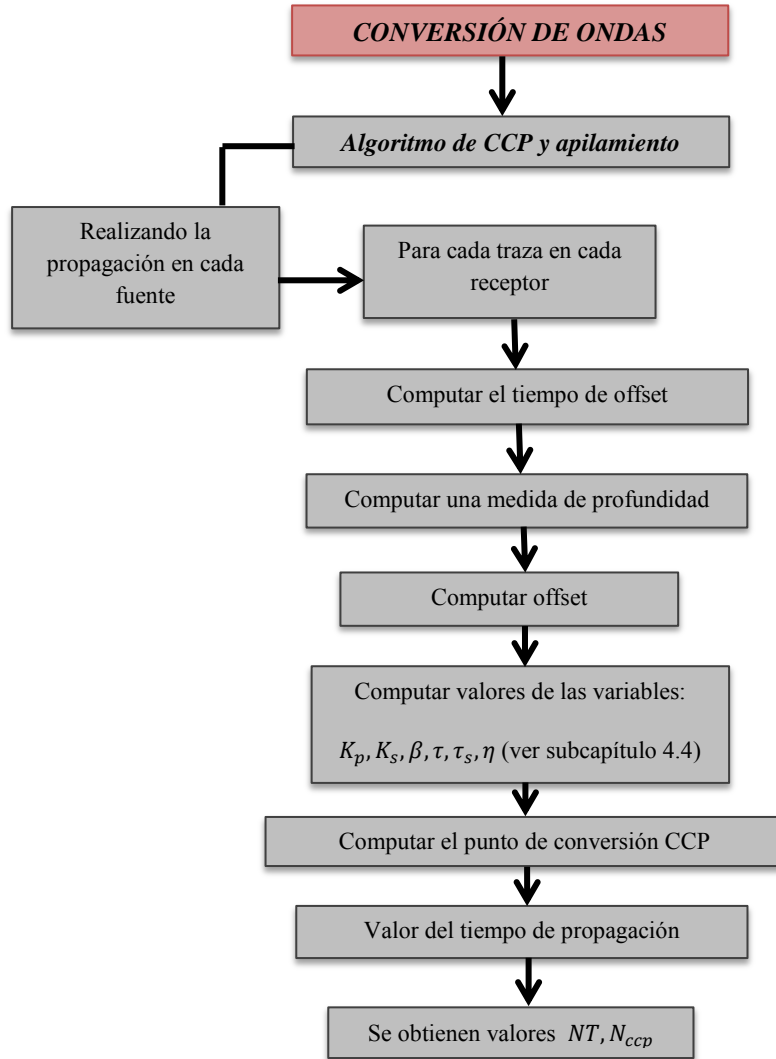


Figura 5.3. Algoritmo de punto de conversión común CCP.

5.2 Construcción de la matriz de sensibilidad

La construcción de una matriz de sensibilidad (propuesta en la teoría de derivadas de Frechet) está basada en la ecuación 4.34, generada a partir de la correlación cruzada de los campos de la

Análisis de yacimientos no convencionales usando sismica multicomponente

propagación original y de la propagación adjunta, usando disparos o fuentes simultaneas (Fletcher *et al.*, 2006).

Para construir las matrices de sensibilidad se requiere generar propagaciones de valores de desplazamientos y deformaciones. La última propagación (adjunta) no puede iniciar si no se ha iniciado la propagación directa, pues esta última requiere de información de los desplazamientos de la propagación directa (sismogramas directos) para que en la propagación adjunta los sismogramas directos que se almacenan en forma de receptores, actúen ahora como fuentes, realizándose las multiplicaciones correspondientes, que a su vez van construyendo la matriz de sensibilidad.

Si se hace simular la propagación en un lapso de tiempo mayor, la matriz de sensibilidad puede verse alterada debido a mayores arribos de frentes de ondas, generando traslape entre los frentes de ondas de las dos simulaciones (directa y adjunta), de igual manera si se realiza la propagación para un periodo de tiempo menor, las capas más profundas no se visualizan correctamente debido a que el arribo del frente de onda de la propagación directa y adjuntas no son grabadas en toda su propagación hasta llegar a las capas más profundas, de manera que es importante hacer un análisis del lapso de tiempo de la propagación tanto directa como adjunta.

Algo que es importante considerar, es que generar la migración RTM adjunta con fuentes simultaneas puede dar resultados con ruido debido a la interferencia de las fuentes, impidiendo la identificación de las estructuras presentes en el subsuelo (García-Reyes, 2013), de manera que es importante hacer uso de las fronteras absorbentes CPML para disminuir este efecto, pues también tener una mayor distribución de fuentes-receptores, ayuda a tener mejores imágenes de los contrastes de impedancias del medio.

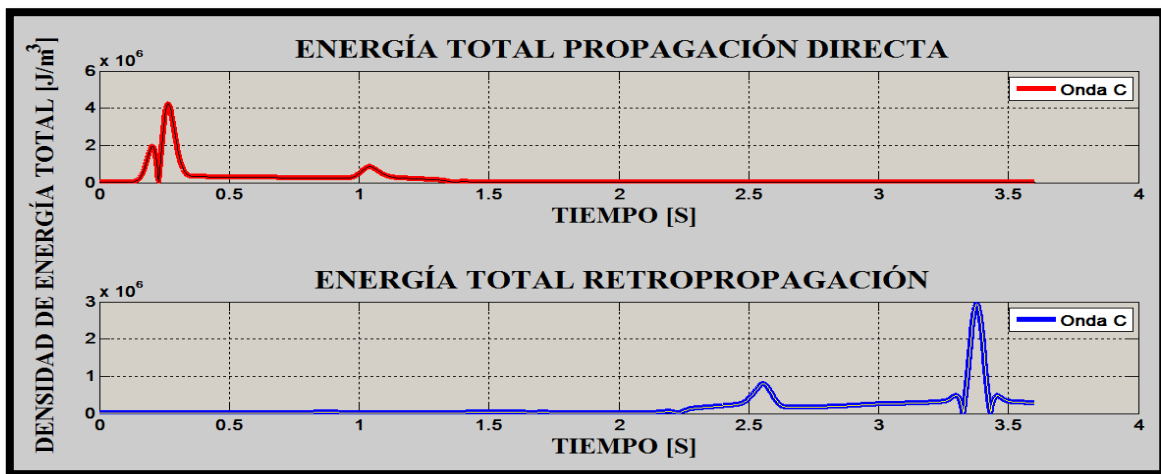


Figura 5.4. Energía total de la propagación directa y de la retropropagación de un medio isótropo homogéneo con un tiempo de escucha de 3.6 segundos. Se observa que la densidad de energía de la retropropagación es menor que la densidad de energía de propagación directa, debido al residuo de los sismogramas observados y sintéticos, y también al efecto de absorción de las capas CPML.

5.3 Factores que influyen en la construcción de la matriz de sensibilidad

Es importante considerar algunos factores antes de generar las matrices de sensibilidad por medio de la RTM adjunta, como son:

a) *Modelo de densidad y modelo de velocidades de las ondas P y S*, dependiendo de la sección del subsuelo que se desea estudiar. El modelo de velocidad de la onda S, presenta la siguiente relación con respecto al modelo de velocidad de la onda P,

$$V_s = \frac{V_p}{\sqrt{3}}. \quad (5.1)$$

b) La *condición de estabilidad* para un medio isótropo homogéneo (Virieux, 1986) es:

$$V_p \Delta t \sqrt{\frac{1}{(\Delta x)^2} + \frac{1}{(\Delta z)^2}} < 1, \quad (5.2)$$

donde V_p es la velocidad de onda P (velocidad más alta). Cuando $\Delta x = \Delta z$ en la discretización del modelo, esta condición se reduce como:

$$\frac{\Delta t}{\Delta x} = \frac{1}{\sqrt{2}V_p}. \quad (5.3)$$

Esta condición es válida para medios heterogéneos si se cumple en cualquier punto del medio discreto. La velocidad de onda S es independiente en la condición de estabilidad (Virieux, 1986).

c) *Frecuencia de la fuente*, usando como función fuente la derivada del pulso gaussiano analizada en García-Reyes (2013) como:

$$f(t) = \frac{d}{dt} e^{-\alpha(t-t_0)^2}, \quad (5.4)$$

$$f(t) = -2\alpha(t - t_0)e^{-\alpha(t-t_0)^2}, \quad (5.5)$$

obteniendo el contenido de frecuencia de la fuente como:

$$|F(f)| = 2\pi f \left(\frac{\pi}{\alpha}\right)^{\frac{1}{2}} e^{-\left(\frac{\pi^2 f^2}{\alpha}\right)}, \quad (5.6)$$

$$F(f) = F\{-2\alpha(t - t_0)e^{-\alpha(t-t_0)^2}\} = i2\pi f \left(\frac{\pi}{\alpha}\right)^{\frac{1}{2}} e^{-\left(\frac{\pi^2 f^2}{\alpha}\right)} e^{-i2\pi f t_0}, \quad (5.7)$$

en donde la *frecuencia dominante* es $f_0 = \sqrt{\frac{\alpha}{2\pi^2}}$, con un valor analizado de 4 [Hz], el parámetro α controla la frecuencia dominante. Esta frecuencia dominante tiene efectos en la dispersión numérica (Virieux, 1986). Esta dispersión numérica es generada por problemas de discretización, debido al submuestreo en la malla del modelo, necesitando un mínimo de 10 nodos de malla por cada longitud de onda para garantizar un comportamiento no dispersivo de las ondas del sistema. Conociendo la frecuencia dominante de la fuente se puede determinar el periodo dominante ($T_0 = \frac{1}{f_0}$), que está relacionado con las longitudes de onda inyectadas en el medio, de acuerdo a la igualdad $L = V_p T_f$ en donde L es la longitud de onda, V_p es la velocidad de la onda P y T_f es el

Análisis de yacimientos no convencionales usando sísmica multicomponente

periodo de la fuente. Si se desea considerar mayores frecuencias, será necesario incrementar la discretización del medio, considerando la longitud de onda y el tamaño de las celdas.

d) *El tiempo de muestreo*, es necesario para muestrear el campo de ondas en tiempo y espacio, tratando de evitar el efecto de *aliasing espacial o aliasing temporal*. Cualquier frecuencia por encima de nuestros datos (en tiempo y espacio) tendrá aliasing. De igual manera cuando el espaciamiento es demasiado grueso, puntos individuales no parecen unirse en un evento continuo, degradando la calidad de los datos de la imagen sísmica final.

Para una de una tasa de muestreo dt en un tiempo dado, la frecuencia más alta medida es la frecuencia de Nyquist (f_{nyq}) dada por:

$$f_{nyq} = \frac{1}{2 dt}. \quad (5.8)$$

Para el control de la amplitud, la frecuencia más alta en los datos (f_{max}), no excederá un medio de la frecuencia de Nyquist. La condición dt es:

$$dt \leq \left[\frac{1}{2f_{max}} \right] = \frac{1}{4f_{max}}. \quad (5.9)$$

e) El *rango de offset* ideal en los datos será por lo menos igual al objetivo más profundo,

$$x_{max} \geq Z_{max}. \quad (5.10)$$

Largos offset's son importantes para mostrar significantes cambios que pueden ser aprovechados en el procesamiento. Los offset's mucho más allá del máximo objetivo de profundidad pueden introducir cambios de fase asociados con la reflexión post-critica, no contribuyendo a la imagen sísmica.

f) El *tiempo de escucha* o máximo tiempo de grabación (t_{max}) es:

$$t_{max} \geq \frac{1.4}{V_{avg}} \sqrt{x_{max}^2 + 4Z_{max}^2}, \quad (5.11)$$

donde V_{avg} es el promedio de velocidad de la superficie de adquisición al reflector, x_{max} es el máximo offset y Z_{max} es la profundidad del objetivo. Aplicando la regla para el máximo offset da una regla simplificada,

$$t_{max} \geq \frac{3.13 Z_{max}}{V_{avg}}. \quad (5.12)$$

ANÁLISIS Y PRUEBAS

Dentro de nuestros análisis y pruebas, se han elegido tres secciones con modelos de velocidad y densidad sintéticos basados en trabajos hechos por Instituto Mexicano del Petroleo y Colorado School of Mines. Estas secciones se encuentran dentro campos petroleros que en la actualidad han tenido una importante investigación debido al auge en la búsqueda de yacimientos no convencionales (gas-shale y oil-shale) como fuentes de energía. De manera que se realizan dentro de cada sección estratos con grosores menores a la longitud de onda y que representan los yacimientos no convencionales (Figuras 6.3, 6.5 y 6.7). Estos estratos se analizan para porcentajes de saturación de hidrocarburos de 5% a 50%, buscando entender el comportamiento de los sismogramas sintéticos en el resultado de la migración RTM adjunta.

6.1 Análisis de medios sintéticos por medio matrices de sensibilidad elásticas y elásticas CCP (Primer análisis)

Cuando en un medio los estratos presentan altas porosidades (20% a 30%), permiten que en su interior exista aceite, gas, agua, etc., independientemente de que la permeabilidad sea buena o no, por lo que las imágenes sísmicas se verán afectadas de diferente forma, debido a que el campo de propagación de las ondas P y S cambiará. Por ejemplo, si el agua es reemplazada con gas, la amplitud (relación entre dos medios, Gardner *et al.*, 1974) de la onda P se incrementa significativamente, pero la amplitud de la onda S crece ligeramente (Figura 6.1).

Doménico (1976) nos menciona que las velocidades de las ondas P y S tienen efectos distintos a mezclas de gas y líquidos, y que la forma de los poros hará que varíe significativamente las velocidades.

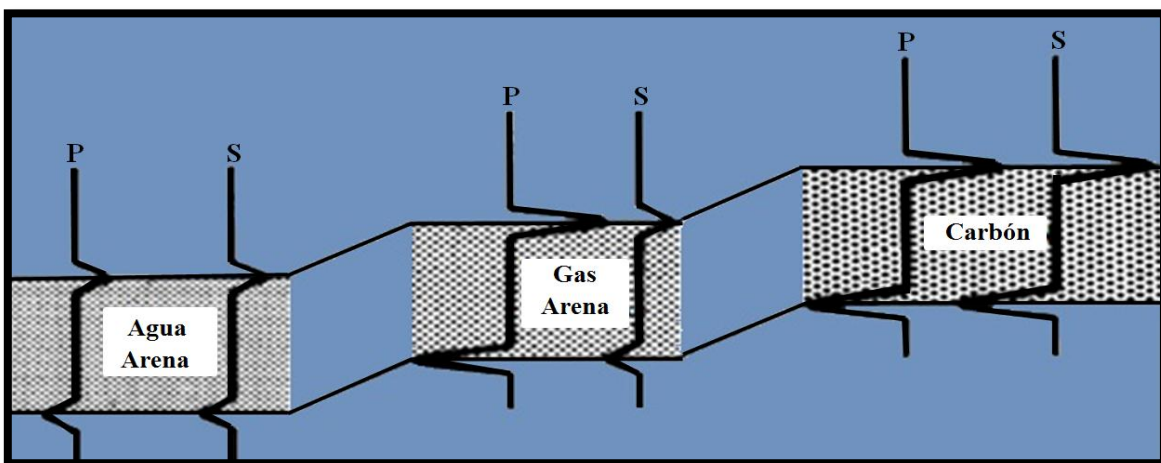


Figura 6.1. Relación de amplitud para ambas onda P y S en distintos medios (Tomada y modificada de Castagna *et al.*, 1985).

Análisis de yacimientos no convencionales usando sísmica multicomponente

Nuestro primer análisis consiste en poder visualizar los yacimientos no convencionales (pequeñas capas de estratificación) en las secciones sintéticas 2D en tierra (mencionados en la introducción) para todos los tipos de matrices de sensibilidad, escogiendo solo las que mejor representación tienen de las estructuras del medio que estudiamos.

El primer estudio se realiza en la sección Neuquén, Argentina, que corresponde a una cuenca sedimentaria, con basamento del Paleozoico, en donde abunda una gran cantidad de fallas y levantamientos tectónicos (Scott, 1987). Nuestros objetivos se encuentran en la formación Los Molles perteneciente al Jurásico medio y en la formación Vaca Muerta perteneciente al Títoniano y Berriasiano en el Cretácico inferior. En el modelo de velocidad (Figura 6.3), la formación Vaca muerta presenta yacimientos de gas shale, a una profundidad de entre 2 km y 2.5 km mientras que la formación los Molles presenta yacimientos de oil shale a una profundidad promedio de 5 km. Los yacimientos de oil/gas shale que nosotros tenemos tienen espesores que van desde los 14.17 m hasta los 32.64 m, pero pueden llegar hasta los 400[m] (Fernández, 2014), con algunas variaciones de facies de 1 m hasta 10 m (Kietzmann y Vennari, 2013).

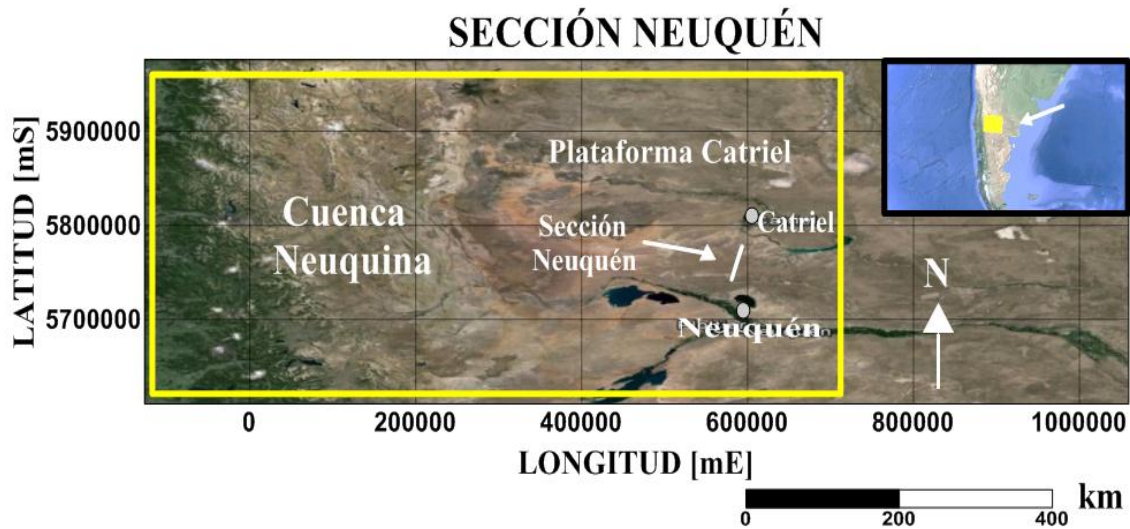


Figura 6.2. Mapa de referencia de la sección Neuquén en Argentina (Analizado de Cruz *et al.*, 2002).

Para la aplicación del algoritmo de la Figura 5.1 y 5.2, se usó un modelo de velocidad con una malla de 830 x 529 nodos, con una longitud de 10 km y una profundidad de 7.5 km, con $\Delta x = 12.04$ m, $\Delta z = 14.17$ m. Para las fronteras CPML se usaron 20 nodos en todas las fronteras con misma longitud y misma profundidad. Las fuentes y receptores en pares se colocaron cada 4 nodos a cada 48.192 m en la superficie con un total de 207 fuentes y receptores. El análisis de la frecuencia dominante es de 4 Hz, con un lapso de propagación de 9.6 s, con un $\Delta t = 0.001684$ s o 5700 iteraciones. Para evitar que exista el efecto de dispersión debido a la frecuencia dominante en la fuente (Virieux, 1986), la longitud de onda debe tener como mínimo un valor de 10 veces el valor de $\Delta x = 12.04$ m, o sea un valor de 120.4 m y para $\Delta z = 14.17$ m un valor de 141.7 m, que es el valor mínimo. El valor de $\lambda_L = \frac{v}{f_0} = \frac{1000}{4} = 250$ m, de manera que no ocurre esa dispersión. Pero la λ_L en los yacimientos no convencionales son: 575 m en Vaca Muerta y 550 m en formación Los Molles.

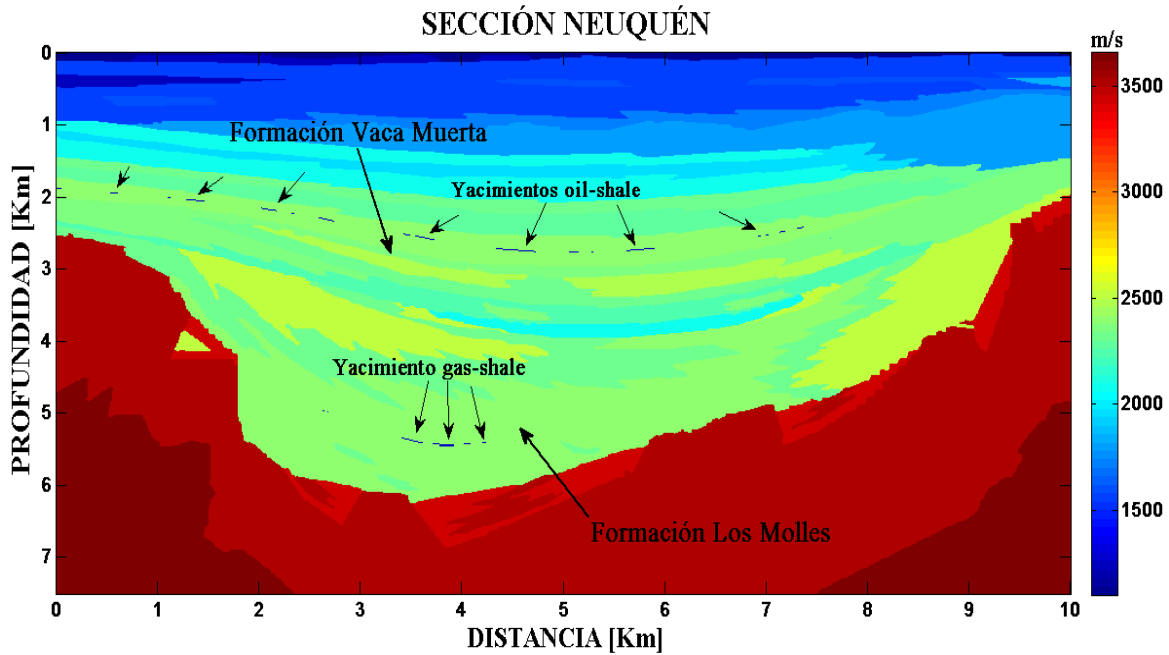
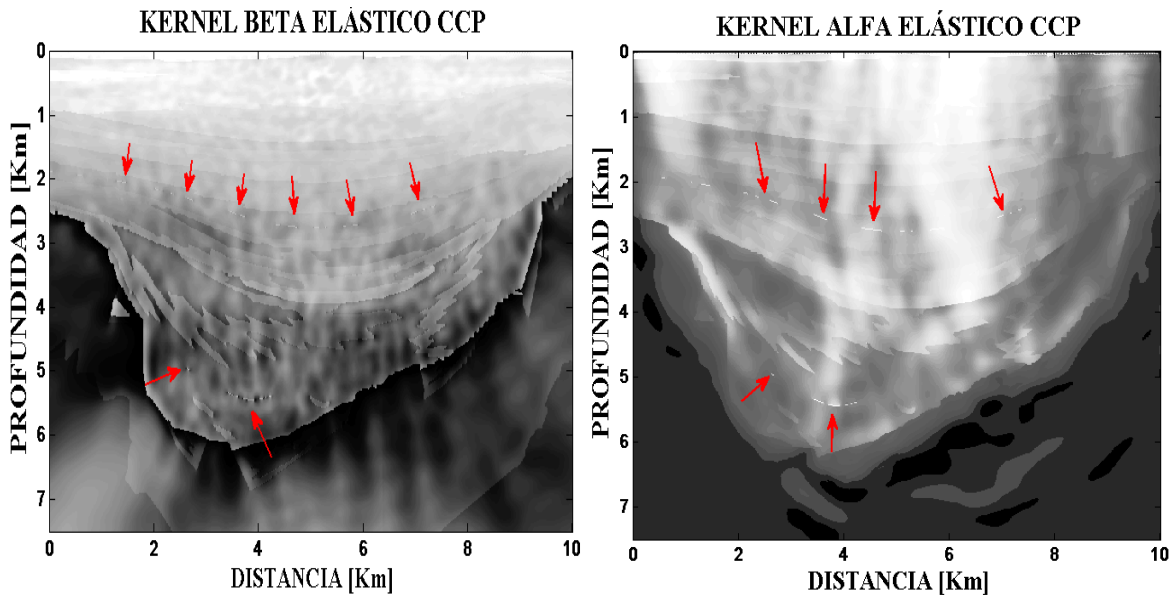


Figura 6.3. Modelo de velocidades de la sección Neuquén (Analizado de Scott, 1987).

El resultado de la aplicación del algoritmo al modelo de la Figura 6.3, lo podemos ver en las matrices de sensibilidad de la Figura 6.4, en donde solo se ponen aquellas que mejor lograron obtener las estructuras internas del subsuelo así como la visualización de los yacimientos no convencionales propuestos.



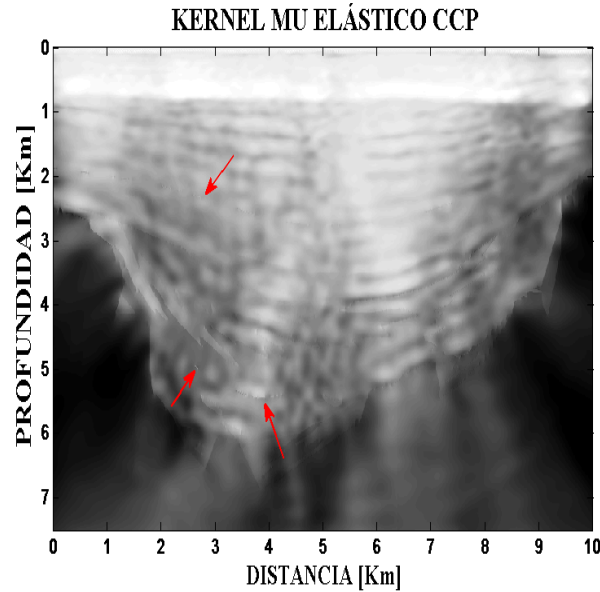


Figura 6.4. Matrices de sensibilidad elásticas CCP en frecuencia finita de la sección Neuquén, Argentina. Podemos apreciar que las matrices de sensibilidad $k_{\beta\ ccp}$ y $k_{\alpha\ ccp}$ tienen una mejor visualización de los yacimientos y de las estructuras. Las flechas rojas indican la ubicación de los yacimientos no convencionales.

El segundo estudio se realiza en la sección Eagle Ford (Texas EEUU). La formación Eagle Ford, corresponde a rocas que son generalmente carbonatadas con un rico contenido de sílice y lutitas marinas perteneciente al Turoniano y Cenomaniano del Cretácico medio y Cretácico superior (Smith *et al.*, 2013). La formación Eagle Ford se divide en dos miembros, Eagle Ford superior y Eagle Ford inferior. En el modelo de velocidad (Figura 6.6), los yacimientos de oil/gas shale se encuentran a una profundidad aproximada entre 1 km y 1.4 km, en donde los objetivos presentan espesores desde los 16.076 m hasta los 75 m, siguiendo una cercana relación de lo propuesto por Pessagno (1969).

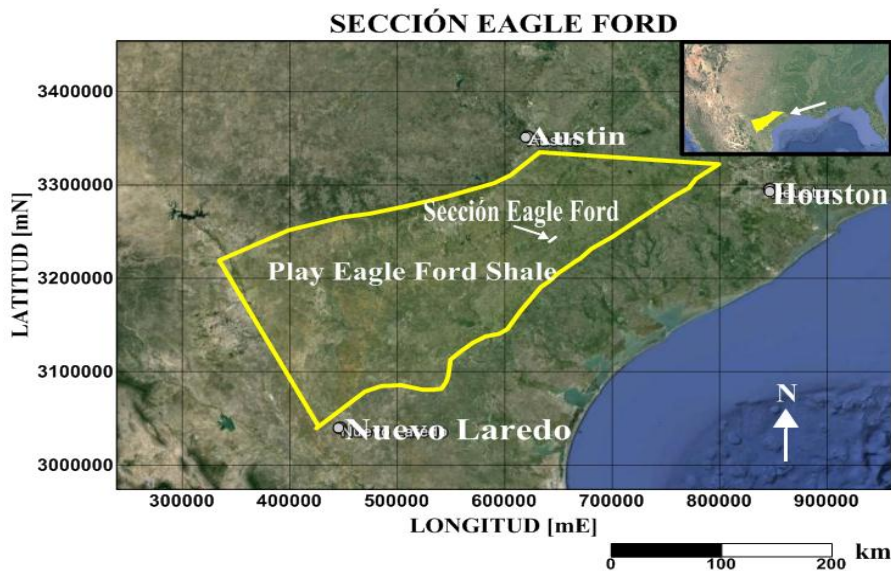


Figura 6.5. Mapa de referencia de la sección Eagle Ford en Texas EEUU (Analizado de Smith *et al.*, 2013).

Análisis de yacimientos no convencionales usando sísmica multicomponente

Para la aplicación del algoritmo en la formación Eagle Ford Texas EUA (Figura 6.6), se modeló una longitud aproximada de 5 km y una profundidad de 1.7 km, con una malla de nodos de 622 x 361, con $\Delta x = 8.038$ m, $\Delta z = 5.54$ m. Para las fronteras CPML se usaron 20 nodos en todas las fronteras. Para las fuentes y receptores en pares se colocaron cada 4 nodos o cada 32.154 [m] en la superficie con un total de 155 fuentes y receptores, con una frecuencia dominante en la fuente de 4.0 Hz, un lapso de propagación de 8.8 s, con un $\Delta t = 0.001547$ s o 6000 iteraciones. El valor de λ_L para la formación Eagle Ford Superior es de 350 m, mientras que para la formación Eagle Ford Inferior es de 362.5 m.

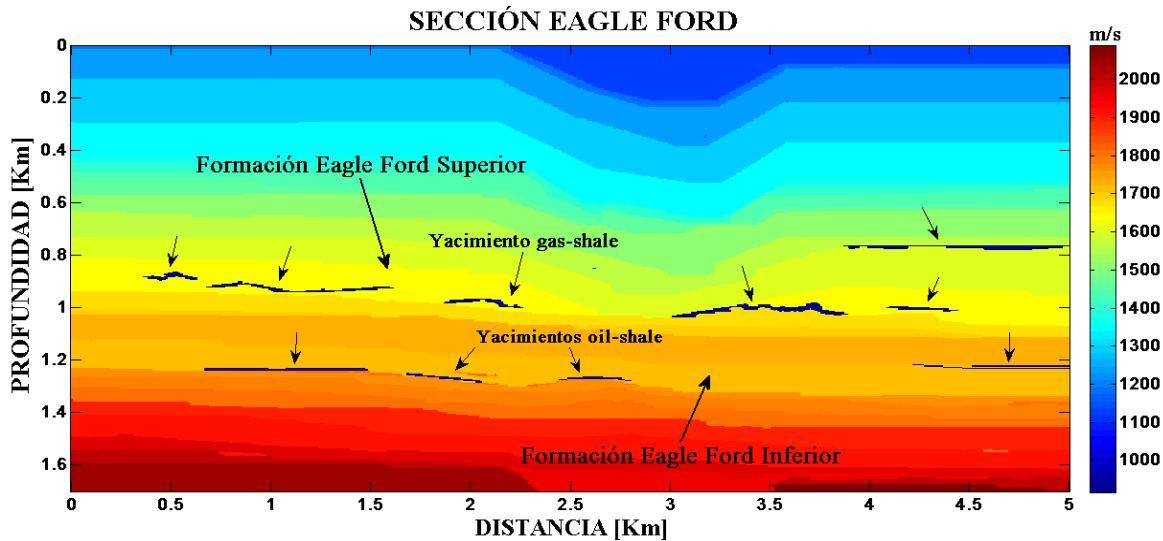
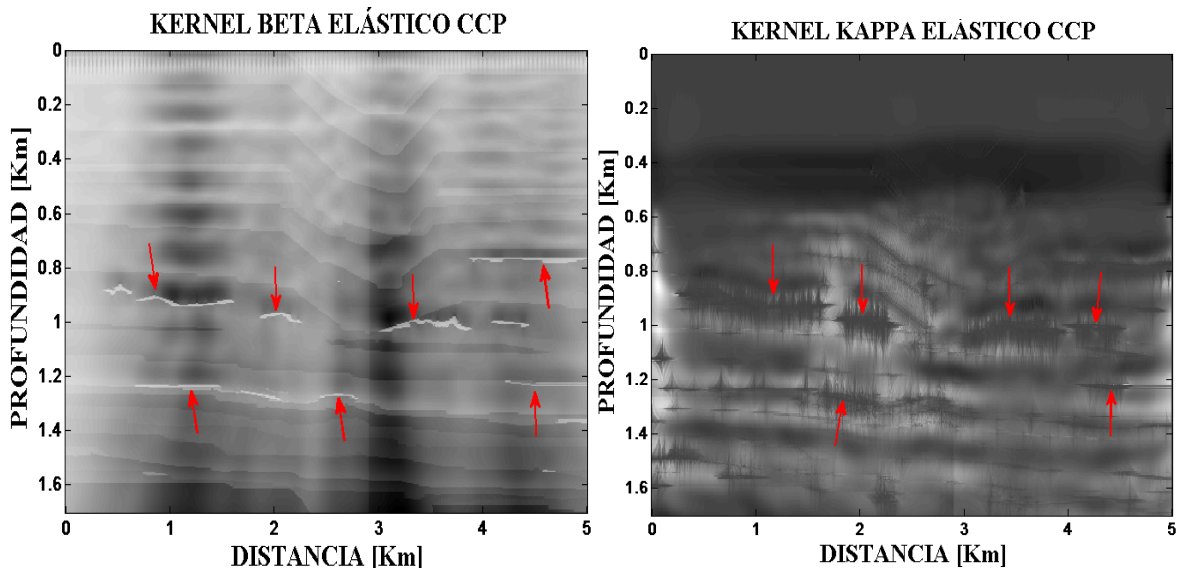


Figura 6.6. Modelo de velocidades de la sección Eagle Ford (Analizado de Smith *et al.*, 2013).

Las matrices de sensibilidad que mejor recuperación la información de las estructuras y los yacimientos no convencionales las podemos ver en la Figura 6.7. Estas se obtienen como resultado de la aplicación del algoritmo al modelo de la Figura 6.6.



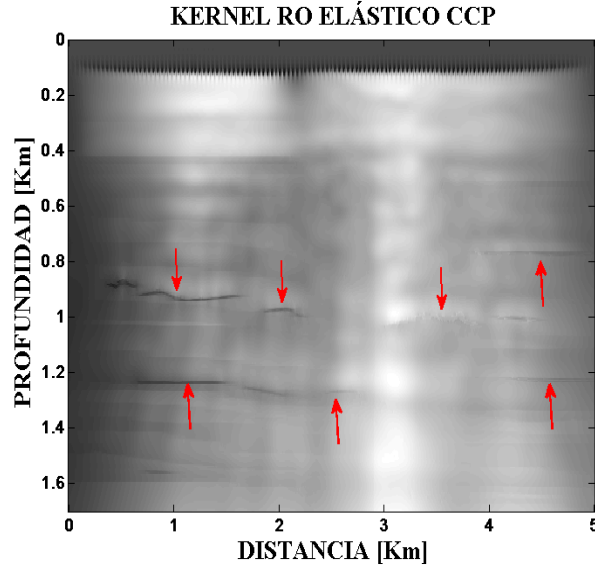


Figura 6.7. Matrices de sensibilidad elásticas CCP en frecuencia finita de la sección Eagle Ford Texas. La matriz de sensibilidad $k_{\beta\text{ CCP}}$ tienen una mejor visualización de los yacimientos y de las estructuras. Las flechas rojas indican la ubicación de los yacimientos no convencionales.

El tercer estudio se realiza en la formación Limonaria (México), siguiendo algunos pre-procesados del Instituto Mexicano del Petróleo (IMP) del proyecto oil/gas shale, en donde se logra distinguir la formación Pimienta y la formación Agua Nueva, blancos exploratorios del Jurásico Superior (Tithoniano) con un espesor de 110 m y Cretácico Superior Turoniano con un espesor de 106 m (Suro, 2012). Los yacimientos objetivos dentro de estas formaciones, están a una profundidad de 1 km y 0.6 km (esta profundidad puede variar debido a que es un estimado de acuerdo Suro, 2012), con un espesor considerado de 32.24 m y que puede llegar hasta los 490 m (CSUR, 2012).

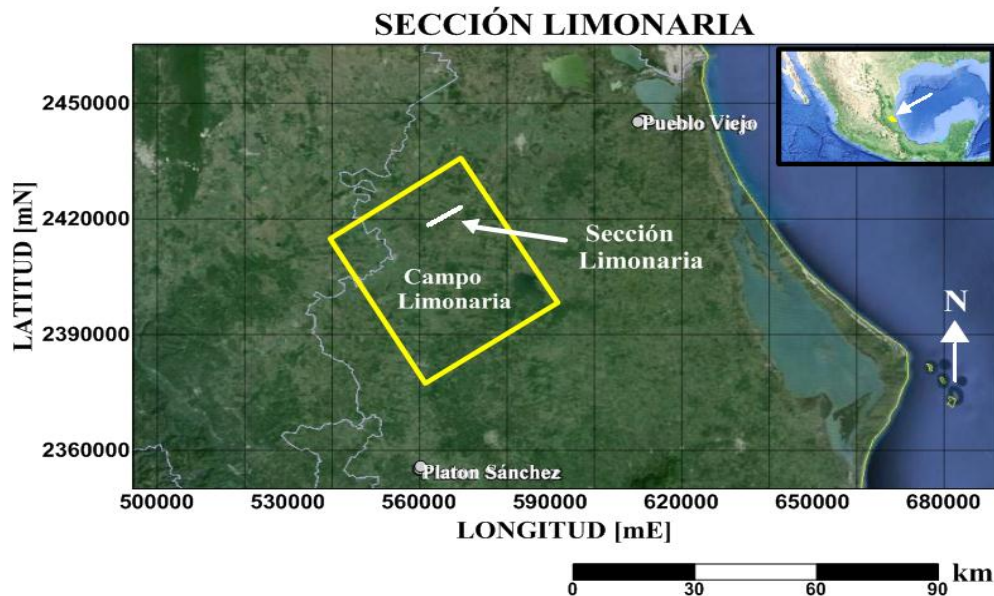


Figura 6.8. Mapa de referencia de la sección Limonaria en México (Analizado de Suro, 2012).

Análisis de yacimientos no convencionales usando sísmica multicomponente

Para la aplicación del algoritmo, el modelo de velocidad de la formación Limonaria ubicada en la provincia petrolera mexicana Cuenca de Tampico – Misantla (Figura 6.9), se construyó con una malla de 571 x 279 nodos con $\Delta x=12.25$ m, $\Delta z=16.12$ m, con una longitud aproximada de 7 km y una profundidad de 4.5 km. Para las fronteras CPML se usaron 20 nodos en todas las fronteras con misma longitud y misma profundidad. Las fuentes y receptores se colocaron en pares cada 4 nodos o cada 49.03 m en la superficie con un total de 142 fuentes y receptores, con una frecuencia dominante en la fuente de 4.0 Hz, un lapso de propagación de 8.6 s, con un $\Delta t = 0.00172$ s o 5000 iteraciones. El valor de $\lambda_L = \frac{v}{f_o} = \frac{900}{4.0} = 225$ m, mayor que el máximo valor de $\Delta x = 122.5$ m y $\Delta z = 161.2$ m. El valor de λ_L para la formación Agua Nueva es de 500 m, mientras que para la formación Pimienta es de 875 m.

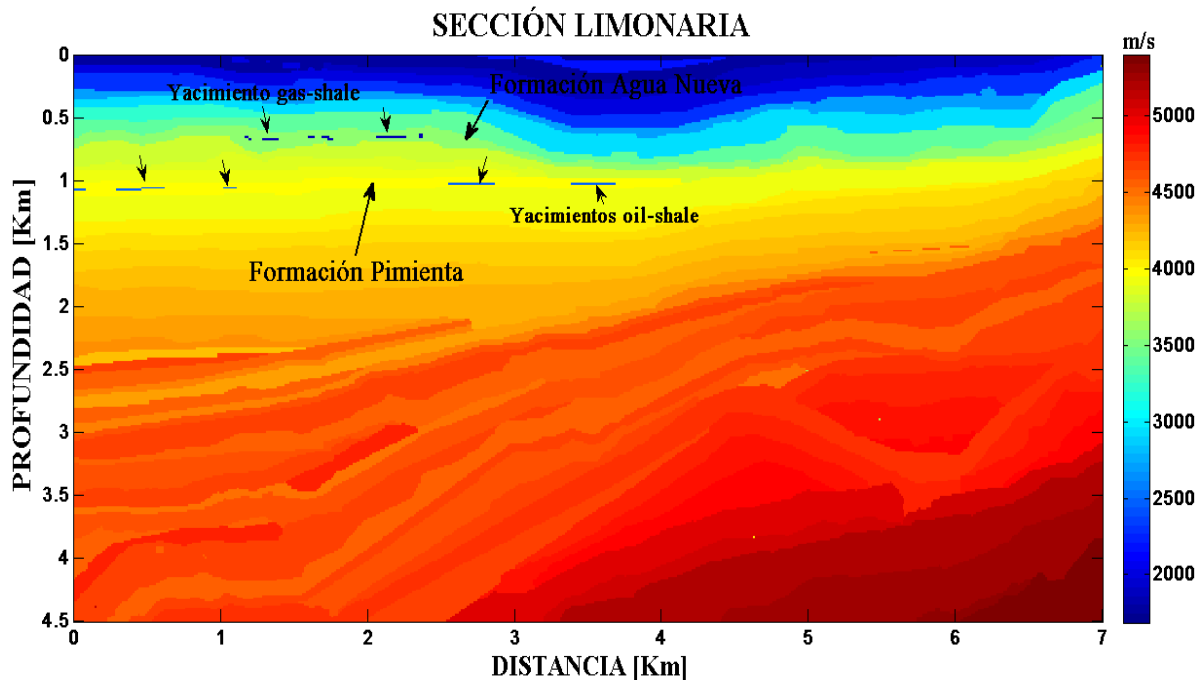


Figura 6.9. Modelo de velocidades de la sección Limonaria (Analizado de Suro, 2012).

Ahora para el modelo de la Figura 6.9, las matrices de sensibilidad que mejor recuperan las estructuras y los yacimientos no convencionales son solo dos ($k_{\beta\ ccp}$ y $k_{\alpha\ ccp}$) debido a que las otras matrices de sensibilidad fueron incapaces de poder obtener información que pudiera distinguir los objetivos buscados y las estructuras del subsuelo. Estas se observan en la Figura 6.10.

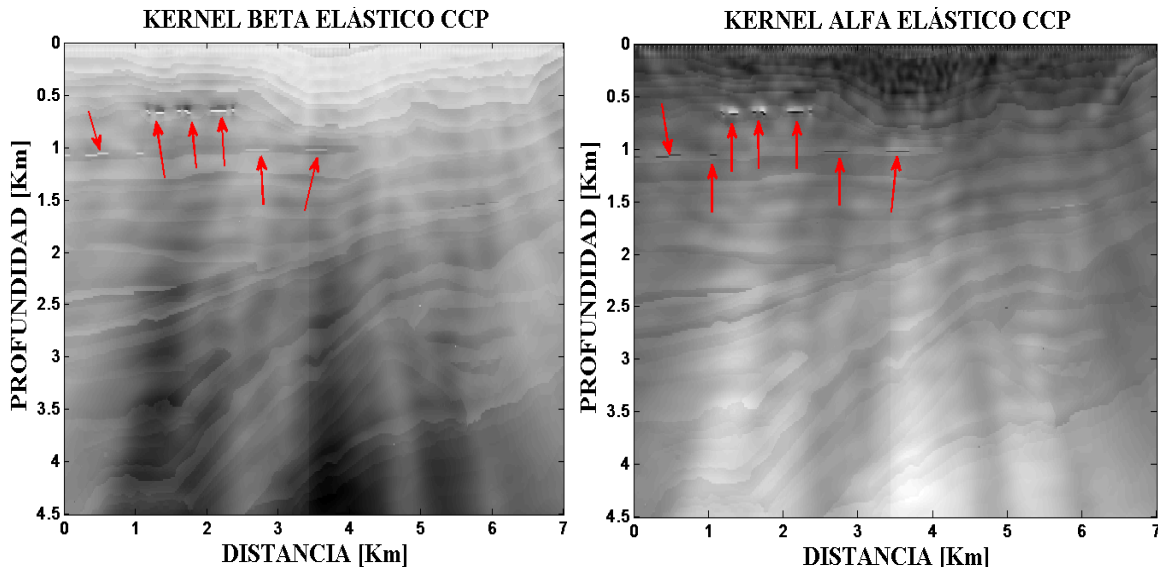


Figura 6.10. Matrices de sensibilidad elásticas CCP en frecuencia finita de la sección Limonaria México. La matriz de sensibilidad $k_{\beta\ ccp}$ y $k_{\alpha\ ccp}$ tienen una mejor visualización de los yacimientos y de las estructuras. Las flechas rojas indican la ubicación de los yacimientos no convencionales.

Como se puede observar en las Figuras 6.4, 6.7 y 6.10, las matrices de sensibilidad que ahí se observan varían en el resultado de la recuperación final de las estructuras de los modelos propuestos debido a su naturaleza matemática de cada matriz de sensibilidad, pero aunque son diferentes, cada una es importante dependiendo del tipo de estudio o análisis que se requiera hacer. La matriz de sensibilidad $k_{\beta\ ccp}$ mostró una mejor visualización de las estructuras de los modelos sintéticos en comparación con las otras matrices de sensibilidad. La discusión sobre el porque de elló, puede ser visto en el apartado 7.2 de este trabajo.

6.2 Análisis para diferentes porcentajes de hidrocarburos (Segundo análisis)

Las formaciones con yacimientos del tipo gas-shale y de oil-shale, comparten características tales como la heterogeneidad, baja matriz de porosidad, permeabilidad y en algunos casos fragilidad (Zhu *et al.*, 2012). Si en una formación se incrementa la materia orgánica, las velocidades V_P y V_S decrecen (Zhu *et al.*, 2012), de manera que cuando hay presencia de gas en el espacio poroso de la roca, el módulo de compresibilidad se reduce, ocasionando que V_P disminuya en tanto que V_S permanece constante (Castagna *et al.*, 1985), sin embargo, Guest *et al.* (1998) y Donadi (2010), muestran que existen efectos sobre las ondas de cizalla debido al gas, aunque estos son pequeños.

Para analizar los yacimientos gas-shale y oil-shale de las secciones de Neuquén, Eagle Ford y Limonaria en modelos sintéticos, se utilizó el resultado de la migración RTM adjunta en la matriz de sensibilidad beta ($k_{\beta\ ccp}$), para ciertas zonas donde se ubican estos yacimientos.

Para medir los distintos porcentajes de hidrocarburos, se utilizaron algunos resultados de modulos elásticos obtenidos por Donadi (2010) en arcillas, así como las relaciones $\frac{V_P}{V_S}$ obtenidas de gas-shale de Zhu *et al.* (2012) y ejemplos de velocidades de areniscas con gas en la Figura 8 de

Análisis de yacimientos no convencionales usando sísmica multicomponente

Castagna *et al.* (1985). De manera que por medio de los módulos elásticos de las ecuaciones de Gassmann (1951), obtenemos la relación entre densidad, velocidad de onda P y velocidad de onda S (Castagna *et al.* 1985).

Se modelarán los efectos de cada tipo de hidrocarburo en la respuesta sísmica por medio de las ecuaciones 6.2 -6.5, pues estas predicen la velocidad de la propagación de ondas para un sistema cuasiestático, es decir, baja frecuencia de onda por lo que el fenómeno de dispersión es irrelevante (Gassmann, 1951). Las ecuaciones son:

$$G^* = K_d + \frac{\left(1 - \frac{G_d}{G_m}\right)^2}{\frac{\emptyset}{G_f} + \frac{1 - \emptyset}{G_m} - \frac{G_d}{G_m^2}}, \quad (6.1)$$

en donde, G^* es el módulo total de compresibilidad, G_d es el módulo de volumen de la roca, G_m es modelo del mineral que conforma la matriz, G_f es el modulo de volumen contenido en los poros y \emptyset el porcentaje de porosidad.

El módulo de volumen de la roca (G_d) y el módulo de cizalla (M_d) de un medio se relacionan con la velocidad de la propagación de las ondas compresionales (V_p) y de cizalla (V_s), de acuerdo a las siguientes ecuaciones:

$$G_d = \rho_d \left(V_p^2 - \frac{4}{3} V_s^2 \right), \quad (6.2)$$

$$M_d = \rho_d V_s^2, \quad (6.3)$$

Considerando la densidad total del medio saturado, como:

$$\rho^* = \rho_d + \emptyset \rho_f, \quad (6.4)$$

en donde la densidad de los fluido (ρ_f) se calcula como:

$$\rho_f = \sum_i \rho_i S_i, \quad (6.5)$$

y la densidad del esqueleto de la roca (ρ_d) es:

$$\rho_d = (1 - \emptyset) \rho_m, \quad (6.6)$$

Las relaciones entre densidad y velocidad puede variar de un lugar a otro petrofísicamente.

	$Rho \left[\frac{cm^3}{kg} \right]$	$Vp \left[\frac{m}{s} \right]$	$Vs \left[\frac{m}{s} \right]$
Arcillas	2.60	2250.0	1299.03
con aceite	0.67	1912.0	1138.50
con gas	0.37	1863.0	1179.45

Tabla 1. Ejemplo de relación de densidad y velocidad entre arcilla-hidrocarburo con 20 % de saturación.

Análisis de yacimientos no convencionales usando sísmica multicomponente

De esta manera la sección Neuquén es analizada en la zona del recuadro (Figura 6.11) para porcentajes de saturación de hidrocarburo de 5%, 35% y 50%, con las mismas características explicadas en el subcapítulo 6.1.

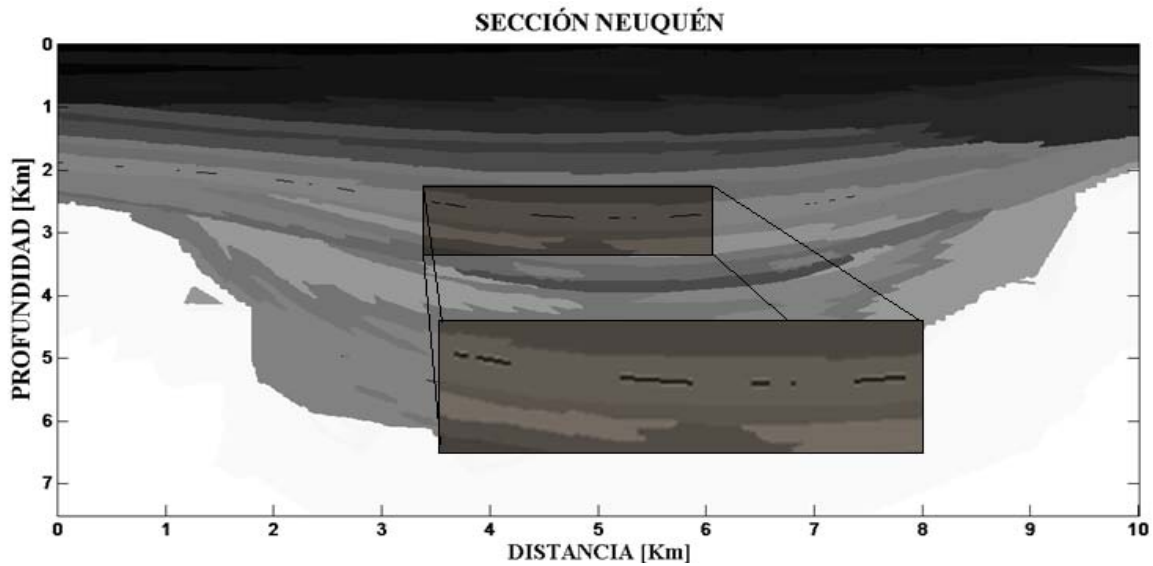


Figura 6.11. Análisis del modelo de velocidades de la sección Neuquén para los yacimientos no convencionales localizados dentro de la ventana.

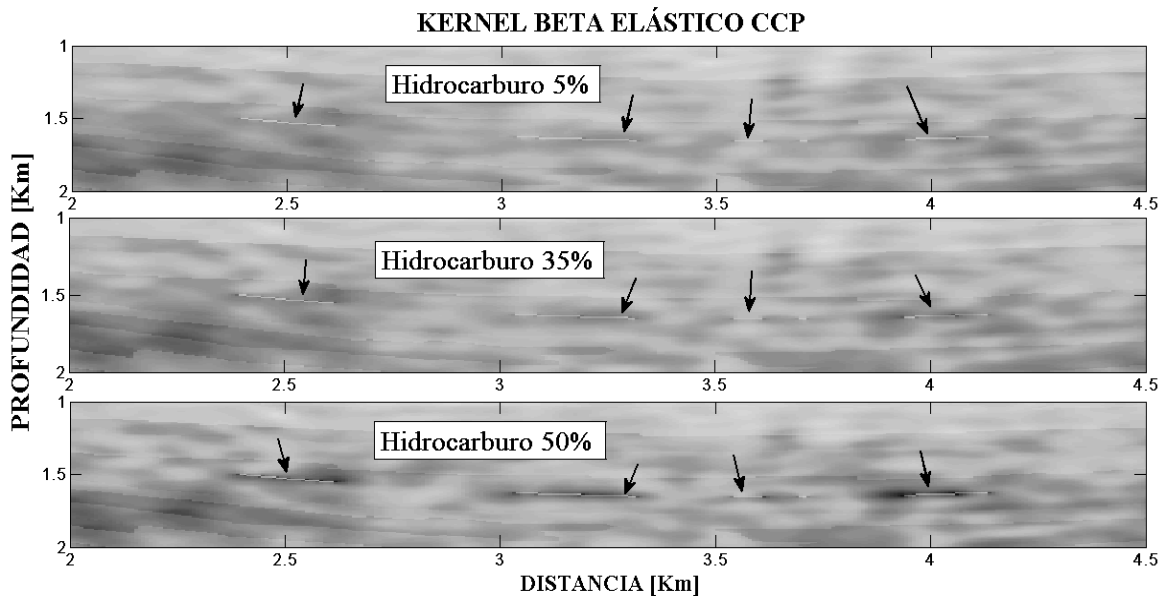


Figura 6.12. Análisis de la ventana de la Figura 6.11 para diferentes porcentajes de hidrocarburo contenidos en la roca arcillosa. Entre más porcentaje de hidrocarburo presenten, más oscuros se observan los yacimientos en esta imagen debido a la dispersión causada por el cambio brusco de densidad y velocidad.

La ventana de la sección Eagle Ford es analizada en la Figura 6.13 para porcentajes de saturación de hidrocarburo de 5%, 35% y 50%.

Análisis de yacimientos no convencionales usando sísmica multicomponente

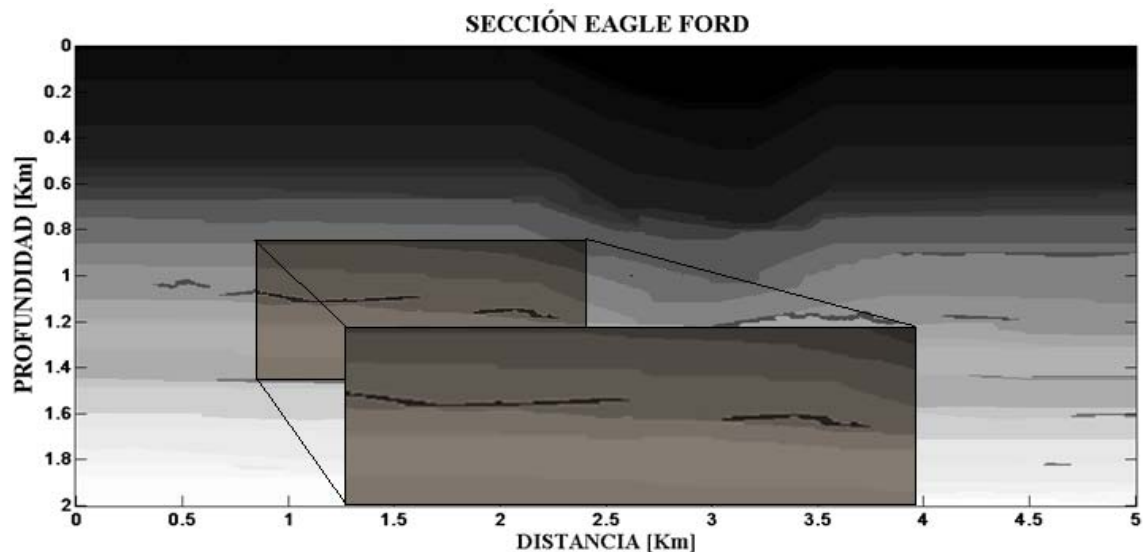


Figura 6.13. Análisis del modelo de velocidades de la sección Eagle Ford para los yacimientos no convencionales localizados dentro de la ventana.

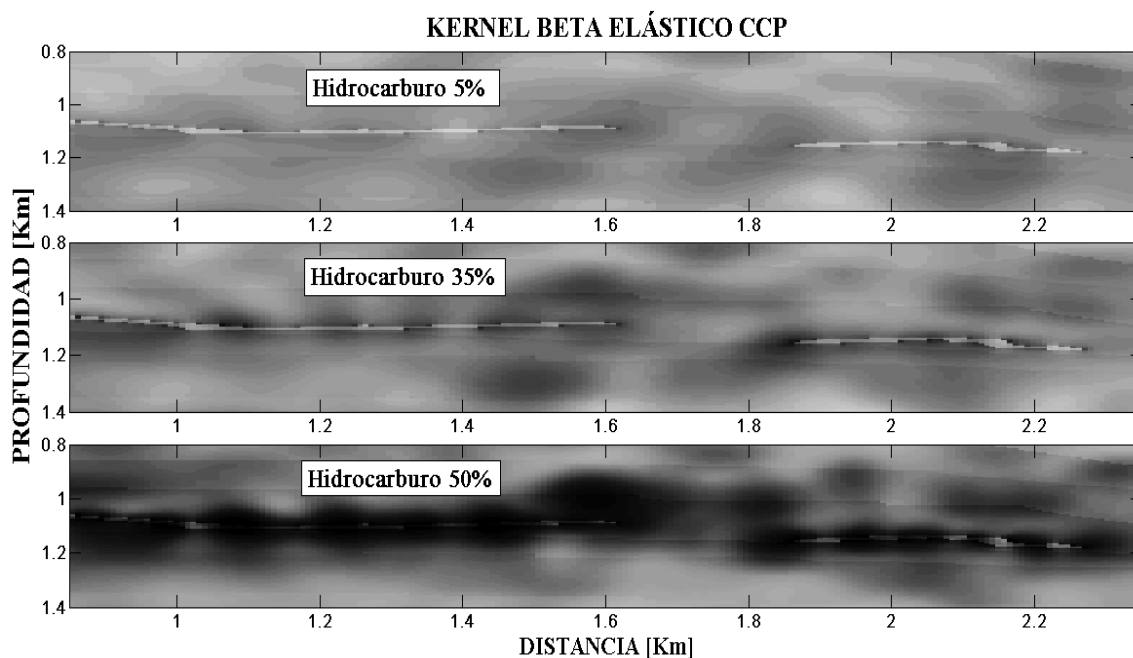


Figura 6.14. Análisis de la ventana de la Figura 6.13 de la sección Eagle Ford para diferentes porcentajes de hidrocarburo contenidos en la roca arcillosa. Entre más porcentaje de hidrocarburo presenten, más oscuros se observan los yacimientos en esta imagen debido a la dispersión causada por el cambio brusco de densidad y velocidad.

La ventana de la sección Limonaria es analizada en la Figura 6.15 para porcentajes de saturación de hidrocarburo de 5%, 30% y 50%.

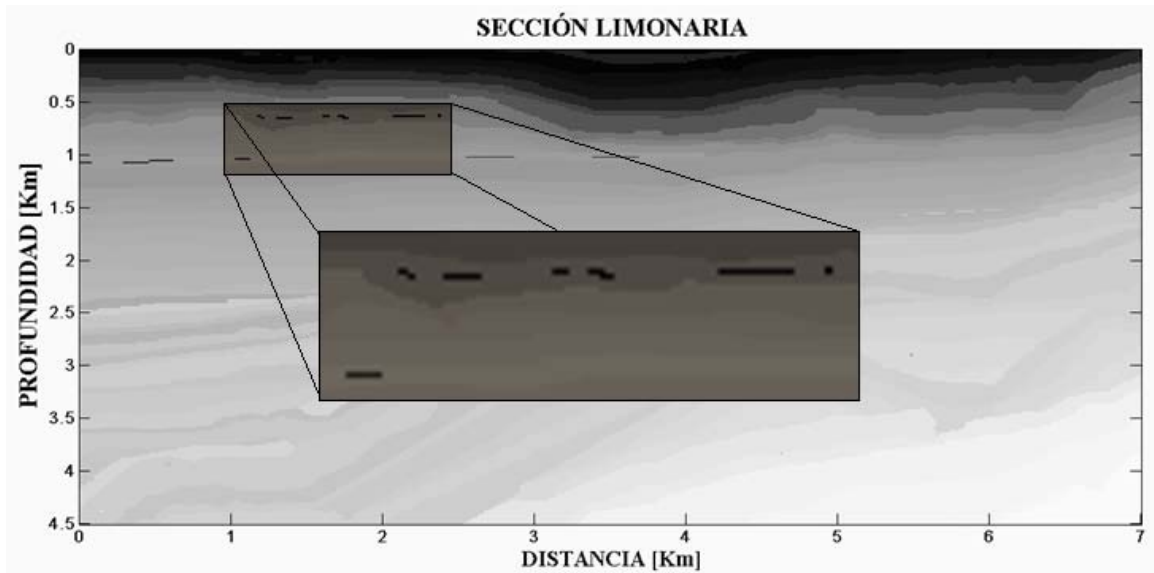


Figura 6.15. Análisis del modelo de velocidades de la sección Limonaria para los yacimientos no convencionales localizados dentro de la ventana.

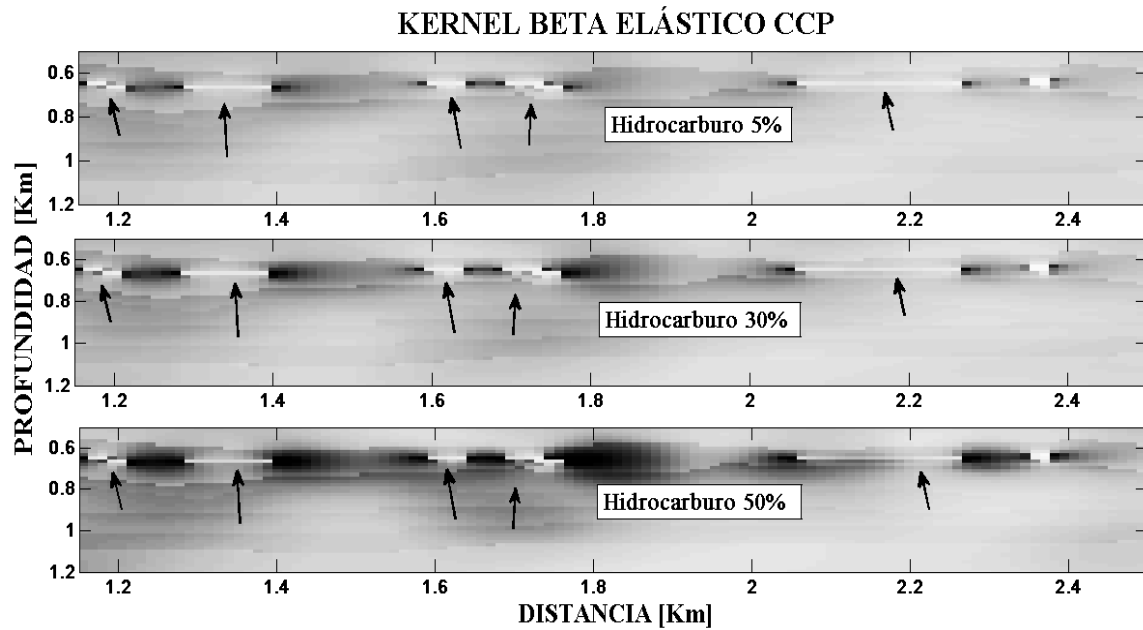


Figura 6.16. Análisis de la ventana de la Figura 6.15 de la sección Limonaria para diferentes porcentajes de hidrocarburo contenidos en la roca arcillosa. Entre más porcentaje de hidrocarburo presenten, más brillante se observan los yacimientos en esta imagen. Esto solo es posible para capas horizontales.

Las Figuras 6.12, 6.14 y 6.16 nos permiten ver y comprobar como a mayor porcentaje de hidrocarburo en el estrato del yacimiento no convencional aumenta la dispersión y atenuación de las ondas sísmicas, lo que puede generar una pérdida de transmisión de la información (Liu, 2004), pero logra diferenciar el resultado de una imagen sísmica con otra, permitiéndose tener posibles deducciones.

6.3 Gráficas de amplitud contra porcentajes de hidrocarburos (Tercer análisis)

La imagen sísmica, que es el resultado de la migración RTM adjunta representada por medio de las matrices de sensibilidad, es generada a partir de los sismogramas sintéticos en la propagación directa y retropropagación. Cuando una onda sísmica en su propagación choca con reflectores cuyo parámetros de densidad y velocidad es diferente, el receptor registra este cambio con un aumento o disminución de amplitud, marcándose esta diferencia en el sismograma. Las figuras 6.17, 6.18 y 6.19 muestran una comparación de sismogramas sintéticos que han sido registrados en un mismo receptor de cada sección de estudio, para porcentajes de hidrocarburo de 5%, 20% y 50% en los estratos de los yacimientos no convencionales. Una mayor amplitud puede ser observada en los sismogramas sintéticos cuando estos son registrados en el receptor con porcentajes de hidrocarburos de 50% a diferencia de los que tienen 20% o 5% (presentan una menor amplitud).

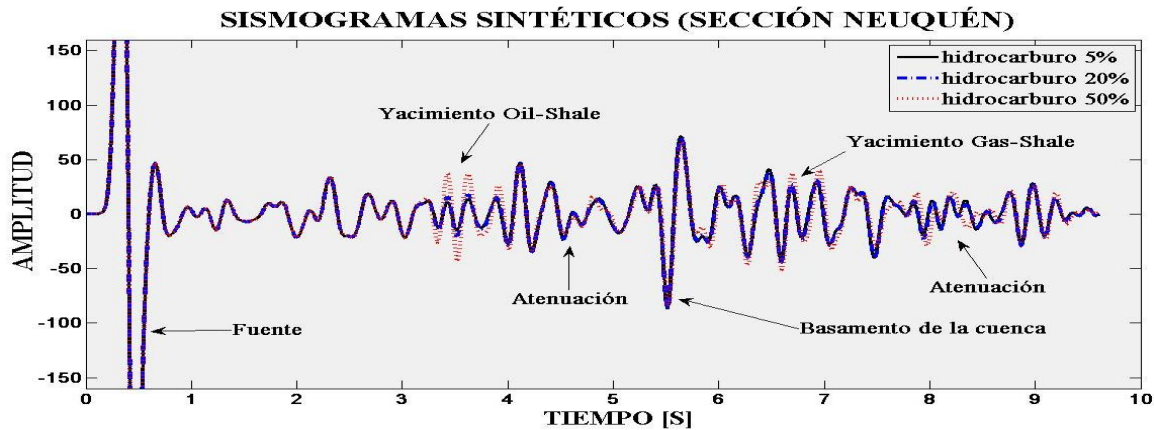


Figura 6.17. Comparación de sismogramas sintéticos obtenidos en el receptor 30 en la sección Neuquén con un porcentaje de hidrocarburo de 5%, 20% y 50%, con un tiempo de escucha de 9.6 s.

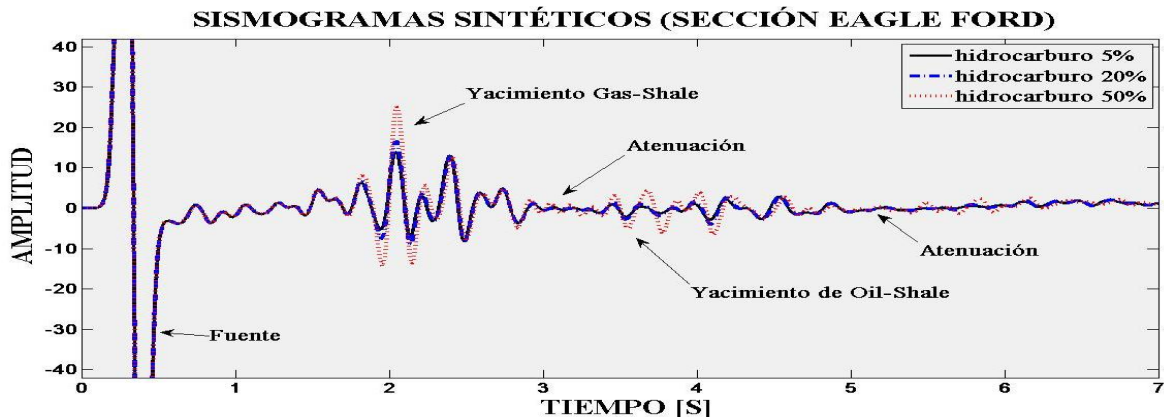


Figura 6.18. Comparación de sismogramas sintéticos obtenidos en el receptor 48 de la sección Eagle Ford con un porcentaje de hidrocarburo de 5%, 20% y 50%, con un tiempo de escucha de 7.0 s.

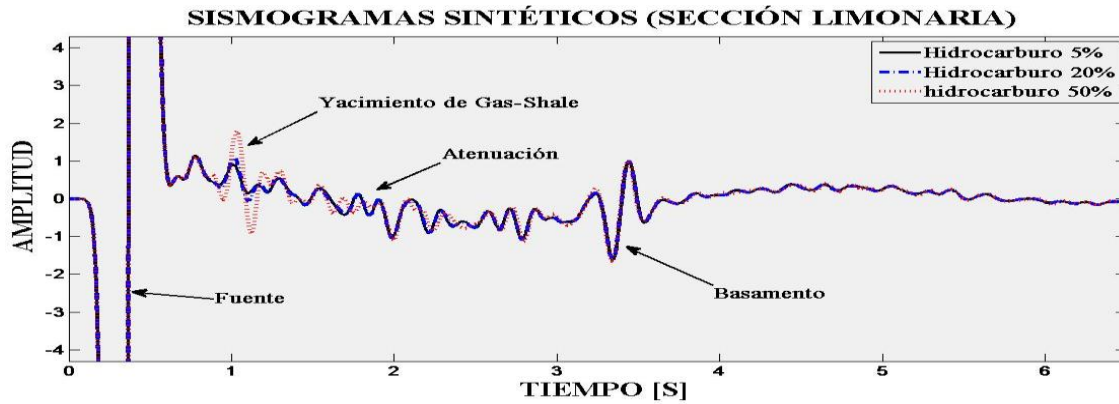
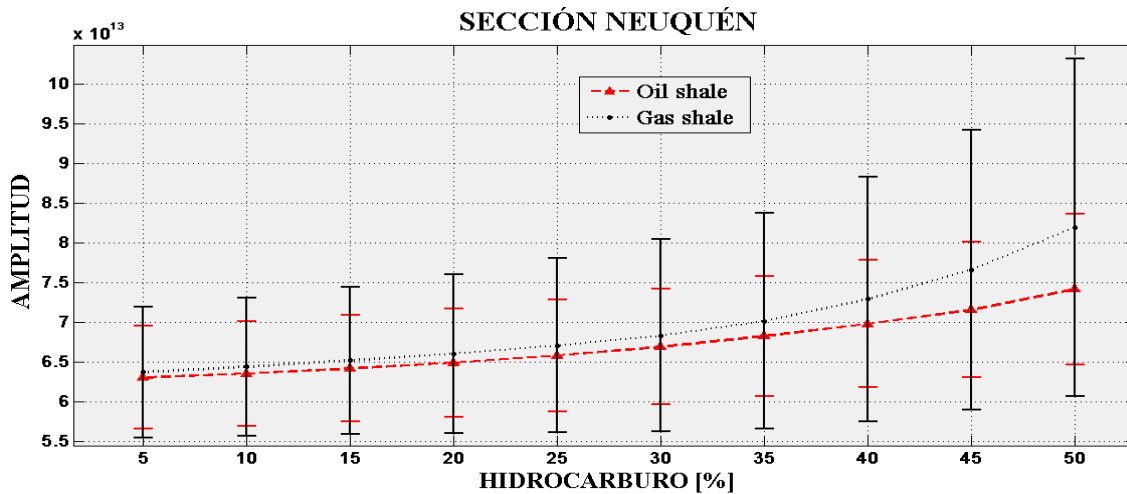


Figura 6.19. Comparación de sismogramas sintéticos obtenidos en el receptor 8 de la sección Limonaria con un porcentaje de hidrocarburo de 5%, 20% y 50%, con un tiempo de escucha de 6.4 s.

También es posible observar de las Figuras 6.17, 6.18 y 6.19 una mayor dispersión y atenuación de las ondas sísmicas cuando se tienen cambios abruptos en la impedancia acústica del medio como menciona Liu (2004), „la dispersión en heterogeneidades (medios porosos) es fuertemente dependiente de los cambios abruptos“, de manera que entre mayor sea la saturación de hidrocarburo en la roca, la amplitud de la reflexión generada del estrato será mayor y la dispersión también será mayor generando con ello una distorsión de la onda.

En la Figura 6.20 se analiza la amplitud para diferentes porcentajes de hidrocarburos que van desde 5% a 50%. El análisis es realizado tomando la media de los valores de amplitud de los yacimientos no convencionales de gas-shale y oil-shale de la imagen sísmica migrada de la matriz de sensibilidad ($k_{\beta\text{ccp}}$).



Análisis de yacimientos no convencionales usando sísmica multicomponente

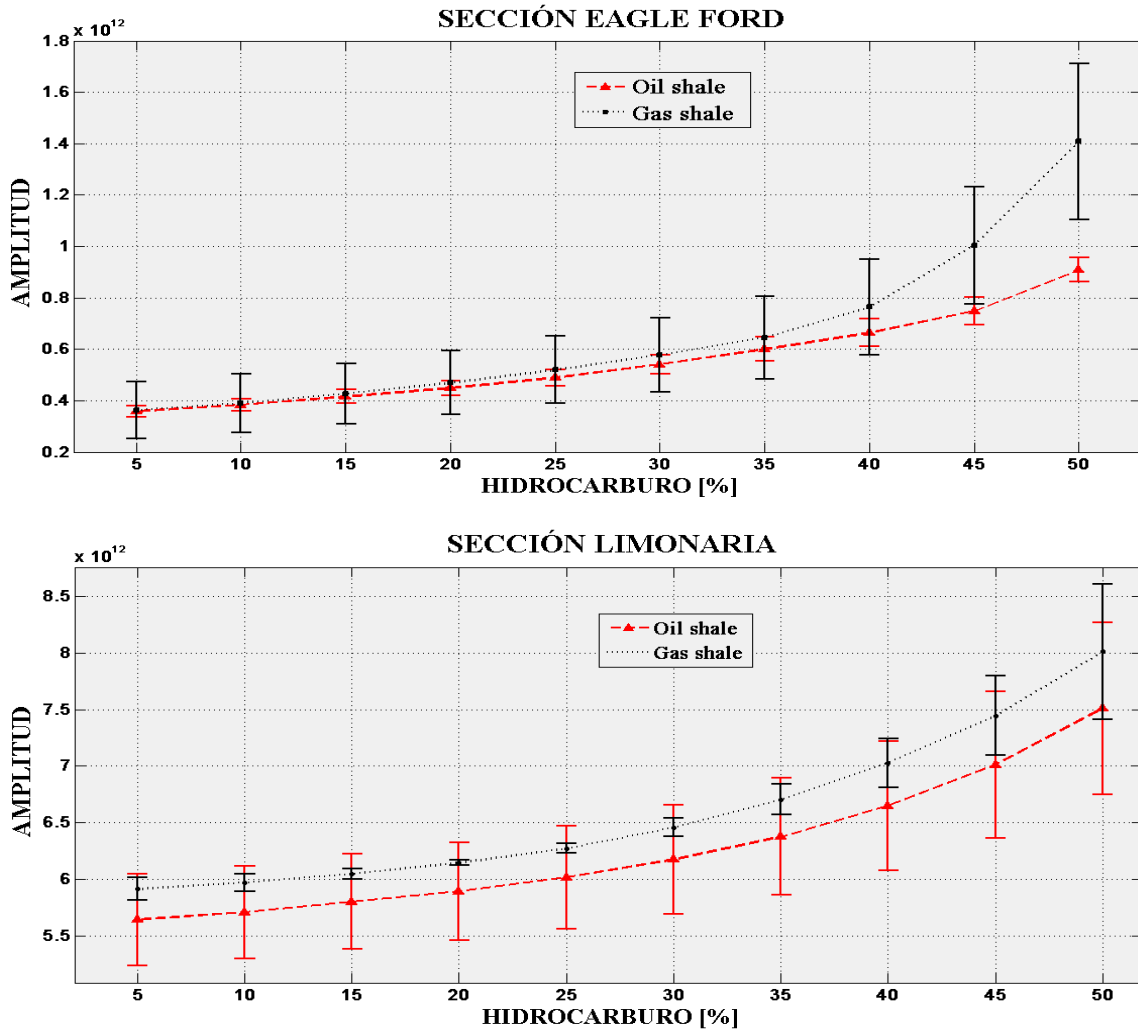


Figura 6.20. Gráficas de incertidumbre de amplitud contra porcentaje de concentración de hidrocarburo para cada una de las secciones de estudio. Las amplitudes para los yacimientos de gas shale son mayores que para los de oil shale.

Este análisis resulta importante, pues nos permite comprobar como las amplitudes tienden a ser mayores conforme el porcentaje de hidrocarburo en el estrato del yacimiento no convencional es mayor (para cada sección de estudio) y que cuando se trata de hidrocarburos de gas, estos presentan mayor amplitud que los hidrocarburos de aceite medidos con el mismo porcentaje de hidrocarburo (Figura 6.20). Debe también considerarse el margen de desviación estándar para cada porcentaje de hidrocarburo, ya que en el caso del gas-shale, éste tiende a aumentar conforme aumenta el porcentaje de hidrocarburo en el estrato del yacimiento no convencional y que es debido a que la dispersión y atenuación de las ondas sísmica es mayor a diferencia del caso del oil-shale.

6.4 Gráficas de incertidumbre (Cuarto análisis)

En este apartado se analiza el comportamiento de amplitud de un yacimiento no convencional con porcentajes de hidrocarburo (sea oil-shale o gas-shale) de 5 % a 50 % y se compara con el comportamiento de la formación en la que se encuentra dicho yacimiento, esto es realizado para cada sección de estudio utilizando todas las matrices de sensibilidad.

Si bien sabemos que cada matriz de sensibilidad es diferente en términos matemático, no resta realizar un análisis que nos permita ver y comprobar cuales de éstas serían más apropiadas para reconocer y diferenciar las estructuras internas de los yacimientos no convencionales en las imágenes sísmicas obtenidas de los modelos sintéticos propuestos (Figuras 6.3, 6.6 y 6.9).

Considerando que es importante saber como puede comportarse las amplitudes de los yacimientos no convencionales cuando tienen diferente porcentaje de hidrocarburo, las Figuras 6.21, 6.22 y 6.23 hacen un análisis muy particular de un yacimiento no convencional y de la formación en la que éste se encuentra por medio del promedio de los valores de amplitud, tratando de ver la capacidad de cada matriz de sensibilidad de poder diferenciar un medio del otro. De manera que resulta importante no solo considerar las tendencias en las gráficas de error, sino también los valores amplitud en la parte derecha de la gráfica de cada matriz de sensibilidad.

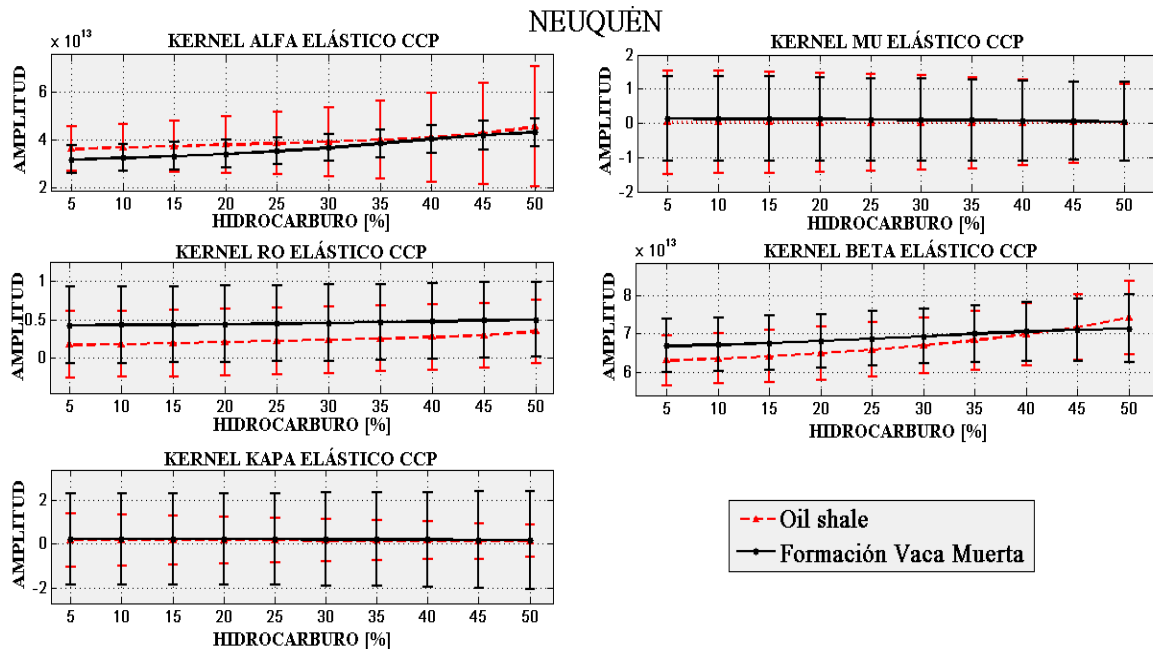


Figura 6.21. Gráficas de incertidumbre de la sección Neuquén, entre el yacimiento de oil-shale y la formación Vaca Muerta.

Análisis de yacimientos no convencionales usando sísmica multicomponente

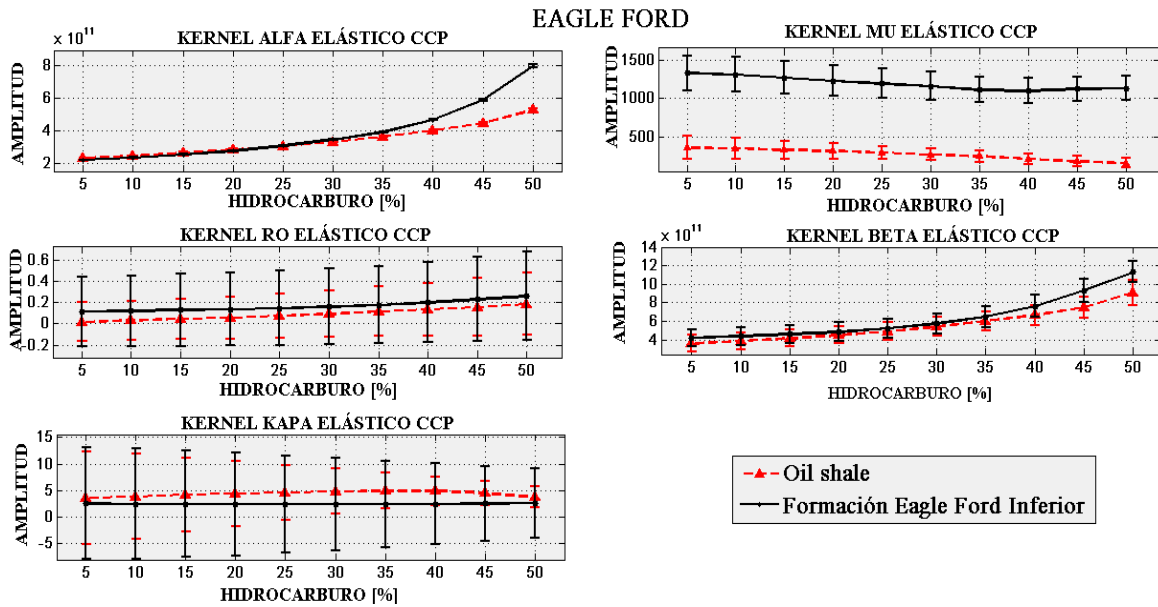


Figura 6.22. Gráficas de incertidumbre de la sección Eagle Ford, entre el yacimiento de oil-shale y la formación Eagle Ford Inferior.

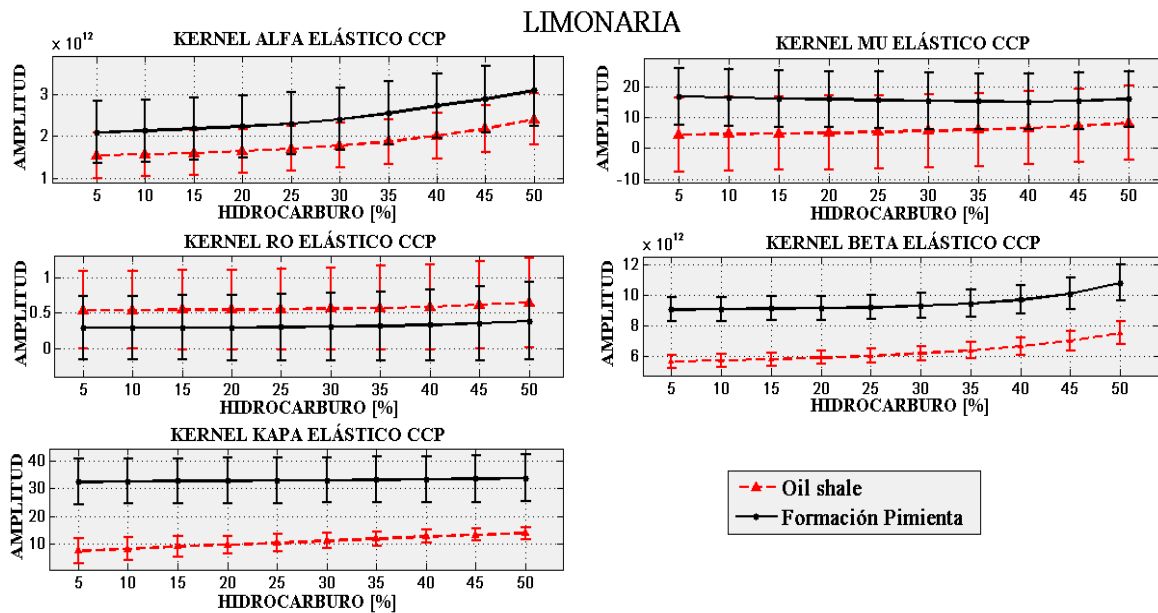


Figura 6.23. Gráficas de incertidumbre de la sección Eagle Ford, entre el yacimiento de oil-shale y la formación Pimienta.

Este análisis nos permite comprobar el porque algunas de las matrices de sensibilidad fueron capaces de diferencias bien entre la formación y los yacimientos no convencionales y por que otras no. También debemos ver que los valores de las amplitudes varían dependiendo de cada matriz de sensibilidad siendo $k_{\beta ccp}$ y $k_{\alpha ccp}$ las que mayor valor de amplitud tienen y por lo tanto las que mejor pueden recuperar información de las estructuras y yacimientos del subsuelo.

RESULTADOS, DISCUSIÓN, CONCLUSIONES Y COMENTARIOS

7.1 Resultados

Analizando las Figuras 6.4, 6.7 y 6.10, observamos como cada matriz de sensibilidad ha recuperado información diferente, relacionando directamente las estructuras del subsuelo y el evento sísmico con los integrandos de cada matriz de sensibilidad (ecuaciones 4.4, 4.8, 4.9, 4.12 y 4.13). Para la sección Neuquén, las matrices de sensibilidad que mejor recuperan los objetivos buscados así como las estructuras del interior de la sección son: $K_{\alpha ccp}$, $K_{\beta ccp}$ y $K_{\mu ccp}$. Para la sección Eagle Ford son: $K_{\beta ccp}$, $K_{k ccp}$ y $K_{\rho ccp}$, mientras que para la sección Limonaria son $K_{\beta ccp}$ y $K_{\alpha ccp}$. De manera que la matriz de sensibilidad $K_{\beta ccp}$ ha logrado recuperar de mejor forma la información en cada sección estudiada a diferencia de las otras matrices de sensibilidad.

La sección de Neuquén (Figuras 6.3 y 6.4), tiene una longitud de 10 km y una profundidad de 7.5 km, el grosor de la capa de los yacimientos no convencionales es de 28.34 m y la longitud de onda en la zona de los yacimientos es de 550 m y 575m. La sección de Eagle Ford (Figuras 6.6 y 6.7) tiene una longitud aproximada de 5 km y una profundidad de 1.7 km, el grosor de los yacimientos no convencionales oscila entre los 16.62 m y hasta 75 m en las partes más gruesas, mientras que la longitud de onda es de 350 m y 362.5 m. La sección Limonaria (Figuras 6.9 y 6.10) tiene una longitud de 7 km y una profundidad de 4.5 km, los grosores de los yacimientos no convencionales es de 32.24 m, con una longitud de onda de 500 m y 875 m. Demostrándose que a pesar de que la longitud de onda es mayor que el ancho del yacimiento, es posible localizarlos.

Las Figuras 6.12, 6.14 y 6.16, muestran un cambio en las matrices de sensibilidad $K_{\beta ccp}$ cuando los yacimientos no convencionales de cada sección tienen diferentes porcentajes de concentración de hidrocarburos, logrando diferenciar las imágenes sísmicas migradas una de otra, debido a que se ha generado una mayor efecto dispersivo cuando mayor ha sido la concentración de hidrocarburo, así como un mayor cambio de amplitud (Figura 6.17).

Las gráficas de la Figuras 6.21, 6.22 y 6.23 evidenciaron diferentes comportamientos de los yacimientos no convencionales y de las rocas circundantes en cada una de las matrices de sensibilidad, reafirmando como cada integrando es diferente y poniendo en evidencia una mayor amplitud en las matrices de sensibilidad $K_{\alpha ccp}$ y $K_{\beta ccp}$.

7.2 Discusión

El desarrollo e implementación de las matrices de sensibilidad para el caso multicomponente, ha sido cuidadosamente analizado, buscando caracterizar las estructuras de medios complejos y a la vez evitar la mayor cantidad de artificios generados por reverberaciones entre las estructuras del subsuelo, artificios generados por la migración RTM en la presencia de grandes contrastes de impedancia (Zhu *et al.*, 2009), la dispersión numérica generada por problemas de discretización

Análisis de yacimientos no convencionales usando sísmica multicomponente

(Virieux, 1986) y el efecto distorsionador generado en las capas cercanas a la fuente (Favier y Chevrot, 2004).

Generar la migración RTM con los métodos adjuntos nos permite obtener una variedad de imágenes sísmicas con la opción de discrepar entre unos resultados y otros. Una pregunta válida sobre este trabajo, es: ¿por qué cada matriz de sensibilidad obtienen resultados distintos?

Analizando las ecuaciones 4.4, 4.8, 4.9, 4.12 y 4.13, los integrandos de cada matriz de sensibilidad propuestos por Tromp *et al.* (2005) son diferentes, por lo tanto, la información obtenida es distinta y los resultados obtenidos son distintos, pero ¿que hace que se vean mejor unos que otros?, por supuesto, que son tanto los integrandos de cada matriz de sensibilidad, como son la forma en que están las estructuras del medio a estudiar. Por ejemplo, analizando un simple medio 2D (Figura 7.1a), para capas verticales las matrices de sensibilidad $K_{k\ ccp}$ y $K_{\beta\ ccp}$ recuperan mejor la información de las estructuras, mientras que para capas horizontales (Figura 7.1b), es la matriz de sensibilidad $K_{\mu\ ccp}$.

Cuando se trabaja en un medio acústico $\mu = 0$, pero cuando se trabaja en un medio elástico $\mu \neq 0$, en donde el módulo de elasticidad transversal, está relacionado con las ondas de corte u onda S, generando mayor información de movimientos horizontales que las ondas compresionales, lo que nos permite obtener más información de las capas horizontales.

Si analizamos solamente las matrices de sensibilidad $K_{\rho\ ccp}$, $K_{k\ ccp}$ y $K_{\mu\ ccp}$, $K_{\rho\ ccp}$ muestra bien los cambios de impedancias, pero no recupera de mejor manera la forma de las estructuras, $K_{\mu\ ccp}$ distinguirá mejor las capas horizontales, mientras que $K_{k\ ccp}$ obtendrá mejor información de las capas verticales, debido a que $K_{k\ ccp}$ presenta en su integrando $k = \lambda + \frac{2\mu}{3}$ en donde λ está relacionado a la onda P y por tanto permite obtener mejor información de compresión-dilatación en capas verticales que μ . Pero $K_{k\ ccp}$ también logra recuperar información de capas inclinadas y horizontales debido a que tiene tanto la constante elástica λ como μ .

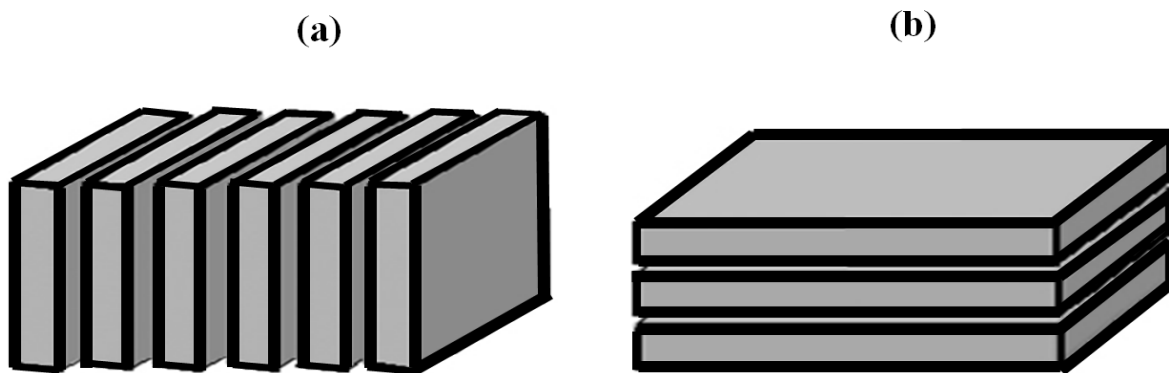


Figura 7.1 Representación de modelos estratificados. a) Modelos de estratificación vertical, b) modelos de estratificación horizontal (Modificado de Saavedra *et al.*, 2010).

Bajo estas consideraciones podemos ahora decir el por qué de estas diferencias en las matrices de sensibilidad y por qué $K_{\beta\ ccp}(\bar{x}) = 2 \left[K_{\mu\ ccp}(\bar{x}) - \frac{4\mu}{3k} K_{k\ ccp}(\bar{x}) \right]$ recupera una mejor información de todo el medio en las Figuras 6.4, 6.7 y 6.10.

Análisis de yacimientos no convencionales usando sísmica multicomponente

Las Figuras 6.21, 6.22 y 6.23 nos han permitido ver el comportamiento entre los yacimientos no convencionales y la formación circundante para cada matriz de sensibilidad, logrando diferenciar en algunas de estas matrices sus amplitudes, lo que nos indica que son capaces de mostrarnos tanto los yacimientos como la formación en la que se encuentra el yacimiento.

Haciendo un análisis muy particular respecto de las matrices de sensibilidad $K_{\beta ccp}$ y $K_{\alpha ccp}$, nosotros podemos observar que presentan mayores amplitudes respecto de las otras matrices o una mayor sensibilidad volumétrica difusiva (Zhu *et al.*, 2009), esto debido a las sumas pesadas de otras matrices de sensibilidad (Tromp *et al.*, 2005) que les permiten recuperar mayor información, así como la tendencia del yacimiento a aumentar en amplitud conforme la concentración de hidrocarburo es mayor (ver Figura 6.17).

Con esto y con las Figuras 6.4, 6.7, 6.10, 6.12, 6.14 y 6.16 hemos ilustrado las capacidades de los métodos adjuntos propuestos por Tromp *et al.* (2005) en imágenes sísmicas con ondas convertidas (sísmica multicomponente) para secciones sintéticas en tierra, permitiéndonos distinguir las estructuras internas y profundas, así como los yacimientos no convencionales que fue el objetivo principal. De igual manera nosotros hemos podido distinguir cuando un yacimiento presenta mayor concentración de hidrocarburo en la roca debido al cambio de amplitud conforme se tiene mayor concentración de hidrocarburo (Figuras 6.17, 6.18, 6.19 y 6.20), a diferencia de lo que consideran Davis, (2007) y Qian *et al.*, (2007), en donde mencionan que las componentes en un estudio sísmico, no son capaces de distinguir entre bajas y altas saturaciones en reservorios de gas ni de distinguir entre reservorios saturados de agua o aceite, o lo que menciona Zhu *et al.* (2000), donde nos dice que las reflexiones sísmicas de baja y alta saturación de gas pueden resultar en respuestas sísmicas muy similares. Además podemos observar que estratos con grosores pequeños pueden mostrar reflexiones sísmicas fuertes en los sismogramas, como lo analiza Hilterman (2001) en sus trabajos sobre el reconocimiento potencial de hidrocarburos por medio de las amplitudes sísmicas.

7.3 Conclusiones

Los métodos adjuntos vienen siendo una alternativa en varias áreas de investigación. En este estudio nosotros hemos propuesto una técnica alternativa para el análisis de yacimientos no convencionales implementado el estudio de matrices de sensibilidad al caso multicomponente por medio de ondas C. Aunque no se trabajaron datos sísmicos previamente adquiridos en estas zonas, hemos podido proponer por medio de datos sintéticos una técnica alternativa con un gran poder para la diferenciación de estructuras y la identificación de los horizontes objetivos de yacimientos no convencionales, aún si estos son menores que la longitud de onda, pues estos pueden variar en el grosor de una zona a otra como es el caso del gas-shale Marcellus en el oeste de Virginia (Lee *et al.*, 2011).

Hemos podido ver que estamos ante un método ideal para poder encontrar los cambios de propagación de ondas debido a los diferentes parámetros que componen las capas del medio en estudio, pues las matrices de sensibilidad en frecuencia finita realizada por medio de los métodos adjuntos están cercanamente relacionadas con los principios sísmicos de migración Zhu *et al.* (2009).

Análisis de yacimientos no convencionales usando sísmica multicomponente

Las matrices de sensibilidad elásticas que ya han sido estudiadas por Zhu *et al.* (2009) y las matrices de sensibilidad con ondas convertidas (ondas C) que proponemos en este trabajo, nos permite tener una migración con una recuperación más completa de las capas más pequeñas a diferencia de las matrices de sensibilidad acústicas trabajadas por Dan (2014). De manera que la sísmica multicomponente analizadas por medio de matrices de sensibilidad, es una buena herramienta para la identificación de los cambios de impedancia de los yacimientos, aun cuando su resolución es menor que la longitud de onda.

La migración RTM adjunta por medio de las matrices de sensibilidad son capaces de mostrar cambios de amplitud conforme aumenta la concentración de hidrocarburo en la roca (Figura 6.14), debido a que la litología pasa de una capa más rápida a una más lenta generando además con ello dispersiones o retrasos de imagen, algo que podría ayudar a tratar zonas donde se han ubicado los llamados brighspot o „puntos brillantes“, que suelen generar confusiones.

Las matrices de sensibilidad volumétricas de velocidad de onda de cizalla ($K_{\alpha ccp}$) y de velocidad de onda compresional ($K_{\beta ccp}$) en frecuencias finitas están siendo usadas más recientemente para el análisis de tomografía sísmica global, sísmica regional y en otros campos de investigación direccionados en la recuperación de la información del subsuelo. De manera que entender el comportamiento de cada matriz de sensibilidad resulta importante (Figuras 6.15, 6.16 y 6.17), si se busca mejorar la capacidad para almacenar mayor información del subsuelo en futuros trabajos y expandir la aplicación de medios 2D a 3D.

7.4 Comentario

Siempre existe la posibilidad de realizar pruebas y experimentos con nuevos métodos y técnicas que nos permitan poder analizar un objetivo en particular, y así obtener otra clase de resultados. Tal como sería el caso de aplicar el análisis de Hendrick y Brand (2006), donde es posible mapear las imágenes usando el operador rotacional y divergencia en medios elásticos, separando el campos de ondas P y S y posteriormente al campo de ondas S encontrar la onda S rápida (S_1) y la onda S lenta (S_2), con el fin de determinar la birrefringencia de ondas de cizalla o la división definida por la orientación y la magnitud, así como trabajar ondas convertidas por medio de $P - S_1$ y $P - S_2$ para direcciones preferenciales de las estructuras, fallas, fracturas, etc., (Cary,1994; Wang *et al.* 2013).

Otro trabajo, que resultaría importante, sería realizar un análisis teórico y práctico de imágenes sísmicas usando matrices de sensibilidad para el caso de ondas de cizalla (Favier y Chevrot, 2004), un método que también puede resultar interesante como complemento para los trabajos de investigación.

APENDICE A

Punto de reflexión común en la onda convertida

Analizando las Figuras 3.1 y 3.2, es evidente que las dos ondas emergentes del punto de reflexión no coinciden en el mismo punto en superficie, pues está llegando un frente de onda P y un frente de onda S proveniente del mismo punto en profundidad con ángulos distintos. Una solución la da el concepto de punto de conversión común (CCP, por sus siglas en ingles).

Los puntos de conversión común dependen de la profundidad del reflector, de las velocidades de onda compresional, la onda de cizalla y de la proporción $\frac{V_p}{V_s}$. Analizando la Figura 3.1, el parámetro D (distancia entre el punto medio CMP y el punto de reflexión-conversión CCP), se conoce como *corrección a la coordenada del punto medio común*. De manera que, descendiendo de la superficie una onda compresional P con un ángulo α y una velocidad P (V_p), está se reflejará en el punto CP como onda de cizalla S, que emergerá a la superficie con un ángulo β y una velocidad S (V_s).

Para poder obtener el punto CCP (Common Conversion Point), analizamos nuevamente la Figura 3.2, en donde,

$$x = x_p + x_s, \rightarrow x_p = x - x_s, \quad (\text{A.1})$$

además,

$$x_p = D + \frac{x}{2}, \quad (\text{A.2})$$

despejando D tenemos que,

$$D = x_p - \frac{x}{2}, \quad (\text{A.3})$$

además,

$$\tan \beta = \frac{x_s}{z}, \rightarrow x_s = z \tan \beta, \quad (\text{A.4})$$

reescribiendo tenemos que:

$$D = (x - x_s) - \frac{x}{2} \quad D = \frac{x}{2} - x_s', \quad (\text{A.5})$$

por lo tanto,

$$D = \frac{x}{2} - Z \tan \beta, \quad (\text{A.6})$$

usando algebra trigonométrica, tenemos que:

$$\tan \beta = \frac{\tan \alpha}{\left[\left(\frac{v_p}{v_s} \right)^2 + \left(\left(\frac{v_p}{v_s} \right)^2 - 1 \right) \tan^2 \alpha \right]^{1/2}}, \quad (\text{A.7})$$

planteando que:

$$\tan \alpha = \frac{x_p}{z}, \quad (\text{A.8})$$

y

Análisis de yacimientos no convencionales usando sismica multicomponente

$$x_p = D + \frac{x}{2}, \quad (\text{A.9})$$

entonces,

$$\tan \alpha = \frac{D + \frac{x}{2}}{z}, \quad (\text{A.10})$$

así se tiene que

$$\tan \beta = \frac{\left(D + \frac{x}{2}\right)}{z \left[\left(\frac{v_p}{v_s}\right)^2 + \left(\left(\frac{v_p}{v_s}\right)^2 - 1\right) \tan^2 \alpha \right]^{1/2}}, \quad (\text{A.11})$$

haciendo sustituciones se tiene que:

$$D = \frac{x}{2} - z \tan \beta \quad \rightarrow \quad D = \frac{x}{2} - z \left\{ \frac{\left(D + \frac{x}{2}\right)}{z \left[\left(\frac{v_p}{v_s}\right)^2 + \left(\left(\frac{v_p}{v_s}\right)^2 - 1\right) \tan^2 \alpha \right]^{1/2}} \right\}, \quad (\text{A.12})$$

despejando D y reescribiendo en términos de D , se obtiene un polinomio de grado 4,

$$\frac{D + \frac{x}{2}}{D - \frac{x}{2}} = \frac{-1}{\left[\left(\frac{v_p}{v_s}\right)^2 + \left(\left(\frac{v_p}{v_s}\right)^2 - 1\right) \frac{\left(D + \frac{x}{2}\right)^2}{z^2} \right]^{1/2}}, \quad (\text{A.13})$$

$$D^4 + D^2 \frac{[16z^2 - 8x^2]}{16} - \frac{Dz^2x \left[\left(\frac{v_p}{v_s}\right)^2 + 1 \right]}{\left[\left(\frac{v_p}{v_s}\right)^2 - 1 \right]} + \frac{4x^2z^2 + x^4}{16} = 0, \quad (\text{A.14})$$

desarrollando se tiene,

$$D^4 + D^2z^2 - \frac{x^2}{2}D^2 - Dz^2xk + \frac{1}{16}(4x^2z^2 + x^4) = 0, \quad (\text{A.15})$$

si $k = \frac{(v_p/V_s)^2 + 1}{(v_p/V_s)^2 - 1}$ entonces,

$$D^4 + \left(z^2 - \frac{x^2}{2}\right)D^2 - z^2xkD + \frac{1}{16}(4x^2z^2 + x^4) = 0, \quad (\text{A.16})$$

De este polinomio (ecuación A.16) se obtienen cuatro raíces, que pueden ser reales y/o complejas, y donde solo debe tomarse la raíz positiva sujeta a la condición $D \leq X/2$, así la distancia horizontal (X_p) desde el punto fuente al punto de conversión es:

$$x_p = \frac{x}{2} + D. \quad (\text{A.17})$$

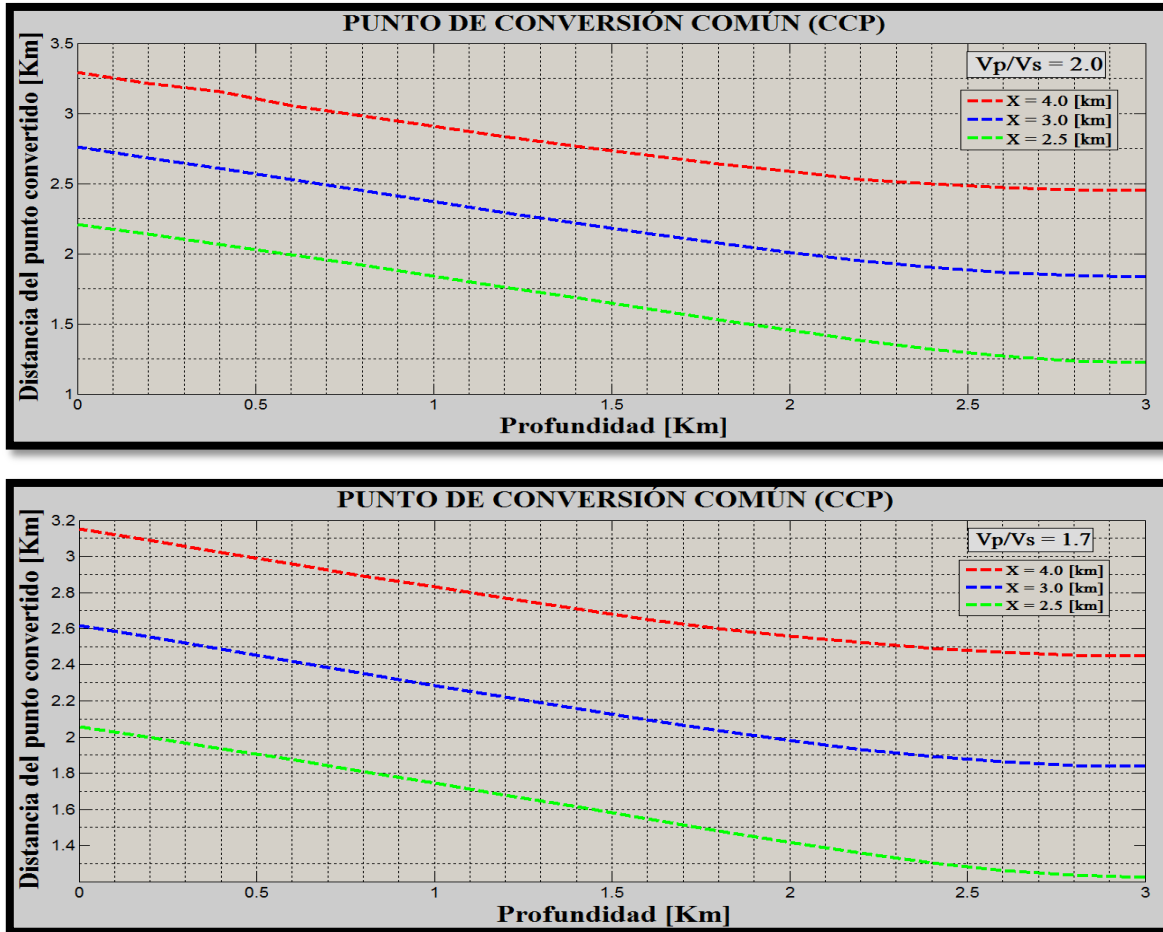


Figura A.1. En las dos gráficas se muestra la profundidad con una distancia X entre la fuente y el receptor y la distancia del punto CMP respecto del CCP para diferentes relaciones de $\frac{V_p}{V_s}$ en un medio isótropo homogéneo. La imagen de arriba tiene una relación mayor que la de abajo, por lo tanto la distancia del punto convertido es mayor (Tessmer y Behle, 1988). De manera que el punto CCP puede cambiar si la relación cambia.

El desarrollo de Tessmer y Behle (1988), nos permite obtener los puntos de conversión común, sin embargo, los cálculos del punto de conversión común (CCP) suelen ser complicados debido a que las ondas resultan alteradas por el medio en el que se propagan, de manera que indicar un lugar exacto no es fácil.

APENDICE B

Sismogramas sintéticos para varios receptores

Hemos visto que cuando en un medio existen estratos con cierto porcentaje de saturación de hidrocarburo (5%, 20% y 50%) las amplitudes son diferentes, y a medida que aumentan las saturaciones las amplitudes tienden a ser mayores.

Se analizan los sismogramas sintéticos de algunos receptores localizados en la superficie de los modelos sintéticos propuestos, con la finalidad de observar su comportamiento conforme se registran las reflexiones de las estructuras en el interior. En las Figuras B.1, B.2 y B.3, se han puesto líneas de trazo en color verde (A1, A2 y A3) que muestran la información de las estructuras registradas en los receptores en ese instante de tiempo. Podemos ver que cuando hay yacimientos no convencionales los cambios de amplitud son muy notorios. Por ejemplo para la Figura B.1 en el receptor 58 en el tiempo A1 se observa un cambio de amplitud (yacimiento oil-shale) mientras que en los otros receptores ese cambio no aparece aún debido a que en la zona en la que se registra ese sismograma sintético no existe un yacimiento no convencional o la posición espacial es diferente pues los yacimientos no son horizontales completamente. El receptor 82 en el tiempo A3 muestra un cambio de amplitud debido a los yacimientos de gas-shale, pero podemos ver que en el receptor 74 no presenta este cambio pues en esa zona de existe un yacimiento.

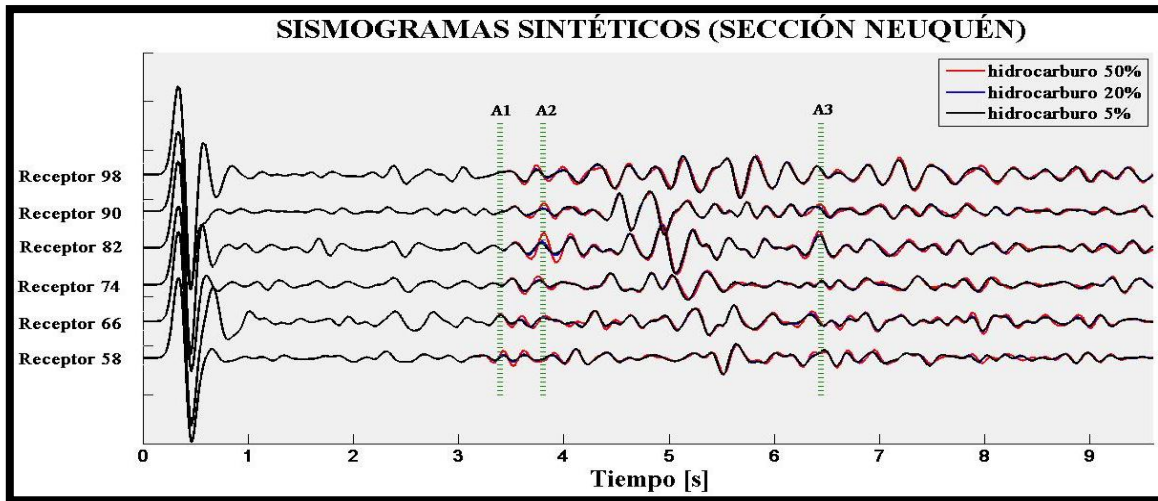


Figura B.1. Sismogramas sintéticos de la sección Neuquén registrados en receptores con una distancia de localización uno de otro de 385.53 m.

La Figura B.2 en el receptor 80 en el tiempo A1 se observa un cambio de amplitud debido a que en esa zona existe un yacimiento no convencional (gas-shale), que también ha sido grabado primeramente en los otros receptores. En el tiempo A2 y A3 en el receptor 30 se observan cambios de amplitud igualmente generados por yacimientos no convencionales (oil-shale), mientras que en los receptores 60 y 70 se tiene atenuación entre los tiempos A2 y A3.

La Figura B.3 se observa un cambio de amplitud en el tiempo A1 (gas-shale) que es primeramente registrado en el receptor 42, mientras que en el receptor 50 este cambio de amplitud muestra que no existen hidrocarburos en la roca debido a que no se aprecian los cambios de amplitud para porcentajes de concentración de 5%, 20% y 50%. En el tiempo A2 del receptor 58 se observa

Análisis de yacimientos no convencionales usando sismica multicomponente

que existe un yacimiento no convencional y que en el tiempo posterior a este se observa un efecto de atenuación.

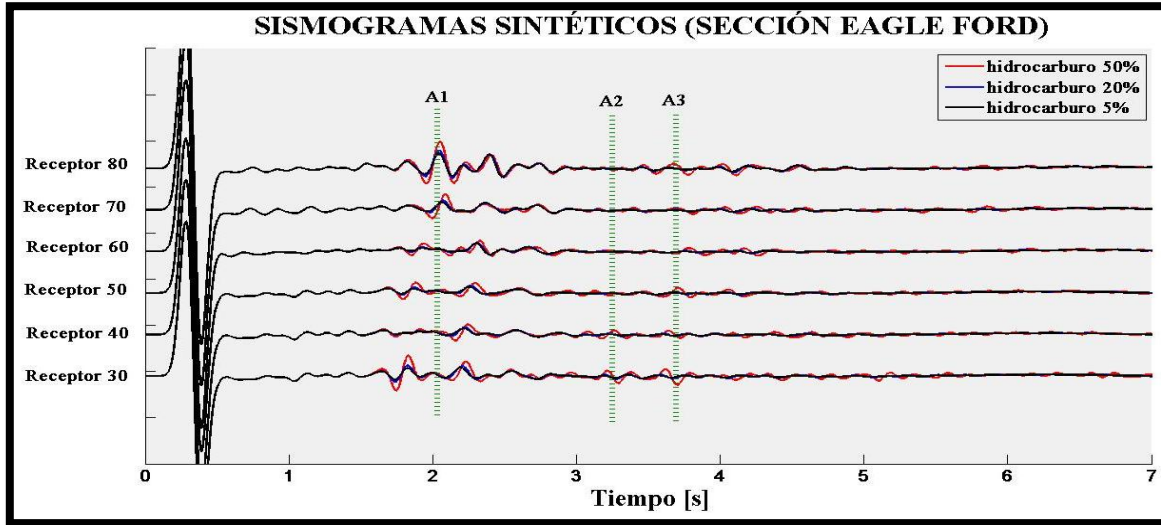


Figura B.2. Sismogramas sintéticos de la sección Eagle Ford registrados en receptores con una distancia de localización uno de otro de 321.54 m.

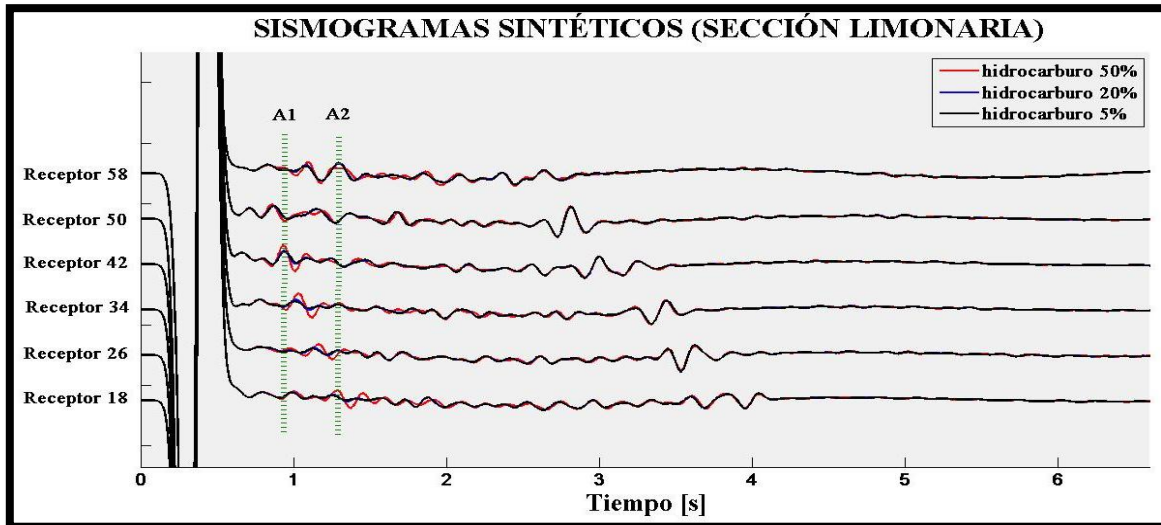


Figura B.3. Sismogramas sintéticos de la sección Limonaria registrados en receptores con una distancia de localización uno de otro de 392.24 m.

Podemos también considerar gracias a las Figuras B.2 y B.3 que la atenuación es mayor cuando tienen estratos con grosores mayores, generando distorsión de la forma de la onda y retrodispersión múltiple dentro del estrato con hidrocarburos (Liu, 2004).

Referencias bibliográficas

- Aki, K. y Richards, P. G., Quantitative Seismology, segunda edición, (2002), editorial University Science Books, pp. 700.
- Alford, R. M., Shear data in the presence of Azimuthal anisotropy Dilley, Texas, (1986), 56th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys, pp. 476-479.
- Anstey, N. A., Velocity in thin section, (1991), First Break, Vol. 10, pp. 449 – 457.
- Anno, P. D., Two critical aspects of shear-wave analysis: statics solutions and reflection correlations Shear-Wave Exploration (1987) SEG Geophysical Development, Series 13–18.
- Barkved, O., Bartman, B., Gaiser J., Johns, T., Probert, T. y Tompson, M., Las diversas facetas de los datos sísmicos multicomponentes (2001).
- Baysal, E., D. Kosloff, y J. Sherwood, (1983), Reverse time migration: Geophysics, Vol. 48, pp. 1514–1524.
- Behle, A. y Dohr, G., Converted waves in exploration seismology, in Dohr, G., Ed., Seismic shear waves: handbook of geophysical exploration, (1985), Geophys. Press, Vol. 15a, 178-220.
- Brown, A. R., 3D seismic data interpretation, (1996), SEG Publication.
- Carcione, J.M., Wave fields in real media: wave propagation in anisotropic, Anelastic and porous media, (2001), Elsevier Science.
- Cary, P., 3-D converted wave seismic processing, (1994), Crewes Research Report, Vol. 6.
- Castagna, J.P., Batzle, M. L. y Eastwood, R. L., Relationships between compressional-wave and shear-wave velocities in clastic silicate rocks, (1985), Geophysics, 50, pp. 571-581.
- Cherry J. T., Waters K. H., Shear-wave recording using continuous signal methods (part I), (1968), Geophysics, Vol. 33, pp. 229–39.
- Collino, F., y C. Tsogka, Application of the PML absorbing layer model to the linear elastodynamic problem in anisotropic heterogeneous media, (2001), Geophysics, Vol. 66, pp.294–307.
- Colorado School of Mines, The Vaca Muerta petroleum system, a major shale and tight resource play in the Neuquen basin, (2014), Vaca Muerta Consortium, Argentina.
- Cova, R., Perez, J. y Pineda, H., Estudio del comportamiento de la relación $\frac{V_p}{V_s}$ a partir de datos sísmicos multicomponentes y registros de pozos, (2006), Asociación colombiana de geólogos y geofísicos del petróleo.
- Cramer, D., Stimulating unconventional reservoirs: lessons learned, successful practices, areas for improvement, (2008), Society of Petroleum Engineers, SPE unconventional reservoirs conference.
- Cruz, C. E., Boll, A., Gómez-Omil, R., Martínez, E., Arregui, C., Gulisano, C., Laffite, G. y Villar, H., Hábitat de hidrocarburos y sistemas de carga Los Molles y Vaca Muerta en el sector central de la cuenca neuquina, (2002), V Congreso de exploración y desarrollo de hidrocarburos, Mar del Plata.
- CSUR Canadian Society for Unconventional Resource, (2012).
- Dan, N., Aplicación de la migración reversa en tiempo para la exploración de plays subsalinos en el golfo de México, (2014), Tesis, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Davis, T. L., Let's get cracking, (2007), Colorado School of Mines, The leading edge.

Análisis de yacimientos no convencionales usando sísmica multicomponente

Domenico, S. N., Effect of brine-gas mixture of velocity in an unconsolidate sand reservoir, (1976), Geophys. Res., Vol. 84, pp. 7533-7543.

Donadi, C. L., Estudio integrado del prospecto Veslebjorn sur del mar de norte noruego, (2010), Tesis, Universidad Simón Bolívar.

Easwood, R. y Castagna, J. P., Basis for interpretation of $\frac{V_p}{V_s}$ ratios in complex lithologies, (1983), Soc. Prof. Well log analysis 24th Annual Logging Symp.

Erickson, E. L., Miller, D. E. y Waters, K. H., Shear-wave recording using continuous signal methods (part II), (1968), Geophysics Vol. 33, pp. 240–54.

E&P Daily News 2014 SEG Annual Meeting.

Favier, N. y Chevrot, S., Sensitivity kernels for shear wave splitting in transverse isotropic media, (2004), Geophysics J. Int., Vol. 141, pp. 157 – 174.

Fernandez, J. F., YPV Vaca Muerta Update, (2014), OETEC.

Fletcher, R. P., Fowler, P. J., Kitchenside, P. y Albertin, U., Suppressing unwanted internal reection in prestack reverse-time migration, (2006), Geophysics, Vol. 71, No. 6, pp. E79-E82.

Fletcher, S., Xiang, D., y Fowler, P., Reverse time migration in tilted transversely isotropic (TTI) media, (2009), Geophysics, Vol. 76, pp. WCA179 – WCA187.

Gaiser, J. E., Van Dok, R., Green River basin 3D/3C case study for fracture characterization: analysis of PS-wave birefringence, (2001), 71st Ann. Meeting Soc. Expl. Geophys. Expanded Abstracts, MC1.1 pp 764–7.

García-Reyes, J. L., Inversión de forma de onda completa, (2013), Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis.

García-Solórzano, R., Yacimientos Convencionales y No-Convencionales-Características, (2013). Petroleosinriesgo.

Gardner, G. H. F., Gardner, L. W. y Gregory, L., Formation velocity and density-the diagnostic basics for stratigraphic traps, (1974), Geophysics, Vol. 39, No. 6, pp. 770 – 780.

Garotta, R., Marechal, P., Magesan, M., Two-component acquisition as a routine procedure for recording P-waves and converted waves, (1985), Expl. Geophys., Vol. 21, pp. 40-53.

Gassmann, F., Elastic waves through a packing of spheres, (1951), Geophysics, Vol. 16, pp. 673-685.

Gedney, S. D., An anisotropic perfectly matched layer-absorbing medium for the truncation of FDTD lattices, (1996), IEEE Transactions on Antennas and Propagation, 44, 1630–1639.

Guest, S., Vander Kolk, C. y Potters, H., The effect of fracture filling fluids on shear-wave propagation, (1998), Presented at 68th Ann. Intl. SEG Mtg., Expd. Abst., pp. 948-951.

Hendrick, N. y Brand, E., Practical evaluation of P – and – S wave separation via elastic wavefield descomposition, (2006), Exploration Geophysics, Vol. 37, pp. 139–149.

Hilterman, F. J., Seismic amplitud interpretation, (2001), SEG/EAGE Distinguished instructor short course.

Kagan F. y Brown R. J., A new algorithm for the rotation of horizontal components of shear-wave seismic data. (1996). Crewes Research Report, Vol.8.

Kietzmann, D. A. y Vennari, V. V., Sedimentología y estratigrafía de la formación Vaca Muerta (Titoniano-Berriasiano) en el área del cerro Domuyo, norte de Neuquén, Argentina, (2013), Andean Geology, Vol. 40, pp. 41 – 65.

Análisis de yacimientos no convencionales usando sísmica multicomponente

- Kile, H., An efficient and accurate conversion point formula for anisotropic CCP stacking, (2000), SEG 2000.
- Komatitsch, D. y Martin, R., An unsplit convolutional perfectly matched layer improved at grazing incidence for the seismic wave equation, (2007), *Geophysics*, Vol. 72, pp. SM155-SM167.
- Lee, D. S., Herman, J. D. y Elsworth, D., A critical evaluation gas recovery from the Marcellus Shale, Northeastern United States, (2011), *KSCE Journal of Civil Engineering*, Vol. 15, pp. 679-687.
- Liu, Y., Seismic “low frequency shadows” for gas sand reflection, (2004), SEG Int’l Exposition and 74th annual meeting, Denver Colorado.
- Lo, T., Coynet, K. B., y Toks, M. N., Experimental determination of elastic anisotropy of Berea sandstone, Chicopee shale, and Chelmsford granite, (1986), *Geophysics*, Vol. 51, pp. 164-171.
- MacLeod, M.K., Hadley, M.J., Reynolds, K.J. y Tura, A., Multicomponent analysis of OBC data, (1999) 31st Ann. Off. Tech. Conf., Houston, OTC 10940.
- McMechan, G., Determination of source parameters by wavefield extrapolation, (1982), *Geophysical Journal International*, Vol. 71, pp. 613–628.
- McMechan, G., Migration by extrapolation of time-dependent boundary values, (1983), *Geophysical Prospecting*, Vol. 31, pp. 413–420
- Montelli, R., Nolet, G., Dahlen, F. A., Masters, G., Robert Engdahl, E. y Hung, S.H., Finite frequency tomography reveals a variety of plumes in the mantle, (2004), *Science*, 303, 338.
- Pessagno, E., Upper Cretaceous Stratigraphy of the Western Gulf Coast Area of México, Texas, and Arkansas, (1969), The Geological Society of America, Inc., Memoir 111.
- Pratt, R. G., Inversion theory applied to multi-source cross-hole tomography, Part II: Elastic wave-equation method, (1990), *Geophysical Prospecting*, Vol. 38, pp.311–330.
- Pratt, R. G., Seismic waveform inversion in the frequency domain, part 1: Theory and verification in a physical scale model, (1999), *Geophysics*, Vol. 64, pp. 888.
- Qian, W., Milkereit, B., Graber, M., Stevens, K., y Halladay, S., Bore resistivity logging and tomography for mineral exploration, (2007), 07 International Conference on Mineral exploration, 1115-1118.
- Roden, J. A., y S. D. Gedney, Convolution PML CPML An efficient FDTD implementation of the CFS-PML for arbitrary media, (2000), *Microwave and Optical Technology Letters*, Vol. 27, pp. 334–339.
- Saavedra, N., Ojeda, G., Ortiz, A. y Piedarhita, C., Metodología para determinar densidad de microfracturas en rocas, a partir de parámetros anisótropos, (2010), Instituto Colombiano Del Petróleo.
- Schneider, W. A., A simple, exact solution for the P-SV wave conversion point via prestack migration, (2002), *Geophysics*, Vol. 67, No. 5, pp. 1634–1636.
- Scott, J., Depositional Environments and Paleogeography of the Lower to Middle Jurassic Cuyan Group, Neuquen Basin, Argentina, (1987), Colorado School of Mines.
- Sieminski, A., Paulseen, H., Tramper, J. y Tromp, J., Finite frequency SKS splitting, measurement and sensitivity kernels, (2008), *Bulletin of Seismological Society of America*, Vol. 98, No. 4, pp. 1797-1810.
- Shearer, P., Introduction to seismology, (2009), Second Edition.
- Sheriff, R. E. y Geldart, L.P., Exploration Seismology, Vol. 1:History, theory and acquisition, (1982), Cambridge University Press.

Análisis de yacimientos no convencionales usando sísmica multicomponente

Smith, M., Yu, G., Yang, W. y Pottorf, M., Shale play characteristic and correlation with anisotropic logs – a case of study of Eagle Ford shale in Texas, (2013), 75 EAGE conference y Exhibition incorporating SPE EUROPEC.

Stein, S. y Wysession, M., An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure, (2003).

Stewart, R., Gaiser, J., Brown, J. y Lawton, D., Converted wave seismic exploration: methods, (2002), Geophysics, Vol. 67, No. 5, pp. 1348 – 1363.

Suro, V., Non-conventional oil: A technological approach for exploration, development and exploitation of shale gas-oil, (2012), Instituto Mexicano del Petroleo.

Tarantola, A., Inversion of seismic reflection data in the acoustic approximation, (1984), Geophysics, Vol. 49, No. 8, p.p. 1259-1266.

Tatham, R. H., Vp/Vs and lithology, (1982), Geophysics Vol. 47, pp. 336–44.

Tatham, R. H. y McCormack, M. D., Multicomponent seismology in petroleum exploration (1991), In: Investigations in Geophysics, No. 6, SEG special publication.

Tessmer, G., y Behle, A., Common reflection point data stacking technique for converted waves, (1988), Geophys. Prosp., Vol. 36, pp. 671–688.

Tessmer, G., y Behle, A., Conversion points and traveltimes of covered waves in parallel dipping layers, (1991), Geophysical prospecting, Vol. 39, No. 3, pp 387-405.

Thomsen, L., Converted-wave reflection seismology over inhomogeneous, anisotropic media, (1999), Geophysics, 64, No. 3, pp. 678-690.

Tromp, J., Tape, C. y Liu, Q., Seismic tomography, adjoint methods, time reversal and banana-doughnut kernels, (2005), Geophys. J. Int., Vol. 160, pp.195-216.

Tsvankin, I., y Thomsen, L., Nonhyperbolic reflection moveout in anisotropic media, (1994), Geophysics, Vo. 59, pp.1290–1304.

Valenciano, A.A., Banchs, R.E. y Michelena, R.J., Facies recognition using PP and PS stratigraphic inversion, (2000), Presented at the SEG/EAGE Boise, Idaho.

Virieux, J. y Madariaga, R., Dynamic faulting studied by a finite difference method, (1982), Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 74, No. 2.

Virieux, J., P-SV propagation in heterogeneous media: velocity-stress finite difference method, (1986), Geophysics, Vol. 51, p.p. 889-901.

Virieux, J. y Operto S., An overview of full waveform inversion in exploration geophysics, (2009), Geophysics, Vol. 51, pp. 889- 901.

Wang, S., Hollis, T. y Nowry, W., A more accurate converted-wave time imaging for anisotropic media, (2013), Society of Exploration Geophysics (SEG,Houston, 2013).

Yoon, K., Marfurt, K.J. y Starr, W., Challenges in reverse-time migration. (2004), SEG Expanded Abstracts, 23, 1057–1060.

Yuan, J., y Li, X., PS-wave conversion-point equations for layered anisotropic media, (2001), 63rd Ann. Con., Eur. Assn. Geosci. Eng., Extended Abstracts, P112.

Zhao, L. y Jordan, T. H., Structural sensitivities of finite-frequency seismic waves, a full wave approach, (2006), Geophys. J. Int., Vol. 165, pp. 981-990.

Análisis de yacimientos no convencionales usando sísmica multicomponente

Zhong, B., Zhou, X., Liu, X., y Jiang, Y., A new strategy for CCP stacking, (1995), *Geophysics*, Vol. 60, pp. 517-521.

Zhou, C., G. T. Schuster, S. Hassanzadeh, y J. M. Harris, Elastic wave equation travelttime and waveform inversion of crosswell data, (1997), *Geophysics*, Vol. 62, pp. 853–868.

Zhu, F., Gibson, R. L., Watkins, J.S. y Yuh, S., Distinguishing fizz gas from commercial gas reservoirs using multicomponent seismic data, (2000), *The leading EDGE*, Vol. 19, pp. 1238-1245.

Zhu, H., Lou, Y., Nissen-Meyer, T., Morency, C. y Tromp, J., Elastic imaging and time-lapse migration based on adjoint methods, (2009), *Geophysics*, Vol. 74, No. 6, pp. WCA167 – WCA177.

Zhu, Y., Xu, S., Payne, M., Martinez, A., Liu, E., Harris, C. y Bandyopadhyay, K., Improved rock-physics model for shale gas reservoirs, (2012), SEG Las Vegas Annual meeting, Exxon Mobil.