



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

**DIVISIÓN DE INGENIERÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA
FACULTAD DE INGENIERÍA**

**ANISOTROPÍA Y SUS IMPLICACIONES EN
REPRESENTACIÓN SÍSMICA**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
INGENIERO GEOFÍSICO

PRESENTA
DOUGLAS ALBERTO GÓMEZ REYES

DIRECTOR DE TESIS
SERGIO CHÁVEZ PÉREZ

MÉXICO, DF

MARZO 2013





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.

JURADO ASIGNADO

Presidente Ing. Héctor Ricardo Castrejón Pineda

Secretario Dr. Jorge Aguirre González

Vocal Dr. Sergio Chávez Pérez

1^{er}. Suplente M.C. David Escobedo Zenil

2^{do}. Suplente Ing. Javier Arellano Gil

A mis padres, Estela Victoria y Benito Juárez

ÍNDICE

Resumen	6
Abstract	7
Introducción	8
Capítulo 1. Anisotropía Sísmica y Heterogeneidad Lateral	11
1.1 Anisotropía versus heterogeneidad	11
1.1.1 Anisotropía sísmica como función de la escala	14
1.1.2 Heterogeneidad lateral	18
1.2 Isotropía transversal	22
1.2.1 Anisotropía débil: Parámetros de Thomsen	25
1.2.2 Anisotropía polar y azimutal: VTI y HTI	29
Capítulo 2. Sobretiempo Normal No Hiperbólico y Estimación de Parámetros	
Anisótropos	34
2.1 Sobretiempo normal no hiperbólico de onda P en medios VTI	37
2.2 Inversión de sobretiempo normal no hiperbólico	39
2.2.1 Estimación de η con datos de superficie	39
2.2.2 Estimación de η con datos de perfiles sísmicos verticales con fuentes y receptores móviles (del tipo <i>walkaway</i>)	43
2.2.3 Estimación de parámetros anisótropos ε y δ	46
Capítulo 3. Implicaciones en Representación Sísmica	52
Capítulo 4. Conclusiones	62
Agradecimientos	64
Referencias	66

Todas las verdades son fáciles de entender, una vez descubiertas. El caso es descubrirlas.
(Galileo Galilei)

Resumen

Producto de la interacción con personal de Petróleos Mexicanos, Instituto Mexicano del Petróleo y empresas de servicios, ha surgido la necesidad de una revisión y discusión sobre la anisotropía sísmica, sus limitaciones e implicaciones, ya que en muchos casos la industria petrolera basa la representación sísmica y el procesamiento de datos en la premisa de un modelo de Tierra homogéneo e isótropo, a pesar de la vasta cantidad de información geológica que da cuenta de la anisotropía del subsuelo, o bien, debido a que la representación sísmica y el procesamiento de datos ya incluyen correcciones por anisotropía. El estudio del entendimiento de la anisotropía sísmica ha cobrado en estos tiempos un creciente interés, concentrando la comunidad geocientífica en todo el mundo grandes esfuerzos humanos y tecnológicos en el desarrollo de un cuerpo teórico robusto para enfrentar la realidad anisótropa del subsuelo y lograr así secuencias confiables en el procesamiento de los datos y mejores algoritmos de representación sísmica (modelado, migración, tomografía e inversión). En este trabajo reviso y discuto las ideas sobre las que se apoya la anisotropía sísmica, su estimación por medio de un par de técnicas con datos de superficie y datos de registros de pozos así como sus limitaciones, presento algunas implicaciones en representación sísmica y concluyo con una serie de puntos críticos en la discusión anisótropa.

Abstract

Product of interaction with personnel of PEMEX, Mexican Institute of Petroleum (IMP) and geophysical service companies, has emerged a need for a review and discussion of seismic anisotropy, its limitations and implications, since in many cases the oil industry base seismic imaging and seismic data processing on the idea of an homogeneous and isotropic earth model, despite the vast amount of geological information which documents the subsurface anisotropy, or because, the seismic imaging and seismic data processing already include corrections for anisotropy. The study of the seismic anisotropy nowadays has gained increasing interest. Geoscience community worldwide invests human and technological efforts in the development of a robust theoretical body to face anisotropic reality and achieve reliable workflows in data processing and better algorithms in seismic imaging. In this work I review and discuss the ideas that underpin seismic anisotropy, its estimation by a couple of techniques using surface and well log data and their limitations, I present some implications on seismic imaging and I conclude with a serie of critical points in the anisotropic discussion.

Introducción

Producto de la interacción con personal de Petróleos Mexicanos, Instituto Mexicano del Petróleo y empresas de servicios, ha surgido la necesidad de una revisión y discusión sobre la anisotropía sísmica, sus limitaciones e implicaciones en representación sísmica y el procesamiento de datos. Hasta hace pocos años el éxito de la exploración sísmica basado en modelos isótropos, aunado a las condiciones de mercado, no hacían de la anisotropía una prioridad en la formación de imágenes del subsuelo. Sin embargo, actualmente, temas estratégicos como localización de yacimientos, estimación de reservas, localización de pozos, monitoreo y simulación dinámica de yacimientos, requieren de un correcto modelo de velocidades que contemple la anisotropía del subsuelo.

Hoy día, los datos sísmicos dan cuenta de un gran número de yacimientos de hidrocarburos anisótropos, donde las lutitas representan el 70% de las cuencas sedimentarias y fracturas que existen en los yacimientos. Teniendo en cuenta la anisotropía en el procesamiento de los datos se ha logrado una mejor calidad en las imágenes sísmicas del subsuelo a pesar de la dificultad en la solución de las ecuaciones que la adición de parámetros implica en el procesamiento. Al mismo tiempo, la caracterización de las fracturas utilizando el concepto de anisotropía ha añadido valor a la caracterización de yacimientos, monitoreo y simulación dinámica, así como un incremento de volumen en la recuperación de crudo y optimización en la ubicación de pozos. La exploración sísmica en áreas de geología compleja en México ha generado la necesidad de un exhaustivo estudio de la fenomenología de propagación de ondas para mejorar los algoritmos de migración tanto en tiempo como en profundidad que incluyan efectos del subsuelo como la

anisotropía y la atenuación sísmica (factor de calidad). En general, las cuencas sedimentarias presentan estratificación horizontal rítmica, con espesores menores que la longitud de onda predominante en la escala de exploración. Por esta razón, la isotropía transversal vertical es el modelo anisótropo más utilizado.

En sismología de exploración, el interés por la anisotropía parte del entendimiento de las causas que la originan, cómo se relaciona con las propiedades físicas de las rocas, y los efectos que produce en la representación sísmica, siempre empeñando esfuerzos por obtener una imagen anisótropa superior que su contraparte isótropa. El estudio de la anisotropía sísmica debe verse y entenderse como un problema multidimensional y multidisciplinario. Hoy día, gracias al poder en cómputo, está al alcance de la industria petrolera la implementación de flujos de trabajo anisótropos, donde el principal problema radica en la correcta estimación de los parámetros anisótropos. La anisotropía sísmica ha aguardado largo tiempo para ser considerada en la construcción de los modelos de velocidad. La matemática que describe su comportamiento incluso en los casos más simples no es fácil. La anisotropía sísmica es un tema en constante evolución, prueba de ello la cantidad de artículos técnicos que se generan tanto en centros universitarios como en sociedades y asociaciones profesionales. Sin embargo, a juicio del autor, pareciera existir en la industria nacional limitaciones técnicas y operativas para afrontar el tema. Muestra de ello la forma trivial con la que en muchas ocasiones se discute y aborda en la práctica.

Este trabajo responde a tres motivos, señalar la importancia y limitaciones de la anisotropía sísmica, sus implicaciones en representación sísmica y contribuir a la discusión sobre el tema. Es claro que el tema es extenso y complejo, su buen dominio requiere años de estudio y práctica. Sin embargo, la necesidad apremiante de la inclusión de anisotropía

en representación sísmica y el procesamiento de datos, genera e impulsa la creación de este trabajo, intentando aportar sustancia al tema y comprometido siempre con la comunidad académica e industrial.

En este trabajo reviso las ideas sobre las que se apoya la anisotropía sísmica y discuto la anisotropía versus la heterogeneidad, reviso su manifestación en los tiempos de viaje en registros de punto medio común, reviso y discuto la estimación de los parámetros anisótropos y sus limitaciones por medio de un par de técnicas con datos de superficie y datos de registros de pozos, presento algunas implicaciones en representación sísmica y concluyo con una serie de puntos críticos en la discusión anisótropa.

Capítulo 1

Anisotropía Sísmica y Heterogeneidad Lateral

1.1 Anisotropía versus heterogeneidad

La anisotropía y la heterogeneidad son dos propiedades físicas intrínsecas de los medios elásticos. Sus efectos en la propagación sísmica dependen de la escala, por lo que son función del espesor de la capa l , longitud de onda λ^\dagger , distancia fuente a receptor x , y las constantes elásticas constitutivas del medio establecidas en la matriz de rigidez c_{ij} .

Un punto importante en la interpretación de imágenes sísmicas es tomar en cuenta el efecto de la heterogeneidad del medio en la propagación de ondas. Por ejemplo, los tiempos de arribo dependen de la escala geológica con respecto a la longitud de onda sísmica λ predominante. Sin embargo, en la escala de exploración sísmica (10-80 Hz), la heterogeneidad bajo ciertas condiciones imita a la anisotropía. Este hecho nos obliga a preguntarnos: ¿cuáles son estas condiciones?

En sismología de exploración, las constantes elásticas y las velocidades no se miden de forma directa. En lugar de ello se miden los tiempos de arribo y se estiman las velocidades por medio de la razón de cambio entre la distancia fuente a receptor x y los tiempos de viaje t . Este hecho sugiere que las mediciones de los tiempos de arribo dependen de la escala geológica en la banda sísmica de exploración geofísica.

[†] El lector debe tener presente que el símbolo λ se utiliza para denotar tanto longitud de onda como la primera constante de Lamé.

Un medio elástico donde el campo de velocidades sísmicas depende de la dirección \mathbf{n} de propagación, se denomina medio anisótropo (Figura 1b). Un medio elástico en el que el campo de velocidades depende de la ubicación espacial \mathbf{x} , se denomina medio heterogéneo (Figura 1c).

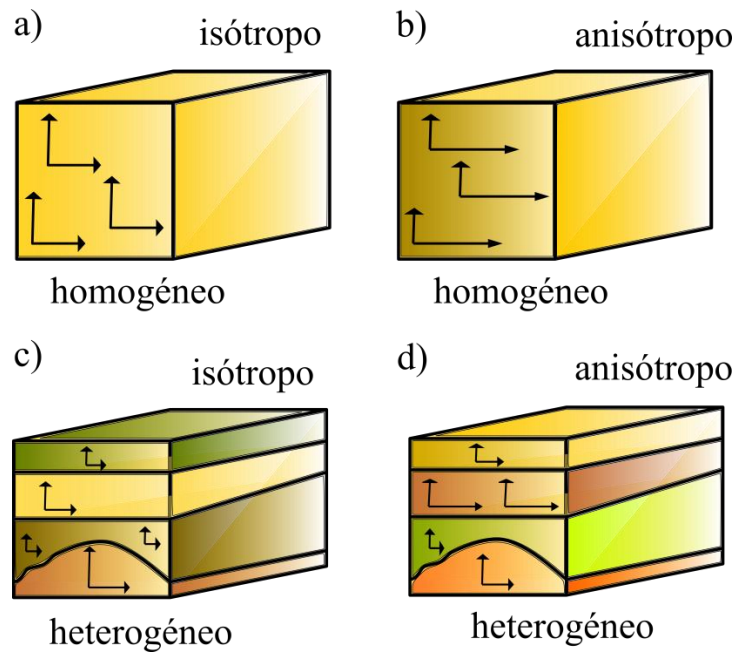


Figura 1. Medio **a)** homogéneo isótropo, $v = \text{constante}$; **b)** homogéneo anisótropo, $v = v(\mathbf{n})$; **c)** heterogéneo isótropo, $v = v(\mathbf{x})$; y **d)** heterogéneo anisótropo, $v = v(\mathbf{x}, \mathbf{n})$ (modificado de Ikelle y Amundsen, 2005).

En el intervalo de frecuencias f de sismología de exploración, es necesario definir dos tipos de anisotropías, la intrínseca y la sísmica. La anisotropía intrínseca se debe a la estructura cristalina de los minerales contenidos en las rocas. La anisotropía sísmica es la respuesta (efecto) del medio al paso de la energía sísmica.

Podemos de manera intuitiva (Figura 2) entender la anisotropía en la escala de sismología de exploración. El comportamiento elástico de una estructura compuesta por la

secuencia de dos capas homogéneas de materiales con diferentes densidades $\rho_1 > \rho_2$ (supongamos acero y caucho), depende de la dirección de los esfuerzos. En el caso simple de la acción de un par de esfuerzos σ en la dirección horizontal, por ley de Hooke[‡]

$$\sigma_i = c_{ij}e_j, \quad (i, j = 1, \dots, 6) \quad , \quad \mathbf{1}$$

se tiene que el medio se comporta menos rígido que el material de densidad ρ_1 . Si el esfuerzo σ se aplica en la dirección vertical, el medio se comporta menos suave que el material con densidad ρ_2 . De los resultados anteriores se deduce que la rigidez del medio depende de la dirección de los esfuerzos.

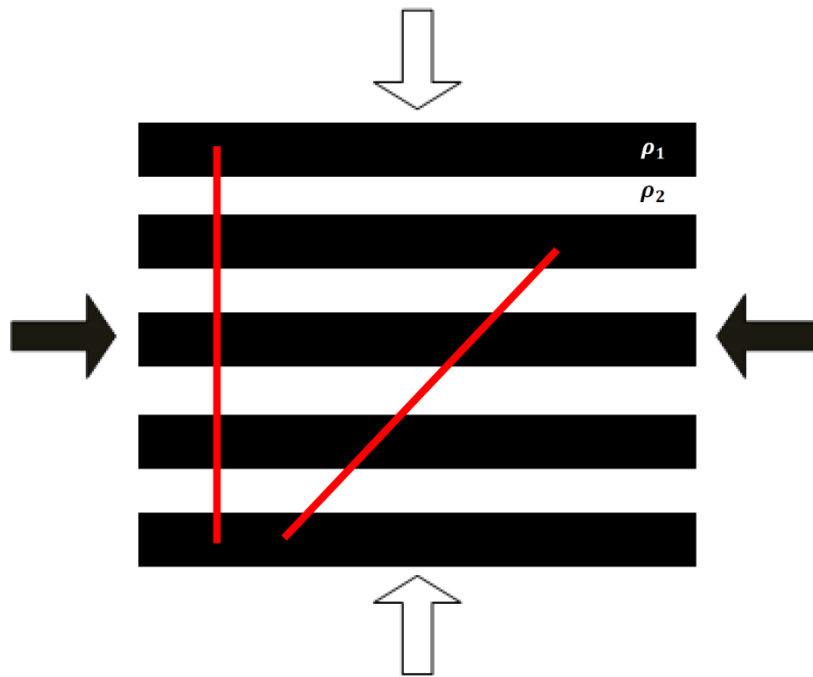


Figura 2. Bloque compuesto por la secuencia de dos materiales homogéneos de densidades ρ_1 y ρ_2 , donde $\rho_1 > \rho_2$ (modificado de Grechka, 2009).

[‡] Ley de Hooke escrita en su forma matricial (6×6) por medio de la notación de Voigt. Ver el *Capítulo 2: Plane waves* en (Grechka, 2009).

Con un enfoque diferente, considere para un instante dado el número de estratos contenidos por una unidad de longitud (líneas rojas), donde la distancia recorrida en cada material depende de la dirección de la línea unidad. La velocidad de una onda que se propaga por la estructura es más lenta en el medio de densidad ρ_2 , por lo que la velocidad depende de la dirección de propagación, siendo la velocidad más lenta en la dirección vertical para este caso.

1.1.1 Anisotropía sísmica como función de la escala

Las estructuras sedimentarias de capas homogéneas horizontales de secuencia rítmica manifiestan comportamiento heterogéneo que depende de la dirección de propagación de las ondas. En general, en la dirección horizontal el medio es homogéneo, y en la dirección vertical, presenta un comportamiento heterogéneo (Figura 2). Es este hecho el que hace invocar anisotropía sin que exista.

La anisotropía sísmica es un efecto cinemático (tiempos de viaje). El medio elástico perturbado puede estar compuesto por capas horizontales homogéneas e isotropas y responder como un medio homogéneo anisótropo, heterogéneo isotropo, u heterogéneo anisótropo (Figuras 1b, 1c y 1d).

La anisotropía sísmica es la consecuencia de la heterogeneidad ordenada en una pequeña escala. La norma de la escala es la longitud de onda λ predominante. En general, las cuencas sedimentarias poseen capas de longitudes mucho menores que λ . En la Figura 3, las cinco capas son homogéneas e isotropas. Los espesores de las tres primeras son iguales o menores que la décima parte de la longitud de onda λ predominante, y los dos

restantes iguales o mayores que λ . La respuesta elástica de las tres primeras capas es igual a la de un medio homogéneo anisótropo. Las dos capas restantes, responden como un medio heterogéneo isótropo. La propagación de ondas sísmicas en secuencias estratigráficas de capas de espesores l en el intervalo $\frac{1}{10}\lambda < l < \lambda$ presenta efectos tales como reflexiones múltiples y dispersión, y una severa dificultad para considerar y estimar anisotropía. La dispersión tiene una fuerte influencia en longitudes espaciales cercanas a λ (Helbig, 1984).

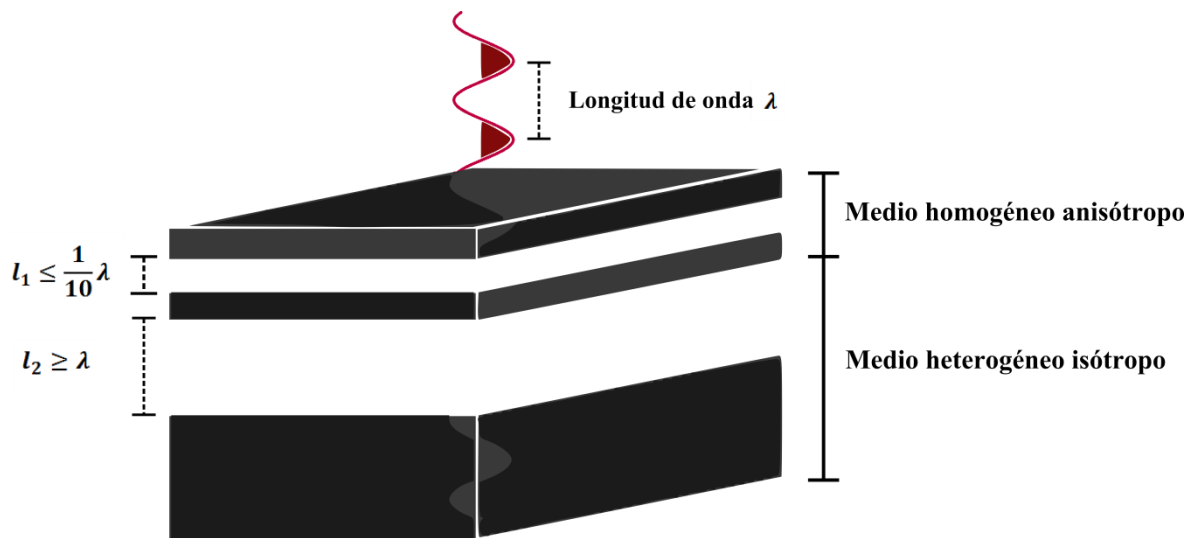


Figura 3. La anisotropía como función de la escala. Capas homogéneas isótropas de espesores mucho menores que la longitud de onda λ ($l \cong \frac{1}{10}\lambda$) responden como un medio homogéneo anisótropo. Capas homogéneas isótropas de espesores igual o mayor que la longitud de onda λ , responden como un medio heterogéneo isótropo.

En el estudio de la anisotropía y la heterogeneidad, el parámetro clave para discriminar la respuesta elástica es la relación de escala $\frac{\lambda}{l}$, definida como el cociente de la longitud de onda λ predominante con respecto al periodo espacial de las capas l . Medios con cocientes $\frac{\lambda}{l} \ll 1$ se comportan como heterogéneos isótropos. Medios con cocientes

$\frac{\lambda}{l} \gg 1$ se comportan como homogéneos anisótropos. Las velocidades estimadas en el límite de la longitud de ondas cortas ($\frac{\lambda}{l} \ll 1$) son, en general, mayores que las estimadas en el límite de longitud de ondas largas ($\frac{\lambda}{l} \gg 1$) (Mukerji et al., 1995). En el caso simple de propagación de incidencia normal en medios de estratificación horizontal, la velocidad es la diferencia entre el promedio de las lentitudes versus el promedio de los componentes elásticos. Mayor rapidez en el límite de longitudes de onda corta implica que se tengan valores de tiempos de viaje menores. Este efecto se conoce como “efecto Wielandt”, “efecto de trayectoria rápida” o de “velocidad de desplazamiento” (Mukerji et al., 1995). La Figura 4 muestra, grosso modo, la dependencia de la velocidad versus los límites de longitudes de onda corta ($\frac{\lambda}{l} \ll 1$) y larga ($\frac{\lambda}{l} \gg 1$) en medios homogéneos de estratificación horizontal. El valor de la relación de escala $\frac{\lambda}{l}$ que separa el límite entre longitudes de ondas cortas y largas es materia de controversia e investigación. En sismología de exploración se considera el límite en la vecindad de $\frac{\lambda}{l} \cong 10$ (Martínez, 2012).

Una conclusión obvia e importante es que cuando la comparación de velocidades se hace entre diferentes escalas de medición, por ejemplo, registros sísmicos versus datos de superficie, no siempre son correctos los valores escalados de los registros sísmicos para la construcción de los sismogramas sintéticos. En general, las estructuras geológicas de capas horizontales rítmicas de espesores mucho menores que λ se comportan como medios homogéneos anisótropos no dispersivos. Capas de espesores de periodos espaciales sólo por debajo de la resolución sísmica observada, se comportan como una secuencia de capas homogéneas anisótropas dispersivas.

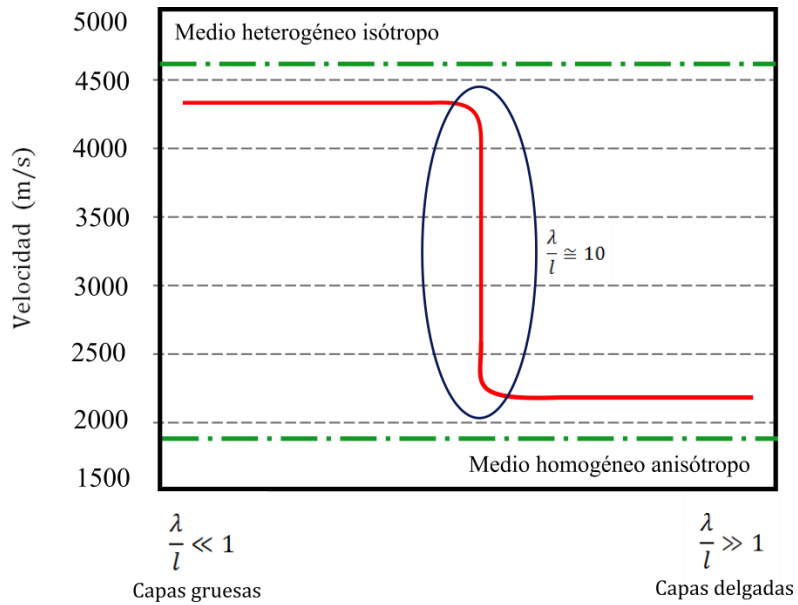


Figura 4. Aproximación grosso modo del comportamiento de la velocidad versus la dependencia de la escala en la propagación de incidencia normal. El medio se comporta heterogéneo isótropo para un límite de longitud de onda corta, y homogéneo anisótropo para un límite de longitud de onda larga (modificado de Mukerji et al., 1995).

La anisotropía sísmica no depende de orden alguno en la secuencia estratigráfica sedimentaria. El número de litologías presentes en la secuencia es irrelevante siempre y cuando las capas cumplan con el criterio de longitud espacial mucho menor que λ y no presenten tendencia alguna entre ellas. Este hecho hace que la idea de “capas delgadas periódicas” sea errónea. La razón de esto se debe a que la velocidad es la suma de los promedios de las propiedades elásticas de las capas. Por lo tanto, el mejor criterio geológico para describir la causa de anisotropía sísmica es la de “capas delgadas rítmicas”.

Anisotropía y heterogeneidad sísmica dependen de la escala. En sismología de exploración, la heterogeneidad lateral de las cuencas sedimentarias afecta los tiempos de viaje de las ondas sísmicas de la misma forma que lo hace la anisotropía, enmascarando así la heterogeneidad del medio.

1.1.2 Heterogeneidad lateral

Un medio homogéneo de isotropía transversal está formado por una secuencia de capas horizontales con características elásticas diferentes entre sí, con espesores menores que la longitud de onda λ predominante. Un gran número de registros de pozos ponen de manifiesto este hecho, sugiriendo así la validez de la teoría de longitud de onda larga (Thomsen, 2002). En la escala sísmica, una secuencia rítmica de capas homogéneas produce heterogeneidad en la dirección vertical, induciendo anisotropía. Cuando un frente de onda se transmite a través de una secuencia de capas delgadas, los estratos deforman el frente al mismo tiempo, y por lo tanto la velocidad de propagación es el promedio de las propiedades elásticas de las capas. La velocidad de propagación de onda P en la dirección vertical está dada por la ecuación

$$v_{P_0} = \left(\frac{\langle (\rho v^2)^{-1} \rangle^{-1}}{\langle \rho \rangle} \right)^{\frac{1}{2}}, \quad 2$$

donde v es la velocidad promedio de la secuencia estratigráfica (Thomsen, 2002).

Hasta ahora hemos centrado la discusión del efecto de la velocidad sólo como función de la escala sísmica sin considerar el ángulo de propagación θ . El efecto de la heterogeneidad en la dirección vertical obliga a preguntarnos: ¿cómo afectan los espesores horizontales de la secuencia estratigráfica homogénea isótropa la propagación sísmica en la dirección horizontal ($\theta = 0^\circ$), así como en una dirección intermedia ($0^\circ < \theta < 90^\circ$)?

En la Figura 5a, un frente de onda plano incide en una secuencia estratigráfica con el perfil de velocidades mostrado. Los espesores de los estratos son comparables a la longitud de onda λ predominante, por lo que el frente de onda se propaga de forma independiente a

través de cada capa, deformándose y obteniéndose un registro de campo con tiempos de arribo t diferentes. Este efecto es resultado de la heterogeneidad en una escala igual o mayor que la longitud de onda λ predominante (capas gruesas).

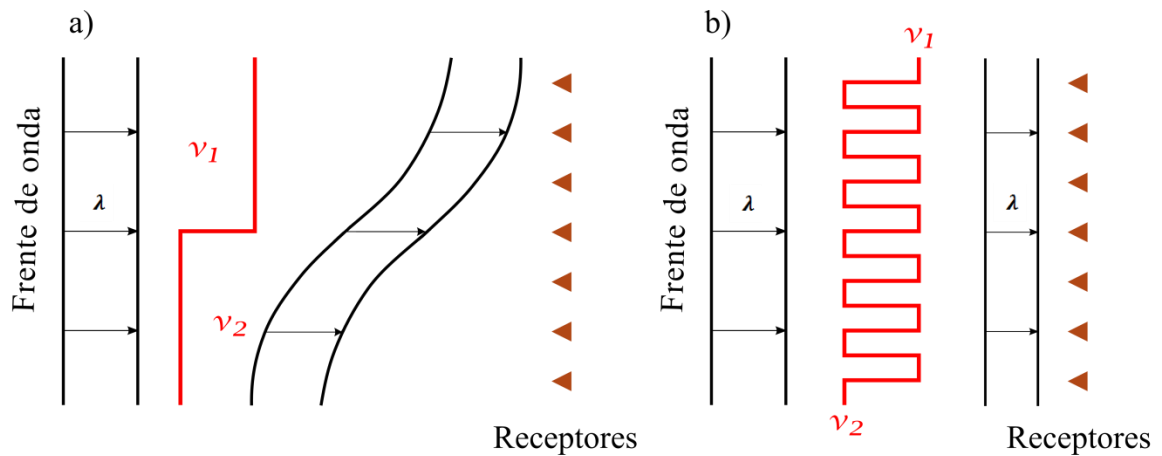


Figura 5. Efectos de la velocidad en la dirección horizontal. Caso **a)** efecto de la heterogeneidad lateral en una escala mayor o comparable que la longitud de onda λ predominante, **b)** efecto de la heterogeneidad en una escala mucho menor comparada con la longitud de onda λ predominante (modificado de Thomsen, 2002).

La Figura 5b muestra un frente de onda plano que incide en una secuencia estratigráfica de espesores mucho menores que λ con el perfil de velocidades mostrado. En este caso, el frente de onda se deforma de forma semejante en cada capa, promediándose las variaciones espaciales y surgiendo un frente de onda único de velocidad intermedia entre v_1 y v_2 . Este efecto es resultado de la heterogeneidad de pequeña escala comparada con la longitud de onda λ predominante (capas delgadas).

La discusión de la Figura 4 parte del hecho que la longitud de onda λ predominante es igual tanto en (a) como en (b). Sin embargo, nótese que los resultados anteriores son

equivalentes si se consideran los espesores l de los estratos iguales en ambos casos y la longitud de onda λ predominante varía entre una longitud de onda de periodo corto y periodo largo.

Considerando una propagación de longitud de onda λ larga (situación geofísica común), la velocidad en la dirección horizontal está dada por:

$$v_{P_{90}} = v_{P_0} \left\{ 1 + \frac{4 \langle \Delta K \Delta \mu + \frac{1}{3} (\Delta \mu)^2 \rangle}{\langle K + \frac{4}{3} \mu \rangle^2} \right\}, \quad 3$$

donde K es el módulo volumétrico y μ es la segunda constante de Lamé o módulo de rigidez (Thomsen, 2002). El segundo término del segundo miembro de la ecuación 3 es el promedio armónico de las constantes elásticas de la secuencia estratigráfica.

De las ecuaciones 2 y 3 se obtiene que la velocidad de propagación de onda P sea mayor en la dirección horizontal versus la dirección vertical (Figura 6). Este resultado se debe a que en un modelo de capas horizontales isótropas, las constantes de Lamé se consideran siempre positivas (Postma, 1955). Una conclusión de estas ecuaciones es que la heterogeneidad imita a la anisotropía sísmica. Esta anisotropía (velocidad rápida y lenta como función del ángulo de propagación θ) permite, en una primera aproximación, describir los medios de isotropía transversal vertical en términos de cinco parámetros elásticos, sin que alguno de ellos sea función de la heterogeneidad.

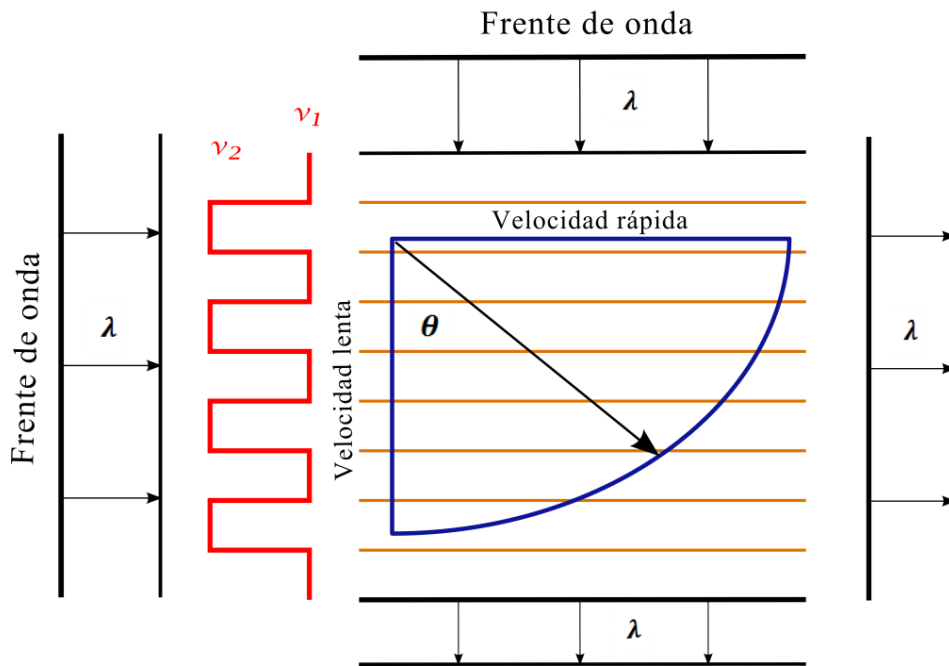


Figura 6. Anisotropía como efecto de heterogeneidad lateral. La velocidad de propagación es mayor en la dirección horizontal ($\theta = 90^\circ$) que en la dirección vertical ($\theta = 0^\circ$) (modificado de Thomsen, 2002).

La anisotropía sísmica es el efecto de la heterogeneidad lateral de los medios estratificados de capas delgadas en el límite de la longitud de onda λ larga.

La dirección preferencial de la propagación de ondas puede deberse a diversas razones geológicas (dirección preferencial de esfuerzos, fracturas, etc.). Sin embargo, en general, un enfoque anisótropo del medio puede considerar suposiciones ocultas incorrectas, impactando de forma negativa en la representación sísmica y el procesamiento de los datos. Como se ha visto hasta ahora, basta una secuencia estratigráfica rítmica horizontal de capas delgadas homogéneas para obtener una respuesta anisótropa del medio, sin que esta exista.

1.2 Isotropía transversal

Las zonas de interés petrolero, en general, se ubican en cuencas sedimentarias. La desviación de la isotropía es atribuida a la escala geológica, longitud de onda, y longitud de trayectoria, así como a la anisotropía intrínseca de las lutitas. En la escala de la exploración sísmica, el comportamiento elástico de las cuencas sedimentarias se estima por medio de un modelo de Tierra estratificado homogéneo de isotropía transversal (TI, por sus siglas en inglés). La TI es el modelo anisótropo más extendido y utilizado en el procesamiento de datos y construcción de modelos de velocidad, el cual dependiendo del eje de simetría se clasifica en: a) isotropía transversal vertical (VTI, por sus siglas en inglés), b) isotropía transversal horizontal (HTI, por sus siglas en inglés), y c) isotropía transversal inclinada (TTI, por sus siglas en inglés).

El modelo TI resulta del depósito de capas paralelas de partículas de arcilla que dan lugar a formaciones de lutitas. Las formaciones de lutitas comprenden cerca del 75% del relleno clástico de las cuencas sedimentarias, lo que hace de la isotropía transversal el modelo anisótropo más utilizado en sismología de exploración (Tsvankin, 2012).

En general, los medios TI están compuestos por capas delgadas isótropas con propiedades diferentes entre sí, de espesores mucho menores que la longitud de onda λ predominante, por lo que la aproximación de longitud de onda larga es válida. Los parámetros constitutivos de un medio homogéneo isótropo están dados por las constantes elásticas de Lamé λ y μ . El comportamiento elástico de un medio homogéneo de isotropía transversal se describe por medio de cinco constantes elásticas de rigidez independientes: c_{11} , c_{12} , c_{13} , c_{33} y c_{44} (incluyendo $c_{66} = c_{11} - \frac{c_{12}}{2}$) (Thomsen, 1986), contenidas en la

matriz de rigidez

$$c_{ij} = \begin{pmatrix} c_{11} & (c_{11} - 2c_{66}) & c_{13} & & & \\ & c_{11} & c_{13} & & & 0 \\ & & c_{33} & & & \\ & & & c_{44} & & \\ & 0 & & & c_{44} & \\ & & & & & c_{66} \end{pmatrix}$$

4

Sin embargo, la combinación de sólo tres constantes de rigidez son suficientes para describir los tiempos de viaje de onda P (Tsvankin, 1996). Un medio heterogéneo de estratificación horizontal donde las constantes de Lamé y la densidad ρ tienen un valor promedio independiente de la posición sobre una distancia vertical l , se comporta como un medio homogéneo de isotropía transversal (Upadhyay, 2004).

En resumen, los medios de isotropía transversal generan efectos en la propagación sísmica. La estratificación rítmica produce una secuencia heterogénea, la cual induce dispersión, anisotropía, o ambas, dependiendo de la longitud de onda λ predominante y el espesor l de las capas sedimentarias (Figura 7).

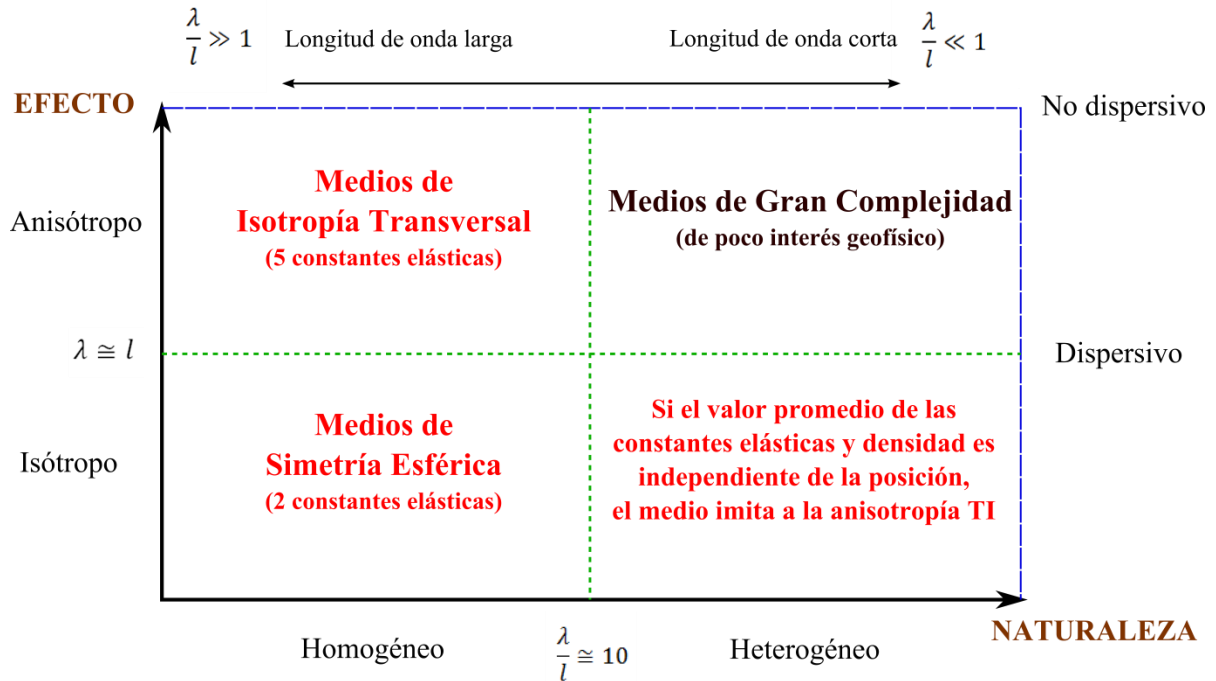


Figura 7. Ubicación de la isotropía transversal TI en el estudio de la anisotropía sísmica versus heterogeneidad lateral.

Por definición, los medios TI tienen un eje de simetría de orden que tiende a infinito. En otras palabras, son invariantes con respecto a cualquier rotación alrededor del eje de simetría, donde sus propiedades espaciales son correctamente descritas por medio del sistema de coordenadas cilíndricas.

En general, la isotropía transversal es un modelo geológicamente plausible, que cumple con la aproximación de longitud de onda larga, caracterizado sólo por unos cuantos coeficientes de rigidez independientes, donde la combinación de estos coeficientes queda expresada por medio de los parámetros de Thomsen (1986).

1.2.1 Anisotropía débil: Parámetros de Thomsen

El contraste entre velocidades verticales y horizontales es la noción intuitiva más simple de la medida de anisotropía sísmica. Sin embargo, esta idea no es de utilidad alguna en la medición de velocidades de onda P en la vertical, hecho que es de gran interés en la representación sísmica. Son cinco las ecuaciones que describen el comportamiento elástico de los medios de isotropía transversal. Dos de estas describen las velocidades de ondas P y S, y las tres restantes son los parámetros de anisotropía ε , δ y γ . Los parámetros anisótropos son una combinación aritmética de las constantes elásticas de la matriz de rigidez (ecuación 4), que satisfacen tres criterios:

- simplifican las ecuaciones de la velocidad de propagación,
- son adimensionales (lo que permite expresar la anisotropía como un porcentaje),
- se reducen a cero degenerando en el caso isótropo.

Thomsen (1986) introdujo los parámetros anisótropos ε , δ y γ para medios de isotropía transversal vertical VTI, y con ellos describir el campo de velocidades sin tener que determinar las complicadas constantes elásticas de rigidez. Tsvankin (1996) demostró que un medio VTI se puede estudiar con tiempos de arribo de onda P y expresar su comportamiento cinemático en términos de los parámetros ε y δ , puesto que es posible estimar a partir de datos antes de apilar de onda P las constantes geomecánicas del subsuelo.

La idea de los parámetros de Thomsen es medir la influencia de la anisotropía con respecto a los valores isótropos de las ondas P y S a lo largo del eje de simetría, es decir, estimar la desviación con respecto a la isotropía del medio. La desviación respecto de cero

de ε , δ y γ caracteriza la relativa “fuerza” de la anisotropía sísmica. Thomsen (1986) observó que en muchos casos de interés geofísico, la anisotropía es débil (10 – 20%), por lo que estas estructuras se denominan medios de anisotropía débil. Un gran número de rocas sedimentarias de interés petrolero presentan este tipo de anisotropía, donde los valores de los parámetros de Thomsen son mucho menores que la unidad $\varepsilon, \delta, \gamma \ll 1$ (Figura 8), permitiendo con ello una simplificación de las ecuaciones anisótropas.

Hasta antes del trabajo de Thomsen (1986), las ecuaciones que gobernaban la anisotropía eran de gran complejidad algebraica, aún en el caso más simple, dificultando con ello el claro entendimiento del fenómeno físico. La anisotropía débil permitió linealizar las ecuaciones anisótropas y con ello simplificar de forma considerable la matemática del fenómeno. La anisotropía se considera débil cuando los parámetros están en el intervalo $-0.2 \leq \varepsilon, \delta, \gamma \leq 0.2$, y se considera anisotropía moderada cuando $|0.2| < \varepsilon, \delta, \gamma < |0.5|$.

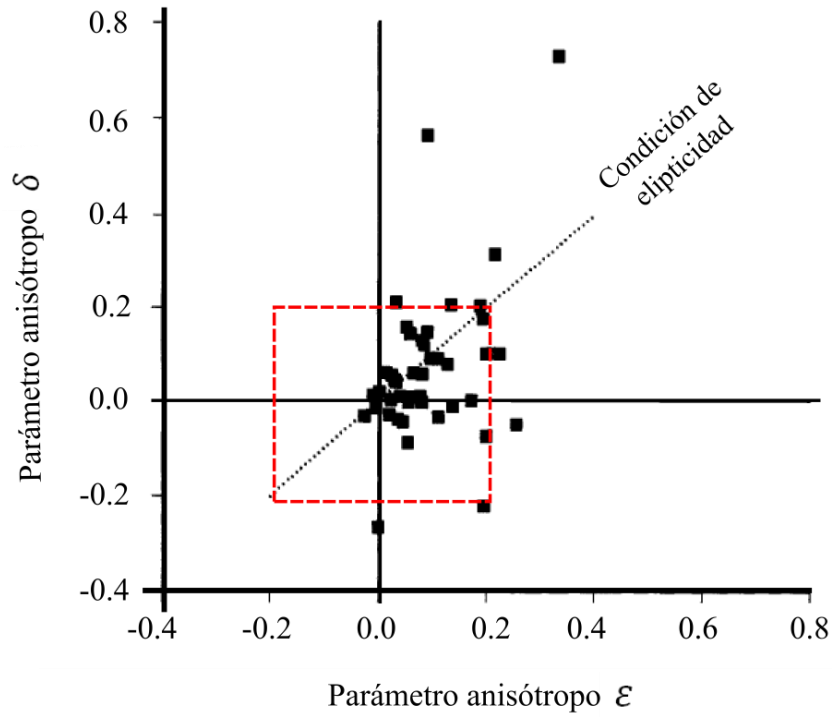


Figura 8. Distribución de valores anisótropos de las principales rocas sedimentarias de interés petrolero. El área en color rojo encierra los valores de anisotropía débil (modificado de Thomsen, 1986).

Las velocidades sísmicas que describen a los medio de anisotropía débil en función del ángulo de propagación θ son (Thomsen, 1986):

$$v_P(\theta) = v_{P_0} [1 + \delta \text{sen}^2 \theta \cos^2 \theta + \varepsilon \text{sen}^4 \theta] \quad 5$$

$$v_{SV}(\theta) = v_{S_0} \left[1 + \frac{v_{P_0}^2}{v_{S_0}^2} (\varepsilon - \delta) \text{sen}^2 \theta \cos^2 \theta \right] , \quad 6$$

y

$$v_{SH}(\theta) = v_{S_0} [1 + \gamma \text{sen}^2 \theta] , \quad 7$$

donde

$$v_{P_0}^2 = \frac{c_{33}}{\rho}, \quad \mathbf{8}$$

$$v_{S_0}^2 = \frac{c_{44}}{\rho}, \quad \mathbf{9}$$

$$\varepsilon \equiv \frac{c_{11} - c_{33}}{2c_{33}}, \quad \mathbf{10}$$

$$\gamma \equiv \frac{c_{66} - c_{44}}{2c_{44}}, \quad \mathbf{11}$$

y

$$\delta \equiv \frac{(c_{13} + c_{44})^2 - (c_{33} - c_{44})^2}{2c_{33}(c_{33} - c_{44})}. \quad \mathbf{12}$$

Las ecuaciones 5 y 6 son las velocidades de ondas P y SV, respectivamente, en la dirección vertical. Cuando los parámetros anisótropos ε y δ son iguales ($\varepsilon = \delta$) la anisotropía del medio se denomina elíptica, puesto que el frente de onda P se propaga de forma elipsoidal.

Para ángulos pequeños θ , el término δ en la ecuación 5 controla la descripción anisótropa en la dirección vertical, puesto que el tercer término de la ecuación puede despreciarse. Para ángulos cercanos a la horizontal ($\theta \cong 90^\circ$), el término ε controla la descripción anisótropa. El parámetro ε es una fracción de la diferencia entre las velocidades de onda P vertical y horizontal. Por ésta razón, hasta antes del trabajo de Thomsen (1986) a este parámetro se le conocía como “anisotropía de la roca”.

De la ecuación 12, se tiene que el parámetro δ no posee la constante elástica c_{11} [§], lo que la hace totalmente independiente de la velocidad horizontal. El parámetro δ puede ser positivo o negativo. Normalmente, la velocidad de onda P horizontal es mayor que la vertical, por lo que el parámetro ε es positivo.

1.2.2 Anisotropía polar y azimutal: VTI y HTI

Un medio TI que posee un eje de simetría coincidente con el eje vertical x_3 se denomina medio de isotropía transversal vertical (VTI, por sus siglas en inglés), comúnmente llamado medio de anisotropía polar. Los medios VTI poseen un plano horizontal normal al eje de rotación x_3 , y dos más ortogonales entre sí en la dirección vertical (Figura 9). La matriz de rigidez está dada por

$$c_{\text{VTI}} = \begin{pmatrix} c_{11} & (c_{11} - 2c_{66}) & c_{13} & & & \\ (c_{11} - 2c_{66}) & c_{11} & c_{13} & & & \\ c_{13} & c_{13} & c_{13} & & & \\ & & & c_{55} & & \\ & & & & c_{55} & \\ & & & & & c_{66} \end{pmatrix} . \quad 13$$

De acuerdo con la ecuación 13, los medios VTI y en general los TI se caracterizan por cinco constantes de rigidez independientes. Los planos isótropos quedan definidos como aquellos planos ortogonales al eje de simetría. Si la dirección del eje de simetría de

[§]Las constantes elásticas contenidas en la diagonal principal de la matriz de rigidez están relacionadas con los cambios de forma y volumen de los sólidos sometidos a esfuerzos normales.

un medio TI se desvía de la vertical, el medio se denomina de isotropía transversal inclinada (TTI, por sus siglas en inglés).

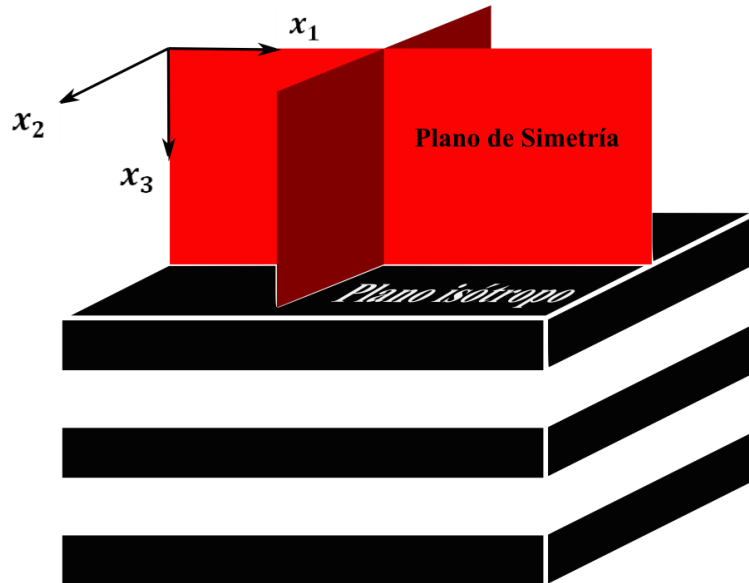


Figura 9. Medio VTI. El plano de simetría queda definido por el par ordenado (x_1, x_3) . El plano isotrópico es perpendicular al plano de simetría, por ésta razón se denomina medio de anisotropía polar (modificado de Grechka, 2009).

Un medio TI con el eje de simetría horizontal x_1 se denomina de isotropía transversal horizontal (HTI, por sus siglas en inglés), comúnmente llamado medio de anisotropía azimutal (Figura 10). Por anisotropía azimutal se entiende la variación de una o más propiedades de un material homogéneo en función del azimut ϕ (Winterstein, 1990).

La evidencia geológica da cuenta de la existencia de anisotropía azimutal en la corteza terrestre, así como en áreas de interés petrolero (Upadhyay, 2004). En general, la anisotropía azimutal se asocia al fracturamiento natural de las rocas.

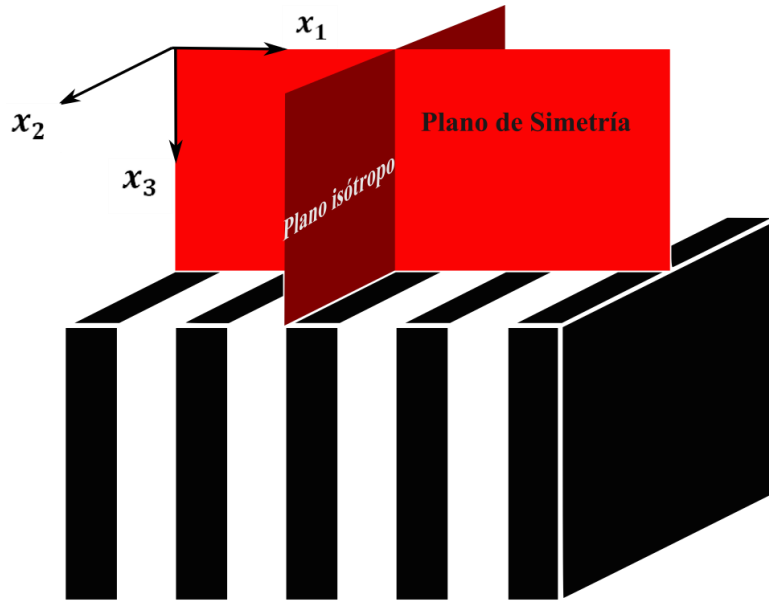


Figura 10. Medio HTI. El plano de simetría queda definido por el par ordenado (x_1, x_2) . El plano isotropo es vertical, por lo que el campo de velocidad varía con el azimut ϕ , por ésta razón se denomina medio de anisotropía azimutal (modificado de Grechka, 2009).

El modelo HTI posee dos planos de simetría verticales. El plano vertical que contiene al eje de simetría se denomina plano del eje de simetría. El plano ortogonal al eje de simetría se denomina plano isotropo. La matriz de rigidez está dada por

$$C_{HTI} = \begin{pmatrix} c_{11} & (c_{11} - 2c_{66}) & c_{13} & 0 & 0 & 0 \\ c_{13} & c_{33} & (c_{33} - 2c_{44}) & 0 & 0 & 0 \\ c_{13} & (c_{33} - 2c_{44}) & c_{33} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & c_{44} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & c_{55} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & c_{55} \end{pmatrix}$$

14

Para el caso de un medio HTI resultado del fracturamiento vertical alineado, el plano isotropo es coincidente con los planos de fracturas.

En el plano isótropo el comportamiento cinemático y la polarización de los tres tipos de ondas son descritos por las ecuaciones isótropas. En el medio HTI, las velocidades en el plano del eje de simetría se estiman a través de las ecuaciones VTI. Una onda transversal que se propaga en el plano isótropo puede viajar con dos diferentes velocidades dependiendo si su polarización es confinada al plano isótropo o perpendicular a este. Las ondas que se propagan paralelas al plano isótropo se denominan ondas rápidas, las ondas que se propagan paralelas al eje de simetría se denominan ondas lentas.

De la ecuación $v_p(\theta) = v_{p_0}[1 + \delta \sin^2 \theta \cos^2 \theta + \varepsilon \sin^4 \theta]$ se tiene que la velocidad de propagación VTI de onda P es función del ángulo polar θ y los parámetros de Thomsen ε y δ . Puesto que la velocidad de propagación en el plano isótropo siempre es mayor que en el plano simétrico, la velocidad de onda P cumple con la desigualdad absoluta $v_{90} > v_0$, donde la velocidad horizontal es mayor que la velocidad vertical. De los valores anisótropos de la Figura 8 tenemos cuatro posibles casos anisótropos: $\varepsilon = \delta = 0$ (caso isótropo), $\varepsilon = \delta$ (anisotropía elíptica), $\varepsilon > \delta$ (caso anisótropo más común), y $\varepsilon < \delta$. La Figura 11 muestra estos cuatro casos.

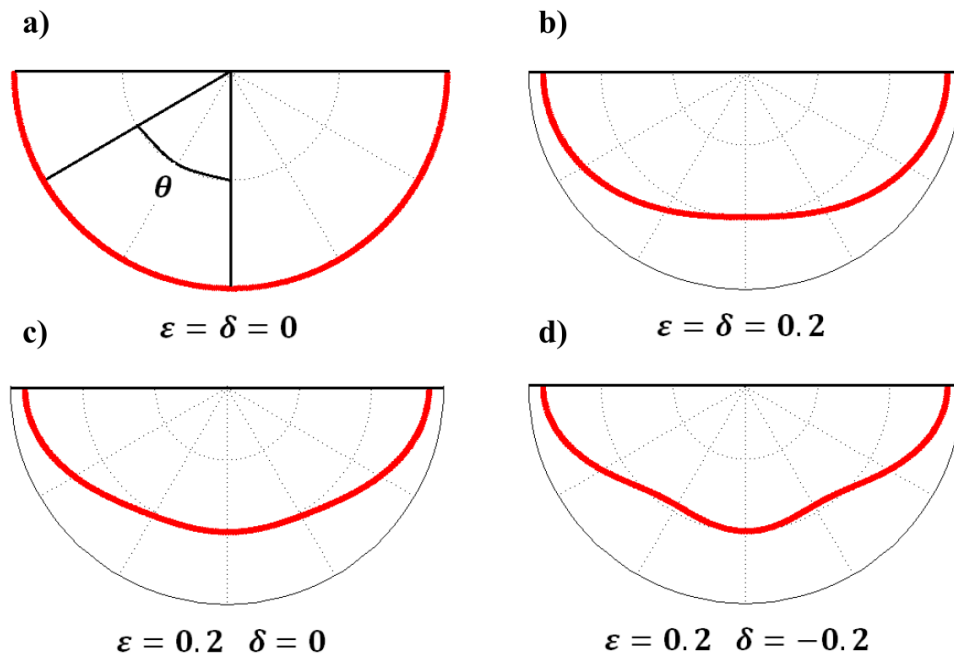


Figura 11. Frentes de onda P en medios VTI. **a)** $\varepsilon = \delta = 0$, propagación isótropa; **b)** $\varepsilon = \delta = 0.2$, anisotropía elíptica; **c)** $\varepsilon = 0.2$ y $\delta = 0$; y **d)** $\varepsilon = 0.2$ y $\delta = -0.2$.

Capítulo 2

Sobretiempo Normal no Hiperbólico y Estimación de Parámetros Anisótropos

La aproximación hiperbólica de los tiempos de viaje de reflexión de onda P en los registros de punto medio común (CMP, por sus siglas en inglés) juega un papel importante en el procesamiento convencional de los datos sísmicos así como en la interpretación. Si el subsuelo presenta anisotropía y heterogeneidad, las técnicas de construcción de modelos de velocidad basadas en la velocidad de sobretiempo normal v_{nmo} son incorrectas generando un campo de velocidad impreciso y, en consecuencia, una imagen sísmica pobremente enfocada y mal ubicada.

El sobretiempo normal hiperbólico (NMO, por sus siglas en inglés) da tiempos de viaje exactos en medios homogéneos isótropos, o bien de anisotropía elíptica ($\varepsilon = \delta$) ubicados sobre un reflector horizontal. La desviación de estos modelos produce un sobretiempo normal no hiperbólico, donde la no hiperbolicidad puede deberse a la anisotropía o a la heterogeneidad del medio.

La velocidad de sobretiempo normal v_{nmo} controla los tiempos de viaje de las curvas de reflexión, y está limitada por el cociente de la distancia fuente a receptor x entre la profundidad del reflector z (Figura 12). Si el medio presenta anisotropía o heterogeneidad, la ecuación de sobretiempo normal hiperbólico no dibuja una hipérbola puesto que la velocidad de sobretiempo normal v_{nmo} es inexacta conforme se incrementa la distancia fuente a receptor x . Los tiempos de viaje, que dependen de la velocidad y esta del ángulo de propagación, presentan un sobretiempo normal no hiperbólico incluso en el caso simple

de una capa homogénea y distancia fuente a receptor x corta en los medios de isotropía transversal TI, con excepción de la presencia de anisotropía elíptica.

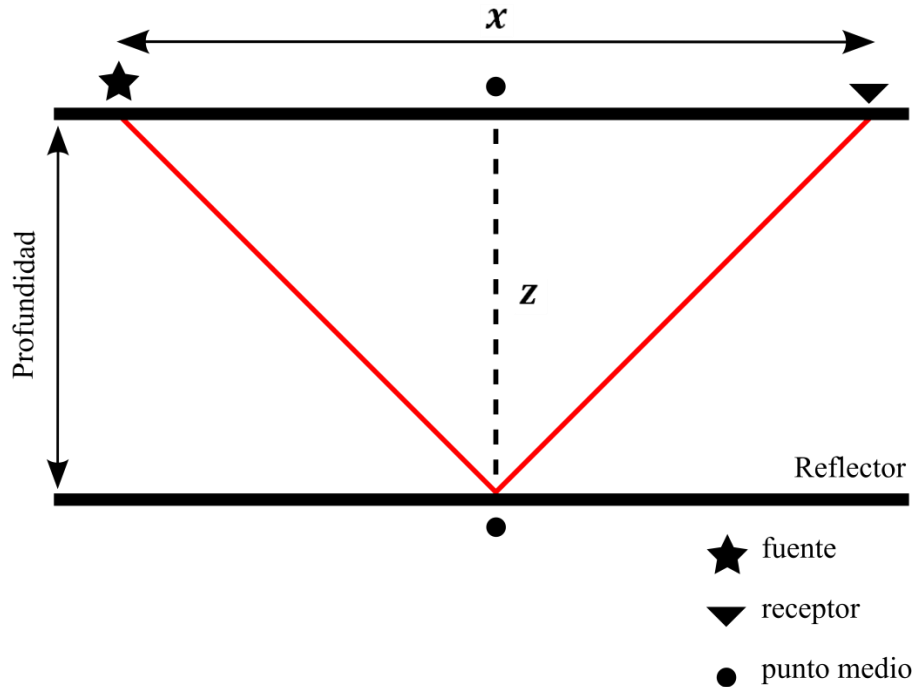


Figura 12. Registro CMP donde x es la distancia fuente a receptor y z la profundidad del reflector. Si el medio es anisótropo, la velocidad de sobretiempo normal v_{nmo} pierde precisión conforme se incrementa la distancia fuente a receptor x .

La anisotropía sísmica aún en el caso de una distancia x pequeña, induce un sobretiempo normal (NMO, por sus siglas en inglés) en los medios VTI. Es claro que si el medio es isótropo ($\varepsilon = \delta = 0$), el sobretiempo será hiperbólico independientemente de la distancia x .

La Figura 13 muestra el sobretiempo residual versus el cociente $\frac{x}{z}$ de la arenisca Taylor (Thomsen, 1986). Los parámetros anisótropos son $\varepsilon = 0.110$ y $\delta = -0.035$. El sobretiempo residual es la diferencia del tiempo de viaje exacto y el ajustado a una

hipérbola por medio del método de cuadrados mínimos (Tsvankin, 2012). El error del ajuste hiperbólico varía y se incrementa rápidamente con la distancia fuente a receptor x . Así, se hace presente la necesidad de un ajuste no hiperbólico del tiempo de viaje.

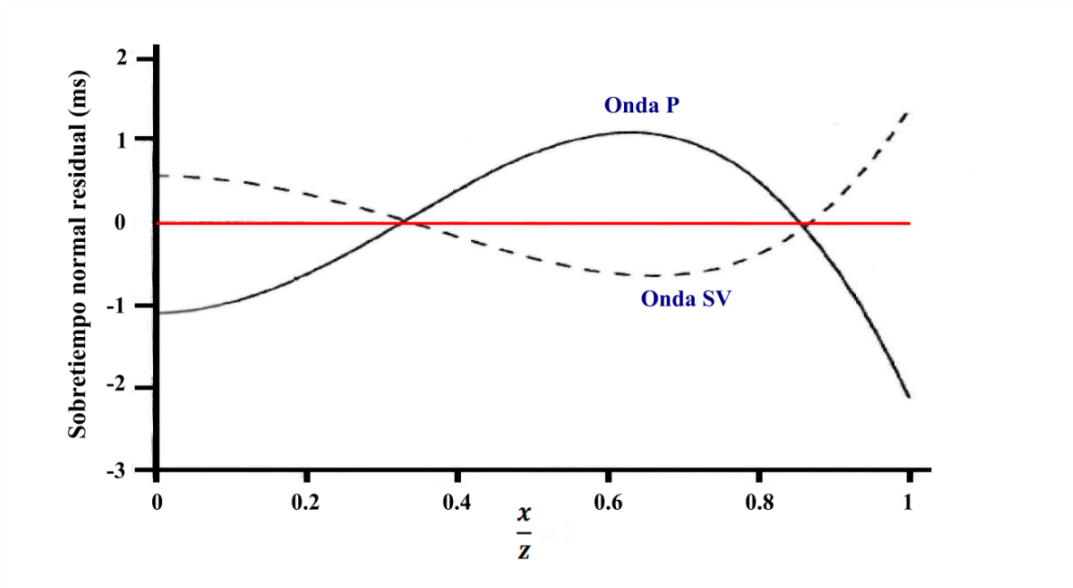


Figura 13. Diferencia entre los tiempos de viaje exactos y el ajustado por una hipérbola (sobretiempos normales residuales) para reflexiones de la arenisca Taylor. Los valores elásticos de la roca son: $\varepsilon = 0.110$, $\delta = -0.035$, $\rho = 2.500 \frac{\text{g}}{\text{cm}^3}$, $v_p = 3368 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ y $v_s = 1829 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ (modificado de Tsvankin, 2012).

Es importante recordar que la velocidad de sobretiempos normales v_{nmo} se obtiene de forma analítica de los tiempos de viaje de incidencia normal t_0 , por lo que aún para tiempos residuales pequeños, la velocidad de sobretiempos normales v_{nmo} de la distancia fuente a receptor x finita obtenida del ajuste de la hipérbola (velocidad efectiva, v_{eff} por sus siglas en inglés) puede diferir de la velocidad de sobretiempos normales v_{nmo} (Figura 14).

En general, la diferencia entre la velocidad efectiva v_{eff} y la velocidad de sobretiempo normal v_{nmo} , así como el sobretiempo normal residual, crece de forma pronunciada para cocientes $\frac{x}{z} > 1$. Por ésta razón, datos registrados provenientes de distancias fuente a receptor $x > z$ se silencian en el procesamiento convencional.

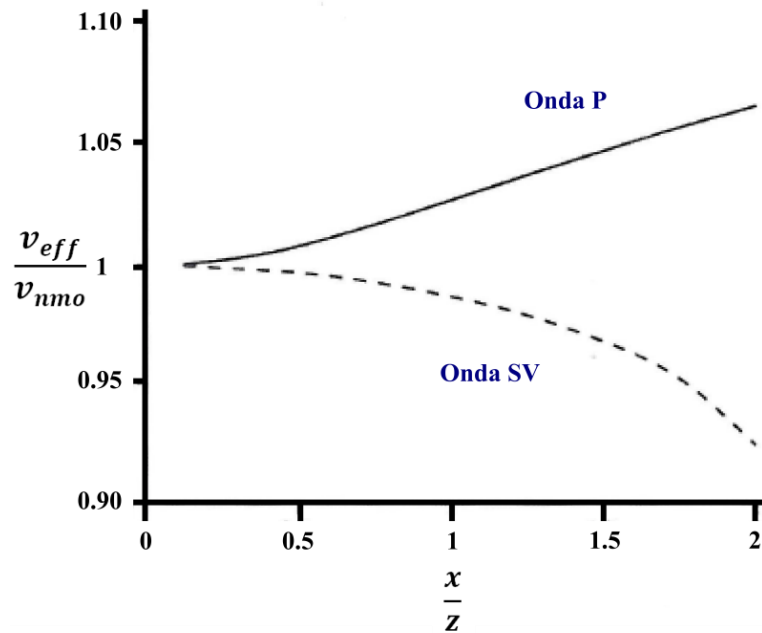


Figura 14. Cociente de velocidad efectiva v_{eff} entre velocidad de sobretiempo normal v_{nmo} para la arenisca Taylor. El hecho que el cociente sea mayor que 1 ($\frac{v_{eff}}{v_{nmo}} > 1$) da cuenta de las dificultades en la estimación de la velocidad en la inversión de sobretiempo normal no hiperbólico (modificado de Tsvankin, 2012).

2.1 Sobretiempo normal no hiperbólico de onda P en medios VTI

En un medio isótropo, las curvas de reflexión de los tiempos de viaje son hipérbolas, obtenidas directamente por medio del teorema de Pitágoras (Figura 12)

$$t_h^2(x) = \frac{4z^2 + x^2}{v_{nmo}^2} = t_0^2 + \frac{x^2}{v_{nmo}^2} . \quad 14$$

En el caso simple de un medio homogéneo VTI, los tiempos de viaje de onda P pueden ser descritos por medio de la velocidad vertical v_{p_0} y los parámetros de Thomsen ε y δ . El sobretiempo normal no hiperbólico no puede ser descrito por la ecuación 14, por lo que requiere un coeficiente de sobretiempo de cuarto orden que tenga en cuenta la no hiperbolicidad de los tiempos de viaje. La ecuación de sobretiempo normal no hiperbólico está dada por:

$$t^2(x) = t_0^2 + \frac{x^2}{v_{nmo}^2} - A_4 x^4 , \quad 15$$

donde el término A_4 cumple con la condición de no divergencia aún para distancias fuente a receptor x que tiendan a infinito, y está dado por

$$A_4 = -\frac{2\eta}{v_{nmo}^2 [t_0^2 v_{nmo}^2 + (1 + 2\eta)x^2]} . \quad 16$$

La variable η contiene los parámetros anisótropos de Thomsen y se denomina coeficiente anelítico. Se define como:

$$\eta \equiv \frac{\varepsilon - \delta}{1 + 2\delta} . \quad 17$$

El significado de η va más allá del término de cuarto orden y de la ecuación de sobretiempo normal. El parámetro anelítico η junto con la velocidad de sobretiempo normal v_{nmo} controlan todos los pasos del procesamiento en tiempo de onda P (correcciones de sobretiempo normal NMO y de sobretiempo por echado (DMO, por sus siglas en inglés), migración en tiempo antes de apilar y migración en tiempo después de apilar) en medios de isotropía transversal (Tsvankin, 2012). Los datos sísmicos

comúnmente cumplen con la desigualdad $\varepsilon > \delta$, por lo que el parámetro anelíptico η usualmente es positivo (Fomel y Grechka, 2001).

De los valores individuales de ε y δ no es posible evaluar la no hiperbolicidad del sobretiempo normal. La anisotropía es un problema multidimensional y una simple inspección a los coeficientes anisótropos puede resultar, en general, engañosa.

2.2 Inversión de sobretiempo normal no hiperbólico

2.2.1 Estimación de η con datos de superficie

En exploración sísmica los datos se adquieren en superficie, es por ello que la estimación de los parámetros anisótropos se limita, en general, a esta restricción, debiéndose obtener el parámetro η durante el procesamiento sísmico de los datos.

Combinando las ecuaciones 15 y 16 el sobretiempo normal no hiperbólico en medios homogéneos VTI se define como:

$$t(x)^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{v_{nmo}^2} - \frac{2\eta x^4}{v_{nmo}^2 [t_0^2 v_{nmo}^2 + (1 + 2\eta)x^2]} \quad , \quad 19$$

donde la velocidad de sobretiempo normal v_{nmo} se define como:

$$v_{nmo}^2 = v_{p_0}^2 (1 + 2\delta) \quad . \quad 20$$

Para distancias fuente a receptor pequeñas ($x \ll z$), la influencia del parámetro η es despreciable, y la curva de tiempos de viaje se aproxima a una hipérbola. Para distancias fuente a receptor grandes ($x \gg z$), el término de cuarto orden de la ecuación 17 tiene una clara influencia en el comportamiento de los tiempos de viaje. Cuando la distancia fuente a receptor x es lo suficientemente grande con respecto la profundidad del reflector z , y la

resolución de los datos es buena, es posible estimar el grado de no hiperbolicidad atribuible a la anisotropía.

Para cocientes $\frac{x}{z} < 1$, el sobretiempo normal se estima por medio de la ecuación 14

$$t_h^2(x) = \frac{4z^2 + x^2}{v_{nmo}^2} = t_0^2 + \frac{x^2}{v_{nmo}^2} \quad ,$$

y restando de la ecuación 14 la ecuación 19 se obtiene

$$\Delta t^2 = t_h^2(x) - t^2(x) = \frac{2\eta}{v_{nmo}^2 [t_0^2 v_{nmo}^2 + (1 + 2\eta)x^2]} \quad , \quad \mathbf{21}$$

donde Δt^2 es equivalente al término A_4 (ecuación 16). La cantidad del cuadrado del tiempo es el valor atribuible a la no hiperbolicidad. Manipulando algebraicamente la ecuación 21 se obtiene

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

De la ecuación 22 surge una conclusión obvia pero importante, la ecuación es singular para $x = 0$ y por lo tanto no se puede obtener información de distancias fuente a receptor x cercanas a cero. La estabilidad en la estimación del parámetro anelítico se incrementa con la distancia fuente a receptor.

La estimación de η requiere primero de la obtención de la velocidad de sobretiempo normal v_{nmo} , mediante el análisis de velocidad convencional basado en el sobretiempo normal que satisface la desigualdad $\frac{x}{z} < 1$. Considerando que se puede obtener precisión en la estimación de la velocidad de sobretiempo normal v_{nmo} , la Δt^2 puede medirse de la reflexión del sobretiempo no hiperbólico en los registros sísmicos.

Suponiendo que no existe variación lateral de la velocidad, la precisión de la

estimación de η depende en principio de la precisión de la medida de la v_{nmo} y Δt^2 . Por lo tanto, el parámetro η es sensible a errores en la medición de la velocidad de sobretiempo normal v_{nmo} . La Figura 15 muestra la sensibilidad del parámetro anelítico η versus el error en la velocidad de sobretiempo normal v_{nmo} obtenido por medio del análisis convencional de velocidad, calculado por medio de la ecuación 22. El ejemplo corresponde a un medio con $\eta = 0.1$, $v_{nmo} = 2000 \frac{m}{s}$, y $t_0 = 2$ s. Como era de esperarse, los errores en la estimación de η son menores para distancias fuente a receptor, x , grandes, siempre y cuando no existan variaciones laterales de velocidad. Cualquier técnica de inversión (por ejemplo, cuadrados mínimos) basada en la ecuación de sobretiempo normal no hiperbólico para obtener η , requiere de la condición $\frac{x}{z} > 1.5$ (Alkhalifah, 1997).

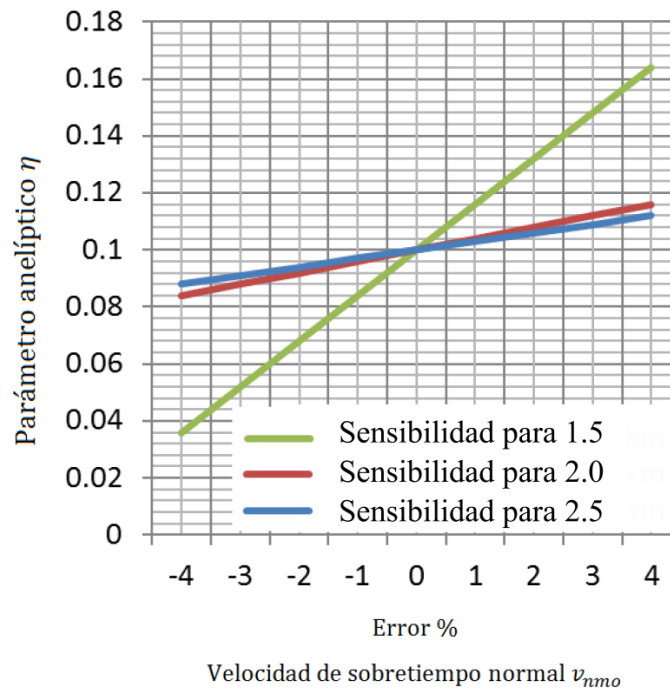


Figura 15. Sensibilidad del parámetro anelítico a los errores de estimación de la velocidad de sobretiempo normal v_{nmo} para cocientes $\frac{x}{z} = 1.5$ (línea verde), $\frac{x}{z} = 2.0$ (línea roja) y $\frac{x}{z} = 2.5$ (línea azul).

El método descrito arriba para la estimación de velocidad de sobretiempo normal v_{nmo} y parámetro anelítico η permite desarrollar una visión general del problema de la inversión no hiperbólica con datos de superficie. Enfoques más prácticos pueden encontrarse en Alkhalifah (1997), Cohen (1997), Grechka y Tsvankin (2002), y Tsvankin (2012).

La idea es que el parámetro anelítico η se obtiene de distancias fuente a receptor x mayores que la profundidad del reflector de interés z . La razón se debe a que sólo los tiempos de viaje grandes permiten la correcta inversión del sobretiempo normal no hiperbólico (ecuación 19), puesto que la no hiperbolicidad se manifiesta en grandes distancias fuente a receptor x . La estimación de η implica el registro de frecuencias bajas despreciando en general los efectos de la heterogeneidad lateral, satisfaciéndose así la teoría de los medios TI. El parámetro η es susceptible a los errores en la estimación de la velocidad de sobretiempo normal v_{nmo} , haciéndose más estable para cocientes de distancia fuente a receptor entre la profundidad del reflector de interés mayores que 1.5 (Figura 15).

Por último, la estimación de velocidad de sobretiempo normal v_{nmo} requiere de distancias fuente a receptor pequeñas comparadas con la profundidad del reflector de interés, y suele obtenerse por medio de los métodos de: a) análisis de semblanza biespectral (Taner y Koehler, 1969), b) hipérbola desplazada (Castle, 1994), y c) medición de la covarianza (Key y Smithson, 1990). El método c) es el más robusto aunque el menos utilizado. Key y Smithson (1990) demostraron que la determinación de la velocidad por medio de la medición de la covarianza es muy superior a la semblanza biespectral, puesto que los métodos basados en la correlación cruzada son incapaces de resolver eventos cercanos en tiempo y velocidad. El método b) presenta serios errores en su metodología,

puesto que no distingue ni diferencia las ideas de anisotropía y heterogeneidad. El método a) es el más utilizado, sin embargo, su algoritmo es impreciso y hace de la selección de velocidad de sobretiempo normal v_{nmo} un asunto a criterio del usuario, sin más elementos de juicio que la aproximación por tanteo.

2.2.2 Estimación de η con datos de perfiles sísmicos verticales con fuentes y receptores móviles (del tipo *walkaway*)

La estimación del parámetro anelítico η con datos de superficie requiere de los cocientes de apertura en el intervalo $1.5 < \frac{x}{z} < 2.5$. Sin embargo, aún para estas grandes aperturas la estimación de η es inestable debido a una pobre relación señal a ruido $\frac{S}{R}$, reflexiones múltiples e influencias de las amplitudes versus la distancia fuente a receptor (AVO, por sus siglas en inglés).

Las imágenes sísmicas en profundidad requieren información anisótropa por abajo y por arriba de la zona objetivo. Usualmente, una sola capa VTI efectiva se considera por arriba de la zona objetivo. Sin embargo, si el gradiente de velocidad vertical atribuible a la heterogeneidad es significativamente grande, la estimación de δ entrañará serios errores por la combinación de anisotropía y heterogeneidad vertical, existiendo efectos diferentes en la estimación del parámetro delta efectivo δ_{eff} .

Una forma de obtener el parámetro anelítico efectivo η es por medio de datos de onda P en perfiles sísmicos verticales con fuentes fijas y receptores móviles (del tipo *walkway*). Blais (2012), estima el parámetro η a través de múltiples con dos reflexiones: desde un reflector a la superficie libre e incidiendo en el receptor. La Figura 16 se muestra las

trayectorias de múltiples de doble reflexión: las líneas azules corresponden a múltiples generados por la superficie libre y el reflector $m - 1$; la línea roja corresponde a la superficie libre y el reflector m .

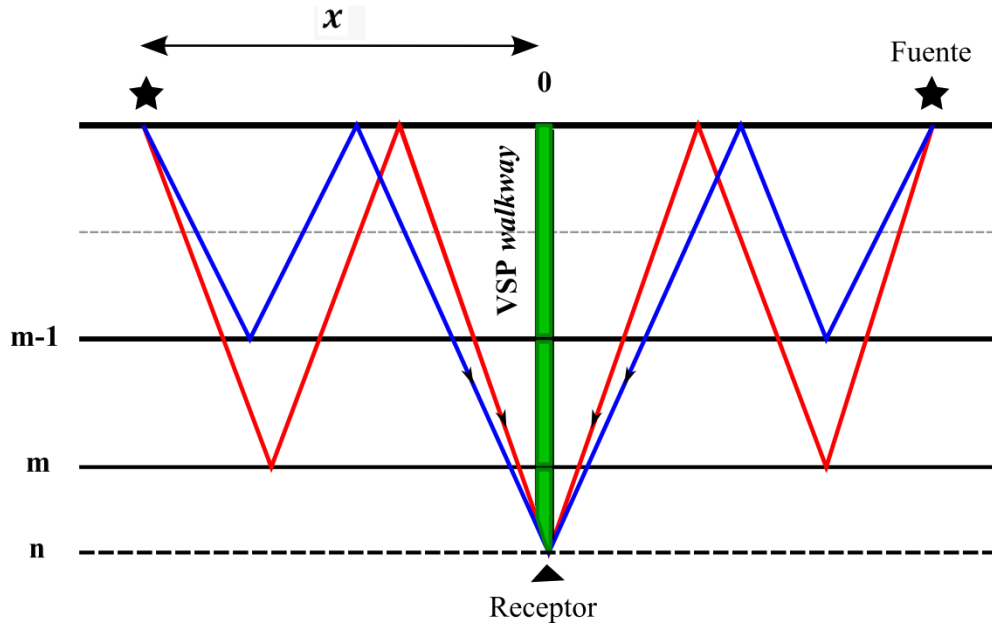


Figura 16. Esquema de la trayectoria de los rayos de reflexiones múltiples generadas por los reflectores m y $m - 1$ (modificado de Blías, 2012).

La estimación de los coeficientes t_0 , v_{nmo} y η , se hace por medio de la ecuación del tiempo de viaje no hiperbólico (ecuación 19):

$$t^2(x) = t_0^2 + \frac{x^2}{v_{nmo}^2} - \frac{2\eta x^4}{v_{nmo}^2 [t_0^2 v_{nmo}^2 + (1 + 2\eta)x^2]} ,$$

donde el parámetro η está directamente relacionado con la heterogeneidad vertical del medio S :

$$\eta = \frac{S - 1}{8} . \quad 23$$

Después de la selección de tiempos de viaje $t^2(x)$ en los registros de los perfiles sísmicos verticales (VSP, por sus siglas en inglés) *walkway*, los coeficientes t_0 , v_{nmo} y S pueden

estimarse por el método de cuadrados mínimos. Una estimación más estable se obtiene al realizar la inversión para cada uno de los receptores de la herramienta VSP promediando los resultados.

La Figura 17 muestra otra forma de obtener los parámetros anisótropos por medio de perfiles sísmicos verticales, donde a) los receptores son móviles y la fuente fija, y b) las fuentes son móviles y el receptor fijo. En la Figura 17a, la fuente permanece fija y los receptores son móviles. El objetivo de este arreglo es obtener datos que permitan estimar el parámetro anisótropo δ que controla la anisotropía en dirección vertical. En la Figura 17b, el receptor permanece fijo y las fuentes son móviles. El objetivo de este arreglo es obtener datos que permitan estimar el parámetro anisótropo ϵ que controla la anisotropía en dirección horizontal. Una vez adquiridos los datos, las lentitudes vertical y horizontal (velocidades inversas vertical y horizontal) son calculadas para cada par fuente-receptor, invirtiéndose las lentitudes y solucionando las ecuaciones de velocidades anisótropas de onda P y S en términos de los parámetros anisótropos ϵ y δ (Thomsen, 1986).

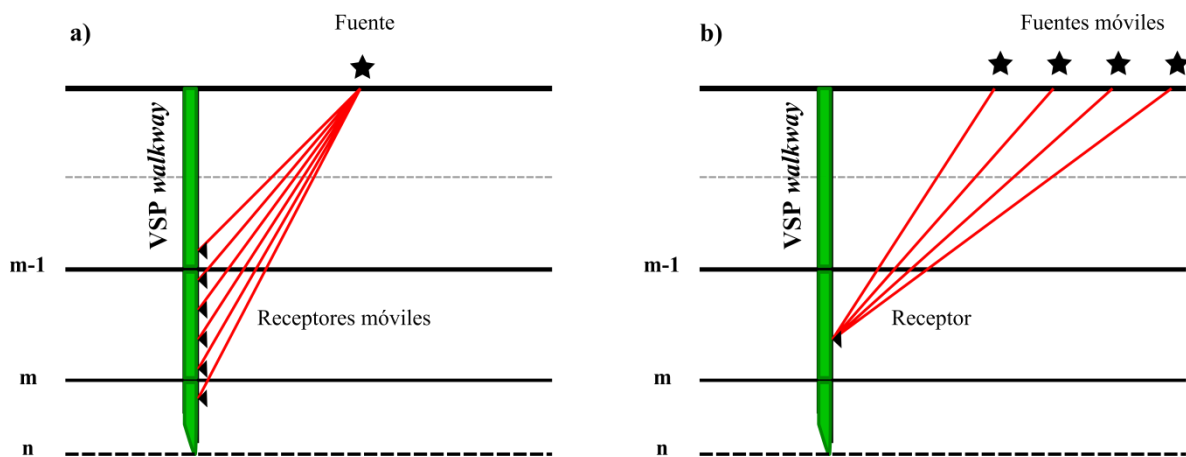


Figura 17. Esquema de la trayectoria de los rayos de múltiples reflexiones generados por los reflectores m y $m - 1$ (modificado de Wild, 2011).

Por último, el parámetro anelítico η no discrimina la heterogeneidad de la anisotropía y viceversa. Sin embargo, es factible un control de la distancia recorrida en la dirección horizontal y con ella un control del impacto de la heterogeneidad en η . La ventaja de los registros de campo de onda P en perfiles sísmicos verticales con fuentes y receptores móviles es, en términos prácticos, que el sobretiempo normal no hiperbólico de medios VTI de capas delgadas se debe principalmente a la anisotropía y no a la heterogeneidad lateral del medio, ya que la distancia lateral recorrida es mucho menor que la registrada en datos de superficie.

2.2.3 Estimación de parámetros anisótropos ε y δ

Los parámetros de Thomsen son una combinación de las constantes elásticas de rigidez c_{ij} , las cuales son independientes entre sí. Sin embargo, esta independencia no implica que su combinación también lo sea. La determinación de los parámetros anisótropos es un paso de suma importancia tanto en representación sísmica como en el procesamiento de datos, donde una mala determinación y por lo tanto combinación de las constantes elásticas de rigidez puede dar como resultado un medio físico irreal (Liu y Martinez, 2013).

Para medios VTI, la estimación de los parámetros anisótropos consiste en dar solución a las ecuaciones 10 y 12 estimando previamente las constantes elásticas de rigidez normalizadas con respecto a la densidad del medio. Las tres constantes elásticas de rigidez normalizadas tienen una interpretación simple en término de las mediciones de velocidad:

$$c_{11} = v_{px}^2$$

24

$$c_{33} = v_{pz}^2 \quad 25$$

$$c_{44} = v_{sx}^2 = v_{sz}^2 , \quad 26$$

donde v_{pz} es la velocidad vertical de onda P, v_{px} es la velocidad horizontal de onda P, y v_{sz} es la velocidad vertical de onda SV, la cual para medios VTI es igual a la velocidad horizontal de onda SV. La cuarta constante de rigidez normalizada, c_{13} , también posee unidades de velocidad al cuadrado, sin embargo, su significado físico no es fácil de interpretar (Fowler, 2002).

La velocidad de sobretiempo normal v_{nmo} de onda P permite definir la cuarta constante elástica de rigidez por medio de la relación (Fowler, 2002):

$$c_{13} = [(v_{pz}^2 - v_{sz}^2)(v_{nmo}^2 - v_{sn}^2)]^{\frac{1}{2}} - v_{sz}^2 , \quad 27$$

donde v_{sn} es la velocidad de sobretiempo normal de la onda SV.

Sustituyendo en las ecuaciones 10 y 12 las ecuaciones 24-27, se obtiene:

$$\varepsilon = \frac{v_{px}^2 - v_{pz}^2}{v_{pz}^2} \quad 28$$

$$\delta = \frac{v_{nmo}^2 - v_{pz}^2}{2v_{pz}^2} . \quad 29$$

En medios de isotropía transversal la velocidad de onda P horizontal siempre es mayor que la velocidad vertical $v_{px} > v_{pz}$, por lo que $\varepsilon > 0$. Cuando se cumple la desigualdad $v_{px} > v_{pz} > v_{nmo}$, el parámetro $\delta < 0$.

Es preciso mencionar que la velocidad de sobretiempo normal v_{nmo} es la velocidad estimada de distancias fuente a receptor cercanas mediante el análisis de la velocidad de

apilamiento, v_{pz} es la velocidad vertical medida de los registros de pozos y v_{px} es el componente horizontal de la velocidad, el cual no es común medir pero en principio puede calcularse por medio de experimentos de sismica entre pozos.

Los valores típicos de los parámetros de Thomsen ε y δ en cuencas sedimentarias de lutitas se hallan en el rango de $0.1 < \varepsilon < 0.3$ y $0.05 < \delta < 0.15$. Sin embargo, medios sedimentarios fracturados pueden inducir una relación de $v_{px} < v_{pz}$, y por consiguiente valores de $\delta < 0$. En ausencia de buenos datos de pozos pero en poder de un registro de distancia fuente a receptor confiable donde el sobretiempo normal no hiperbólico se deba claramente a la anisotropía del medio, se puede obtener una buena estimación de ε y δ por medio de la inversión del parámetro anelítico η . De forma inversa, cuando los datos de distancias fuente a receptor cercanas no muestran una respuesta claramente anisótropa, se puede estimar un buen valor de ε por medio de un buen control de los datos de pozos (Jones, 2010).

Nihei et al., (2011) explican una forma de calcular las constantes de rigidez de rocas ricas en arcillas provenientes de los primeros 2 km de profundidad mediante pruebas de laboratorio. Sin embargo, procedimientos de este tipo muchas de las veces no son operativos dadas las escalas de longitudes de onda en laboratorio que van de los 10^{-3} a 10^{-5} m a las sísmicas de 10^2 a 10^4 m (Grechka, 2009). Donde los parámetros anisótropos determinados en frecuencias ultrasónicas no corresponden a los determinados en frecuencias sísmicas (Levin et al., 1988). Parte de este problema puede verse en la discusión y réplica entre Levin y Thomsen (1988), siendo lo ideal estimar ε y δ sin necesidad de calcular las constantes de rigidez.

Cada una de las capas del subsuelo dadas sus características elásticas posee valores específicos de los parámetros anisótropos por lo que su valor varía de una capa a otra. Sin embargo, el valor estimado a través de los datos de superficie es un valor acumulado que depende del ángulo de propagación. El hecho de que el valor de los parámetros anisótropos dependa del ángulo hace aún más complicada la construcción de los modelos de velocidad que correspondan a la realidad geológica del subsuelo. En parte, el problema sobre la correcta estimación de los parámetros anisótropos se debe a la falta de un número suficiente de datos. Para estimar de manera confiable δ se requiere información de pozos, y para ε , se requieren datos provenientes de grandes distancias fuente a receptor (distancias aproximadamente dos veces la profundidad del reflector de interés).

En medios de isotropía transversal, un beneficio práctico de los parámetros de Thomsen ε y δ es que estos pueden ser estimados mediante una aproximación por medio de las mediciones de velocidad de onda P vertical y horizontal sin considerar la velocidad de sobretiempo normal v_{nmo} (Grech et al., 2001). La Figura 18 muestra parte de la formación Escolín, secuencia sedimentaria perteneciente a la Cuenca Tampico-Misantla, México, donde la velocidad de propagación de onda P rápida está dada en la dirección horizontal y la velocidad de propagación lenta en la dirección vertical. Los parámetros de anisotropía ε y δ están dados por:

$$\varepsilon = \frac{v_{90} - v_0}{v_0} \quad \mathbf{30}$$

$$\delta = 4 \left(\frac{v_{45}}{v_0} - 1 \right) - \left(\frac{v_{90}}{v_0} - 1 \right) \quad , \quad \mathbf{31}$$

donde v_{45} es la velocidad medida a un ángulo de 45° (Grech et al., 2001).

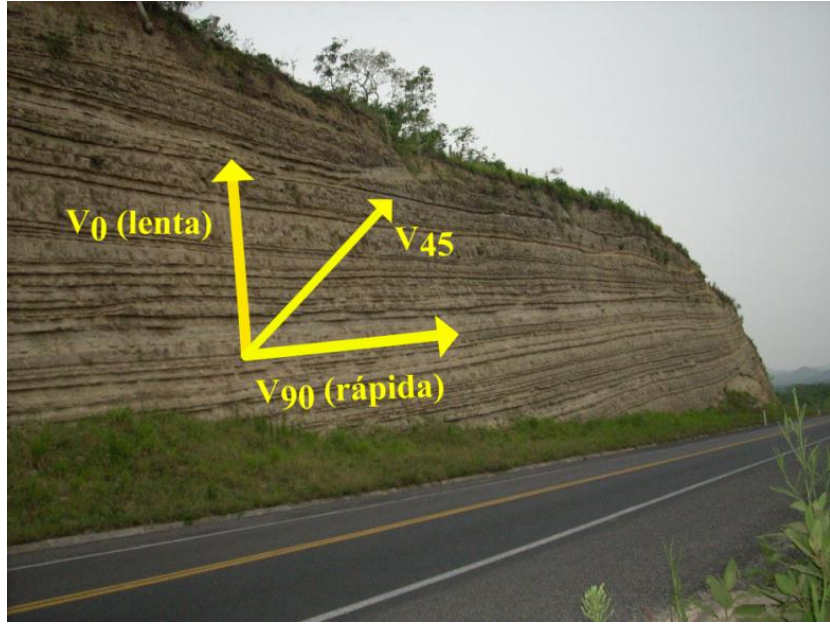


Figura 18. Formación Escalón. Secuencia sedimentaria perteneciente a la cuenca Tampico-Misantla, México. La velocidad de propagación de onda P rápida está en la dirección horizontal y la lenta en la dirección vertical. Los parámetros anisótropos ε y δ se pueden determinar obteniendo las velocidades de ondas P rápida, lenta y de 45° (Fotografía del autor).

Evidencia de datos de laboratorio y campo indican que la velocidad de onda P es mayor en el plano isótropo versus el plano de simetría, por tanto el parámetro anisótropo ε es positivo. Sin embargo, ε tiene directamente poca influencia en el procesamiento sísmico (Tsvankin, 2012).

A través de la ecuación 12 se puede establecer el intervalo de valores máximo y mínimo posibles para δ . El valor mínimo posible corresponde a $c_{13} = -c_{44}$

$$\delta_{\min} = -\frac{c_{33} - c_{44}}{2c_{33}} = -\frac{1}{2} \left(1 - \frac{V_{S_0}^2}{V_{P_0}^2} \right), \quad 32$$

y el valor máximo posible cuando $c_{13} = c_{33}$

$$\delta_{\max} = -\frac{(c_{33} + c_{44})^2 - (c_{33} - c_{44})^2}{2c_{33}(c_{33} - c_{44})} = -2 \left(\frac{V_{P_0}^2}{V_{S_0}^2} - 1 \right)^{-1}. \quad 33$$

Los parámetros ε y δ definen los modelos de velocidad anisótropa para la migración en tiempo y profundidad antes de apilar (PSTM y PSDM, por sus siglas en inglés). Su estimación requiere de la integración de información proveniente tanto de datos de superficie como de registros de pozos. En la ausencia de datos de pozos el valor de ε se estima mediante la exploración del rango de valores entre el máximo y mínimo posibles. Una vez fijo un valor de δ , se estima ε migrando n-veces hasta considerar la constante que mejor aplana los reflectores (Martínez, 2012). El criterio de juicio sobre la mejor selección de los parámetros anisótropos ε y δ se fundamenta en aquellos valores que generan la mejor imagen sísmica. Cuando se cuenta con información de pozos, la estimación aproximada de δ para cada cima geológica se hace a través de la ecuación:

$$\delta \approx \frac{Z_{\text{sísmica}} - Z_{\text{pozo}}}{Z_{\text{pozo}}} . \quad 34$$

Capítulo 3

Implicaciones en Representación Sísmica

Las principales implicaciones de la anisotropía en las imágenes sísmicas son:

- La velocidad de migración en medios VTI, que se obtiene generalmente del análisis de velocidad de sobretiempo normal, difiere de la velocidad vertical. Como consecuencia de ello se obtiene una imagen sísmica mal posicionada en profundidad,
- Si se usa la velocidad vertical verdadera para posicionar correctamente los horizontes en profundidad, la imagen generada será borrosa por la misma razón; la velocidad vertical es diferente de la velocidad de sobretiempo normal y por lo tanto el resultado es una imagen pobremente enfocada,
- Un frente de ondas anisótropo no sólo se desvía de una propagación esférica, sino también de una propagación elíptica, por lo que la migración isótropa no es capaz de representar los diferentes reflectores inclinados en la misma sección sísmica debido a que el enfoque de cada pendiente requiere diferentes velocidades isótropas.

La Figura 19 muestra cuatro imágenes sísmicas migradas en profundidad antes de apilar en profundidad (PSDM, por sus siglas en inglés) de datos sintéticos 2D generadas con un código anisótropo en diferencias finitas (Grechka, 2009) y se les compara en una porción del modelo que contiene una falla inclinada. a) Representa el modelo anisótropo exacto, b) el modelo anisótropo estimado con datos de superficie, c) el modelo isótropo por procesamiento convencional, y d) el modelo isótropo con velocidad vertical verdadera. Las

Figuras 19a y 19b son de la misma calidad con excepción de un menor enfoque en el plano de falla a causa de la incapacidad para reconstruir los detalles finos debido a las variaciones de velocidad. La Figura 19a contiene un evento múltiple (flecha negra) parcialmente atenuado. Las principales diferencias entre las Figuras 19a y 19b son el cambio en las profundidades de los reflectores (flechas blancas). Como los datos de superficie no son capaces de proporcionar la velocidad vertical verdadera, la velocidad de sobretiempo fue utilizada en su lugar para la migración anisótropa. Este hecho genera en la imagen un error en la escala vertical llevando todos los horizontes a una mayor profundidad. El modelo de velocidad isótropa utilizado en la Figura 19c se obtuvo del análisis de semblanza sin considerar ruido alguno. Comparando los horizontes con los de la Figura 19a, se tiene un mal posicionamiento en las profundidades a pesar de una buena calidad de la imagen. La Figura 19d fue migrada con la velocidad vertical verdadera, la cual generalmente se obtiene a través de registros de pozos o bien por comprobación de tiro. La imagen presenta un correcto posicionamiento en las profundidades de los reflectores (líneas blancas). Sin embargo, la calidad de la imagen es considerablemente mala comparada con las Figuras 19a – 19c. La diferencia entre la velocidad vertical verdadera y la velocidad de sobretiempo origina un mal posicionamiento de los reflectores a lo largo de toda la sección. Sin embargo, la velocidad para los reflectores inclinados depende de la velocidad de sobretiempo, por lo que el mal posicionamiento del plano de falla causa una intersección con los reflectores horizontales (circunferencias en blanco) de la Figura 19d.

El error entre las profundidades de los horizontes sísmicos y los registrados por los pozos se debe, en muchos casos, a las diferencias entre las velocidades verticales y de

sobretiempo, considerándose comúnmente a la anisotropía como causa de ello (Martínez, 2003).

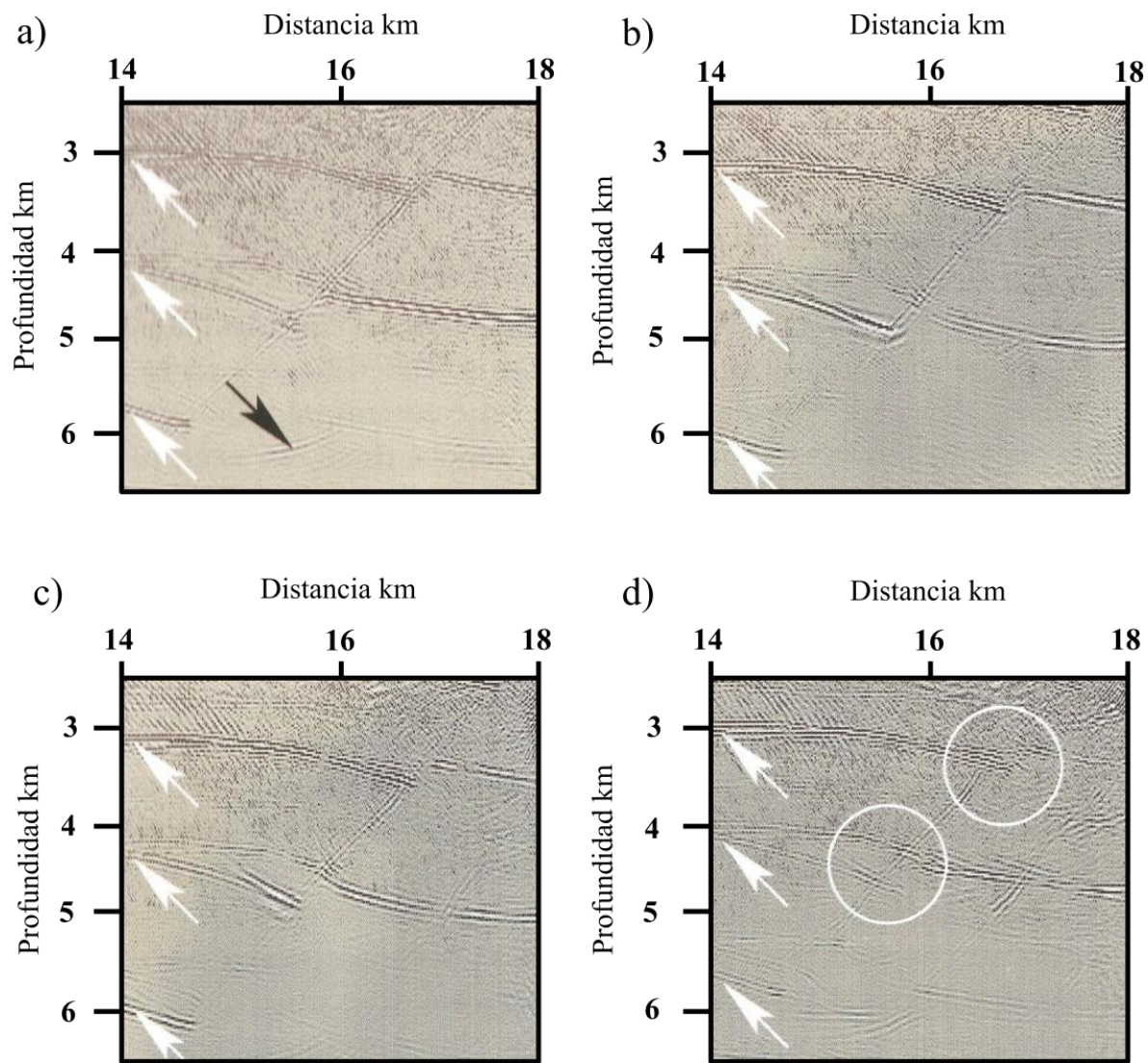


Figura 19. Secciones anisótropa e isotrópicas migradas en profundidad. Imagen **a)** modelo anisótropo exacto, **b)** modelo con datos de superficie, **c)** modelo isotrópico con procesamiento convencional, y **d)** modelo isotrópico con velocidad vertical verdadera (tomado de Grechka, 2009).

Un problema serio en representación sísmica es la conversión de imágenes sísmicas en tiempo a profundidad. Normalmente, se convierten los datos sísmicos de reflexión en

tiempo a profundidad mediante velocidades sísmicas promedio corregidas por un factor obtenido de la relación de las velocidades medidas en pozos y las estimadas por el procesamiento convencional de datos sísmicos. Esta metodología sólo es válida si las capas geológicas cumplen con ser horizontales y la velocidad de propagación constante (medio isótropo homogéneo), hecho que no corresponde con la realidad del subsuelo, por lo que la estimación de las profundidades mediante datos de superficie y datos de registro de pozos no se ajustan.

Por ejemplo, la Figura 20a es un modelo sintético de un domo salino donde la primera capa (en color verde) es anisótropa y las tres restantes isótropas. El parámetro anelítico de la capa anisótropa es $\eta = 0.094$. La Figura 20b muestra la sección sísmica PSDM considerando que las cuatro capas son isótropas ($\eta = 0$), donde las líneas en color rojo muestran los horizontes reales de los contactos geológicos del modelo. La Figura 20 muestra el efecto anisótropo que una sola capa puede inducir, así como los errores en las profundidades si este efecto no se considera en la imagen sísmica.

Los datos anisótropos son complicados de estimar (Grechka, 1998), por lo que se ignora frecuentemente su efecto en la construcción de modelos de velocidad para datos de superficie adquiridos en distancias fuente a receptor x pequeñas. Sin embargo, el efecto anisótropo se halla presente, siendo esta una de las razones por la que los horizontes no coinciden con los registrados mediante pozos.

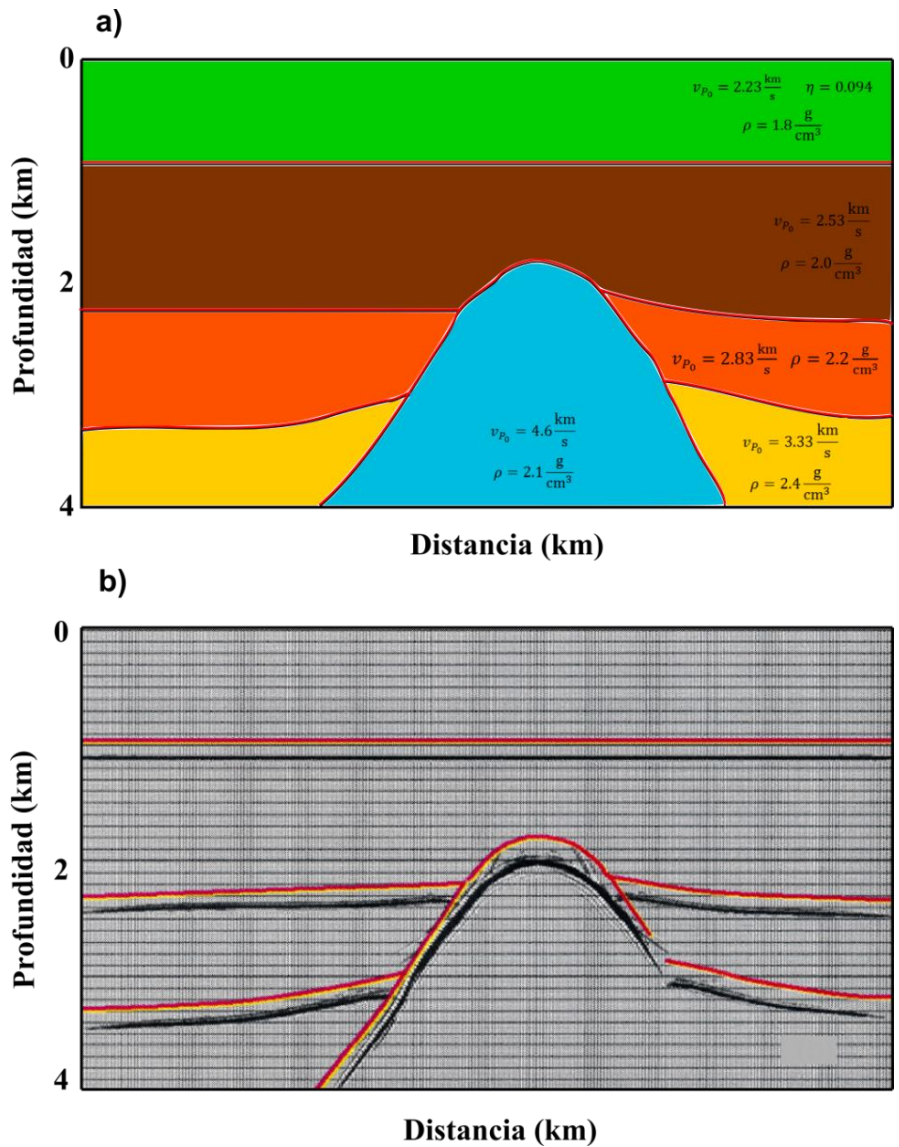


Figura 20. Ejemplo sintético. **a)** Modelo de domo salino donde sólo la primera capa es anisótropa ($\eta = 0.094$), **b)** migración de Kirchhoff en profundidad, antes de apilar, considerando todas las capas isotropas. Las líneas rojas indican los horizontes verdaderos (modificado de Martínez, 2003).

Gran parte de los yacimientos petrolíferos del Golfo de México se ubican abajo o en las proximidades de los domos salinos, los cuales frecuentemente se suponen estructuras homogéneas y de velocidad constante, sin embargo, estas consideraciones resultan demasiado simples impactando de forma negativa en representación sísmica.

Landro et al., (2011) pone de manifiesto los impactos de estas simplificaciones en las imágenes sísmicas. Considera una secuencia estratigráfica heterogénea que cumple con la teoría de longitud de onda λ larga (medio efectivo) compuesta de arcilla ($v_p = 2500 \frac{m}{s}$, $\rho = 2300 \frac{km}{m^3}$) y halita ($v_p = 4500 \frac{m}{s}$, $\rho = 2100 \frac{km}{m^3}$), donde κ denota el cociente del grosor neto (espesor de la arcilla dividido entre el espesor de la halita y arcilla), expresado como una fracción entre cero y uno. La Figura 21a muestra la relación entre la velocidad horizontal $v_{P_{hor}}$ y la velocidad vertical $v_{P_{ver}}$ versus el grosor neto κ . El efecto anisótropo es máximo en el contacto halita–arcilla. La Figura 21b muestra los parámetros anisótropos ϵ , δ y su diferencia ($\epsilon - \delta$) como funciones del grosor neto κ . La Figura 21c muestra la velocidad de onda P como función del ángulo de propagación θ (ecuación 5) suponiendo un 10% de arcilla en la halita.

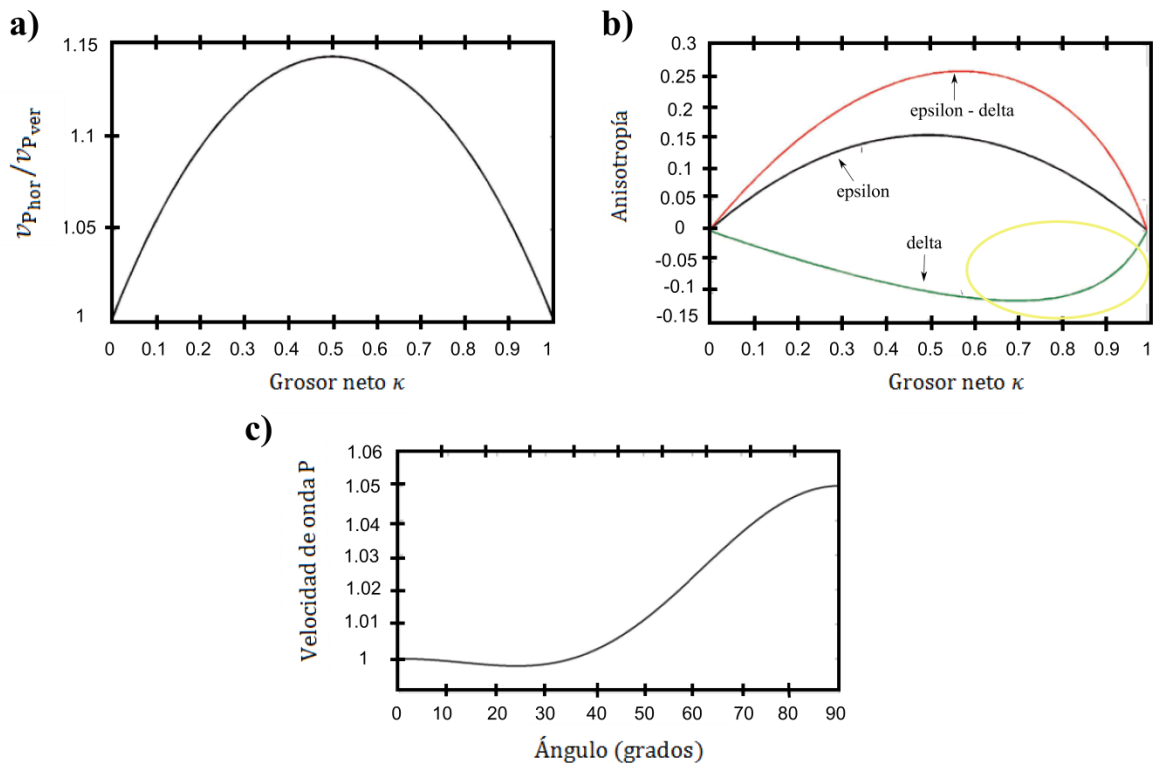


Figura 21. Parámetros anisótropos **a)** y **b)**, y su efecto **c)** en la velocidad de onda P en un medio periódico halita–arcilla (tomado de Landro et al., 2011).

La discusión de las implicaciones en representación sísmica de la Figura 21 parte del hecho de que una distribución heterogénea de arcilla y halita ($\kappa = 1$) genera una respuesta equivalente a un medio de halita, es decir, una respuesta isótropa $\varepsilon - \delta = 0$ (Figura 21b). El parámetro δ , el cual controla la anisotropía en la dirección vertical, no es sencillo de estimar (línea en color verde), ya que su gradiente para altas concentraciones de arcilla cambia rápidamente (óvalo en color amarillo). La Figura 21c pone de manifiesto que incluso cuando la anisotropía es débil, esta no se puede despreciar. Considerando tan sólo un 10% de arcilla en la halita, la diferencia de la velocidad de onda P en la vertical y horizontal es del 5%.

Cuando la variación de velocidad lateral de las capas es significativa, las técnicas de estimación anisótropas en el dominio del tiempo fallan, por lo que una estimación en el dominio de la profundidad da mejores resultados variando lateralmente el parámetro η (Tsvankin et al., 2010). La representación en profundidad suele facilitar la interpretación estructural de los reflectores más profundos al eliminar las inclinaciones falsas logrando un mejor enfoque. Un ejemplo lo vemos en las Figuras 22a y 22b que parten de los modelos de velocidad de onda P (Figura 23a), ángulo de propagación (Figura 23b), ε (Figura 23c) y δ (Figura 23d). La Figura 22a se ha migrado en tiempo reverso (RTM, por sus siglas en inglés) con anisotropía VTI y presenta una menor calidad con respecto de la Figura 22b migrada en tiempo reverso con anisotropía TTI. Las diferencias entre las Figuras 22a y 22b se debe a la variación lateral de velocidad que la migración VTI no toma en cuenta, siendo incapaz de ubicar y enfocar los reflectores inclinados con respecto de la migración TTI que sí considera la variación lateral de velocidad. Nótese que el cambio lateral de velocidad se debe a la inclinación de los reflectores dada la geología estructural de la sección. Estas

imágenes son resultado de los esfuerzos del consorcio académico de investigación, Centro para la Representación del Subsuelo y Modelado de Fluidos (CSIM, por sus siglas en inglés) de la Universidad de Ciencia y Tecnología del Rey Abdullah (KAUST, por sus siglas en inglés) por enfatizar las imágenes sísmicas migradas en tiempo reverso (RTM, por sus siglas en inglés), desacoplando la ecuación de onda P tanto para medios VTI como TTI (Zhan et al., 2012).

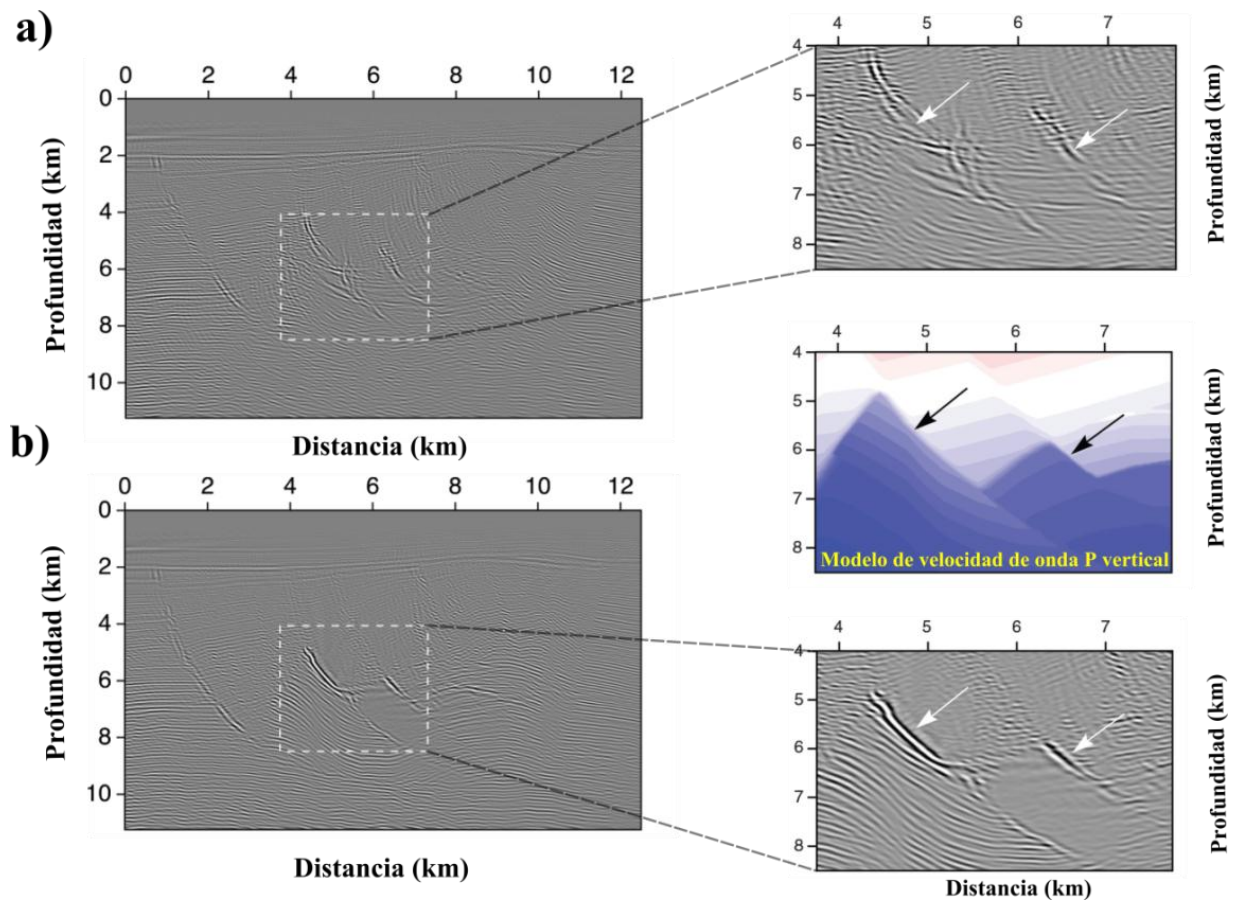


Figura 22. Comparación de **a)** VTI RTM y **b)** TTI RTM (tomado de Zhan et al., 2012).

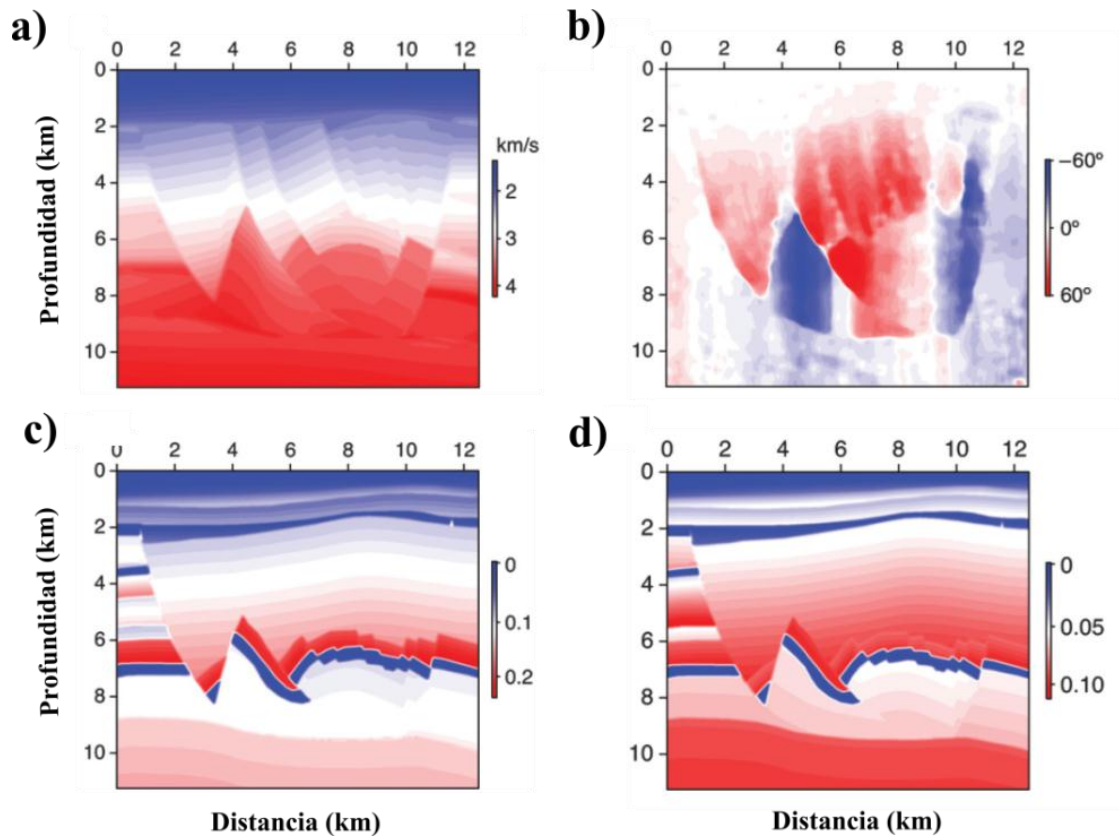


Figura 23. Modelo **a)** velocidad de onda P vertical v_{P_0} , **b)** ángulo de propagación θ , **c)** parámetro ϵ , **d)** parámetro δ (tomado de Zhan et al., 2012).

La correcta estimación de los parámetros anisótropos ϵ y δ en el dominio de la profundidad, así como del parámetro anelítico η en el dominio del tiempo, conlleva la mayor implicación en representación sísmica así como en el procesamiento de los datos ya que sin la correcta determinación de los parámetros anisótropos todo esfuerzo para mejorar las imágenes sísmicas está destinado al fracaso. Durante la última década, el poder de cómputo ha hecho factible la generación de imágenes sísmicas anisótropas, sin embargo, la verdadera utilidad de la anisotropía en la industria petrolera depende de lograr una correcta aproximación a la realidad geológica del subsuelo. Es por ello, que toda discusión sobre la

anisotropía sísmica debe tener como tema central la factibilidad de la estimación de los parámetros anisótropos. El problema de la estimación de los parámetros anisótropos, en parte, se debe a la falta de un número suficiente de datos. El parámetro δ requiere de un buen control en los datos de pozos, y la estimación de ε , requiere de datos de superficie provenientes de grandes distancias fuente a receptor.

La anisotropía sísmica no implica por sí misma una mejor imagen. Por ejemplo, rocas fracturadas en todas las direcciones producen un efecto isótropo, o bien, la correcta estimación del gradiente de la velocidad debido a la compactación puede eliminar una supuesta respuesta anisótropa del medio. Sin embargo, debido a la ausencia en muchas zonas de datos de registros de pozos, el desarrollo de flujos de trabajo anisótropos requiere de esfuerzos serios para lograr la estimación de los parámetros anisótropos a través de datos sísmicos de superficie.

Capítulo 4

Conclusiones

- La anisotropía sísmica es un efecto de la propagación de las ondas sísmicas, consecuencia de la heterogeneidad ordenada en una pequeña escala.
- La isotropía transversal considera un modelo geológico plausible, que bajo ciertas condiciones satisface la teoría de longitud de onda larga (medio efectivo).
- La estratificación rítmica produce una secuencia heterogénea, la cual induce dispersión, anisotropía, o ambas, dependiendo de la longitud de onda λ predominante y el espesor l de las capas sedimentarias.
- En medios VTI la estimación del parámetro anisótropo anelítico η es complicada ya que es sensible a errores en la velocidad de sobretiempo normal. El parámetro η controla el enfoque de la energía en la migración en tiempo antes de apilar.
- En el dominio de la profundidad, el parámetro δ controla la anisotropía en la dirección vertical y el parámetro ε en la dirección horizontal. La estimación de δ requiere de datos de pozos, y la estimación de ε , requiere de datos de superficie provenientes de grandes distancias fuente a receptor.
- Existen dos implicaciones importantes en la formación de imágenes debido a la anisotropía VTI: 1) un mal enfoque debido a grandes distancias fuente a receptor y 2) los horizontes estratigráficos de la sísmica no ajustan con los indicados por los registros de pozos.

- Un requisito básico para lograr estimar el modelo anisótropo del subsuelo es registrar tiempos de viaje para un amplio intervalo de ángulos de propagación. El sólo registro de datos de superficie es insuficiente para lograr una estimación anisótropa no ambigua. Se requiere información de registros de pozos.
- La migración anisótropa produce en general, secciones sísmicas con un mejor enfoque y posicionamiento de los reflectores para un amplio número de inclinaciones así como en los flacos de los domos salinos. En áreas de geología, compleja la migración en profundidad antes de apilar proporciona mejores resultados. La clave para ello: el grado de la anisotropía y el sistema de simetría.
- En la práctica, resultado de la interacción del autor con personal de Petróleos Mexicanos y empresas de servicios, muchas de las suposiciones anisótropas del subsuelo tienden a trivializarse. La anisotropía sísmica es un problema multidimensional y los esfuerzos por una mejor imagen del subsuelo requieren un enfoque y quehacer multidisciplinario.

AGRADECIMIENTOS

Para Sergio Chávez, por el apoyo brindado, críticas y sugerencias en la realización de este trabajo, así como a lo largo de mi formación profesional. Reconozco y encomio su profundo interés y quehacer en la formación de ciudadanos librepensadores.

Para la Gerencia de Estudios Geofísicos de PEMEX Exploración y Producción, y al Instituto Mexicano del Petróleo, por el financiamiento para la realización de este trabajo.

Para Mayra Cuellar y Mario Centeno, por el apoyo, opiniones, sugerencias, revisión y comentarios.

Para Estela Victoria, mi madre, por su apoyo sin miramiento. Por los atardeceres veraniegos y los cuentos estivales. Por su amor inconmensurable y por todo lo bueno que en mí coexiste.

Para Benito Juárez, mi padre, por las letras y principios. Por mostrarme que *es puerta de luz un libro abierto*, y que con dignidad, justicia, honestidad, creatividad, dedicación, perseverancia, tolerancia y cortesía, no seré, *cuando crecido, ni el juguete vulgar de las pasiones, ni el esclavo servil de los tiranos*.

Para Pablo Benito y Alan Felipe, mis hermanos, por la amistad, solidaridad y cariño. Por la filosofía y la historia, por ser mis iguales y mis referentes.

Para mi tía Felicitas, por sembrar el pensamiento crítico y racional en mi persona. Por su apoyo incondicional y por ser una madre para mí.

Para Miriam López, mi nube, por el cariño, amistad y confianza. Por saber estar y compartir.

Para mis amigos, por la fraternidad, afecto, tertulia y consejo. Por la humildad y humanidad que los distingue. Por complementar con su presencia y ausencia, los intersticios de mí vida.

Para la Universidad Nacional Autónoma de México, por ser cantera de hombres y mujeres ilustres. Por las letras, ciencia y técnica. Por darme para vivir como hombre de mi tiempo. Por el cobijo y la forja en mis años de juventud.

Para Rojas de Cuauhtémoc, Oaxaca, por ser mí cuna, el eje vector de mí vida. Por sus cielos planetarios y mostrarme el orden aparente de las cosas.

Para México, por ser patria y quid de mí ser. Por su gente, caminos, montañas, campos, ríos, bosques, puertos y mares.

REFERENCIAS

Alkhalifah, T. (1997). Velocity analysis using nonhyperbolic moveout in transversely isotropic media. *Geophysics*, **62**, 1839-1854.

Blias, E. (2012). Interval anisotropic parameter estimation from walkaway vertical seismic profiling data. *Geophysical Prospecting*, **60**, 1054-1067.

Castle, R. (1994). A theory of normal moveout. *Geophysics*, **59**, 983-999.

Cohen, J. (1997). Analytic study of the effective parameters for determination of the NMO velocity function in transversely isotropic media. *Geophysics*, **62**, 1855-1866.

Fomel, S. y Grechka, V. (2001). Nonhyperbolic reflection moveout of P-waves: an overview and comparison of reason. *Colorado School of Mines, Center for Wave Phenomena, Project Review*, 127-138.

Fowler, P. J. (2002). Practical VTI approximations: A Systematic anatomy. Presented at Tenth International Workshop on Seismic Anisotropy.

Grech, G., Cheadle, S. y Lawton, D. (2001). Integrating borehole information and surface seismic for velocity anisotropy analysis and depth imaging. *The Leading Edge*, **20**, 519-523.

Grechka, V. (1998). Transverse isotropy versus lateral heterogeneity in the inversión of P-wave reflection traveltime. *Geophysics*, **63**, 204-212.

Grechka, V. y Tsvankin, I. (1998). Feasibility of nonhyperbolic moveout inversion in transversely isotropic media. *Geophysics*, **63**, 957-969.

Grechka, V. y Tsvankin, I. (2002). Processing-induced anisotropy. *Geophysics*, **67**, 1920-1928.

Grechka, V. (2009). *Applications of Seismic Anisotropy in the Oil and Gas Industry*. EAGE Publications bv.

- Helbig, K. (1984). Anisotropy and dispersion in periodically layered media. *Geophysics*, **49**, 364-373.
- Helbig, K. (2009). Anisotropy and dispersion – Two sides of coin. *Geophysics*, **74**, WA15-WA23.
- Isaac, J. y Lawton, D. (2002). Practical inversion of anisotropy parameters from surface P-wave seismic data. Canadian Society of Exploration Geophysicists, 2002.
- Ikelle, L.T. y Amundsen, L. (2005). *Introduction to Petroleum Seismology*. Society of Exploration Geophysicists, Investigations in Geophysics 12.
- Jones, I. (2010). *An Introduction to: Velocity Model Building*. EAGE Publications bv.
- Key, S. y Smithson S. (1990). New approach to seismic-reflection event detection and velocity determination. *Geophysics*, **55**, 1057-1069.
- Landro, M., Puigdefabregas, C. y Arntsen, B. (2011). Anisotropy in the salt outcrop at Cardona, Catalonia–implications for seismic imaging. *First Break*, **29** (8), 117-124.
- Levin, F. y Thomsen, L. (1988). Weak elastic anisotropy; discussion and reply. *Geophysics*, **53**, 558-560.
- Liner, C. L. (2004). *Elements of 3D Seismology*. PennWell.
- Liu, E. y Martinez, A. (2013). *Seismic Fracture Characterization: Concepts and Practical Applications*. EAGE Publications bv.
- Martínez, R. D. (2003). Why do the wells not tie seismic data in depth? *Boletín de la Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración, A.C.*, **43** (4), 23-40.
- Martínez, R. D. (2012). La anisotropía en las velocidades sísmicas y su impacto en las imágenes sísmicas en profundidad: Taller técnico para personal de Pemex Exploración y Producción.
- Mukerji, T., Mavko, G., Mujica, D., y Lucet, N. (1995). Scale-dependent seismic velocity in heterogeneous media. *Geophysics*, **60**, 1222-1233.

- Nihei, K., Nakagawa, S., Reverdy, F., Myer, L., Duranti, L. y Ball, G. (2011). Phased array compaction cell for measurement of the transversely isotropic elastic properties of compacting sediments. *Geophysics*, **76**, WA113-WA123.
- Postma, G. W. (1955). Wave propagation in a stratified medium. *Geophysics*, **20**, 780-806.
- Sheriff, R. E. (2002). *Encyclopedic Dictionary of Applied Geophysics*. Geophysical References Series 13. Society of Exploration Geophysicists.
- Taner, M. T. y Koehler, F. (1969). Velocity spectra—digital computer derivation and applications of velocity functions. *Geophysics*, **34**, 859-881.
- Thomsen, L. (1986). Weak elastic anisotropy. *Geophysics*, **51**, 1954-1966.
- Thomsen, L. (2002). *Understanding Seismic Anisotropy in Exploration and Exploitation*. SEG–EAGE Distinguished Instructor Serie 5. Society of Exploration Geophysicists.
- Tsvankin, I., Gaiser, J., Grechka, V., van der Baan, M. y Thomsen, L. (2010). Seismic anisotropy in exploration and reservoir characterization: An overview. *Geophysics*, **75**, 75A15-75A29.
- Tsvankin, I. (1996). P-wave signatures and notation for transversely isotropic media: An overview. *Geophysics*, **61**, 467-483.
- Tsvankin, I. y Thomsen, L. (1994). Nonhyperbolic reflection moveout in anisotropic media. *Geophysics*, **59**, 1290-1304.
- Tsvankin, I. (2012). *Seismic Signatures and Analysis of Reflection Data in Anisotropic Media*. Geophysical References Series 19. Society of Exploration Geophysicists.
- Uhrig, L. F. y Van Melle, F. A. (1955). Velocity anisotropy in stratified media. *Geophysics*, **20**, 774-779.
- Upadhyay, S. K. (2004). *Seismic Reflection Processing: With Special Reference to Anisotropy*. Springer.

Ursin, B. y Stovas, A. (2006). Traveltime approximations for a layered transversely isotropic medium. *Geophysics*, **71**, D23-D33.

Wild, P. (2011). Practical applications of seismic anisotropy. *First Break*, **29** (5), 117-124.

Winterstein, D.F. (1990). Velocity anisotropy terminology for geophysicists. *Geophysics*, **55**, 1070-1088.

Yilmaz, Ö. (2001). *Seismic Data Analysis*. Society of Exploration Geophysics.

Zhan, G., Pestana, C., y Stoffa, P. (2012). Decoupled equations for reverse time migration in tilted transversely isotropic media. *Geophysics*, **77**, T32-T45.