

Boletín

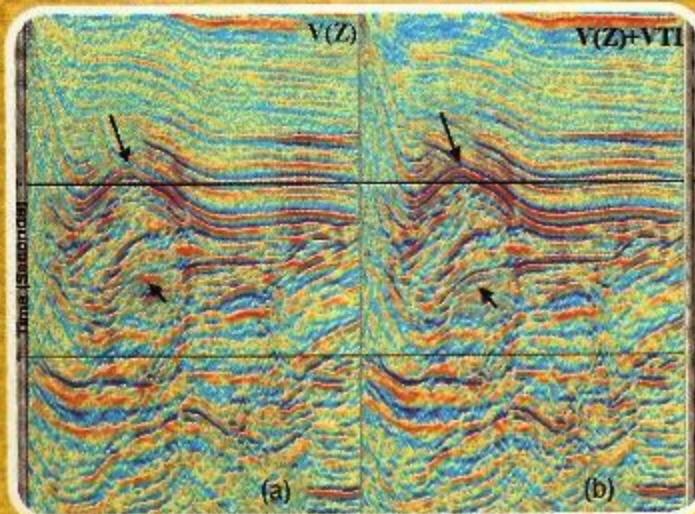
Vol. 43 No. 4 Octubre - Diciembre 2003



Asociación Mexicana de
Geofísicos de Exploración, A.C.

- *¿Porqué los pozos no amarran los datos sísmicos en profundidad?*

- *Dr. Rubén Darío Martínez M.*





Asociación Mexicana de
Geofísicos de Exploración, A.C.



Avances en Geofísica
para la Tecnología Integrada

II Congreso Internacional de Geociencias para la Industria Petrolera

II International Congress of Geosciences
for the Oil Industry

XII Simposio
de Geofísica y Exposición
XII Symposium of Geophysics
and Exhibition

Mérida, Yucatán; México

4 al 7 de Septiembre del 2005



sociación Mexicana de
geólogos Petroleros, A.C.



Society of Exploration
Geophysicists



ASOCIACION MEXICANA DE GEOFISICOS DE EXPLORACION

(Miembro de la UMAI)

CONSEJO DIRECTIVO 2003-2004

Ing. Arturo Pérez Aldana

Presidente

M. en C. Rodolfo Marines Campos

Vicepresidente

Ing. Javier Núñez Ariza

Secretario

Ing. Antonio Moreno Garibay

Prosecretario

Ing. Patricia Oceguera Serrano

Tesorera

Ing. Roboam León Sánchez

Editor

M. en I. Efraín Méndez Hernández

Coord. de Eventos Técnicos

Ing. Quintín Cárdenas Jammet

Coord. de Imagen y Difusión

Ing. Juan Rivera Jácome

Coord. de Jubilados

Ing. Gustavo Farrera

Enlace con el Sector Industrial

Ing. Marco A. Vázquez García

Enlace con las Universidades

Ing. Otilio Hernández Sánchez

Editor de la Página Web

CONSEJO DE HONOR Y JUSTICIA

M. en C. Rubén Rocha De la Vega Dr. Guillermo A. Pérez Cruz

Ing. César Navarro Tafolla

PRESIDENTES DELEGACIONALES

Ing. Marco A. Gheno Juárez
Cd. del Carmen Camp.

Ing. Patricia Oceguera Serrano
Cd. de México

Ing. José Gpe. González Zúñiga
Coatzacoalcos Ver.

Dr. Luis Canales
Houston, Tex.

Ing. J. Jesús Arredondo Fragoso
Morelia, Mich.

Ing. Juan Carlos Escamilla Garfias
Poza Rica, Ver.

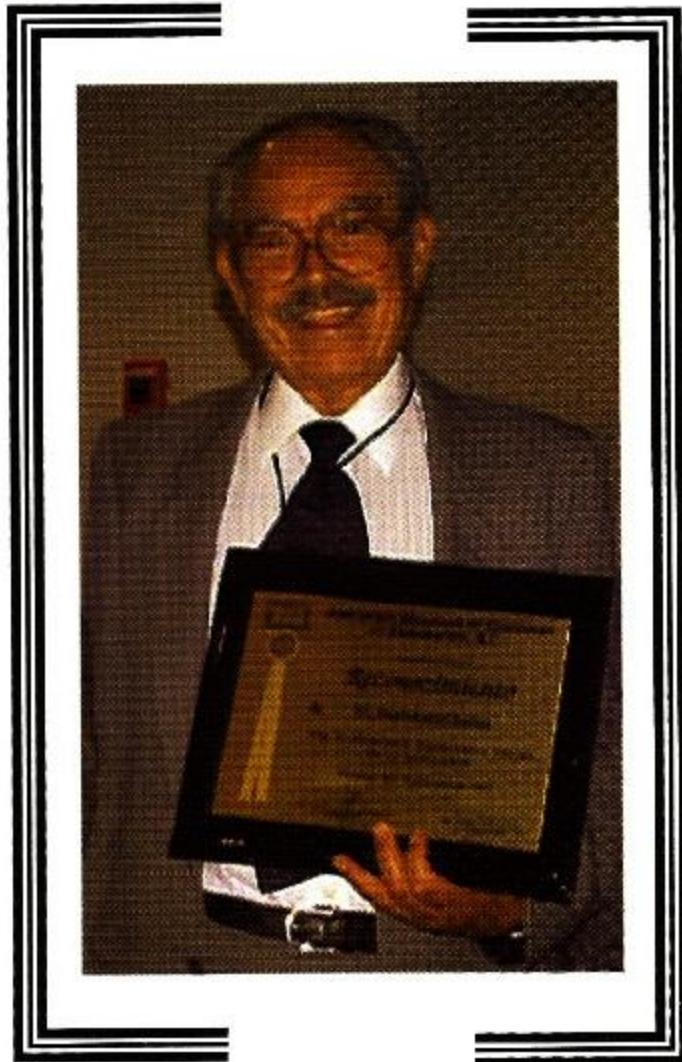
Ing. Víctor Hugo de la Rosa Rivas
Reynosa, Tamps.

José C. Cámara Alfaro
Tampico Tamps.

Ing. Carlos Flores Romero
Veracruz Ver.

M. en I. Efraín Méndez Hernández
Villahermosa, Tab.

In Memoriam



*Ingeniero
Andrés Ramírez Barrera*



In Memoriam

Este artículo está dedicado a la memoria del Ingeniero Andrés Ramírez Barrera quien falleció en Octubre del 2003. El Ing. Ramírez fue un pionero de la geofísica en México. Egresado del Instituto Politécnico Nacional y de la Colorado School of Mines en Estados Unidos. Siempre se caracterizó por ser un geofísico honesto, trabajador y con un gusto especial por las nuevas tecnologías en geofísica. Después de trabajar por un corto tiempo para Petróleos Mexicanos siguió su carrera profesional con la compañía Geophysical Service Incorporated (GSI). En esa empresa llegó a ser gerente general en México, después de ocupar varios cargos donde se desempeñó como geofísico. En la misma época, la GSI desarrollaba proyectos como contratista para PEMEX, y el Ing. Ramírez siendo gerente cuando GSI introdujo en México el método sismológico tridimensional, mejor conocido como 3D, en la Sonda de Campeche. Posteriormente y por muchos años más, el Ing. Ramírez continuó trabajando para GSI que después fue adquirida por la compañía Halliburton. El Ing. Ramírez se jubiló de Halliburton. La virtud más grande del Ing. Ramírez fue la de creer en la gente joven; en geofísicos jóvenes mexicanos apenas egresados de la escuela. Me enorgullece de ser uno de ellos. El Ing. Ramírez me entrenó en la práctica de la geofísica (adquisición, procesado e interpretación de datos). Hubo otros jóvenes mexicanos entrenados por el Ing. Ramírez que hoy en día son líderes en la geofísica en México y en el extranjero.

Este trabajo está dedicado a la memoria de ésta personalidad del mundo de la geofísica mexicana.

In Memoriam

This paper is dedicated to the memory of Andrés Ramírez Barrera, who died in October 2003. Mr. Ramírez was a pioneer of the Mexican geophysics. He graduated from the Instituto Politécnico Nacional and the Colorado School of Mines in the United States. He was known to be a truthful geophysicist, hard-working and with a special interest in new geophysical technologies. After working for a short period of time for Petróleos Mexicanos, he continued his professional career with Geophysical Service Incorporated (GSI). He became the general manager in Mexico after holding several positions where he worked as a geophysicist. At the same time, GSI was performing projects as a contractor for PEMEX and Mr. Ramírez, as the general manager, introduced in Mexico the three dimensional seismic method, better known as 3D, in the Campeche Bay. Subsequently and for many more years, Mr. Ramírez continued working for GSI which was later acquired by Halliburton. Mr. Ramírez retired from Halliburton. The greatest virtue of Mr. Ramírez was to have faith in young people; in young Mexican geophysicists recently graduated from university. I am proud to be one of them. Mr. Ramírez trained me in the practice of geophysics (data acquisition, processing and interpretation). There were other Mexican young geophysicists also trained by Mr. Ramírez who are at the present time leaders in the geophysical industry in Mexico and abroad.

This work is dedicated to the memory of this personality of the Mexican geophysics

¿Porqué los pozos no amarran los datos sísmicos en profundidad?

Rubén Darío Martínez M.
PGS Marine Geophysical

Resumen

El efecto de la anisotropía en las velocidades sísmicas, y en particular el efecto de la isotropía transversal con eje vertical simétrico(IVT), es el responsable de que los datos sísmicos convertidos a profundidad y las profundidades medidas en los pozos profundos en los diferentes niveles geológicos no amarren. Para lograr amarrar los datos sísmicos y los datos de los pozos, es necesario estimar los parámetros que describen un medio ITV y posteriormente construir la imagen del subsuelo en profundidad que proporcione un amarre con un margen de error mínimo. Este resultado óptimo se logra mediante la implementación de una estrategia de procesamiento de los datos sísmicos que permite estimar los parámetros de la ITV en forma iterativa empleando la migración anisotrópica en tiempo y profundidad de los datos sísmicos antes de apilar y la información de los pozos.

Los resultados obtenidos empleando los datos sísmicos y de pozo con la estrategia de procesamiento propuesta son óptimos, puesto que muestran que los desajustes observados comúnmente entre los datos sísmicos y los datos de los pozos se minimizan resultando en un amarre satisfactorio. Como consecuencia de esto, la caracterización estructural y estratigráfica del subsuelo es más precisa, teniendo un impacto positivo en la caracterización de yacimientos y en el cálculo de las reservas de hidrocarburos.



Introducción

Por mucho tiempo se han detectado discrepancias entre la información sísmica convertida a profundidad y las profundidades de los diferentes niveles geológicos registrados en los pozos profundos. Los intérpretes de la información sísmica a menudo convierten los datos sísmicos del tiempo de reflexión a profundidad con velocidades sísmicas promedio corregidas por un factor. Este factor es normalmente derivado en base a una relación de las velocidades medidas en los pozos y las velocidades sísmicas estimadas durante el procesamiento de datos sísmicos. Este procedimiento es válido siempre y cuando todas las capas geológicas sean planas y de velocidad de intervalo constante. Esta condición dista mucho de la realidad en áreas geológicamente complejas. Esto ocasiona que la estimación de la profundidad sísmica en zonas del subsuelo alejadas de los pozos esté en error.

Hay varias maneras de explicar la discrepancia entre los datos sísmicos convertidos a profundidad y las profundidades de las cimas de formaciones geológicas detectadas en los pozos. Una explicación es el efecto de la anisotropía en las velocidades sísmicas. El tipo más común de anisotropía en las velocidades sísmicas es conocido como isotropía transversal con eje vertical simétrico (ITV). La ITV es también conocida como anisotropía polar. El efecto de la ITV es común en cuencas donde existe una secuencia gruesa de capas de espesores muy delgados. Para que se genere el efecto de la ITV en las velocidades, las capas delgadas deben de tener espesores más delgados que el de una longitud de onda sísmica. Secuencias de capas muy delgadas aparecen a menudo por encima de las formaciones geológicas complejas y de importancia económica presentes a grandes profundidades. La construcción de la imagen sísmica clara en profundidad de estas formaciones complejas se ve afectada por el efecto de la ITV. En un medio que contiene los efectos de la ITV, la conversión a profundidad hecha directamente con las velocidades estimadas de los datos sísmicos es errónea.

Por muchos años se ha reconocido que las velocidades de las ondas P medidas de los datos sísmicos durante el procesamiento de datos pueden estar afectadas por anisotropía (Olhovich, 1959). Esto es debido a que las velocidades medidas en un punto del subsuelo varían de acuerdo a la dirección en la cual fueron estimadas.

Existen varios tipos de anisotropía que se diferencian principalmente de acuerdo a sus ejes, planos de simetría y el número de constantes elásticas que los caracterizan. La ITV para ondas P, se describe con cuatro parámetros ($C_{11}, C_{13}, C_{33}, C_{44}$) (Thomsen, 2002). Pero gracias al trabajo de Thomsen (1986), estos cuatro parámetros se simplificaron de dos para las ondas P; δ_i y ϵ_i . Existen otros tipos de anisotropía como la ortorómica, monoclinica y triclinica (Grechka, 2001). Pero en este trabajo estoy restringiendo todo mi análisis a los efectos de la anisotropía del tipo ITV para ondas P exclusivamente.

Los parámetros que describen la ITV son difíciles de estimar, y esta es una de las razones por la cual el efecto de la ITV en las velocidades sísmicas se ha ignorado cuando se emplean datos adquiridos con distancias fuente – receptor (offset) cortas. Estas distancias son generalmente menores o iguales a la profundidad del objetivo geológico. Muchos de los datos sísmicos empleados han sido adquiridos con distancias fuente–receptor (offset) relativamente pequeñas y en estos casos los efectos de la ITV en los tiempos de viaje de las ondas P no se detectan fácilmente. Sin embargo, estos efectos estarán presentes en las velocidades sísmicas estimadas de los tiempos de viaje registrados.

En este trabajo presento una estrategia para construir imágenes sísmicas del subsuelo que amarren los pozos en profundidad satisfactoriamente. Esta estrategia se compone de tres fases. La fase I consiste en hacer la migración isotrópica y anisotrópica de los datos sísmicos antes de apilar en tiempo y en forma iterativa para estimar los parámetros efectivos que describen la anisotropía del tipo ITV; velocidad NMO y el parámetro η efectivo (V_{NMO} y $\eta_{efectivo}$). Posteriormente en la fase II de la estrategia, se estiman los tres parámetros de intervalo; velocidad NMO de intervalo, velocidad vertical de intervalo y el parámetro η de intervalo ($V_{i,NMO}$, $V_{i,v}$ y η_i) necesarios para la construcción de las imágenes sísmicas del subsuelo empleando la migración anisotrópica en profundidad de los datos sísmicos antes de apilar. Los parámetros $V_{i,NMO}$ y η_i se estiman por diferenciación de los parámetros estimados en la fase I, V_{NMO} y $\eta_{efectivo}$. En esta fase II se incorpora toda la información disponible de los pozos para estimar el tercer parámetro $V_{i,v}$. La fase III incluye la migración anisotrópica en profundidad antes de apilar en forma iterativa. En esta fase se realiza la refinación de los parámetros de intervalo ($V_{i,NMO}$, $V_{i,v}$ y η_i) y se obtiene la imagen sísmica del subsuelo en profundidad óptima que amarre los pozos satisfactoriamente.

La estrategia propuesta en este artículo se ilustra con ejemplos empleando datos sintéticos y reales.

El efecto de la isotropía transversal con el eje vertical de simetría (ITV)

Como antecedente al tema principal de este trabajo, ahora hago una breve descripción del efecto de la ITV.

La isotropía transversal con el eje vertical de simetría (ITV) es muy común en áreas donde las cuencas sedimentarias están compuestas por secuencias gruesas de capas delgadas. Estas capas delgadas suelen tener espesores menores al de una longitud de onda sísmica. Cuando esto sucede, las velocidades medidas a diferentes distancias fuente – receptor (offset) varían aún en presencia de capas planas horizontales (Figura 1).

En la figura 1, la velocidad medida a lo largo del vector vertical (negro) será diferente a la velocidad medida a lo largo del vector diagonal (azul). Esta diferencia en la magnitud de la velocidad se debe al efecto de la ITV creado por la secuencia de capas delgadas.

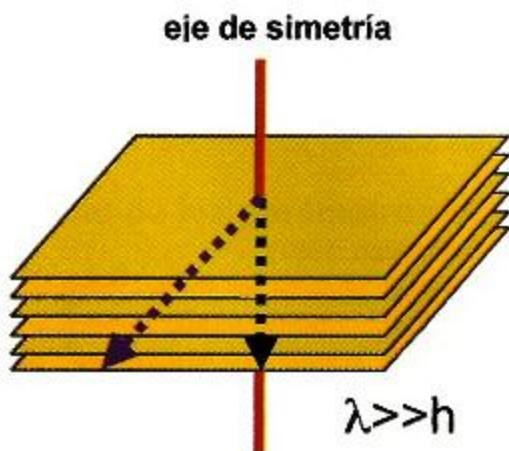


Figura 1: Dibujo que representa una secuencia de capas isotrópicas, homogéneas y delgadas, de espesor h cada una. λ es la longitud de onda sísmica.



Las velocidades de intervalo estimadas a partir de la velocidad efectiva V_{nmo} o velocidad NMO medidas en los análisis de velocidades convencionales están afectadas por la anisotropía. Esto es debido a que las velocidades NMO medidas a diferentes distancias fuente – receptor (offset) tienen diferente magnitud. Thomsen (1986) desarrolló fórmulas que permiten relacionar los parámetros de la anisotropía con las velocidades de intervalo en una forma práctica. Estas fórmulas están desarrolladas asumiendo que la anisotropía en el medio es débil.

Los dos parámetros de intervalo más utilizados en el proceso de construcción de imágenes de ondas P en medios con la ITV son: δ_i y ϵ_i . Estos parámetros se relacionan con las velocidades de intervalo en la siguiente forma:

$$(1) \quad V_{i_{\text{ext}}} = V_{i_0} \sqrt{1+2\delta_i}$$

$$(2) \quad V_{i_v} = V_{i_0} \sqrt{1+2\epsilon_i}$$

donde:

$V_{i_{\text{ext}}}$ = velocidad de intervalo derivada de la velocidad NMO; ;

V_{i_0} = velocidad de intervalo horizontal;

V_{i_v} = velocidad de intervalo vertical;

δ_i y ϵ_i = parámetros de anisotropía de intervalo de Thomsen.

De acuerdo a Thomsen (2002) las velocidad NMO se puede aproximar en función de los parámetros $\langle \delta \rangle$ y $\langle \epsilon \rangle$. El símbolo $\langle \rangle$ representa la raíz cuadrada de la media aritmética ponderada (RCMAP). V_{nmo} es la velocidad RCMAP vertical. V_{RCMAP} Estas aproximaciones son:

$$(3) \quad V_{\text{nmo}} = V_{\text{RCMAP}} (1 + \langle \delta \rangle)$$

$$(4) \quad V_{\text{RCMAP}} = V_{\text{RCMAP}} (1 + \langle \epsilon \rangle)$$

donde:

$\langle \delta \rangle$ y $\langle \epsilon \rangle$ = parámetros de anisotropía promedio de Thomsen;

V_{nmo} = velocidad NMO derivada empleando distancias cortas fuente – receptor (offset);

V_{RCMAP} = velocidad RCMAP vertical;

V_{RCMAP} = velocidad RCMAP horizontal.

Empleando los parámetros de intervalo de Thomsen, δ_i y ϵ_i , se puede calcular otro parámetro llamado η_i de intervalo o parámetro anelíptico:

$$(5) \quad \eta_i = \frac{\epsilon_i - \delta_i}{1 + 2\delta_i}$$

Mientras que el parámetro efectivo, η_{efectivo} , se define así (Alkhalifah, 1997):

$$(6) \quad \eta_{\text{efectivo}}(t_c) = \frac{1}{8} \left\{ \frac{1}{t_c V_{\text{nmo}}^4} \int v_{i_{\text{ext}}}^4(\delta) [1 + 8\eta_i(\delta)] [\delta - 1] \right\}$$

donde t_c es el tiempo doble vertical.

El parámetro η (a través de η_{efectivo}) controla el enfoque de energía en la migración en tiempo de los datos sísmicos preapilados. Y el parámetro δ controla la precisión en la profundidad obtenida en la migración en profundidad de los datos sísmicos preapilados.

Cuando la migración en profundidad no se realiza con la corrección por el efecto de anisotropía en las velocidades, las profundidades obtenidas y el posicionamiento en el espacio 3D de los contactos geológicas no son correctos. Esto tiene como consecuencia que los pozos no amarren los datos sísmicos en profundidad.

A continuación ilustro este concepto con datos sísmicos sintéticos preapilados generados con el modelo mostrado en la figura 2-a.. Este es un modelo típico que contiene un domo salino. Todas las capas en el modelo son isotrópicas con excepción de la primera capa. Los parámetros que caracterizan cada capa son la velocidad vertical de la onda P, V_{p} , y la densidad, ρ . Únicamente en la primera capa, que es la más somera, se asume con anisotropía caracterizada por los parámetros, V_{p} , η y δ . De los dos últimos se calcula η empleando la ecuación 5. La sección de la figura 2-b, muestra el apilado de los datos migrados en profundidad antes del apilamiento asumiendo que todas las capas son isotrópicas. Las líneas rojas representan las profundidades verdaderas de los contactos geológicos del modelo. Se puede observar que las profundidades obtenidas con la migración en profundidad asumiendo un medio isotrópico son incorrectas. Por otro lado, la figura 2-c muestra el apilado de los datos migrados en profundidad antes del apilamiento tomando en cuenta la capa definida como un medio ITV (con anisotropía). Las profundidades obtenidas ajustan muy bien con las profundidades verdaderas y en general con el posicionamiento espacial de los eventos. Esto se puede notar en la imagen del subsuelo obtenida en los flancos del domo salino del modelo.

Este modelo simple muestra claramente que el efecto de la ITV presente en una sola capa puede generar una imagen del subsuelo en profundidad errónea. Esto sucede si el efecto de la ITV es ignorado durante la construcción de la imagen del subsuelo en profundidad mediante el proceso de migración en profundidad antes de apilar. También este modelo muestra la alta probabilidad de que en el caso de datos sísmicos reales migrados en profundidad no ajusten la cimas detectadas en los pozos.

Cálculo de los parámetros de la ITV y construcción de la imagen 3D del subsuelo

Indudablemente que el cálculo de los parámetros de la ITV involucrados en las velocidades sísmicas es uno de los problemas más difíciles en la práctica de la construcción de imágenes en profundidad usando las ondas P.

En el diagrama de flujo de la figura 3, propongo una estrategia para el cálculo de los parámetros de la ITV necesarios para efectuar la migración en tiempo y profundidad de los datos sísmicos antes de apilar. He probado esta estrategia con éxito y es estable (Martínez y Lee, 2002).

Cálculo de los parámetros V_{nmo} y η_{efectivo} (Fase I)

El primer paso es el de llevar a cabo la migración isotrópica en tiempo de los datos sísmicos preapilados (Sun y Martínez, 2001) en forma iterativa. Para esta migración de datos sísmicos en tiempo, se emplea un método que considera los rayos curvos durante el cálculo de los tiempos de viaje para migrar los datos en un medio donde la velocidad varía con la profundidad en la localidad de la traza migrada únicamente, es decir, $V_{\text{p}}(z)$, donde z es la profundidad.

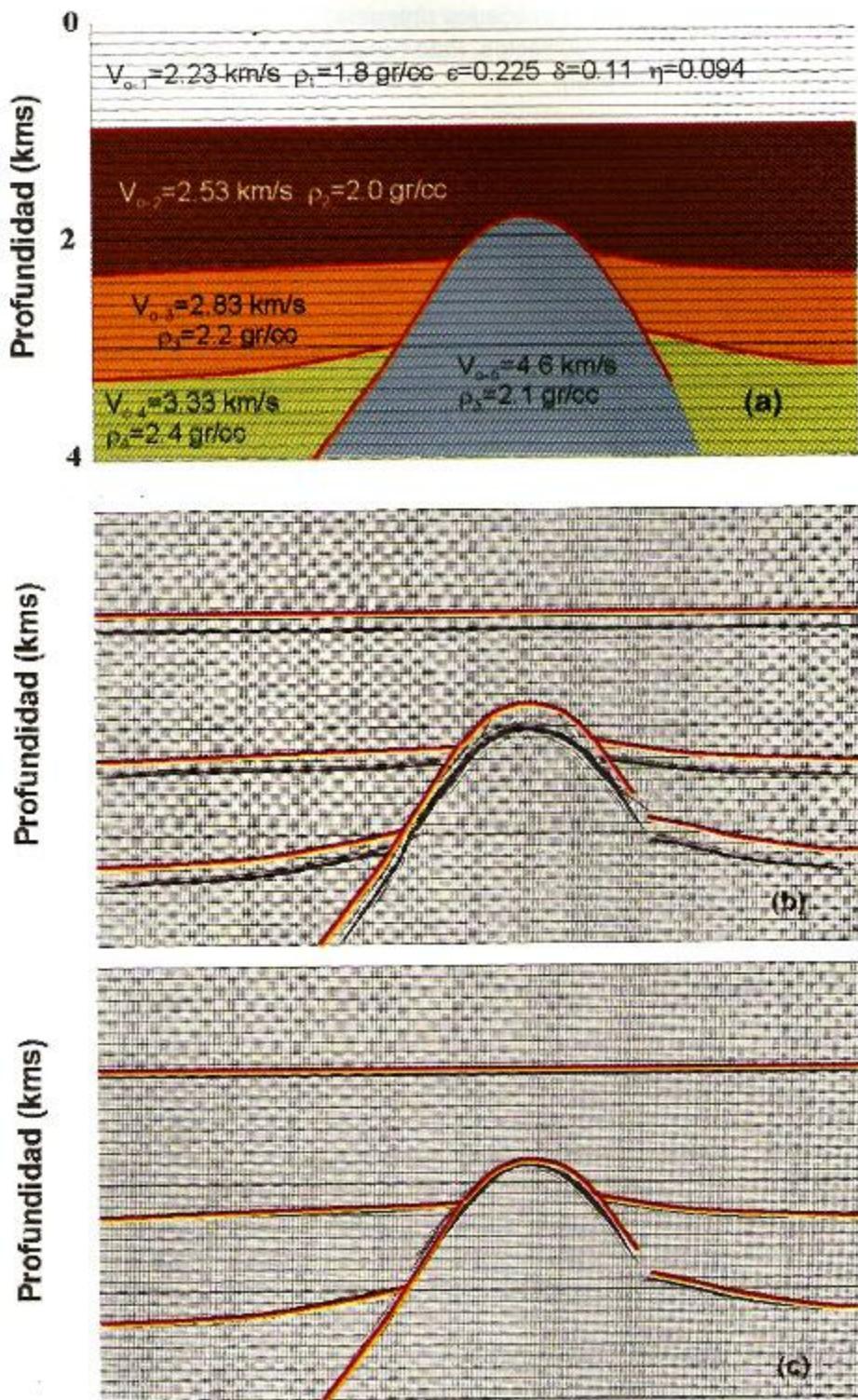


Figura 2. (a) modelo de subsuelo. La primera capa se caracteriza con parámetros que describen la ITV. (b) Apilado en profundidad obtenido con la migración Kirchhoff en profundidad aplicada antes de apilar asumiendo isotropía en todas las capas. Los horizontes rojos denotan las profundidades verdaderas. (c) La misma información presentada en (b) pero asumiendo la presencia de la ITV en la primera capa únicamente.

Después de al menos una iteración de la migración en tiempo, los efectos debidos a la variación de velocidad con la profundidad han sido considerados parcialmente. Los registros de imagen común, que son el resultado de la migración preapilamiento, mostrarán los efectos de sobretiempo normal residual (conocido como NMO residual).

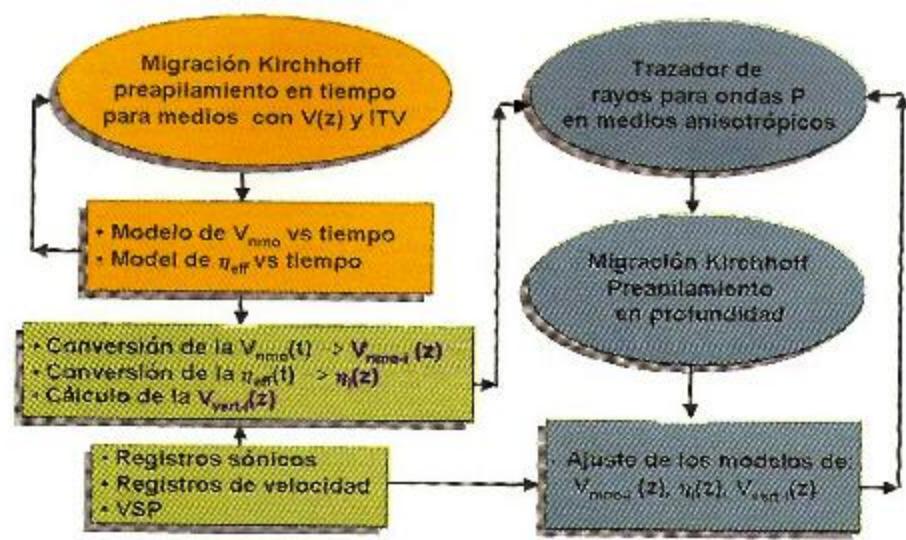


Figura 3: Estrategia para la conversión a profundidad de los datos sísmicos mediante el uso de la migración de Kirchhoff para medios ITV en tiempo (Fase I)(calé), al cálculo de los parámetros de la ITV de intervalo (Fase II)(verde) y la migración Kirchhoff para medios ITV en profundidad (Fase III)(azul). Las fases I y III se ejecutan en forma iterativa para la estimación de los parámetros que describen un medio ITV.

Estos efectos de sobretiempo normal residual adoptan una forma geométrica parecida a un “palo de hockey” (ver figura 4). Los sobretiempos normales residuales son empleados para estimar los parámetros efectivos, V_{nmo} y $n_{efectivo}$ con métodos automáticos como el propuesto por Min, et al. (2002). La figura 4 muestra un ejemplo de este fenómeno donde se observa claramente el efecto del “palo de hockey” que se remueve cuando la migración en tiempo se lleva cabo con los parámetros estimados; V_{nmo} y $n_{efectivo}$.

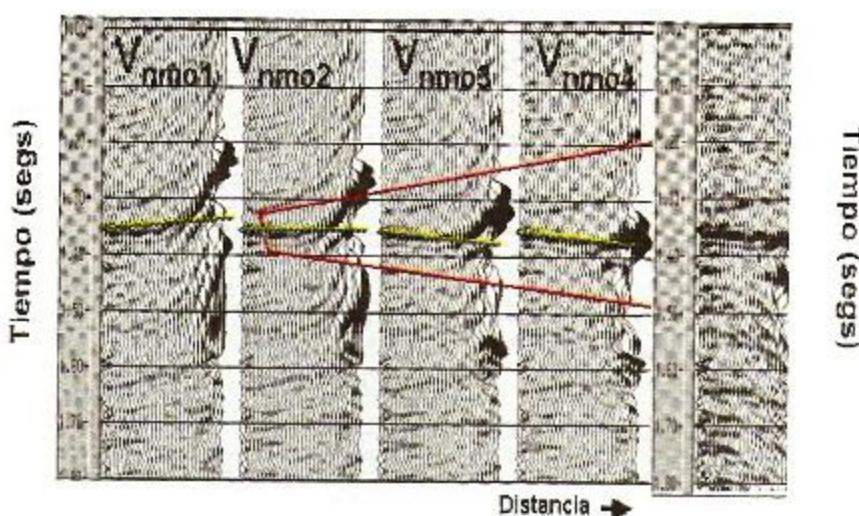
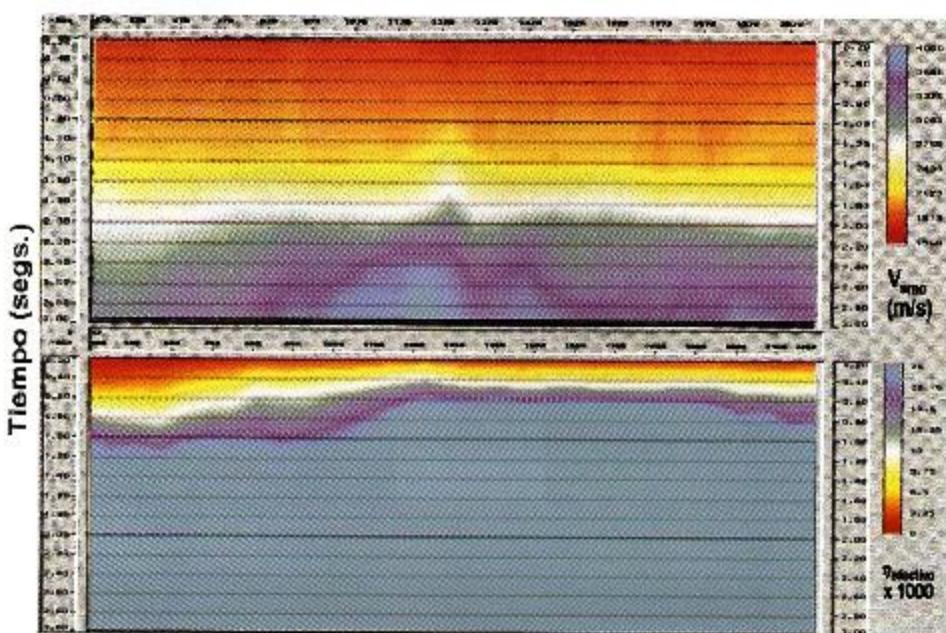


Figura 4: Registro de imagen común migrado en tiempo con cuatro diferentes velocidades de migración (V_{nmo1} , V_{nmo2} , V_{nmo3} y V_{nmo4}) ignorando el efecto de la ITV (parte izquierda de la figura). En la extrema derecha de la figura, se muestra el mismo registro migrado en tiempo con la velocidad V_{nmo2} y $n_{efectivo}$ considerando el efecto de la ITV. La distancia máxima fuente - receptor (offset) en los registros es de 3.15 kilómetros.

Los sobretiempos normales residuales observados en los registros migrados son empleados para estimar los parámetros efectivos, V_{nmo} y $\eta_{efectivo}$ en el volumen completo de 3D (Min, et al., 2002). Un ejemplo que muestra estos dos parámetros, V_{nmo} y $\eta_{efectivo}$ a lo largo de una sección sísmica, una vez optimizados, se muestra en la figura 5.

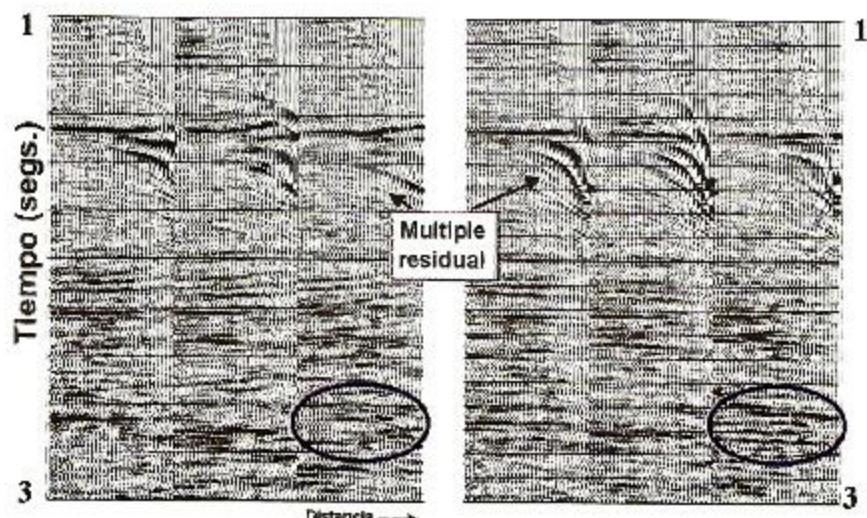
Figura 5: Las secciones de la parte superior e inferior de la figura muestran la distribución de las velocidades V_{nmo} y $\eta_{efectivo}$ en función del tiempo doble vertical. La falta de resolución en la sección del parámetro $\eta_{efectivo}$ observada a tiempos cobles grandes se debe a la ausencia de distancias fuente - receptor (offset) no lo suficientemente grandes. En este caso la máxima distancia fuente - receptor es del orden de 3.15 kilómetros.



Con los parámetros V_{nmo} y $\eta_{efectivo}$ ahora se realiza una migración anisotrópica en tiempo de los datos preapilados para un medio con la ITV. El efecto esperado en los resultados de esta migración en tiempo es que el enfoque de energía es mejor que el resultado obtenido en la migración para un medio isotrópico. Este mayor enfoque de energía es debido a la corrección realizada con el parámetro $\eta_{efectivo}$ durante la migración en tiempo.

En la figura 6, se muestran tres registros de imagen común generados con la migración en tiempo de los datos sísmicos preapilados. En la parte izquierda de la figura, se muestran estos tres registros que fueron migrados considerando la variación vertical de la velocidad, $V_{res}(z)$ únicamente.

Figura 6: Tres registros deImagen común con migración en tiempo considerando la variación vertical de la velocidad ($V_{res}(z)$) únicamente (izquierda) y los mismos registros migrados considerando la variación vertical de la velocidad ($V_{res}(z)$) y el efecto de ITV. La distancia máxima fuente - receptor en los registros es de 3.15 kilómetros.



Se puede observar que a pesar de haberse tomado en cuenta la variación vertical de la velocidad, $V_{\text{true}}(z)$ los registros muestran que los eventos no están planos para todas las distancias fuente - receptor (offset). En las trazas de corta y mediana distancia fuente - receptor (offset) los eventos aparecen planos, no así en las trazas alejadas. Esto es debido a que únicamente el efecto de la variación vertical de la velocidad de migración ha sido considerado. En la derecha de la figura 6, se muestran los mismos registros pero con la migración anisotrópica en tiempo usando la velocidad óptima V_{true} y el parámetro η_{efectivo} , es decir, la migración en tiempo fue efectuada para un medio ITV. Note que en este caso, los eventos son casi planos para todos las distancias fuente - receptor.

Esto da lugar a registros aptos para los estudios de la amplitud variable con la distancia fuente-receptor (offset)(AVO) y también para generar un apilado óptimo de los datos que consecuentemente mostrará una mejor resolución que la que se puede obtener con los registros migrados (izquierda de la figura 6) sin la corrección por la ITV.

En la figura 7, se muestran dos secciones apiladas migradas en tiempo. La de la izquierda (figura 7 (a)) se generó considerando la variación vertical de la velocidad ($V_{\text{true}}(z)$) únicamente. En la figura de la derecha (figura 7 (b)) se generó considerando, ambos, la $V_{\text{true}}(z)$ y el efecto de la ITV simultáneamente.

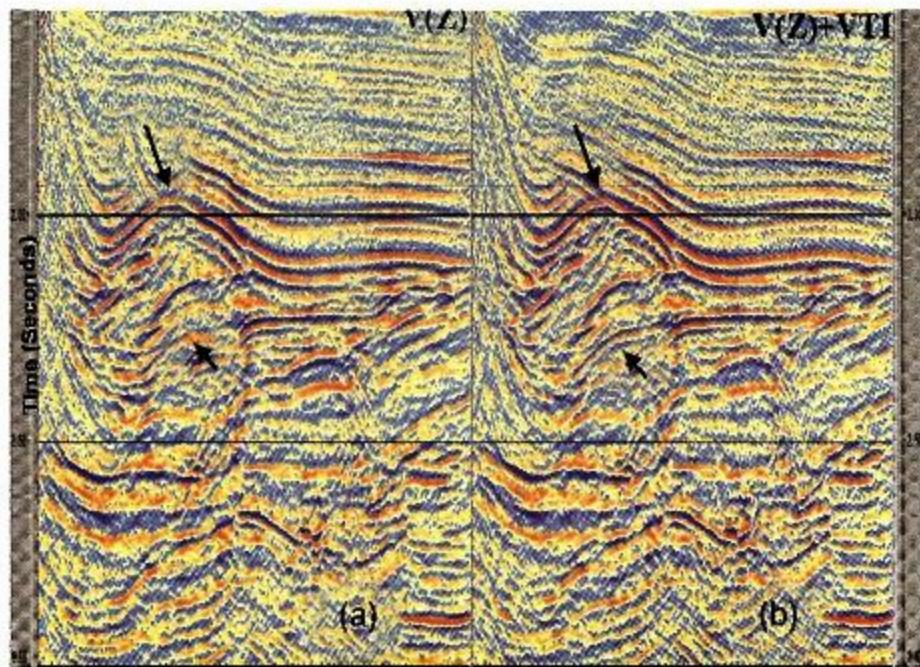
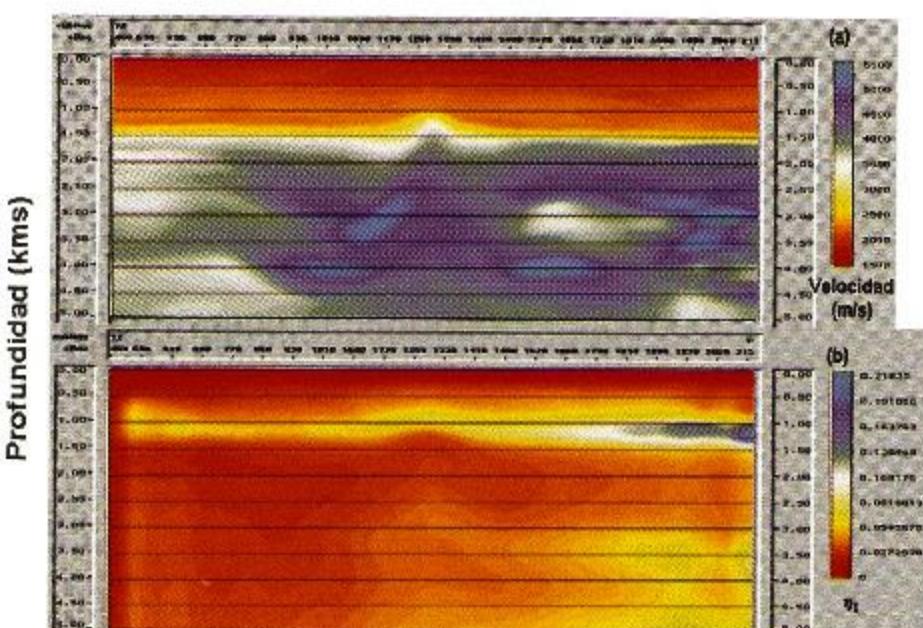


Figura 7: Sección apilada producida con datos sísmicos migrados en tiempo antes de apilar. (a) es la versión obtenida considerando la velocidad variando con la profundidad ($V_{\text{true}}(z)$) únicamente. (b) es la versión obtenida considerando la velocidad variando con la profundidad y la corrección por la ITV.

Cálculo de los parámetros de la ITV de intervalo, $V_{i,\text{m}}$, V_i , y η_i (Fase II)

El resultado de efectuar la migración anisotrópica en tiempo en forma iterativa son los parámetros V_{nmo} y η_{efectivo} calculados en la sección anterior (Fase I). El siguiente paso en la estrategia es el de transformar los parámetros, V_{nmo} y η_{efectivo} , a su equivalente de intervalo, es decir, las velocidades de intervalo sísmicas, $V_{i,\text{m}}$, y el parámetro η_i de intervalo. Para este proceso se puede utilizar una fórmula del tipo de Dix (Dix, 1955 y Alkhalifah, 1997). Sin embargo, otros métodos de diferenciación para V_{nmo} y η_{efectivo} más estables son los propuestos por Ren, et. al. (2003). En la figura 8, se muestran los resultados de transformar los parámetros V_{nmo} y η_{efectivo} que se estimaron en la sección anterior y que presenté en la figura 5. El método empleado en este caso es el propuesto por Ren, et. al. (2003).

Figura 8: Las secciones de la parte superior (a) e inferior (b) de la figura muestran la distribución de las velocidad $V_{i,\text{m}}$ y η_i , en función de la profundidad. La falta de resolución en la sección del parámetro η_i observada a profundidades grandes se debe a la ausencia de distancias fuente – receptor (offset) no lo suficientemente grandes. En este caso la máxima distancia fuente – receptor es del orden de 3.15 kilómetros.



Regresando a la estrategia propuesta, para realizar la migración anisotrópica en profundidad en un medio ITV, de los datos preapilados, empleando el método de Kirchhoff, se requieren tres parámetros: las velocidades de intervalo sísmicas ($V_{i,\text{m}}$), velocidades de intervalo verticales (V_i) y el parámetro η_i de intervalo. Dos ($V_{i,\text{m}}$ y η_i) de los tres parámetros se estiman de los datos sísmicos preapilados como se describió anteriormente. El tercero (V_i) se tiene que estimar mediante datos externos (por ejemplo perfiles sísmicos verticales, tiros de velocidad de pozos, registros sónicos). La razón por la cual la velocidad vertical de intervalo (V_i) no se pueda estimar de los datos sísmicos es la falta de mediciones sísmicas en distancias fuente – receptor igual o muy cercanas a cero metros.

Métodos para estimar las velocidades verticales de intervalo

Los dos métodos propuestos aquí son empíricos y para ambos métodos la información de velocidades proveniente de los pozos es indispensable,

Método 1:

Este método consiste en ajustar un modelo lineal empleando las velocidades sísmicas, V_{nmo} , medidas con los datos sísmicos preapilados en la localidad de los pozos y las velocidades RCMAP verticales, $V_{o_{RCMAP}}$, calculadas de la información de los pozos. En general, la relación entre estas velocidades es casi lineal.

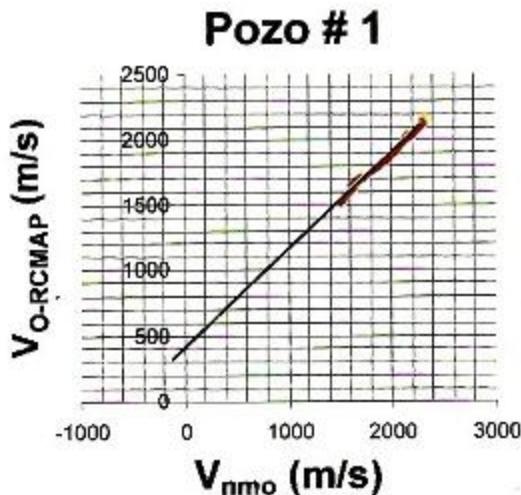
Basándose en la ecuación (3), la relación casi lineal ajustada entre las velocidades ($V_{o_{RCMAP}}$ vs V_{nmo}) implica que el valor RCMAP del parámetro delta, $\langle \delta \rangle$, es casi constante. Esto es indudablemente una aproximación que en algunas áreas probablemente no funcione. Sin embargo, he comprobado que este método es particularmente útil en áreas donde la velocidad de intervalo varía con la compactación y no con la edad de las formaciones geológicas o con los constituyentes de dichas formaciones. Ejemplos de este tipo de escenarios geológicos son las cuencas del Golfo de México, la cuenca de Burgos y la cuenca de Veracruz entre otras.

Una vez que el ajuste lineal entre las velocidades V_{nmo} y $V_{o_{RCMAP}}$ se hace, se emplean las velocidades, V_{nmo} que se estiman en todo el volumen 3D, para predecir las velocidades RCMAP verticales, $V_{o_{RCMAP}}$ mediante la ecuación lineal en todo el volumen de 3D.

Las figuras 9 (a) y (b) muestran la determinación empírica de las velocidades RCMAP verticales empleando información proveniente de los pozos 1 y 2 localizados en un área del Golfo de México. Las velocidades sísmicas NMO, V_{nmo} (eje horizontal) y las velocidades RCMAP verticales derivadas de la información de los pozos, $V_{o_{RCMAP}}$ (eje vertical) se relacionan mediante un modelo lineal que se determina con el método de mínimos cuadrados. Este modelo lineal, se utiliza posteriormente para derivar las velocidades RCMAP verticales a partir de las velocidades sísmicas NMO estimadas de los datos sísmicos en el volumen tridimensional.

Los dos modelos lineales estimados para este caso son: $V_{o_{RCMAP}} = 400 + 0.75 \cdot V_{nmo}$ para el pozo # 1 y $V_{o_{RCMAP}} = 415 + 0.739 \cdot V_{nmo}$ para el pozo # 2. Utilizando la ecuación 3 y este modelo lineal que se define como, $V_{o_{RCMAP}} = A + B \cdot V_{nmo}$ se puede hacer una interpretación en función del parámetro $\langle \delta \rangle$. Este parámetro se aproxima de la siguiente forma:

$$(7) \quad \langle \delta \rangle \approx \frac{V_{nmo}}{A + B \cdot V_{nmo}} - 1$$





Pozo # 2

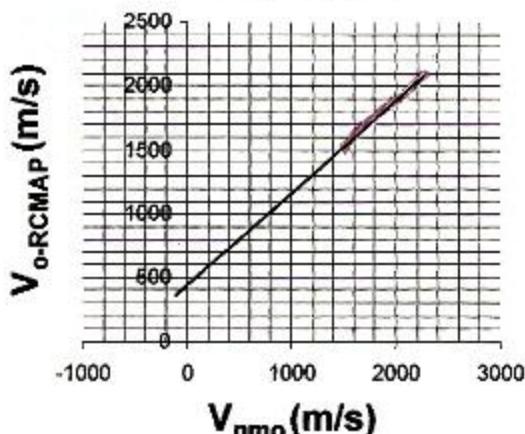


Figura 9: Gráficos que relacionan las velocidades NMO sísmicas y verticales RCMAP (en color) medidas en los pozos 1 y 2.

Método 2:

Este método consiste en medir las diferencias entre las profundidades medidas en el o los pozos y las profundidades obtenidas en forma iterativa de la migración isotrópica en profundidad de los datos preapilados. En la primera iteración isotrópica, las diferencias en profundidad son medidas en cada localidad de pozo con el propósito de estimar el parámetro δ_i con la siguiente aproximación de primer orden:

$$(8) \quad \delta_i \approx \frac{\Delta z}{z_i}$$

Dónde Δz es la diferencia entre la profundidad obtenida de los datos sísmicos migrados (sin la corrección de la ITV) en profundidad y la profundidad registrada en el pozo para un nivel geológico definido, i , en la iteración la primera iteración, z_i es la profundidad registrada en el pozo para el nivel geológico i .

Con este parámetro, δ_i , y empleando la ecuación (1) y las velocidades sísmicas de intervalo, $V_{i...}$ puedo calcular las velocidades verticales de intervalo para cada capa geológica definida previa interpretación de los datos migrados ignorando el efecto de la ITV. Para la construcción del modelo de velocidades a ser utilizado en la migración en profundidad, es necesario definir las capas principales del modelo.

En cada localidad de pozo se definen modelos de δ_i , estos son suavizados e interpolados en 3D, capa por capa, antes de ser usados para el cálculo de las velocidades de intervalo verticales, $V_{i...}$.

La figura 10 muestra un ejemplo de velocidades verticales de intervalo estimadas con este método. Derivé la formula para calcular $V_{i...}$ a partir de la ecuación 1 y es:

$$(9) \quad V_{i...} = \frac{V_{i...}}{\sqrt{1+2\delta_i}}$$

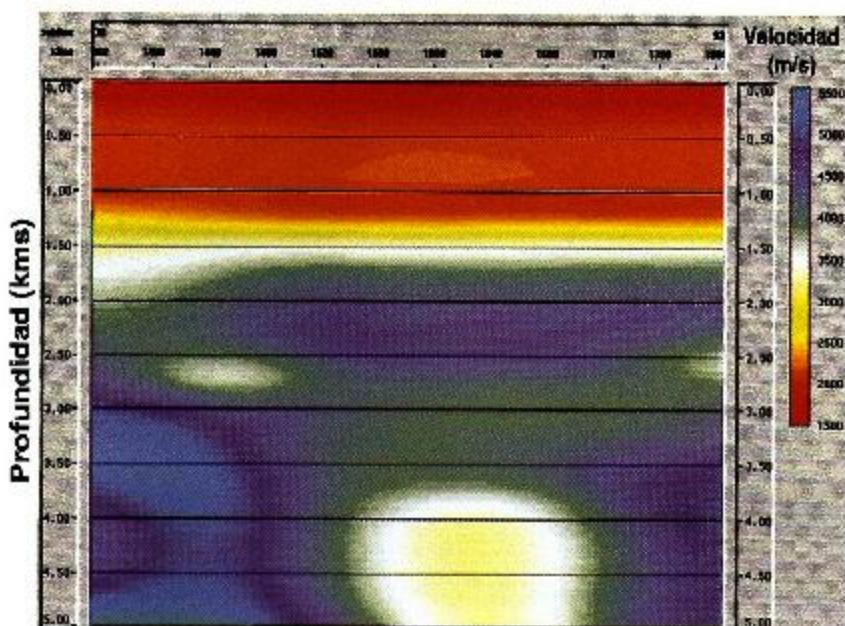


Figura 10: Ejemplo de un campo de velocidades verticales de Intervalo. Las velocidades fueron estimadas con el método 2 descrito

Refinamiento de los parámetros de intervalo, $V_{i_{\text{mo}}}$, V_{i_e} y η_i y construcción de la imagen del subsuelo en profundidad (Fase III)

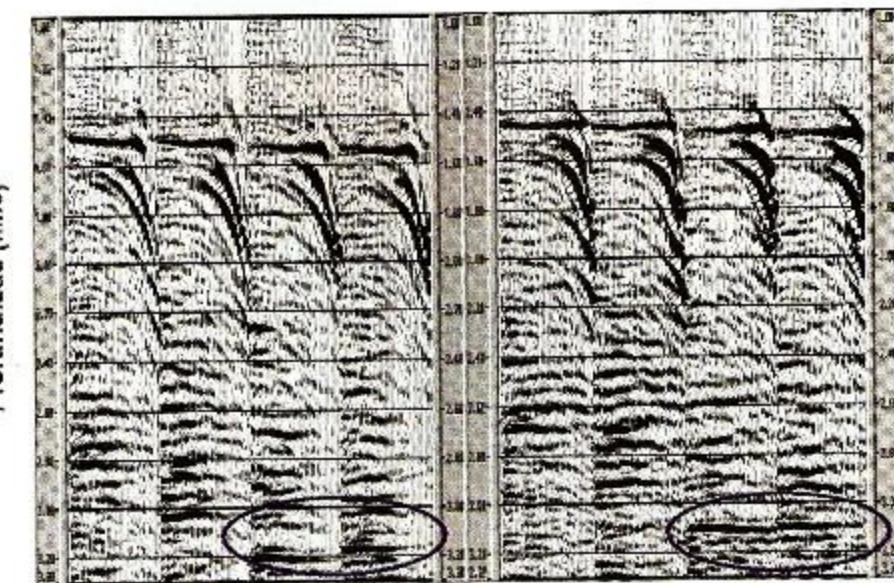
La fase III de la estrategia que se propone en este trabajo, se presenta en la parte derecha de la figura 3 (porción azul del diagrama de flujo). A continuación explico el funcionamiento de la fase III.

Una vez que los parámetros de intervalo que describen un medio ITV ($V_{i_{\text{mo}}}$, V_{i_e} y η_i) son calculados, el trazado de rayos para medios anisotrópicos se lleva a cabo para calcular los tiempos de viaje.

Los tiempos de viaje son subsecuentemente empleados para realizar la migración Kirchhoff anisotrópica en profundidad de los datos sísmicos antes de apilar.

Para ilustrar, la figura 11 muestra cuatro registros de imagen común en profundidad. Los registros de la izquierda corresponden a los resultados de la migración obtenidos ignorando el efecto de la ITV, es decir, la migración se llevó a cabo con las velocidades sísmicas de intervalo, $V_{i_{\text{mo}}}$, únicamente (asumiendo un medio isotrópico). En la derecha de la figura 11, se muestran los cuatro registros de imagen común pero migrados en profundidad asumiendo un medio ITV. Es claro que los registros migrados con la corrección por la ITV tienen mejor coherencia de los eventos en función de la distancia fuente - receptor (offset) resultando en un mejor enfoque de la energía y una mejor recuperación de la variación de la amplitud relativa contra la distancia fuente - receptor (offset)(AVO). Las zonas de la figura marcadas con elipses azules confirman lo mencionado anteriormente. Asimismo, las profundidades obtenidas son muy diferentes. Las profundidades de los registros de la derecha son más precisas.

Figura 11 Cuatro registros de imagen común generados con la migración en profundidad antes de apilar. Los cuatro registros de la izquierda fueron migrados ignorando el efecto de la ITV. Los de la derecha fueron migrados considerando el efecto de la ITV. La distancia máxima fuente - receptor (offset) de los registros es de 3.15 kilómetros



El siguiente paso es el de apilar los datos en todo el volumen sísmico 3D y correlacionar la información sísmica en profundidad con las cimas de las formaciones detectadas en los pozos.

La figura 12 muestra dos secciones apiladas en función de la profundidad. La sección marcada con (a), es la obtenida con el proceso de migración isotrópica en profundidad de los datos preapilados. Mientras que la sección marcada con (b) es la sección equivalente en profundidad pero migrada asumiendo un medio ITV, es decir, la migración anisotrópica preapilamiento fue empleada. En el centro de la sección he insertado un registro sónico para comprobar el ajuste de las profundidades registradas en el pozo en relación a las mostradas por la imagen sísmica en profundidad. En esta área las condiciones geológicas son de tal manera que hacen que las velocidades varían de capa a capa en forma discreta. Es decir, que la variación de velocidades es controlada por los cambios litológicos principalmente.

He seleccionado seis cimas importantes en esta columna geológica y aparecen indicadas en la figura con flechas. En la sección marcada con (a), se puede observar que los desajustes con el pozo son significativos; las profundidades registradas por los datos sísmicos son más profundas que las verdaderas. La sección marcada con (b) muestra las profundidades de los datos sísmicos ajustando bastante bien con las cimas registradas en el pozo. Las flechas casi horizontales señalan claramente un ajuste con las cimas registradas en el pozo. Podemos también ver en estos despliegues que la calidad del enfoque de la energía es mejor en la sección (b) (elipse marcada con color azul); es mejor que la mostrada en la sección (a). La sección (b) es en la que se considera la corrección de la ITV durante el cálculo de los tiempos de viaje con el trazador de rayos para medios ITV.

En este ejemplo el método empleado para la estimación de las velocidades verticales de intervalo fue el método 2 descrito anteriormente.

En otro ejemplo en donde se emplearon datos del Golfo de México, muestro la importancia del efecto de la ITV cuando el objetivo es el de amarrar los pozos. En este caso, las formaciones de interés están aproximadamente a 15,400 pies (~4,700 metros). El efecto de la ITV hace que la migración isotrópica en profundidad tenga desajustes con los pozos del orden de 1,100 pies (~335 metros). Esto representa un error considerable. Cuando se realiza la migración anisotrópica en profundidad, el enfoque de la energía sísmica se mejora notablemente por la corrección del efecto de la ITV. Esto de como resultado de un mejor amarre de los pozos (errores máximos entre el 1 y 2%)

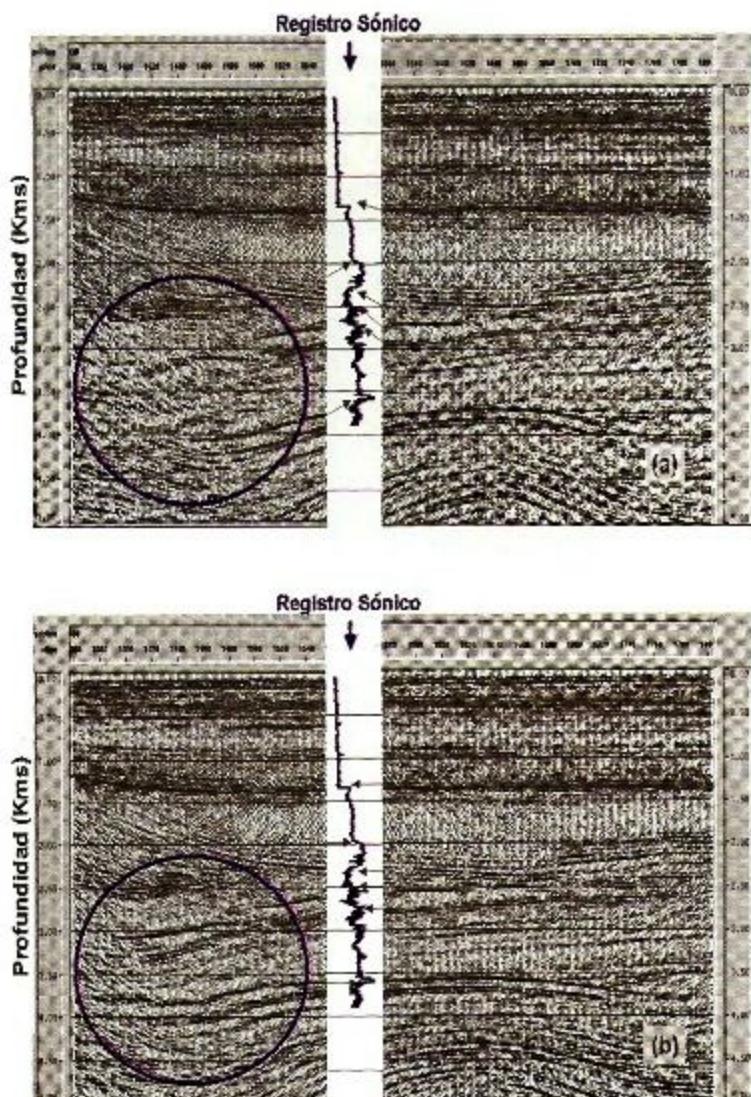


Figura 12: Secciones apiladas resultado de la migración antes de apilar en profundidad con el método de Kirchhoff. (a) Resultado obtenido asumiendo isotropía en el medio y (b) resultado asumiendo anisotropía (ITV) en el medio.

y una mejor imagen del subsuelo en profundidad. En este caso, las velocidades varían principalmente en función de la compactación de los sedimentos (Cegani, 2003) y no en función de los cambios litológicos como en el caso anterior.

La figura 13 muestra dos secciones verticales en profundidad. El método utilizado para la estimación de las velocidades verticales de intervalo fue el método 1 en este caso. Los ajustes lineales empleados para el cálculo de las velocidades RCMAP verticales en cada uno de los pozos (1 y 2) son los que mostré en la figura 9.

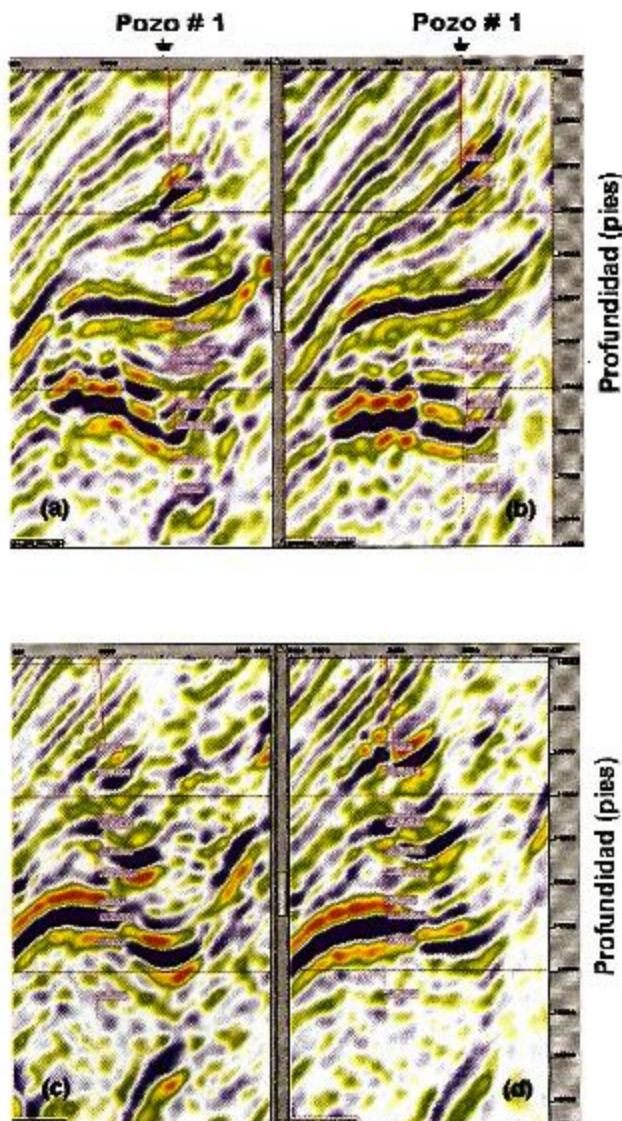
Se puede observar en las secciones que muestro en la figura 13, la mejoría en la calidad de la imagen sísmica obtenida cuando el efecto de la ITV es corregido en el proceso de migración anisotrópica en profundidad (figuras 13 (a) y (c)).

Los pozos 1 y 2 son los involucrados en estas dos secciones, pero en el área de estudio fueron ocho pozos los que se amarraron dentro del porcentaje de error mencionado anteriormente (1% a 2%).

Las secciones de la derecha (figura 13 (b) y (d)) muestran las imágenes obtenidas con la migración isotrópica en profundidad. Estas secciones se desplegaron con un desplazamiento en profundidad hacia arriba de 1,100 pies (~335 metros). Las profundidades obtenidas arrojaron un error aproximado de 1,100 pies (~335 metros) el cual no es aceptable para caracterizar yacimientos y calcular las reservas de hidrocarburos.



Figura 13: Secciones verticales que muestran las imágenes del subsuelo obtenidas con el proceso de migración en profundidad de Kirchhoff antes de apilar. Las secciones (a) y (c) fueron obtenidas asumiendo un medio ITV, mientras que las secciones (b) y (d) fueron obtenidas asumiendo un medio isotrópico. Las secciones (b) y (d) fueron desplazadas 1100 pies (335 metros) hacia arriba.



Para optimizar los parámetros V_{nmo} , $V_{i...}$ y η_i , es necesario iterar el proceso de migración en profundidad hasta conseguir una imagen del subsuelo óptima, que amarre los pozos en profundidad y que los buzamientos esperados se definan dentro de un rango de error tolerable (Figura 3).

Pero ¿Cómo se pueden actualizar los parámetros V_{nmo} , $V_{i...}$ y η_i en cada iteración?. Los registros de imagen común en profundidad son primeramente convertidos del dominio de la profundidad al tiempo doble de viaje. Una vez en el dominio del tiempo doble, los parámetros V_{nmo} y η_{efectivo} son actualizados y subsecuentemente convertidos de nuevo a V_{nmo} y η_i en función de la profundidad. Esto implica, $V_{i...}$ que la velocidad es usada para la conversión a profundidad, pero dicha profundidad calculada es incorrecta. La profundidad correcta estará siempre asociada a la velocidad vertical de intervalo, $V_{i...}$, óptima. La velocidad vertical de intervalo $V_{i...}$ actualizada se obtiene de la relación entre la velocidad V_{nmo} actualizada y las velocidades $V_{i...,\text{curr}}$ medidas en los pozos. Para este propósito, ya sea el método 1 o 2 descritos anteriormente se pueden emplear para estimar $V_{i...,\text{curr}}$ en forma iterativa.

Conclusiones

En base a este trabajo llegué a las siguientes conclusiones:

1. La anisotropía y particularmente la asociada a un medio isotrópico transversal con eje vertical simétrico (ITV) contamina las velocidades sísmicas estimadas en el procesamiento de datos sísmicos.
2. El efecto de la ITV se genera cuando existe una secuencia estratigráfica compuesta por capas muy delgadas cuyo espesor es menor al de una longitud de onda sísmica. Esta condición es muy común en casi todas las cuencas geológicas del mundo.
3. Las velocidades sísmicas estimadas durante el procesamiento de datos sísmicos empleadas para convertir a profundidad dan como resultado profundidades erróneas y por consecuencia los datos sísmicos en profundidad no amarran los pozos.
4. La estimación de los parámetros que describen un medio anisotrópico y específicamente un medio del tipo ITV es complicada, pero es posible.
5. Combinando la migración preapilamiento en tiempo y en profundidad en forma iterativa e integrando las velocidades medidas en los pozos, en este trabajo propuse una estrategia para la estimación de los parámetros de la ITV. Estos parámetros nos permiten construir la imagen sísmica del subsuelo en profundidad que amarra la información de los pozos satisfactoriamente.
6. La información obtenida de los pozos es necesaria para que la estrategia que propuse sea completa y funcione para el caso de las ondas P.
7. La estrategia dará mejores resultados si se realizan las tres fases presentadas en la figura 3 paso por paso.
8. Los ejemplos empleando datos reales que presenté en este trabajo validan el uso de la estrategia en la práctica.
9. Los resultados obtenidos en los ejemplos anteriormente mencionados emplean el procesamiento de datos anisotrópico, y comprueban que las profundidades de las formaciones geológicas estimadas de los datos sísmicos son más precisas. Además, los buzamientos y el estilo estructural de las formaciones aparece mejor definido. Asimismo, las dimensiones estructurales son estimadas en forma más precisa.
10. La conclusión anterior impacta directamente los resultados de la caracterización de yacimientos y por ende la estimación de reservas.



Referencias

- Alkhalifah, T., 1997, Velocity analysis using nonhyperbolic moveout in transversely isotropic media, *Geophysics* 62, 1839-1854.
- Cegani, D., Berendson, E., Hurst, C. y Martínez, R.D., 2003, Anisotropic prestack depth migration improves the well-ties at the Ewing Bank Oil Field, Gulf of Mexico: 73th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts.
- Dix C.X. 1955. Seismic velocities from surface measurements. *Geophysics* 20, 68-86.
- Grechka, V., 2001, Seismic anisotropy: Yesterday, today and tomorrow: CSEG Recorder, 9, September 2001.
- Lou, M., Pham, L. D., y Lee, S., 2002, Anisotropic parameter estimation from joint P- and C-wave data: 64th Ann. Mtg., Eur. Assn. Geosci. Eng., Florence.
- Martinez, R.D. y Lee, S., 2002. A strategy for anisotropic P-wave prestack imaging, 72nd Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, 149-152.
- Olhovich, V., 1959, *Curso de sismología aplicada*: Editorial Reverté, p. 321-330.
- Ren, J., Lee, S. y Martinez, R.D., 2003. Stable estimation of the interval anisotropic parameters for P-wave prestack imaging, 73th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, 145-148.
- Sun, Ch. and Martinez, R.D. 2001 Amplitude preserving $V(z)$ pre-stack Kirchhoff time migration for VTI media: *First break*, 19, 618-624.
- Thomsen, L., 1986, Weak elastic anisotropy: *Geophysics*, 51, 1954-1966.
- Thomsen, L., 2002, Understanding anisotropy in exploration and exploitation: 2002 DISC. Distinguished instructor series, No 5. SEG / EAGE.

Agradecimientos

Quiero agradecer a la compañía Petroleum GeoServices (PGS) por otorgarme permiso para publicar este artículo. Asimismo, quiero hacer un reconocimiento a mis colegas de PGS, Jiaxiang Ren y Sheng Lee, que de una forma u otra contribuyeron a este trabajo.

Why do the wells not tie seismic data in depth?

Rubén Darío Martínez M.
PGS Marine Geophysical

Abstract

The effect of anisotropy in seismic velocities, particularly the effect of vertically transversely isotropic (VTI), is responsible for the mistie of the depth-converted seismic data and the depth measured in the wells at the different geological levels. To achieve the tie between the seismic data and the well data, it is necessary to estimate the parameters that describe a VTI medium, and subsequently image the subsurface in depth providing a tie with a minimum margin of error. This optimum result is achieved through the implementation of a seismic data processing strategy that allows for the estimation of the VTI parameters iteratively, making use of pre-stack anisotropic time and depth migrations and the well data.

The results obtained with the proposed processing strategy using seismic data and well data are optimum since they show that the misties commonly observed between the seismic data and the well data are minimized, resulting in a satisfactory tie. As a consequence, the structural and stratigraphic subsurface characterization is more accurate, therefore making a positive impact in reservoir characterization and hydrocarbon reserves calculation.



Introduction

Discrepancies between the depth-converted seismic data and the depths at the different geological levels recorded in wells have been noticed for a long time. Seismic data interpreters often convert seismic data from reflection time to depth using average seismic velocities corrected by a factor. This factor is normally derived from a ratio of measured depths in the wells and the estimated seismic velocities during seismic data processing. This procedure is valid as long as all the geological layers are flat and of constant interval velocity. This condition is far away from reality in geologically complex areas. This means that the estimation of the seismic depth in the subsurface away from wells is incorrect.

There are several ways of explaining the discrepancy between depth-converted seismic data and the depths of the geological formation tops detected in the wells. One explanation is the effect of seismic velocity anisotropy. The most common type of anisotropy in seismic velocities is known as vertically transverse isotropy (VTI). The VTI is also known as polar anisotropy. The VTI effect is common in basins where there is a thick sequence of very thin beds. For the VTI effect to be present in the velocities, the thin beds need to have thicknesses smaller than one seismic wave length. Sequences of very thin beds often appear over complex geological formations of economic significance at great depths. Geological imaging of these complex formations is affected by the VTI effect. In a VTI medium, the depth conversion performed with the estimated velocities from the seismic data is incorrect.

For many years, it has been recognized that P wave measured velocities from the seismic data during seismic data processing might be affected by anisotropy (Olhovich, 1959). This is due to the fact that velocities measured in one point in the subsurface vary depending on the direction on which they were estimated.

There are different types of anisotropy. They are distinguished based on their axis, symmetry planes and number of elastic constants that characterize them. A VTI medium is described by four parameters ($C_{11}, C_{13}, C_{33}, C_{44}$) for P waves (Thomsen, 2002). However, based on Thomsen's work (1986), these four parameters were simplified to two for P waves; d_i and e_i . There are other types of anisotropy, such as orthorhombic, monoclinic and triclinic (Grechka, 2001). Nonetheless, in this work I am focusing my analysis to the effects of anisotropy of the VTI type for P waves, exclusively.

The parameters that describe VTI are difficult to estimate, and this is one of the reasons why the VTI effect in seismic velocities has been ignored when the data have been acquired with short offsets. These distances are less or equal to the depth of the geologic objective. Another reason is that most of the seismic data acquired with relatively small offsets does not show the VTI effects in the P waves traveltimes.

In this work, I present a strategy to create seismic subsurface images that tie the wells in depth. This strategy comprises three phases. Phase I consists of making pre-stack isotropic and anisotropic migrations of the seismic data iteratively in time to estimate the effective parameters that describe a VTI medium; the NMO velocity, V_{nmo} and the effective anelliptical parameter, $\eta_{\text{effective}}$. Subsequently, in phase II of the strategy, the three interval parameters; interval NMO velocity, interval vertical velocity and the interval anelliptical parameter ($V_{i_{\text{v}}}$, $V_{i_{\text{v}}}$ and η_i) required for subsurface imaging are estimated using anisotropic pre-stack depth migration. The parameters $V_{i_{\text{v}}}$ and η_i are estimated by differentiation of the parameters estimated in Phase I, V_{nmo} and $\eta_{\text{effective}}$. In Phase II, all the available external information is integrated, such as well data, to estimate the third parameter, $V_{i_{\text{v}}}$. Phase III includes pre-stack depth anisotropic migration iteratively. In this phase, the interval parameters are fine-tuned ($V_{i_{\text{v}}}$, $V_{i_{\text{v}}}$ and η_i) and the optimum seismic subsurface image in depth is obtained, tying the wells.

The proposed strategy in this paper is illustrated with examples using real and synthetic data.

The effect of vertically transverse isotropy (VTI)

A

s background information to the main subject of this work, I provide a brief description of the VTI effect.

Vertically transverse isotropy (VTI) is very common in areas where the sedimentary basins are made up of thick sequences of thin beds. These thin beds normally have thicknesses of less than one seismic wave length. When this is the case, the velocities measured at different offsets vary even in the presence of horizontal flat beds (Figure 1).

In Figure 1, the measured velocity along the vertical vector (black) will be different to that velocity measured along the diagonal vector (blue). This difference in the velocity's magnitude is due to the VTI effect, created by the sequence of thin beds.

Axis of symmetry

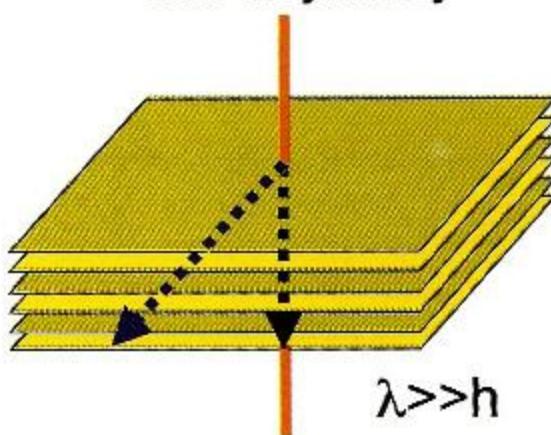


Figure 1: Diagram representing a sequence of isotropic, homogeneous thin layers, each one with thickness equal to h ; λ is the seismic wavelength.



The interval velocities estimated based on the effective velocity, V_{nmo} or NMO velocity, measured in conventional velocity analyses, are affected by the anisotropy. This is due to the fact that NMO velocities measured at different offsets have different magnitudes. Thomsen (1986) developed formulas that relate the anisotropy parameters with interval velocities in a practical form. These formulas are developed under the assumption that the anisotropy in the medium is weak.

The two interval parameters that are used the most in the imaging process of P waves in a VTI medium are: d_i and e_i . These parameters are related to the interval velocities in the following way:

$$(1) \quad V_{i_{\text{int}}} = V_{i_h} \sqrt{1+2\delta_i}$$

$$(2) \quad V_{i_v} = V_{i_h} \sqrt{1+2\epsilon_i}$$

where:

$V_{i_{\text{int}}}$ = interval velocity derived from the effective velocity,;

V_{i_h} = horizontal interval velocity;

V_{i_v} = vertical interval velocity;

δ_i y ϵ_i = Thomsen's interval anisotropy parameters.

According to Thomsen (2002), the NMO velocity can be approximated as a function of the parameters $\langle \delta \rangle$ and $\langle \epsilon \rangle$. The symbol $\langle \rangle$ represents the square root of the weighted arithmetic mean (RMS). V_{nmo} is the vertical RMS velocity. These approximations are:

$$(3) \quad V_{\text{nmo}} = V_{\text{vRMS}} (1 + \langle \delta \rangle)$$

$$(4) \quad V_{\text{hRMS}} = V_{\text{vRMS}} (1 + \langle \epsilon \rangle)$$

where:

$\langle \delta \rangle$ and $\langle \epsilon \rangle$ = average Thomsen's parameters;

V_{nmo} = effective or NMO velocity derived at short offsets;

V_{vRMS} = vertical RMS velocity;

V_{hRMS} = horizontal RMS velocity.

Using the Thomsen's parameters d_i and e_i , another parameter known as interval η_i or an elliptic parameter can be calculated.

$$(5) \quad \eta_i = \frac{\epsilon_i - \delta_i}{1 + 2\delta_i}$$

The effective parameter, $\eta_{\text{effective}}$, is defined as (Alkhalifah, 1997):

$$(6) \quad \eta_{\text{effective}}(t_o) = \frac{1}{8} \left\{ \frac{1}{t_o V_{\text{nmo}}^4} \int v_{i_{\text{int}}}^4(\delta) [1 + 8\eta_i(\delta)] d\delta - 1 \right\}$$

where t_o is the vertical normal incidence time.

The h_i parameter controls the energy focusing in the pre-stack time migration of the seismic data. The d_i parameter controls the accuracy of the depth resulting from the pre-stack depth migration of seismic data.

When depth migration is not performed with the correction for the anisotropic effect in the velocities, the resulting depths and 3D positioning in space of the events are not correct. In turn, this means that the wells will not tie the seismic data in depth.

I illustrate this concept below with synthetic pre-stack seismic data generated with the model shown in Figure 2-a. This is a typical model that has a salt dome. All layers in the model are isotropic, except for the first layer. The parameters that characterize each layer are the P wave velocity, and the density, ρ_i . V_p the first layer, which is the shallowest, is assumed to have anisotropy and it is characterized by the parameters ϵ_i and δ_i , based on which η_i is estimated using equation 5. The section of Figure 2-b shows the stacked results from pre-stack depth migration, assuming all layers are isotropic. The red lines represent the true depths of the geological interfaces of the model. One can readily see that the depths resulting from depth migration, assuming an isotropic medium, are incorrect. On the other hand, Figure 2-c shows the results from pre-stack depth migration considering the bed defined as a VTI medium (with anisotropy). The resulting depths match well with the true depths and, in general, with the spatial positioning of the events. This can be seen in the subsurface image of the salt dome flanks of the model.

This simple model clearly shows that the VTI effect present in only one bed can generate an incorrect subsurface image in depth. This takes place if the VTI effect is ignored during the subsurface imaging in depth through the pre-stack depth migration process. This model also shows that in a real depth-migrated data case, the well tops will not tie.

Calculation of the VTI parameters and 3D subsurface imaging

Undoubtedly, the calculation of the VTI parameters involved in seismic velocities is one of the toughest problems in the practice of depth imaging using P waves.

In the flow diagram of Figure 3, I propose a strategy for the calculation of the VTI parameters needed to perform the time and depth pre-stack migrations of the seismic data. I have tested this strategy successfully and it is stable (Martínez and Lee, 2002).

Calculation of the V_{nmo} and $\eta_{\text{effective}}$ parameters (Phase I)

The first step is to perform isotropic pre-stack time migration of the seismic data (Sun and Martínez, 2001) iteratively. In the first step of this seismic data time migration, a method is used which considers ray bending to estimate the traveltimes to migrate the data in a medium where the velocity varies with depth at the location of the imaged trace only, in other words, $V_{t_{\text{res}}}(z)$ where z is depth.

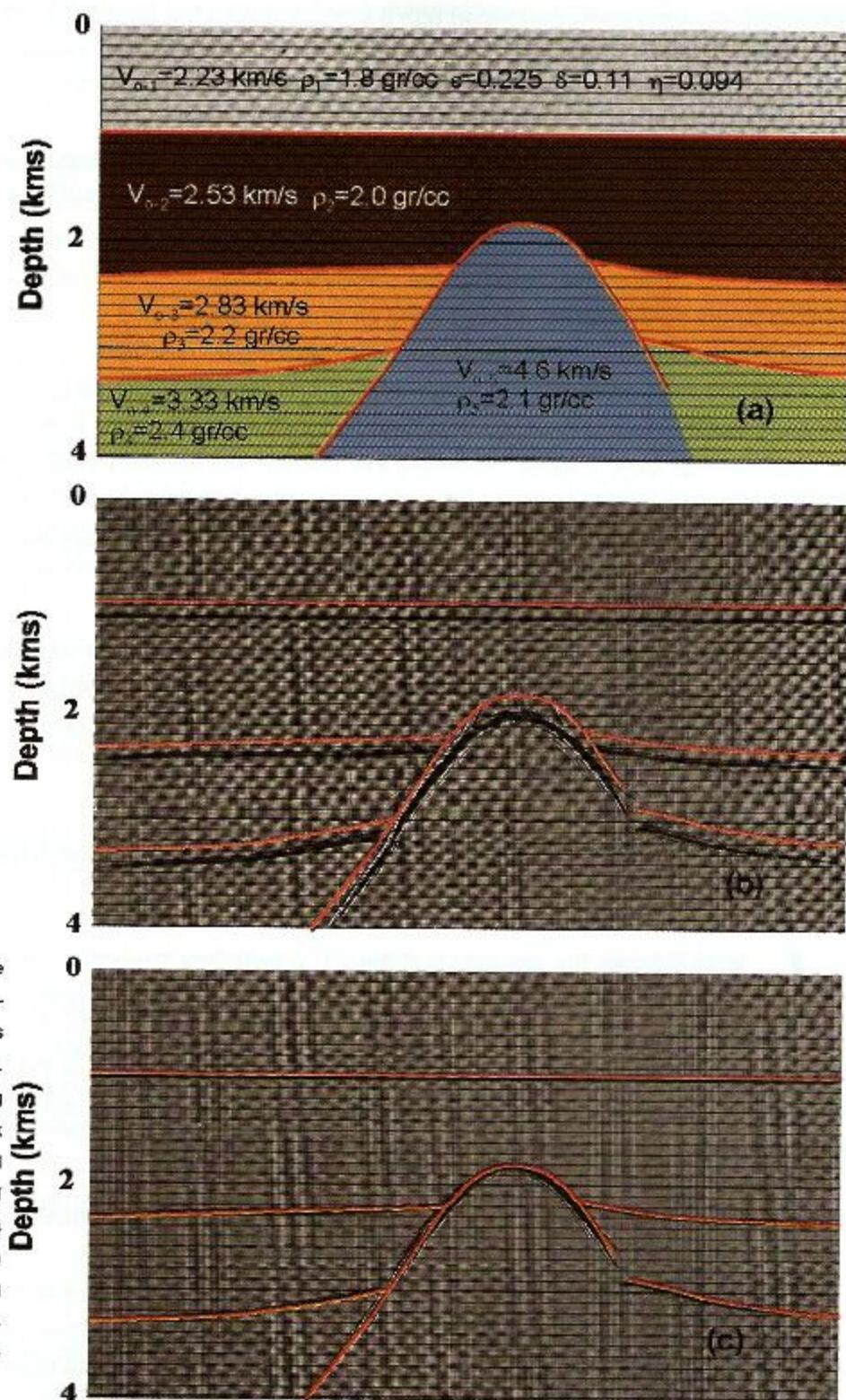


Figure 2: (a) Subsurface model. The first layer is characterized with parameters that describe a VTI medium. (b) Depth stack resulting from Kirchhoff pre-stack depth migration applied assuming isotropy in all layers. The red horizons mark the true depths. (c) Same information presented in (b) but assuming the presence of VTI in the first layer only.

After at least one iteration of the time migration, the effects due to the velocity variation with depth have been partially considered. The common image gathers, which are the result of pre-stack migration, will show the effect of residual normal moveout, NMO. These effects of residual normal moveout have a geometric form similar to a "hockey stick" (see Figure 4).

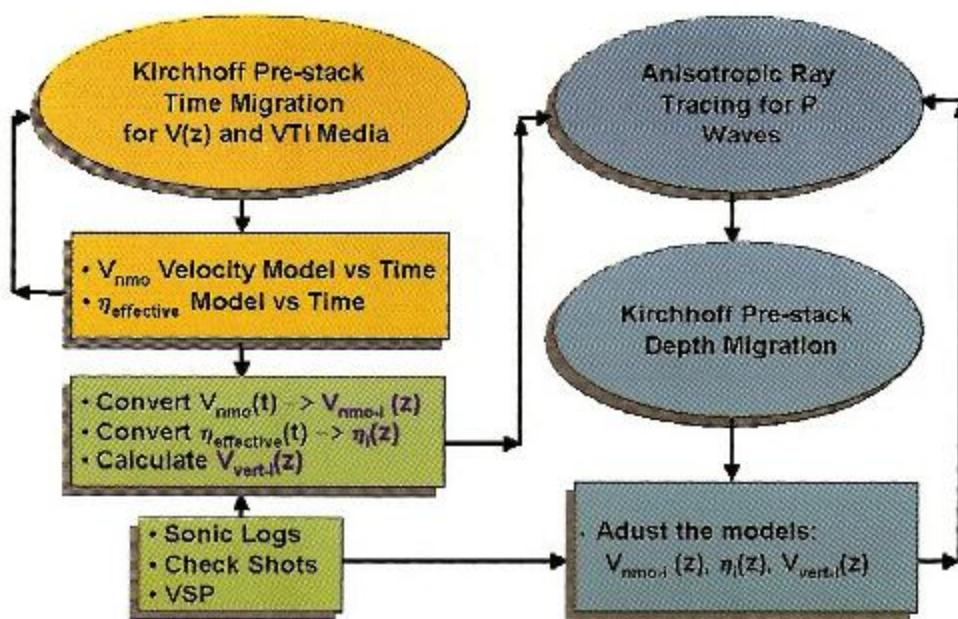


Figure 3: Strategy to depth-convert seismic data using Kirchhoff migration for VTI media in time (Phase I) (brown), the calculation of interval VTI parameters (Phase II) (green) and Kirchhoff migration for VTI media in depth (Phase III) (blue). Phases I and III are performed iteratively to estimate the parameters that describe a VTI medium

The residual moveout is used to estimate the effective parameters, V_{nmo} and $\eta_{\text{effective}}$ with automatic methods such as the one proposed by Min, et al. (2002). Figure 4 shows an example of the VTI phenomenon where one can clearly see the effect of the "hockey stick" that is removed once the optimum parameters V_{nmo} and $\eta_{\text{effective}}$ are estimated.

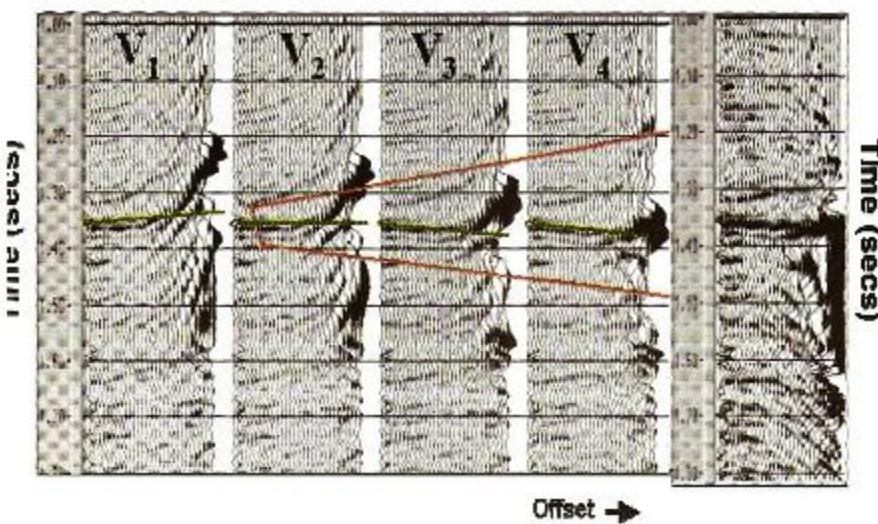
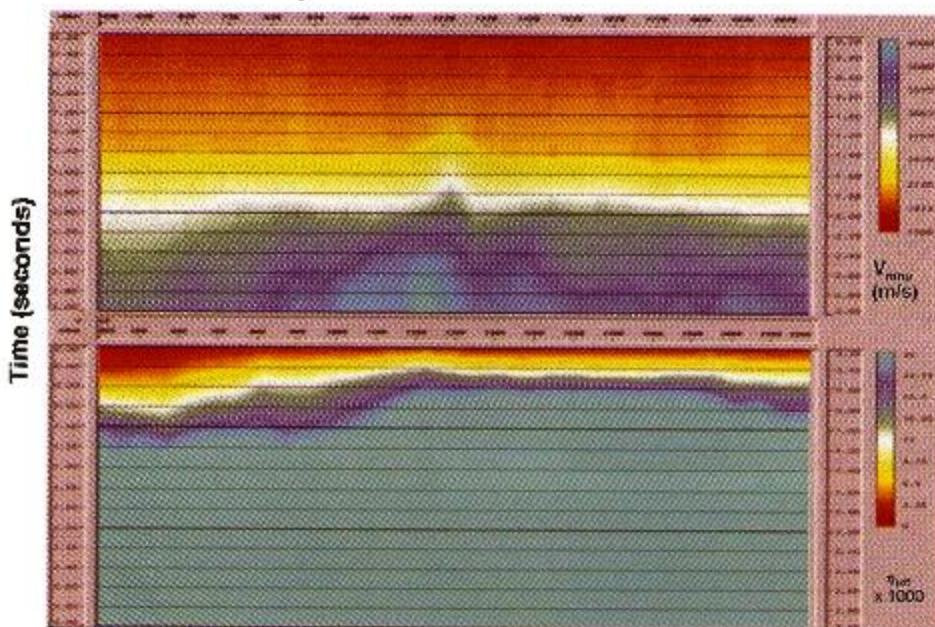


Figure 4: Time-migrated common image gather with four different migration velocities (V_{nmo1} , V_{nmo2} , V_{nmo3} y V_{nmo4}) ignoring the VTI effect (left end of the figure). On the right hand side of the figure, the same migrated gather is shown in time with the velocities of V_{nmo2} and $\eta_{\text{effective}}$ consequently considering the VTI effect. The maximum offset in the gather is of 3.15 kilometers.

The residual moveout observed in the migrated gathers is used to estimate the effective parameters, V_{nmr} and $\eta_{\text{effective}}$ in the complete 3D volume (Min, et al., 2002). An example showing these two parameters, V_{nmr} and $\eta_{\text{effective}}$ along a seismic section, once optimized, is shown in Figure 5.

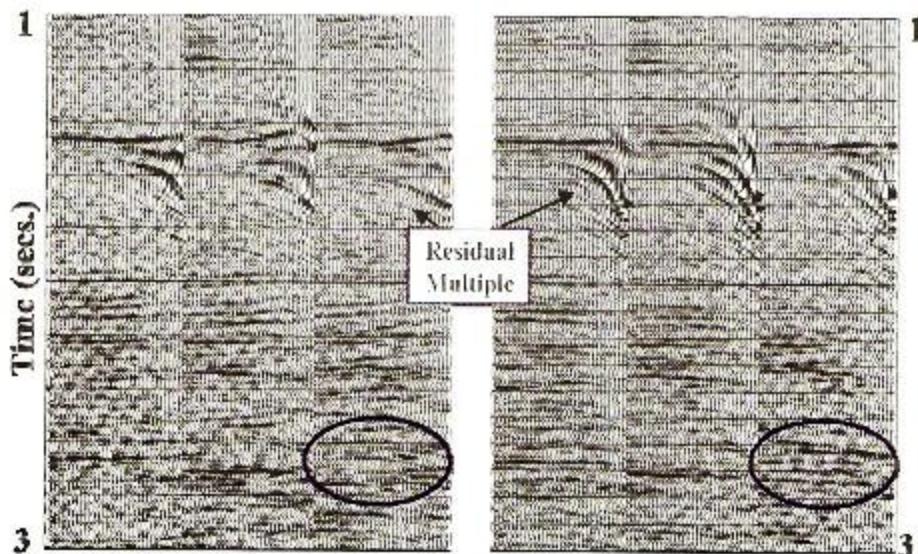
Figure 5: The sections of the upper and lower part of this figure show the distribution of the velocities V_{nmr} and $\eta_{\text{effective}}$ as a function of vertical two-way time. The lack of resolution in the section of the $\eta_{\text{effective}}$ parameter observed at large two-way times, is due to the absence of offsets that are long enough for this purpose. In this case, the maximum offset is in the order of 3.15 kilometers



With the V_{nmr} and $\eta_{\text{effective}}$ parameters, anisotropic pre-stack time migration is now performed. The expected effect in the results of this time migration is a better energy focus compared to the result from the migration for an isotropic medium. This enhanced energy focus is due to the correction done using the $\eta_{\text{effective}}$ parameter.

In Figure 6, three common image gathers are shown for seismic data with pre-stack time migration. On the left hand side of the figure, these three gathers are shown, which were migrated only considering a velocity function, $V(z)$. One can see that even after considering the velocity variation, $V(z)$, the gathers show that events are not flat for all offsets.

Figure 6: Three time-migrated common image gathers considering the migration velocity ($V(z)$) only (left) and the same migrated gathers considering the vertical variation of the velocity ($V(z)$) and the VTI effect. The maximum offset in the gathers is 3.15 kilometers.



In the traces with short and medium offsets the events appear to be flat, but not in the far traces. This is due to the fact that only the migration velocity variation has been considered. On the right hand side of Figure 6, the same gathers are shown, but now with anisotropic time migration using the optimum velocity for V_{rms} and the parameter $\eta_{\text{effective}}$, that is, the time migration was done for a VTI medium. Note that in this case, the events are almost flat for all offsets. This results in gathers that can properly be used for amplitude versus offset studies (AVO), and also to generate an optimum stack of the data that will consequently show a better resolution than the one that can be obtained with migrated gathers (left of Figure 6) without the VTI correction.

In Figure 7, two stacked time-migrated sections are shown. The left one (Figure 7 (a)) was generated considering the migration velocity ($V_{\text{rms}}(z)$) only. The right figure (Figure 7 (b)) was generated considering both, the $V_{\text{rms}}(z)$ and the VTI effects simultaneously.

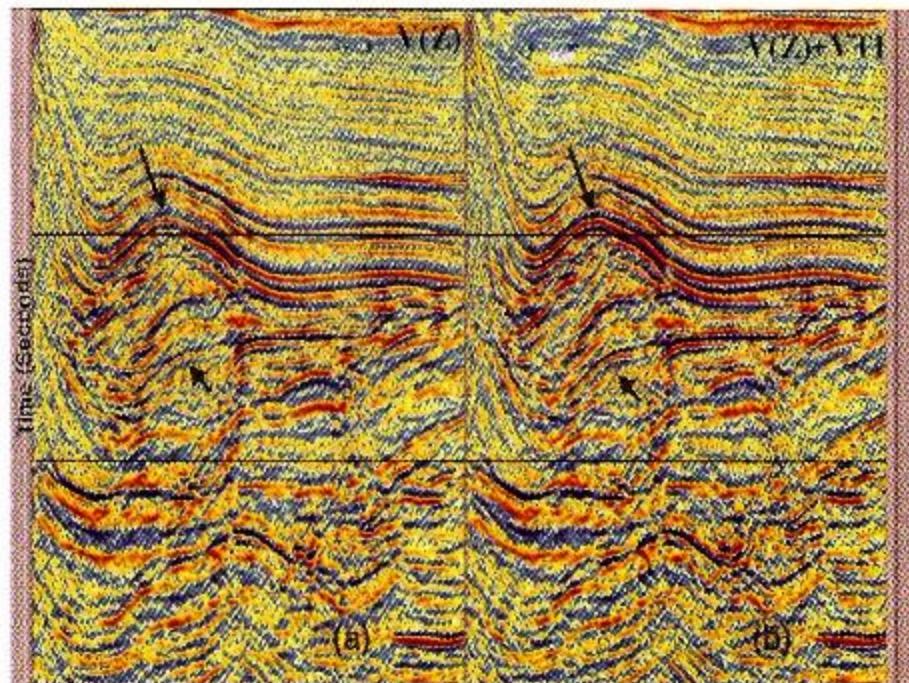


Figure 7: Stacked section produced with pre-stack time migration. (a) is the version considering the velocity variation with depth ($V(z)$) only. (b) is the version considering velocity variation with depth and the VTI correction.



Calculation of Interval VTI parameters, $V_{i...}$, V_i , η_i (Phase II)

The results obtained from the iterative anisotropic time migration are the parameters of V_{nmr} and $\eta_{\text{effective}}$ which were calculated in the previous section (Phase I). The next step in the strategy is to convert these parameters, V_{nmr} and $\eta_{\text{effective}}$, to their interval equivalent, that is, the interval seismic velocities, $V_{i...}$ and the interval η_i parameter. For this process, a formula similar to the Dix equation (Dix, 1955 and Alkhalifah, 1997) can be used. However, other more stable differentiation methods for V_{nmr} and $\eta_{\text{effective}}$ have been proposed by Ren, et. al. (2003).

Figure 8: The sections in the upper (a) and lower (b) parts of this figure show the distribution of the velocity $V_{i...}$ and η_i as a function of depth. The lack of resolution in the η_i section, observed at large depths, is due to the absence of long offsets. In this case, the maximum offset is in the order of 3.15 kilometers.

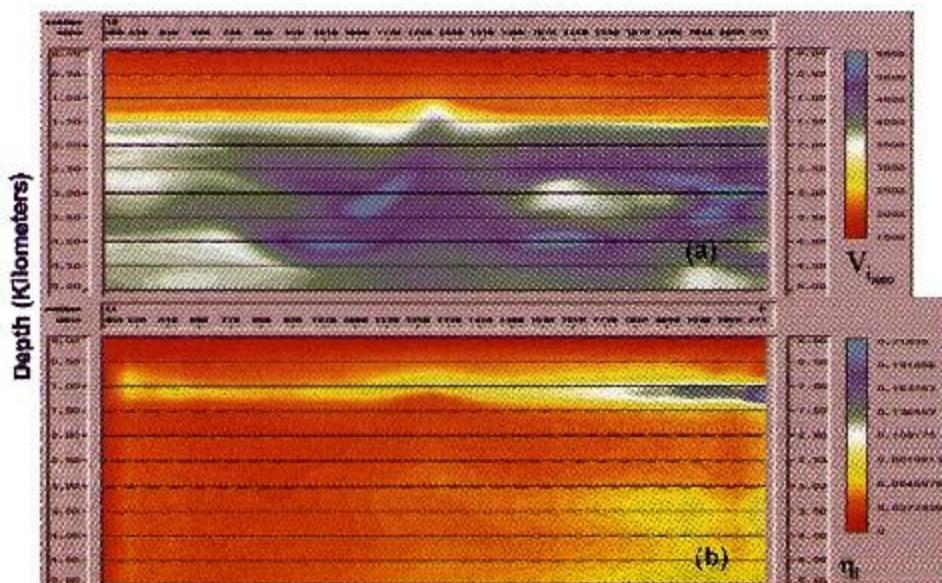


Figure 8 shows the results after converting the V_{nmr} and $\eta_{\text{effective}}$ parameters that were estimated in the previous section and shown in Figure 5. The method used in this case is the that proposed by Ren, et. al. (2003).

Now I Return to the proposed strategy. In order to perform the anisotropic pre-stack Kirchhoff depth migration for a VTI medium, three parameters are required: seismic interval velocities ($V_{i...}$), vertical interval velocities (V_i) and the interval η_i parameter. Two ($V_{i...}$ and η_i) of the three parameters are estimated from the pre-stack seismic data as previously described. The third (V_i) has to be estimated using external data (for example, vertical seismic profiles, well check-shots, sonic logs). The reason why the vertical interval velocity (V_i) cannot be estimated from the seismic data is the lack of seismic measurements at offsets equal or close to zero meters.

Methods to estimate the interval vertical velocities.

The two methods proposed here are empirical and both require the velocity data from the wells.

Method 1

This method consists in adjusting a linear model using seismic velocities, V_{nmo} , measured from the pre-stack seismic data at the well location and the vertical RMS velocities, V_{oRMS} , calculated from well data. In general, the ratio between these velocities is almost linear.

Based in equation (3), the almost linear ratio adjusted between the velocities (V_{oRMS} vs V_{nmo}) implies that the RMS value of the delta parameter, $\langle \delta \rangle$, is almost constant. This is undoubtedly an approximation that in some areas might not work. However, I have proven that this method is particularly useful in areas where the interval velocity varies with compaction and not with the age of the geological formations or constituents of such formations. Examples of these geological scenarios are the tertiary basins in the Gulf of Mexico, the Burgos Basin and the Veracruz Basin, amongst others.

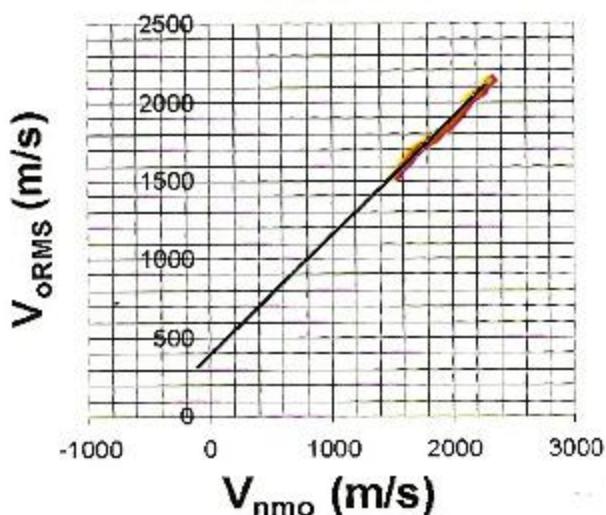
Once the linear fit between the velocities V_{nmo} and V_{oRMS} is done V_{nmo} , the velocities are used, which are estimated throughout the 3D volume, to predict the vertical RMS velocities, V_{oRMS} by means of the linear equation throughout the 3D volume.

Figures 9 (a) and (b) show the empirical determination of the vertical RMS velocities using data from wells 1 and 2, located in an area of the Gulf of Mexico. The NMO seismic velocities V_{nmo} , (horizontal axis) and the vertical RMS velocities derived from wells, V_{oRMS} (vertical axis) are related through a linear model that is determined with the least squares method. This linear model is then used to derive the vertical RMS velocities based on the NMO seismic velocities estimated from the seismic data.

The two estimated linear models are: $V_{oRMS} = 400 + 0.75 \cdot V_{nmo}$ for well # 1 and $V_{oRMS} = 415 + 0.730 \cdot V_{nmo}$ for well # 2. Using equation 3 and this linear model defined as, $V_{oRMS} = A + B \cdot V_{nmo}$ an interpretation can be done as a function of the $\langle \delta \rangle$ parameter. This parameter is derived in the following way:

$$(7) \quad \langle \delta \rangle = \frac{V_{nmo}}{A + B \cdot V_{nmo}} - 1$$

Well # 1





Well # 2

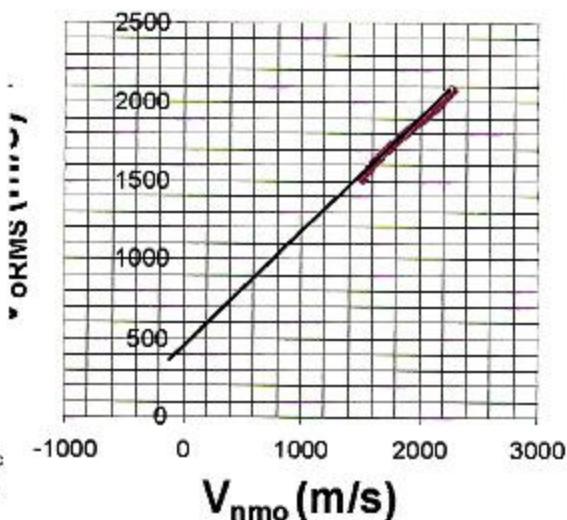


Figure 9: Plots showing the relationship between the seismic NMO and vertical RMS velocities (in color) derived from well 1 and well 2..

Method 2:

This method consists of measuring the differences between measured depths in wells and depths obtained in the first iteration using the isotropic pre-stack depth migration.

The differences in depth are measured at each well location with the purpose of deriving the δ_i parameter, with the following first order approximation:

$$(8) \quad \delta_i \approx \frac{\Delta z}{z_i}$$

Where Δz is the difference between the depth obtained in the depth-migrated seismic data in the first iteration and the recorded depth in the well for a defined geological level, i , z_i is the recorded depth at the well for the geological level i .

With this parameter δ_i and using equation (1) and the seismic interval velocities, I can calculate the vertical interval velocities for each layer defined in a previous interpretation of the migrated data ignoring the VTI effect. To generate the velocity model for depth migration, it is necessary to define the main layers of the model.

The δ_i models are smoothed and interpolated in 3D, layer by layer, need to be defined at each well location before being used to calculate the vertical interval velocities, V_{i_0} .

Figure 10 shows an example of vertical interval velocities estimated with this method. I derived the formula to calculate based on equation 1 and it is:

$$(9) \quad V_{i_0} = \frac{V_{i_{\text{nmo}}}}{\sqrt{1+2\delta_i}}$$

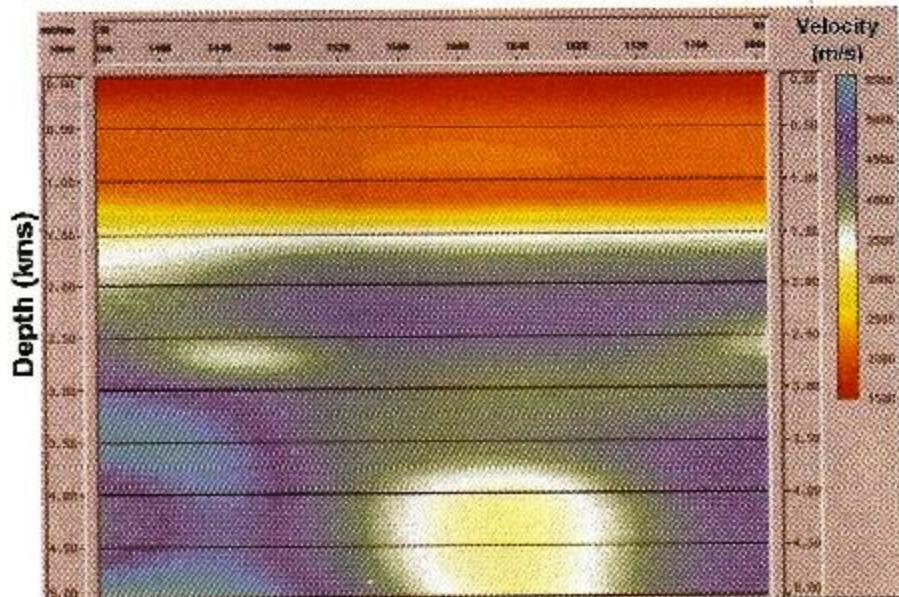


Figure 10: Example of vertical interval velocities. These velocities were estimated with Method 2 as described.

Refining the interval parameters $V_{i_{\text{iso}}}$ V_{i_0} $y \eta_i$ and seismic imaging in depth (Phase III)

Phase III of the strategy as proposed in this work is presented on the right hand side of Figure 3 (blue portion of the flow diagram). Next, I will explain how Phase III works.

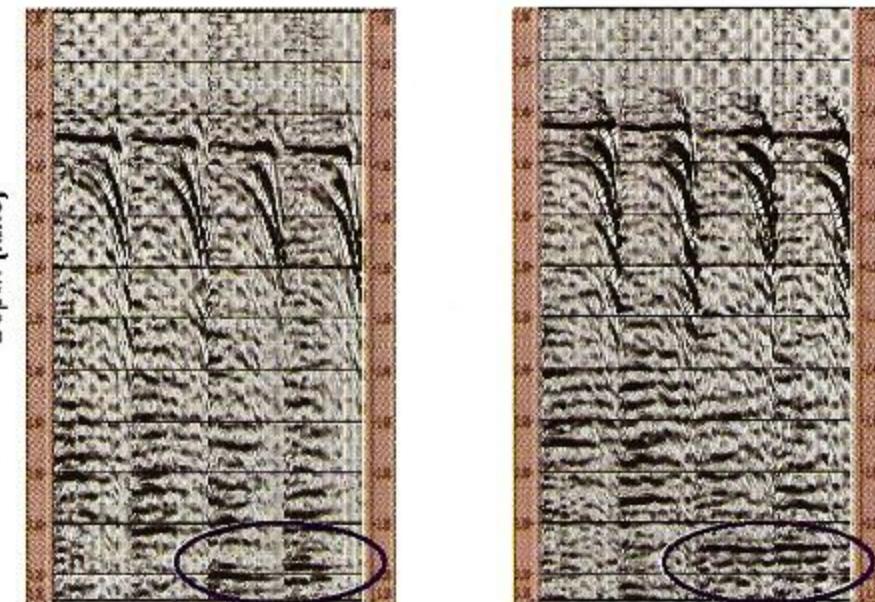
Once the interval parameters that describe a VTI medium ($V_{i_{\text{iso}}}$ V_{i_0} $y \eta_i$) are calculated and anisotropic ray tracing is performed to calculate the traveltimes. The traveltimes are subsequently used to perform the anisotropic Kirchhoff pre-stack depth migration of the seismic data.

To illustrate, Figure 11 shows four common image gathers in depth. The gathers on the left hand side correspond to the migration results ignoring the VTI effects, in other words, the pre-stack migration was performed with seismic interval velocities, $V_{i_{\text{iso}}}$, only (assuming an isotropic medium). The right part of Figure 11 shows the same four common image gathers but migrated in depth assuming a VTI medium. It is clear that the migrated gathers with the VTI correction show better event coherency as a function offset, resulting in a better energy focus and a better recovery of the relative amplitudes varying with offset (AVO). The areas marked with blue ellipses in figure 11 confirm what it has been previously stated. Likewise, the depths obtained are very different. The depths in the gathers on the right hand side are more accurate.



Figure 11 – Four common image gathers generated with pre-stack depth migrated data.

The four gathers on the left were migrated ignoring the VTI effect. The ones on the right were migrated considering the VTI effect. The maximum offset in these gathers is 3.15 kilometers.



The next step is to stack the data throughout the 3D seismic volume and correlate the seismic data in depth with the formation tops detected in the wells.

Figure 12 shows two stacked sections as a function of depth. The section marked with an (a) results from the isotropic pre-stack depth migration process. And the section marked with a (b) is the section in depth but migrated assuming a VTI medium, that is, the anisotropic pre-stack depth migration was used. In the central portion of the section, I have inserted a sonic log to verify the mistie of the recorded depths in the well compared to those shown by the seismic image in depth. In this area, the geological conditions are such that the velocities change layer by layer discretely. That is, the velocity variation is mainly controlled by lithological changes.

I have selected six important tops in this geological column which are marked with arrows in the figure. The seismic section marked with an (a) shows that the misties with the well data are significant; depths recorded by the seismic data are deeper than the true depths. The section marked with a (b) shows the seismic depths tying the tops recorded in the well. The arrows that run almost horizontally validate the good tie between the seismic and the well depths. In these displays, we can also see that the quality of the energy focusing is better in section (b) (ellipses marked with blue) than that shown in section (a). The data in section (b) was corrected for the VTI effects during the calculation of the traveltimes using ray tracing for VTI media. In this example, I used method 2 for the estimation of the vertical interval velocities as previously described.

In another example where I use data from the Gulf of Mexico, I show the importance of the VTI effect when the objective is to tie wells. In this case, the formations of interest are at approximately 15,400 feet (~4,700 meters). The VTI effect makes the isotropic pre-stack depth migration to produce misties with the wells in the order of 1,100 feet (~335 meters). This represents a considerable mistie. When the anisotropic pre-stack depth migration is performed, the seismic energy focusing is considerably better due to the correction of the VTI effect. This results in a better tie with the wells (maximum error ranging from 1 to 2%) and a better subsurface image in depth. In this case,

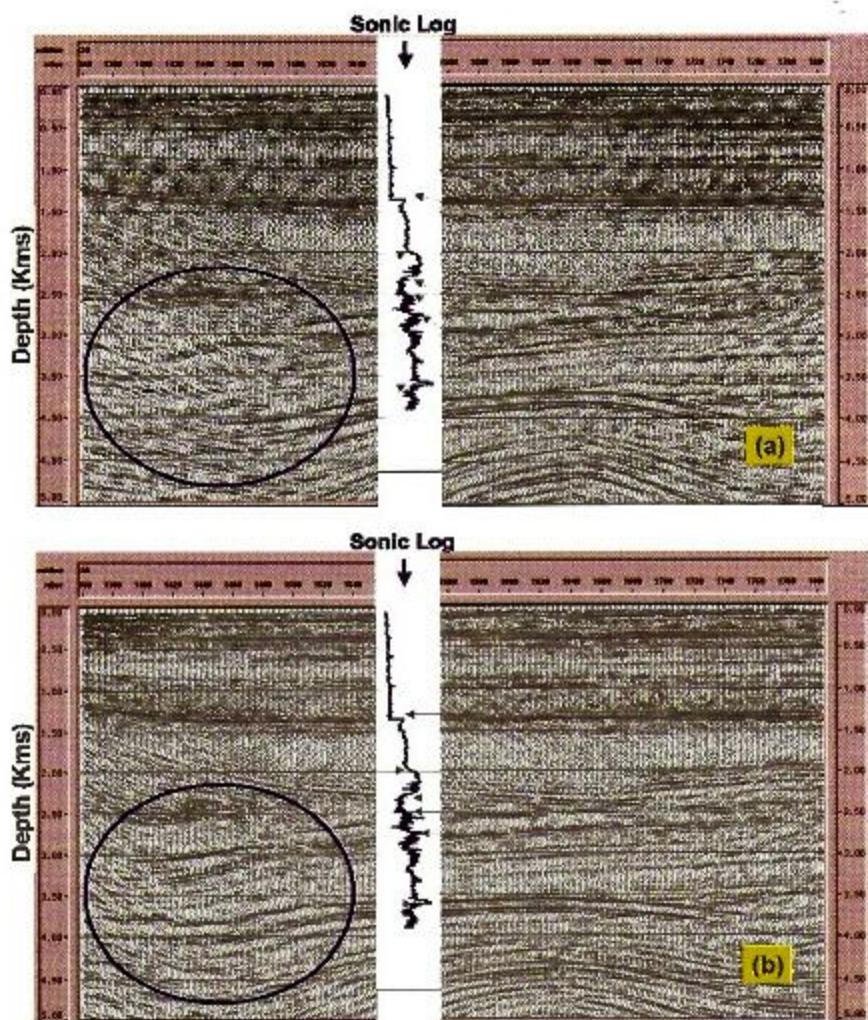


Figure 12: Stacked sections produced with the Kirchhoff pre-stack depth migration method. (a) Result obtained assuming isotropic media and (b) result assuming anisotropic (VTI) media.

the velocities vary mainly because of the sediment compaction (Cegani et al., 2003) and not because of lithological changes as in the previous case.

Figure 13 shows two vertical sections in depth. The method used to estimate the vertical interval velocities was method 1 in this case. The linear fit employed to calculate the vertical RMS velocities in each of the wells (1 and 2) are those shown in Figure 9.

One can see that in the sections shown in Figure 13, the quality of the seismic image is improved when the VTI effects are corrected during the anisotropic pre-stack depth migration (figures 13 (a) y (c)).

Wells 1 and 2 are shown in these two sections, but the area of study has eight wells which were tied within 1% to 2% of error.

The sections to the right (Figure 13 (b) and (d)) show the images obtained using isotropic pre-stack depth migration. These sections were displayed shifted upward in depth by 1,100 feet (~335 meters). The resulting depths had an approximate error of 1,100 feet (~335 meters) which is unacceptable to characterize reservoirs and estimate hydrocarbon reserves.

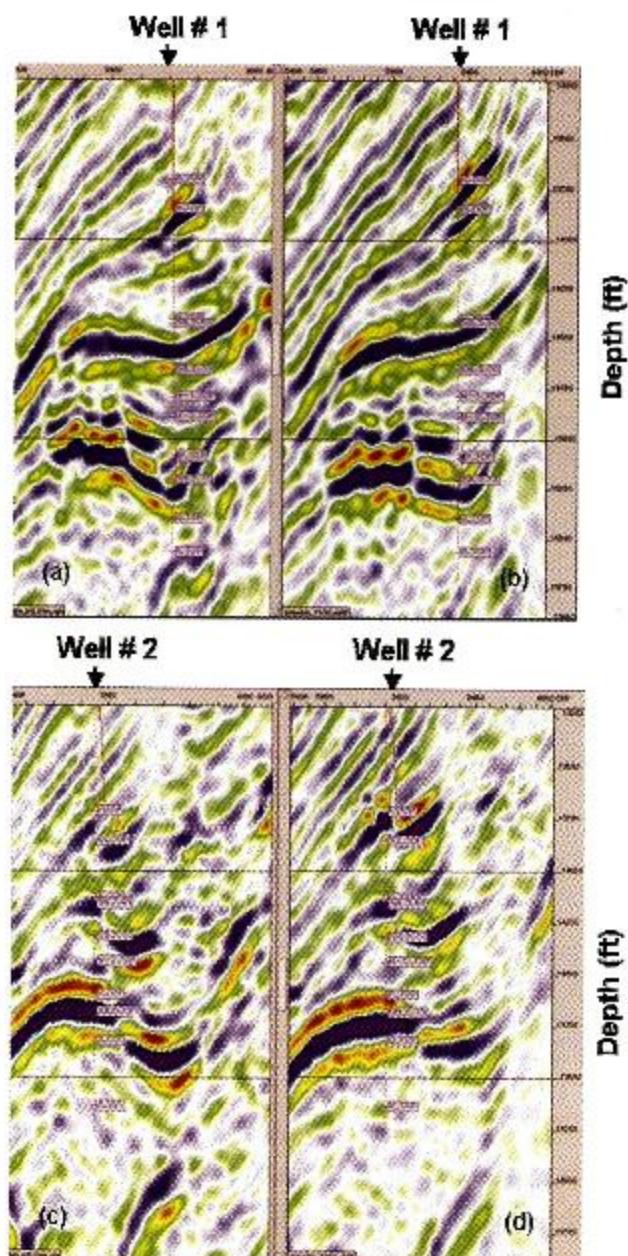


Figure 13: Vertical sections that show subsurface images resulting from Kirchhoff pre-stack depth migration. Sections (a) and (c) were obtained assuming a VTI medium, while sections (b) and (d) were obtained assuming an isotropic medium. Sections (b) and (d) were shifted 1100 feet (335 meters) upwards.

To optimize the parameters , $V_{i_{\text{new}}}$, V_{i_e} , and η_i it is necessary to iterate the pre-stack depth migration process until an optimum subsurface image is achieved, the wells are tied in depth and the expected dips are defined within an acceptable error range (Figure 3).

However, how can the parameters $V_{i_{\text{new}}}$, V_{i_e} , and η_i be updated in each iteration?. The common image gathers in depth are first converted from the depth domain to the two-way time domain. Once they are in the two-way time domain, the parameters of V_{nmo} and $\eta_{\text{effective}}$ updated and subsequently converted again to $V_{i_{\text{new}}}$, and η_i as a function of depth. This implies that if the velocity $V_{i_{\text{new}}}$ is used for depth conversion, the calculated depths are incorrect. The correct depths will always be associated to the vertical interval velocity, V_{i_e} . The updated vertical interval velocity V_{i_e} results from the relationship between the updated V_{nmo} velocity and the V_{obs} velocities measured in the wells. For this purpose, methods 1 or 2, as previously described, can be used to estimate V_{nmo} iteratively.

Conclusions

Based on this work, I have drawn the following conclusions:

Anisotropy, particularly the one associated to a vertically transverse isotropic medium (VTI) contaminates the seismic velocities estimated in seismic data processing.

The layer induced VTI effect is generated when there is a stratigraphic sequence comprised of very thin layers whose thicknesses are less than a seismic wave length. This condition is very common in almost all geological basins worldwide.

Seismic velocities estimated during seismic data processing and used for depth-conversion produce incorrect depths that will not tie the wells.

The estimation of the parameters that describe an anisotropic medium and, specifically, a VTI medium is complicated but possible.

Combining the pre-stack time and depth migrations iteratively and integrating the velocities measured in the wells, I have proposed in this paper a strategy to estimate the VTI parameters. These parameters used in pre-stack depth migration produce subsurface images in depth that ties better the well data.

The well data is necessary for the proposed strategy to work for the case of P waves.

The strategy will provide better results if the three phases explained in Figure 3 are performed, step by step.

The real data examples showed in this paper validate the proposed strategy in practice.

The results obtained with real data processed with anisotropic pre-stack depth migration confirm that the depths of the geological formations are more accurate. Furthermore, the dips and structural style of the formations are better defined; the structural dimensions are estimated more accurately.

The previous conclusion has a direct impact on reservoir characterization and consequently reserve estimation.



References

- Alkhalifah, T., 1997, Velocity analysis using nonhyperbolic moveout in transversely isotropic media, *Geophysics* 62, 1839-1854.
- Cegani, D., Berendson, E., Hurst, C. y Martínez, R.D., 2003, Anisotropic prestack depth migration improves the well-ties at the Ewing Bank Oil Field, Gulf of Mexico: 73th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts.
- Dix C.X. 1955. Seismic velocities from surface measurements. *Geophysics* 20, 68-86.
- Grechka, V., 2001, Seismic anisotropy: Yesterday, today and tomorrow: CSEG Recorder, 9, September 2001.
- Lou, M., Pham, L. D., y Lee, S., 2002, Anisotropic parameter estimation from joint P- and C-wave data: 64th Ann. Mtg., Eur. Assn. Geosci. Eng., Florence.
- Martinez, R.D. y Lee, S., 2002. A strategy for anisotropic P-wave prestack imaging, 72nd Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, 149-152.
- Olhovich, V., 1959, *Curso de sismología aplicada*: Editorial Reverté, p. 321-330.
- Ren, J., Lee, S. y Martinez, R.D., 2003. Stable estimation of the interval anisotropic parameters for P-wave prestack imaging, 73th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, 145-148.
- Sun, Ch. and Martinez, R.D. 2001 Amplitude preserving V(z) pre-stack Kirchhoff time migration for VTI media: First break, 19, 618-624.
- Thomson, L., 1986, Weak elastic anisotropy: *Geophysics*, 51, 1954-1966.
- Thomson, L., 2002, Understanding anisotropy in exploration and exploitation: 2002 DISC. Distinguished instructor series, No 5. SEG / EAGE.

Acknowledgments

I would like to thank Petroleum GeoServices (PGS) for giving me permission to publish this paper. Likewise, I would like to acknowledge my colleagues from PGS, Jiaxiang Ren and Sheng Lee, who contributed in one way or another to this work.

II Congreso Internacional de Geociencias para la Industria Petrolera

XII Simposio
de Geofísica y Exposición

Hoteles



Holiday Inn

HOTELS RESORTS

HYATT

MERIDA

Cenote Loltún



ASOCIACION MEXICANA DE
GEOFISICOS DE EXPLORACION, A.C.

www.amge.org.mx
Piñón 129 altos,
Col. Nueva Santa María
Delegación Azcapotzalco
México, D.F.
C.P. 02800



CONGRESOS Y CONVENCIONES
