



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Cálculo de Atributos
Sísmicos con Datos Migrados
en Tiempo y en Profundidad**

TESIS

Que para obtener el título de
Ingeniero Geofísico

P R E S E N T A

Edgar Espinoza Carrasco

DIRECTOR DE TESIS

Sergio Chávez Pérez



Ciudad Universitaria, Ciudad de México, 2016



Universidad Nacional
Autónoma de México



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.

Para todas las personas que estuvieron, están y estarán en mi vida.

En especial para mi familia.

Índice

Resumen	I
Abstract	II
Introducción	1
1. Migración en tiempo y en profundidad	4
1.1. Continuación hacia abajo y condición de representación	5
1.2. Tipos de migración	7
1.3. Fortalezas y limitaciones de la migración en profundidad	10
2. Atributos sísmicos geométricos	15
2.1. Echado	15
2.2. Coherencia	20
2.3. Curvatura	24
3. Problemas con el cálculo de atributos sísmicos	30
3.1. Estiramiento de la ondícula	30
3.2. Ventana de análisis	36

4. Resultados	40
4.1. Cálculo de atributos sísmicos con datos migrados en tiempo y en profundidad	40
4.2. Procedimiento estándar para calcular atributos sísmicos con datos migrados en profundidad	52
5. Conclusiones y Recomendaciones	57
Agradecimientos	59
Referencias	60

Resumen

La migración en profundidad antes de apilar (PSDM, por sus siglas en inglés) es un proceso de representación sísmica muy utilizado porque mejora las imágenes sísmicas del subsuelo estructuralmente complejo, tomando en cuenta variaciones de velocidad verticales y laterales. Así, en principio, los atributos sísmicos calculados con datos migrados en profundidad son más confiables que aquellos extraídos con datos migrados en tiempo. Sin embargo, existen diferencias conceptuales significativas en la manera en que los atributos sísmicos son calculados con datos migrados en profundidad. Por ejemplo, el muestreo vertical ya no es en milisegundos sino en metros. Cálculos de atributos ya no son en frecuencia (f , Hz, s^{-1}), sino en número de onda (k , m^{-1}). El uso de ventanas constantes para calcular estos atributos ya no es válido debido al estiramiento de la ondícula producido por cambios de velocidad rápidos que se toman en cuenta durante migración en profundidad antes de apilar. Una solución común para evitar estos problemas es convertir los datos migrados en profundidad a tiempo y sólo entonces calcular atributos sísmicos, lo cual es válido si los atributos sísmicos son usados para interpretación cualitativa pero no para una interpretación cuantitativa. En este trabajo, discuto las implicaciones computacionales de calcular atributos sísmicos de datos migrados en profundidad y en qué medida el intérprete puede confiar en los atributos sísmicos calculados directamente de datos en profundidad.

Abstract

Prestack depth migration (PSDM) is a highly popular imaging process because it enhances seismic images of structurally complex subsurface, by handling both vertical and lateral velocity variations. Thus, in principle, seismic attributes extracted from depth-migrated data are more reliable than those from time-migrated (PSTM) data. However, there are significant conceptual differences in the way seismic attributes are calculated from depth-migrated data. For instance, vertical sampling is no longer in milliseconds, but in meters. Attribute calculations are no longer in frequency (f , Hz, s^{-1}), but in wavenumber (k , m^{-1}). Using constant windows to compute such attributes is no longer valid due to the wavelet stretching produced by the rapid velocity changes accounted for during PSDM. A common solution to circumvent these issues is to convert depth-migrated data to time and then compute seismic attributes, which is valid if seismic attributes are used for qualitative interpretation, but not for quantitative interpretation. In this work, I discuss the computational implications of extracting seismic attributes from depth-migrated data and to what extent the interpreter can rely on seismic attributes calculated directly from PSDM data.

Introducción

La migración es una parte muy importante en el procesamiento e interpretación de datos sísmicos, se encarga de enfocar correctamente los reflectores y darnos una imagen sísmica del subsuelo. Es de gran importancia saber las diferencias conceptuales entre migración en tiempo y migración en profundidad, con el fin de comprender las fortalezas y limitaciones al momento de calcular atributos sísmicos.

La migración en tiempo utiliza un modelo de velocidad unidimensional, usualmente, un gradiente vertical en z . La migración en profundidad utiliza un modelo ‘global’, tomando en cuenta variaciones de velocidad verticales y laterales (Etgen y Kumar, 2012). Así, la migración en profundidad es un proceso de representación adecuado para generar imágenes sísmicas del subsuelo estructuralmente complejo.

Los atributos sísmicos son una manera conveniente para visualizar datos sísmicos facilitando su interpretación y, posteriormente, incorporando otras mediciones, como, registros geofísicos de pozo, constituyen una herramienta analítica para la inferencia de litologías y la caracterización de yacimientos (Taner, 2001). En principio, los atributos sísmicos calculados con datos migrados en profundidad deberían ser más confiables que los extraídos con datos migrados en tiempo. Sin embargo, existen diferencias conceptuales en la manera en que los atributos sísmicos son calculados con datos migrados en profundidad.

Los algoritmos utilizados para el cálculo de atributos sísmicos fueron diseñados para manejar datos en el dominio del tiempo (Chopra y Marfurt, 2007). Esto, aunado a los efectos de la migración en profundidad, provoca diferencias conceptuales al momento de

calcular atributos sísmicos. Por ejemplo, el muestreo vertical cambia de milisegundos a metros. Así, en el dominio de Fourier, el cálculo de atributos sísmicos no se realiza en frecuencia (f , Hz, s^{-1}), sino en número de onda (k , m^{-1}). El uso de ventanas constantes para calcular estos atributos ya no es válido, debido al estiramiento de la ondícula producido por cambios de velocidad inherentes a la migración en profundidad (Lin, 2014). Una solución común para evitar estos problemas es convertir los datos migrados en profundidad a tiempo y entonces calcular los atributos sísmicos.

Existe un incremento en la disponibilidad de datos sísmicos migrados en profundidad, y el hecho de que estos tengan como resultado una imagen más confiable que la que se obtiene con datos sísmicos migrados en tiempo (Fagin, 1999) ocasiona preguntas que discutiré en este trabajo: (1) ¿Podemos aprovechar la mayor resolución de imágenes migradas en profundidad para calcular atributos sísmicos utilizando los algoritmos tradicionalmente diseñados para manejar datos migrados en tiempo? (2) ¿Realmente hace una diferencia convertir los datos migrados en profundidad a tiempo para calcular atributos sísmicos? (3) ¿Son más confiables los atributos sísmicos calculados con datos migrados en profundidad?, y si es así, ¿por qué?

La paquetería que utilicé para calcular atributos sísmicos fue desarrollada por el consorcio académico de investigación de la Universidad de Oklahoma (Norman, OK, EEUU), “Attribute Assisted Seismic Processing & Interpretation” (AASPI). Usando los programas de AASPI (2016) calculé los atributos sísmicos geométricos de echado, coherencia y curvatura. Esto, con el fin de comparar los cálculos realizados con datos migrados en tiempo y datos migrados en profundidad, mostrar los beneficios, las desventajas, así como cuestionar prácticas de uso común y en qué medida el intérprete puede confiar en estos resultados. Para ilustrar las implicaciones de los atributos extraídos,

presento ejemplos con datos sísmicos de campo migrados en tiempo y en profundidad.

En el siguiente capítulo explicaré, brevemente, qué es la migración sísmica, las diferencias entre migración en tiempo y migración en profundidad, así como sus fortalezas y debilidades de éstas. Posteriormente, daré una reseña sobre atributos sísmicos y explicaré el método utilizado para realizar cálculos. A continuación, explicaré qué consideraciones hay que tomar al momento de realizar cálculos de atributos sísmicos con datos migrados en profundidad. Para finalizar, mostraré los resultados obtenidos y discutiré si el cálculo de atributos sísmicos con datos migrados en profundidad agrega o no valor a la interpretación.

Capítulo 1

Migración en tiempo y en profundidad

La palabra migración en prospección sísmica se puede definir como un mapeo del espacio de los datos al espacio del modelo. Es una operación que implica reorganización de los elementos de información sísmica mediante despropagación del campo de ondas. Incorpora la definición de difracción como adjunto o transpuesto, es decir, si la difracción es el proceso natural que crea y extiende hipérbolas, la migración es el proceso que hace lo contrario, colapsa las hipérbolas a su punto de máxima energía (Fig. 1.1) (Claerbout, 1985).

Para definir el proceso de migración utilizaré la versión de Claerbout (1985): Migración = Continuación hacia abajo + Condición de representación.

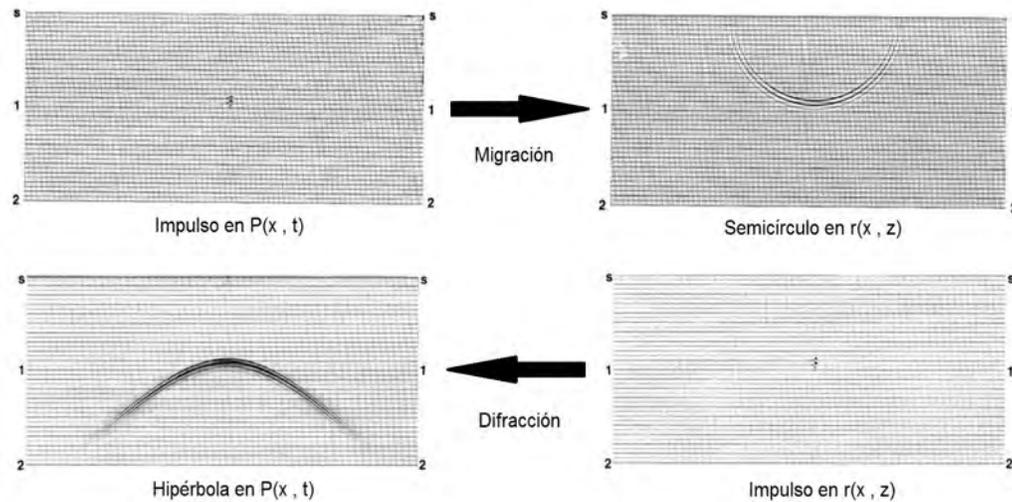


Figura 1.1: La migración incorpora la definición de difracción como adjunto. $P(x, t)$ corresponde al espacio de los datos. $r(x, z)$ corresponde al espacio del modelo (Tomado de Yilmaz, 1987).

1.1 Continuación hacia abajo y condición de representación

El objetivo de la sismología de exploración es producir una imagen o representación del subsuelo con datos sísmicos de reflexión registrados en superficie. Para lograr esto requerimos migrar los registros de campo. Por lo tanto, necesitamos realizar una continuación hacia abajo y utilizar o definir una condición de representación para definir la imagen sísmica.

La continuación hacia abajo, o despropagación del campo de ondas, se realiza resolviendo ecuaciones diferenciales mediante diferencias finitas. Las soluciones de la ecuación de onda que son utilizadas en técnicas diversas de migración (e.g., de Kirchhoff, en el dominio $f - k$ y de diferencias finitas) utilizan el método de continuación hacia abajo o despropagación del campo de ondas. El vínculo principal entre ellas es la condición de representación descrita por Claerbout (Brown, 1994).

Al igual que la continuación hacia abajo, existen varias condiciones de representación:

1. Para el concepto de reflector explosivo descrito por Claerbout (1985), la condición de representación es $t = 0$, donde t es tiempo. Esto quiere decir que la continuación hacia abajo se realiza hasta alcanzar el $t = 0$ debido a que es el momento en el que el reflector existe (Fig. 1.2a).
2. Para el caso de un arreglo distancia fuente a receptor (*offset* en inglés) constante y, considerando reflectores horizontales, la condición de representación es $t^* = t_d = t_r$.

Esto quiere decir que los reflectores existen cuando el tiempo de propagación entre la fuente y el reflector (t_d) es igual al tiempo del reflector al receptor (t_r), (Fig. 1.2b).

- Si consideramos que los reflectores no son horizontales, o el arreglo tiene distancia fuente a receptor variable, necesitamos conocer el tiempo que tarda en propagarse de la fuente al reflector y del reflector al receptor ' $t^* = t_d + t'_r$ ' (Fig. 1.2c) (Reshef y Kosloff, 1986). Estos tiempos generalmente se obtienen mediante la solución de la ecuación eikonal para medios acústicos en dos dimensiones.

$$\frac{\partial T}{\partial Z} = \left[\frac{1}{c^2} - \left(\frac{\partial T}{\partial X} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}}, \quad (1.1)$$

donde T es el tiempo de viaje y $c(X, Z)$ es la velocidad acústica del medio.

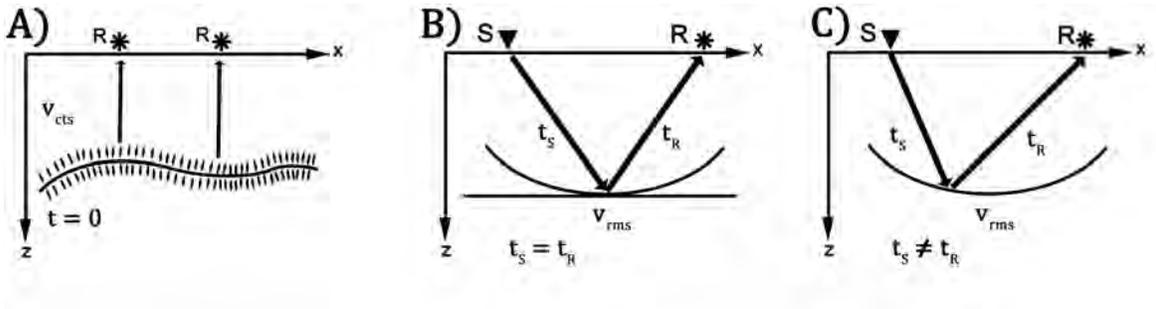


Figura 1.2: A) Concepto de reflector explosivo. La continuación hacia abajo se realiza hasta $t = 0$. B) La continuación hacia abajo procede hasta $t_s = t_r$, se suponen reflectores horizontales y distancia fuente a receptor constante. C) En este caso se suponen datos con una distancia fuente-receptor constante o variable pero con reflectores no horizontales, la condición de representación es $t^* = t_s + t_r$.

1.2 Tipos de migración

Actualmente existen muchos tipos de migración, dependiendo del tipo de datos: bidimensional (2D), tridimensional (3D), antes de apilar, después de apilar, en tiempo y en profundidad. Si consideraremos la dimensión, esta puede ser 2D o 3D. La migración 2D es sólo sobre una línea que tiene dimensión (x, t) . La migración 3D requiere que el arreglo sea una malla (x, y, t) , aunque también puede considerarse 3D si tenemos líneas 2D que estén suficientemente cerca (Liner, 1996), (Fig. 1.3).

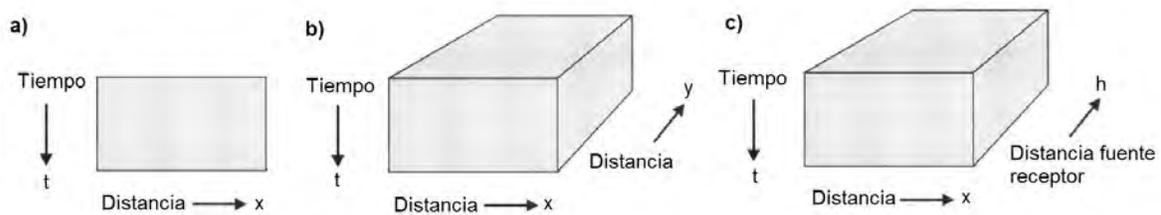


Figura 1.3: a) Esquema bidimensional (x, t) . b) Esquema tridimensional (x, y, t) . c) Esquema tridimensional (x, h, t) (Modificado de Fagin, 1999).

Si consideraremos la manera en que los datos son procesados antes de la migración, estos pueden ser apilados y no apilados. Con respecto a los datos apilados, las correcciones de sobretiempo normal (NMO, por sus siglas en inglés) y sobretiempo de echado (DMO, por sus siglas en inglés) se aplican antes de apilar para considerar todos los echados posibles y eliminar la distancia fuente-receptor, posteriormente se apilan los datos con respecto a un punto medio común (CMP, por sus siglas en inglés). Realizar una migración con datos apilados es menos costoso con respecto al tiempo de cómputo, pero menos exacto en áreas estructuralmente complicadas.

La migración con datos no apilados no contempla correcciones de sobretiempo normal y sobretiempo de echado. Este tipo de migración se realiza en presencia de subsuelos

estructuralmente complejos, reflectores con echados pronunciados y con velocidades variables. Es un proceso computacionalmente costoso y, requiere una gran cantidad de tiempo debido a que cada registro de campo tiene que ser migrado individualmente (Liner, 1996), (Fig. 1.4).

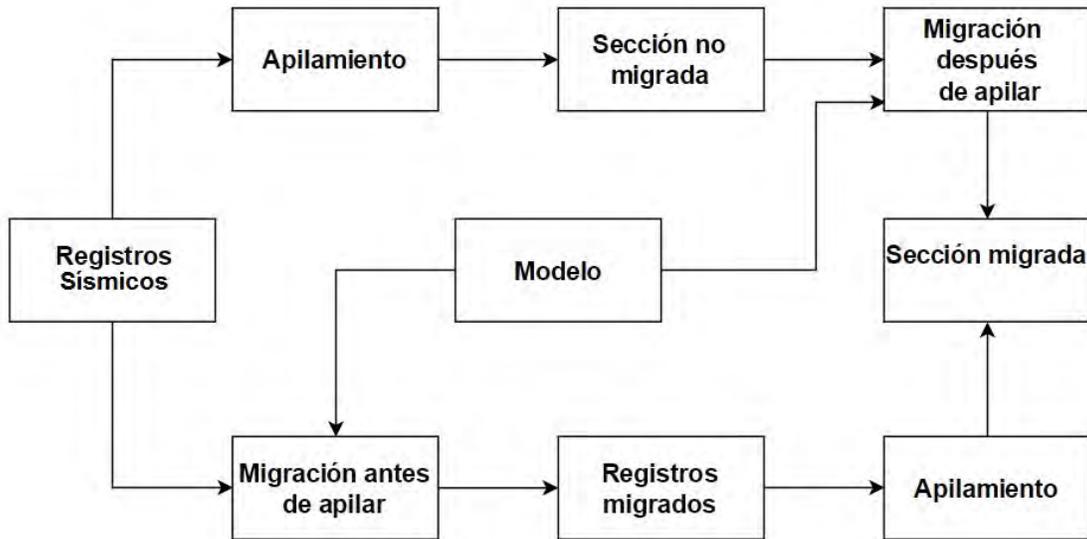


Figura 1.4: Esquema de migración antes de apilar contra la migración después de apilar (Modificado de Fagin, 1999).

Si las variaciones estructurales y de velocidad no son muy abruptas en el área, o estamos en presencia de variaciones muy pequeñas en el subsuelo, la ecuación descrita por Liner (1999) es válida: Migración antes de apilar = NMO + DMO + apilado de CMPs + Migración después de apilar.

El último tipo de migración está en términos de cómo manejaremos las variaciones de velocidad. Así, este tipo de migraciones se denominan en tiempo y en profundidad.

La migración en tiempo utiliza modelos de velocidad constantes o gradientes verticales de velocidad $v(z)$. Este tipo de migración sólo aproxima el curvamiento de rayos consecuencia de la ley de Snell (Fig. 1.5a).

La migración en profundidad considera variaciones de velocidad laterales y horizontales $v(x, y, z)$, y representa con mayor precisión el curvamiento que existe en los rayos en presencia de este tipo de variaciones de velocidad. Este tipo de migración tiende a ser computacionalmente más costosa que la migración en tiempo (Fig. 1.5b).

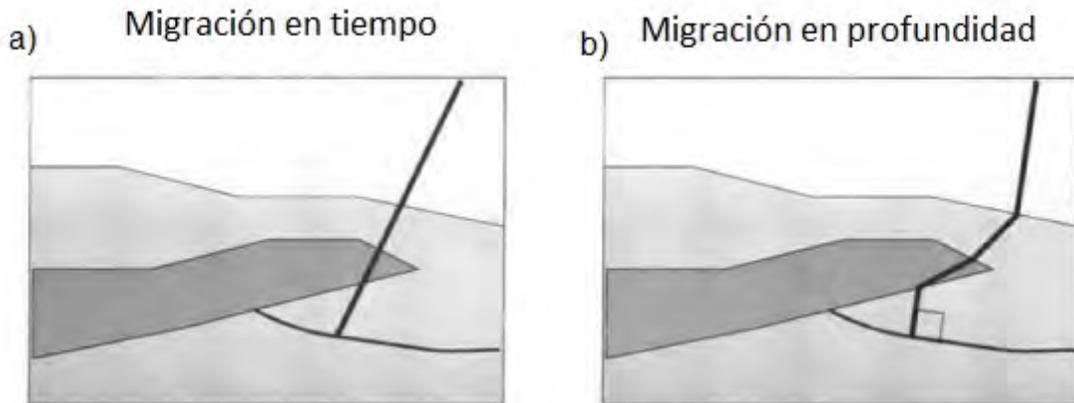


Figura 1.5: (a) La migración en tiempo supone una trayectoria recta del rayo. (b) La migración en profundidad toma en cuenta el cambio de dirección que sufre el rayo en presencia de cambios de velocidad (Tomado de Fagin, 1999).

Los términos migración en tiempo y migración en profundidad no se refieren al dominio en el que se obtienen los resultados del cómputo. Se utilizan para distinguir si la migración utiliza modelos con variaciones laterales de velocidad o no (Etgen y Kumar, 2012).

La Fig. 1.6 muestra los tipos de migraciones y los casos en los que se deberían

aplicar.

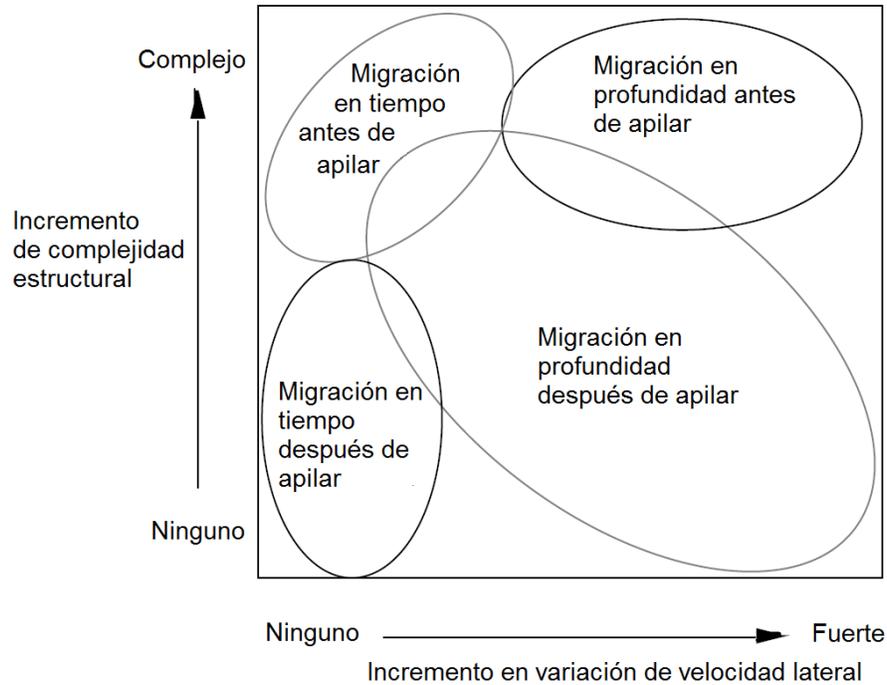


Figura 1.6: Tipo de migración apropiada en función de las variaciones estructurales y de velocidad (Modificado de Liner, 1999).

1.3 Fortalezas y limitaciones de la migración en profundidad

Desde un punto de vista geofísico, existen cuatro razones por las que se presenta un mejoramiento en la imagen con la migración en profundidad antes de apilar (Fagin, 1999):

1. Posición vertical – La primera ventaja es que si se conoce el modelo de velocidad con suficiente precisión, la imagen en profundidad no presentará distorsiones estructurales relacionadas con variaciones laterales de velocidad que causen levantamientos y hundimientos en tiempo (Fig. 1.7).

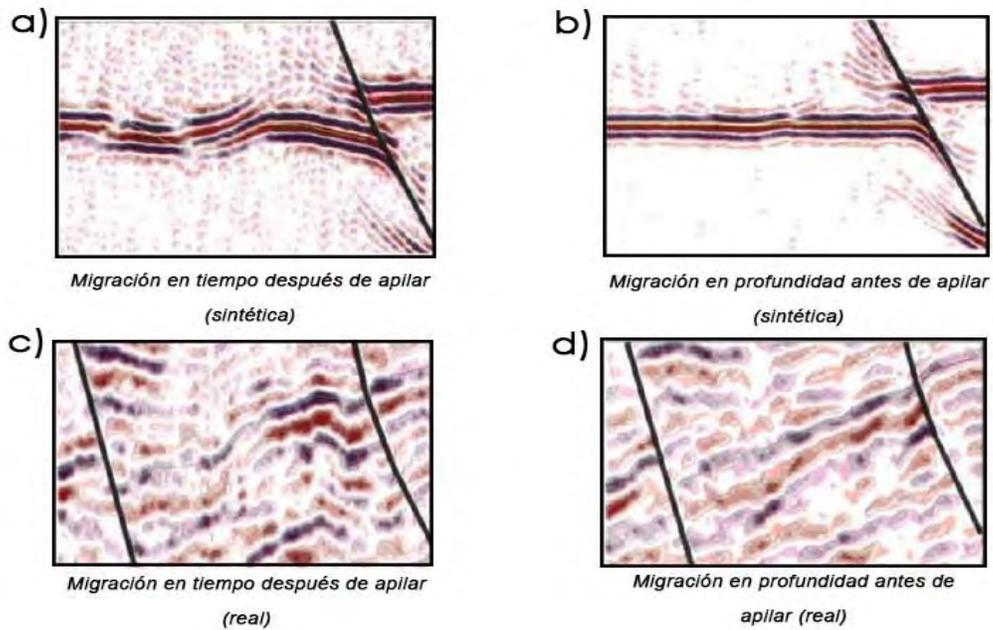


Figura 1.7: Ejemplos con datos reales y sintéticos. (a y c) En la migración en tiempo existe un posicionamiento incorrecto de los reflectores (línea negra) debido a la presencia de una falla. (b y d) En la migración en profundidad este posicionamiento incorrecto se corrige (Tomado de Fagin, 1999).

2. Posición lateral – La segunda ventaja es que si el modelo de velocidad se conoce con suficiente precisión, los reflectores son colocados en su posición lateral correcta. Esto es consecuencia de considerar el curvamiento de los rayos implicado en el modelo de velocidad (Fig. 1.8).

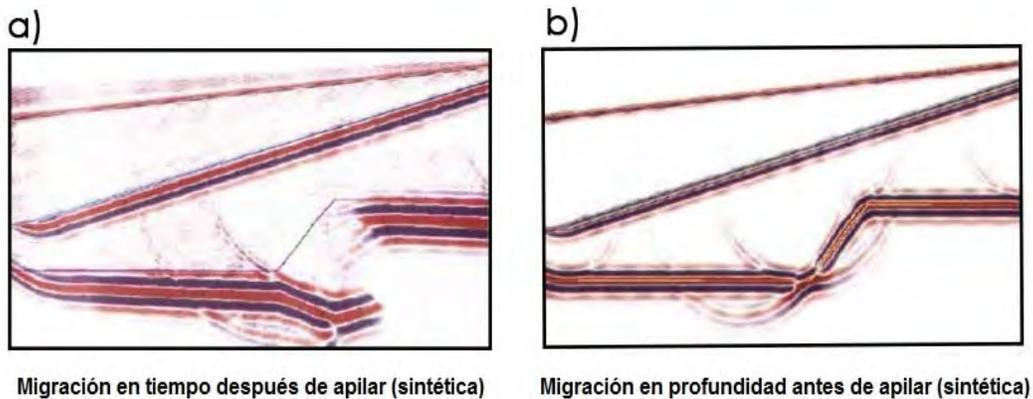


Figura 1.8: a) Imagen migrada en tiempo, escala en profundidad. La falla afecta el correcto posicionamiento de los reflectores. b) Imagen migrada en profundidad, los bordes de la falla son correctamente posicionados (Tomado de Fagin, 1999).

3. Resolución horizontal – El tercer beneficio es que si el modelo de velocidad se conoce con suficiente precisión, la imagen migrada en profundidad tiene una mayor resolución horizontal que la imagen migrada en tiempo. Este aumento de resolución es resultado de que la imagen migrada en profundidad no supone una corrección de sobretiempo normal hiperbólica, como la migración en tiempo.

4. Velocidad y estimación de profundidad – Los beneficios anteriores sólo se pueden obtener si se conoce con suficiente exactitud el modelo de velocidad. El cuarto beneficio de la migración en profundidad antes de apilar es que provee su propio diagnóstico para derivar ese modelo de velocidad. Cuando las reflexiones en registros de profundidad son planas, y la representación con ese modelo de velocidad en todas las distancias fuente-receptor son idénticas, se puede decir que el modelo de velocidad es correcto (Fig. 1.9).

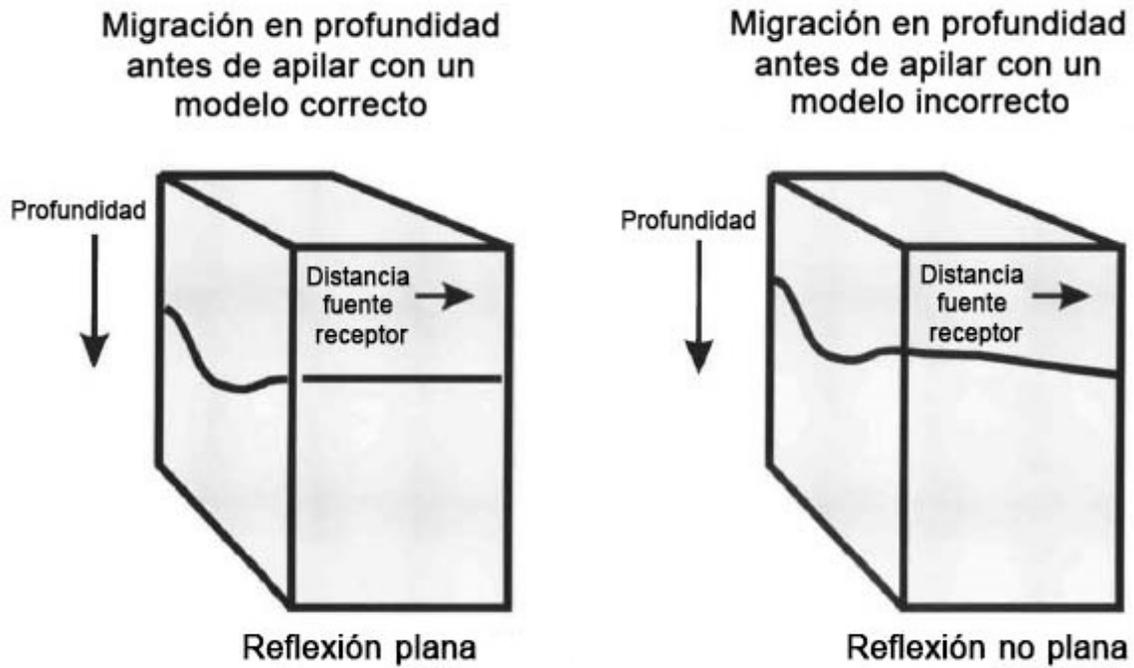


Figura 1.9: Cuando la reflexión es plana con el mismo modelo de velocidad para todos los registros de campo con un mismo CMP, se puede decir que el modelo es correcto (Tomado de Fagin, 1999).

La Tabla 1.1 muestra una comparación rápida de las fortalezas y limitaciones entre migración en tiempo antes de apilar (PSTM, por sus siglas en inglés) y la migración en profundidad antes de apilar (PSDM, por sus siglas en inglés).

	PSDM	PSTM
Resolución vertical	✓	✓✓
Resolución horizontal	✓✓	✓
Variaciones verticales de velocidad	✓	✓
Variaciones laterales de velocidad	✓	—
Guiada por los datos	✓	✓✓
Guiada por el modelo	✓✓	✓

Tabla 1.1: Comparación rápida entre las fortalezas y debilidades de la migración en tiempo antes de apilar y la migración en profundidad antes de apilar.

Capítulo 2

Atributos sísmicos geométricos

Un atributo sísmico es cualquier medición obtenida a partir de datos sísmicos que ayuda a visualizar, mejorando y realzando, características ligadas a variaciones de amplitud, fase y frecuencia en la señal sísmica. Así, la interpretación sísmica (que está basada en reconocimiento de patrones) se ve beneficiada, debido a que un buen atributo sísmico es aquel directamente sensible a variaciones producidas por rasgos geológicos, permitiéndonos definir características estructurales.

En particular, las estimaciones volumétricas de echado, azimut, coherencia, curvatura y cambios laterales de amplitud o energía son llamados atributos geométricos (Chopra y Marfurt, 2007). Así, los atributos geométricos describen la relación espacial y temporal entre trazas adyacentes dentro de una ventana de análisis bidimensional o tridimensional.

En este trabajo calculé atributos sísmicos geométricos de echado, coherencia y curvatura. A continuación, presento una breve explicación sobre ellos y cómo son calculados.

2.1 Echado

Podemos definir el echado y el azimut desde un punto de vista matemático, geológico y sísmico (Marfurt, 2006). Matemáticamente, un elemento plano de un reflector sísmico se define con un punto único en el espacio $x = (x, y, z)$ y un vector unitario perpendicular a la superficie, $n = (n_x, n_y, n_z)$, donde n_x, n_y y n_z denotan los componentes a lo largo

de los ejes x, y y z , tal que n_z sea mayor o igual que cero (Fig. 2.1).

Geológicamente, un elemento plano es la interfaz entre la cima y la base de una formación. Se define por el echado verdadero θ y el rumbo Ψ (Fig. 2.1) o por los echados aparentes θ_x y θ_y . Echado aparente θ_x es el ángulo medido en el plano vertical (x, z) con respecto a la horizontal (x) . De igual manera, echado aparente θ_y es el ángulo medido en el plano (y, z) con respecto a la horizontal (y) . Rumbo Ψ es el ángulo medido entre el norte y la intersección con el plano (x, y) .

Un reflector se define por su echado y su azimut. El echado θ o magnitud de echado, es idéntico al echado geológico. El azimut ϕ o azimut de echado, es una medición realizada desde el norte o, por conveniencia, desde las líneas longitudinales (*inline*) de la adquisición sísmica. En este estudio, utilicé echados aparentes θ_x y θ_y , medidos a lo largo de líneas longitudinales (*inline*) y transversales (*crossline*), respectivamente.

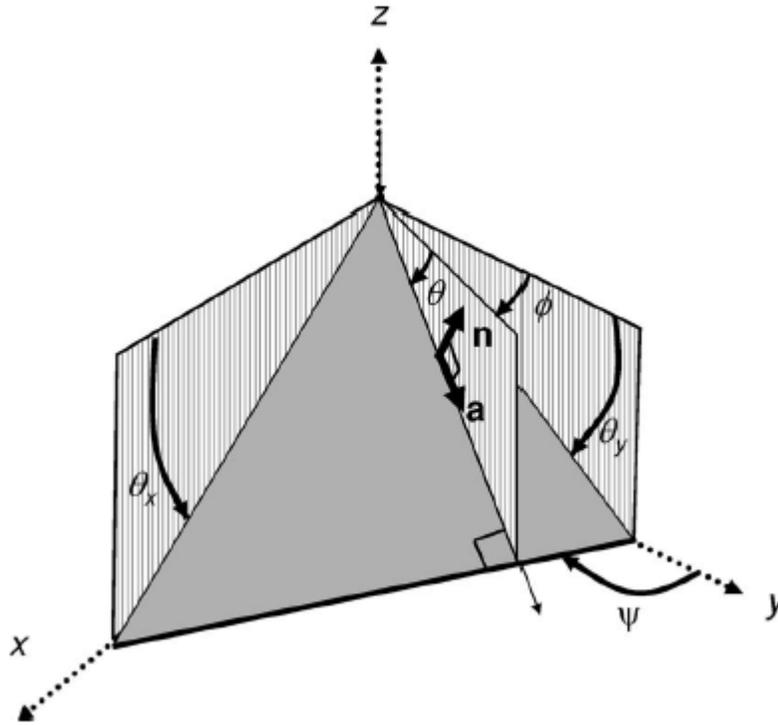


Figura 2.1: Definición matemática, geológica y sísmica de echado y azimuth (Tomado de Chopra y Marfurt, 2007).

Para datos migrados en tiempo, los echados aparentes, p y q , se definen como el cambio en el tiempo de reflexión con respecto a la distancia en una dirección determinada, y son medidos en $[s/m]$, donde p es el echado aparente medido en la dirección longitudinal (*inline*), y q es el echado aparente medido en la dirección transversal (*crossline*). Si la velocidad del subsuelo se puede aproximar a una constante, v , la relación entre los echados aparentes p y q , y los echados aparentes θ_x y θ_y , es

$$p = 2 \tan \frac{\theta_x}{v}, \quad (2.1)$$

$$q = 2 \tan \frac{\theta_y}{v}. \quad (2.2)$$

Para calcular echado y azimut se pueden utilizar tres métodos: (1) calcular las derivadas temporales y espaciales utilizando el análisis de la traza compleja, (2) por una búsqueda discreta para buscar el reflector más coherente, o (3) calculando el primer vector característico del tensor de gradiente estructural (Chopra y Marfurt, 2007).

En este trabajo calculé el componente de echado longitudinal y transversal, realizando una búsqueda discreta para encontrar el reflector más coherente mediante semblanza y, posteriormente, utilicé un filtro multiventana de Kuwahara en el caso de que la semblanza fuera baja. Esta técnica es descrita por Marfurt (2006). La semblanza se calcula a partir de

$$s(\theta_x, \theta_y) = \frac{\sum_{k=K_s}^{K_E} \left\{ \left[\frac{1}{J} \sum_{j=1}^J u(k\Delta t - px_j - qy_j) \right]^2 + \left[\frac{1}{J} \sum_{j=1}^J u^H(k\Delta t - px_j - qy_j) \right]^2 \right\}}{\sum_{k=K_s}^{K_E} \left\{ \frac{1}{J} \sum_{j=1}^J [u(k\Delta t - px_j - qy_j)]^2 + \frac{1}{J} \sum_{j=1}^J [u^H(k\Delta t - px_j - qy_j)]^2 \right\}}, \quad (2.3)$$

donde p y q están dadas por las ecuaciones 2.1 y 2.2, x_j y y_j denotan las coordenadas locales de la traza j -ésima, J es el número total de trazas dentro de la ventana de análisis, y k_s y k_e son la primera y la última muestra temporales.

Para una mejor estimación de los componentes del vector de echado, utilicé el análisis de multiventanas de Kuwahara. Este método consiste en emplear ventanas dentro de una región de análisis. Cada ventana contiene el punto de análisis y se traslapa en ciertas partes de la región (Fig 2.2). Este filtro se emplea en la búsqueda de zonas con mayor semblanza para localizar discontinuidades en datos tridimensionales.

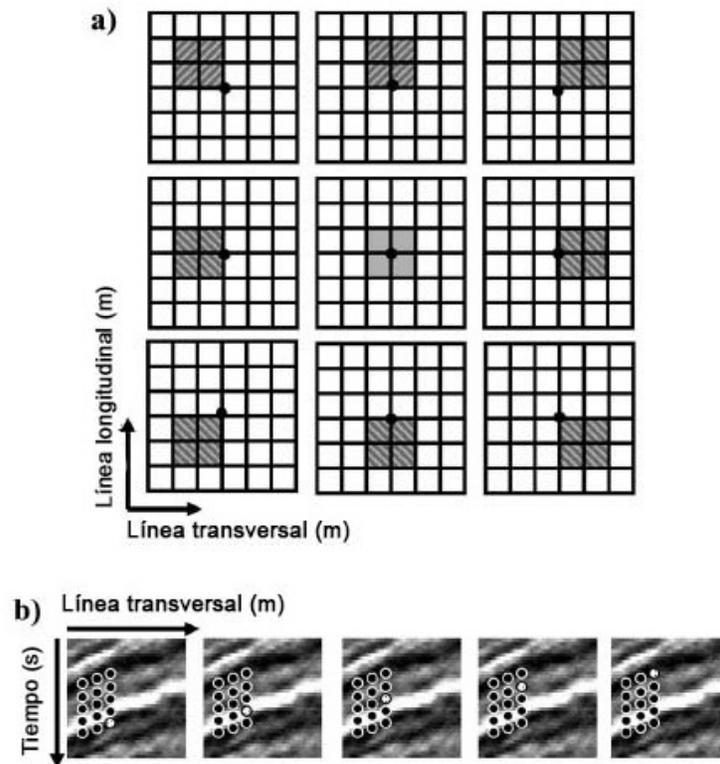


Figura 2.2: (a) Vista en planta. Búsqueda dentro de 9 ventanas laterales. (b) Vista vertical. Búsqueda dentro de 5 ventanas verticales. Primero se realiza el cálculo de semblanza. Si la semblanza es menor que el valor definido se implementa el método de Kuwahara (Marfurt, 2006).

Finalmente, se calcula la magnitud de echado $|p|$ medida en segundos por metro

$[s/m]$, dada por

$$|p| = (p_x^2 + p_y^2)^{\frac{1}{2}} . \quad (2.4)$$

Para convertir a grados se requiere la velocidad de propagación de la onda primaria (V_p). Así

$$\theta = \tan^{-1} \left[\frac{V_P}{2} (p_x^2 + p_y^2)^{\frac{1}{2}} \right] . \quad (2.5)$$

La estimación precisa del echado y azimut (o vector de echado) es fundamental para el cálculo de todos los atributos geométricos, debido a que las estimaciones realizadas a lo largo de éste tienen mayor resolución lateral, así como reducción en el ruido (Chopra y Marfurt, 2007).

2.2 Coherencia

La coherencia es una medida de similitud o semejanza que existe entre dos o más trazas. La forma de la ondícula sísmica es la respuesta de la convolución entre la ondícula y la geología que existe en el subsuelo. La respuesta cambia en términos de amplitud, frecuencia y fase, dependiendo de la impedancia acústica y el buzamiento o echado de las capas (Fig. 2.3). En consecuencia, cambios laterales abruptos en la impedancia

acústica ocasionan cambios abruptos en la forma de la ondícula.

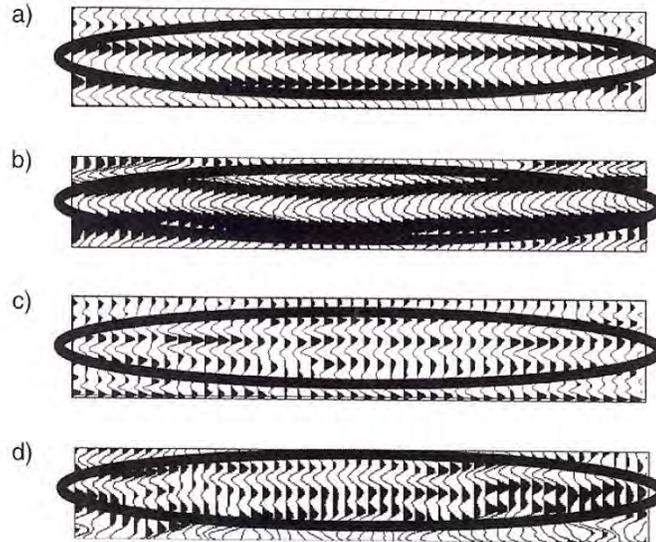


Figura 2.3: a) Sección coherente lateralmente. b) Sinclinal lateralmente. c) Variaciones laterales abruptas en la amplitud y la forma de la ondícula indican variaciones laterales de impedancia o echado. d) Variaciones laterales abruptas en la amplitud y en la forma de la ondícula asociadas con tres canales (Tomado de Chopra y Marfurt, 2007).

El atributo de coherencia resalta las discontinuidades estructurales o estratigráficas de una manera no lineal y permite extraer información que no es posible ver en una sección sísmica (Chopra y Marfurt, 2007).

El cálculo de coherencia se realiza en ventanas de análisis que buscan discontinuidades en la forma de la ondícula. Se puede llevar a cabo mediante el uso del tensor de gradiente estructural, o la semblanza o varianza. Estos métodos son sensibles a la forma de la ondícula y a cambios laterales en la amplitud. Otros métodos son la correlación cruzada y la estructura característica, sólo sensibles a la forma de la ondícula sísmica, en especial, la estructura característica provee la resolución lateral máxima (Chopra y Marfurt, 2007). A pesar de que todos los métodos utilizan ventanas de análisis tridi-

mensionales, el número de trazas consideradas depende del método utilizado, así como de la cantidad de ruido presente (Fig. 2.4).

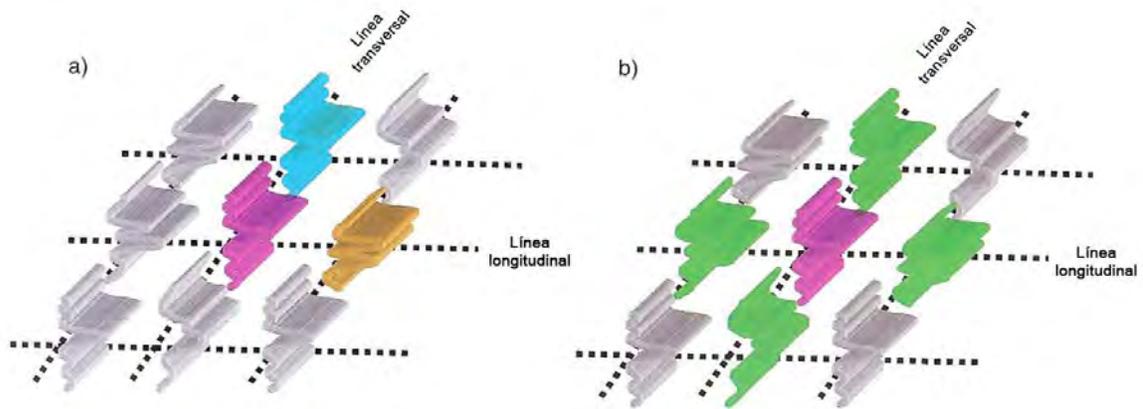


Figura 2.4: Ventanas espaciales para el cálculo de coherencia con (a) el algoritmo de correlación cruzada y (b) los algoritmos de semblanza y estructura característica (Tomado de Chopra y Marfurt, 2007).

Como la mayoría de los atributos geométricos, realicé el cálculo del atributo de coherencia dentro de una ventana de análisis centrada y alineada a lo largo del echado p y q para obtener el mejor valor posible con respecto al punto de análisis. En este caso, calculé el atributo sísmico de coherencia basado en una matriz de covarianza, obteniendo los valores y los vectores característicos.

Una ventana de análisis típica consiste de 9 trazas (3×3) y 11 muestras en tiempo o profundidad, denotando el número de trazas como j , y el número de muestras como k . Los elementos m, n de la matriz de covarianza C de tamaño $j \times j$, y se expresa como

$$C_{mn} = \frac{1}{K} \sum_K^{k=1} (d_{mk}d_{nk} + d_{mk}^H d_{nk}^H) , \quad (2.6)$$

donde d_{mk} indica la amplitud de la K -ésima muestra interpolada a lo largo de la m -ésima traza, y d_{mk}^H indica su transformada de Hilbert. La matriz de covarianza puede ser descompuesta en j -ésima valores y vectores característicos a través de la solución (AASPI, 2016)

$$CV_j = \lambda_j V_j , \quad (2.7)$$

que puede escribirse como

$$\begin{pmatrix} C_{11} & C_{12} & \dots & C_{1J} \\ C_{21} & C_{22} & \dots & C_{2J} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ C_{J1} & C_{J2} & \dots & C_{JJ} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} V_1 \\ V_2 \\ \dots \\ V_J \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \lambda_1 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & \lambda_2 & \dots & 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ 0 & 0 & \dots & \lambda_J \end{pmatrix} \begin{pmatrix} V_1 \\ V_2 \\ \dots \\ V_J \end{pmatrix}^T , \quad (2.8)$$

donde V_j son vectores característicos y λ_j son valores característicos.

La longitud del primer vector característico, V_1 , representa la variación de amplitud lateralmente dentro de la ventana de análisis. El correspondiente primer valor característico, λ_1 , representa la energía contenida en ese vector característico.

Así, el cálculo de la coherencia basado en la estructura característica es la relación entre el componente coherente de los datos y la energía de las trazas originales dentro de una ventana de análisis.

2.3 Curvatura

La curvatura, k , es una propiedad bidimensional de una curva que describe qué tan arqueada es en un punto particular. Describe cuánto se desvía esa curva de una línea recta en ese punto (Roberts, 2001). Es posible definirla como el recíproco del radio de un círculo, tangente a un punto de esa curva (Fig 2.5a). Así, la curvatura es mayor a medida que la curva difiere de una línea recta, es decir, cuando tiene un radio más pequeño, y es menor cuando el radio del círculo es más grande, llegando a ser una línea recta cuando el radio tiende a infinito.

Si tomamos los radios como vectores podemos asignar signos a éstos a partir de la forma. En el caso de vectores divergentes, la curvatura tiene signo positivo. Para vectores convergentes, se tiene signo negativo y para vectores paralelos se tiene curvatura cero (Fig. 2.5b).

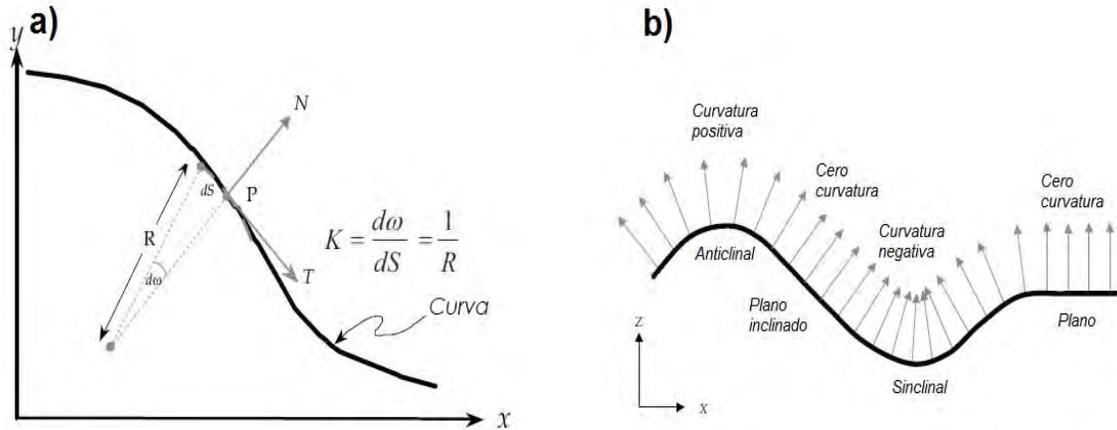


Figura 2.5: a) Concepto bidimensional de curvatura de un punto P . b) Convención de signo para atributos de curvatura (Modificado de Roberts, 2001).

Para el caso del cálculo de atributos geométricos, se tiene que definir la curvatura en tres dimensiones. La curvatura es calculada en cualquier punto formado por la intersección de una superficie y dos planos perpendiculares (Fig. 2.6). De todas las posibles curvaturas normales que se forman, existe una curvatura que define la máxima curvatura posible, llamada curvatura máxima K_{max} . La curvatura perpendicular a ésta es la curvatura mínima K_{min} . Estas dos superficies son las curvaturas principales (Roberts, 2001).

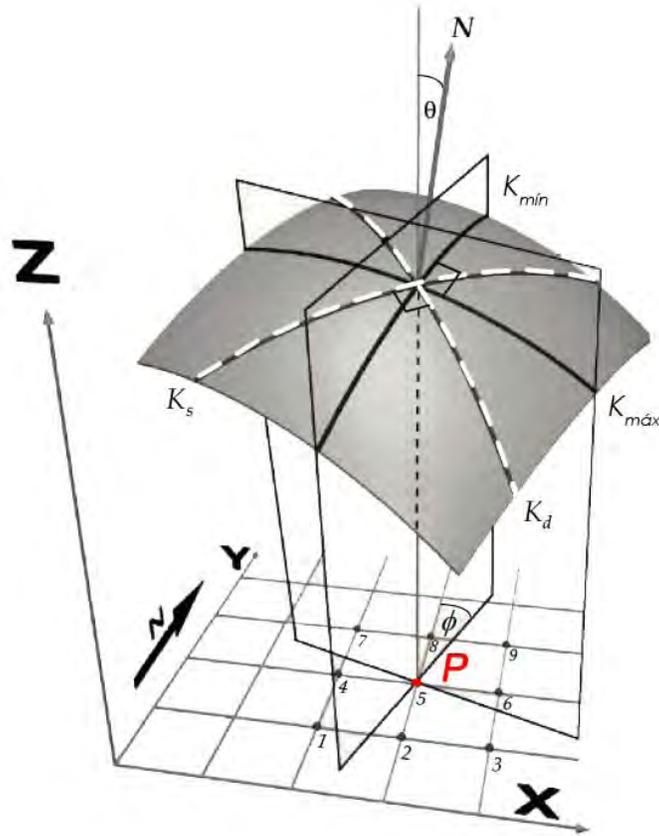


Figura 2.6: Curvatura en tres dimensiones, x y y representan los ejes coordenados y z representa el eje de tiempo o profundidad. La curvatura se calcula con respecto al punto P y se utiliza una malla de 3×3 trazas para aproximar la superficie cuadrática (Tomado de Roberts, 2001).

Para calcular la curvatura utilizaré el método descrito por Al-Dossary y Marfurt (2006), donde la curvatura volumétrica se calcula con las primeras derivadas parciales de p y q

$$p = \frac{\partial z}{\partial x} \quad y \quad q = \frac{\partial z}{\partial y} . \quad (2.9)$$

La curvatura se calcula con respecto al punto P (Fig. 2.6) y se utiliza una malla de 3×3 trazas para aproximar una superficie cuadrática, $z(x, y)$, de la forma

$$z(x, y) = ax^2 + cxy + by^2 + dx + ey + f . \quad (2.10)$$

Si evaluamos las derivadas cuando x y y son iguales a cero, podemos calcular los coeficientes a, b, c, d y e mediante las expresiones

$$a = \frac{1}{2} \frac{\partial p}{\partial x} , \quad (2.11)$$

$$b = \frac{1}{2} \frac{\partial q}{\partial y} , \quad (2.12)$$

$$c = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial q}{\partial x} + \frac{\partial p}{\partial y} \right) , \quad (2.13)$$

$$d = p , \quad (2.14)$$

$$e = q . \quad (2.15)$$

Finalmente, podemos calcular cualquier tipo de curvatura que nos interese como (Al-Dossary y Marfurt 2006):

$$k_{mean} = [a(1 + e^2) + b(1 + d^2) - cde] / (1 + d^2 + e^2)^{\frac{1}{2}} \quad \text{Curvatura Promedio ,} \quad (2.16)$$

$$k_{Gauss} = (4ab - c^2) / (1 + d^2 + e^2)^2 \quad \text{Curvatura Gaussiana ,} \quad (2.17)$$

$$k_{max} = k_{mean} + (k_{mean}^2 - k_{Gauss})^{\frac{1}{2}} \quad \text{Curvatura Máxima ,} \quad (2.18)$$

$$k_{min} = k_{mean} - (k_{mean}^2 - k_{Gauss})^{\frac{1}{2}} \quad \text{Curvatura Mínima ,} \quad (2.19)$$

$$k_{pos} = (a + b) + [(a - b)^2 + c^2]^{\frac{1}{2}} \quad \text{Curvatura Más Positiva ,} \quad (2.20)$$

$$k_{neg} = (a + b) - [(a - b)^2 + c^2]^{\frac{1}{2}} \quad \text{Curvatura Más Negativa ,} \quad (2.21)$$

$$k_{dip} = 2(ad^2 + be^2 + cde) / [(d^2 + e^2)(1 + d^2 + e^2)^{\frac{3}{2}}] \quad \text{Curvatura de Echado ,} \quad (2.22)$$

$$k_{strike} = 2(ae^2 + bd^2 - cde) / [(d^2 + e^2)(1 + d^2 + e^2)^{\frac{1}{2}}] \quad \text{Curvatura de Rumbo .} \quad (2.23)$$

Además, el índice de forma, s , se calcula como

$$s = \frac{2}{\pi} \tan^{-1} \left[\frac{k_{min} + k_{max}}{k_{min} - k_{max}} \right]. \quad (2.24)$$

La estimación de curvatura con este método está basada en el cálculo volumétrico del echado y del azimut. Por lo tanto, el cálculo es tan bueno o tan malo como haya sido el cálculo del echado y del azimut, siendo totalmente independiente del cálculo de coherencia.

Capítulo 3

Problemas con el cálculo de atributos sísmicos

La migración, ya sea en tiempo o en profundidad, tiene varios efectos: colapsa hipérbolas a su punto de máxima energía, incrementa la resolución horizontal y provoca un estiramiento de la ondícula sísmica.

El estiramiento que tiene la ondícula sísmica se debe a la condición de representación propuesta por Claerbout (1985), la condición de representación tiene un estiramiento inherente de la ondícula sísmica (Brown, 1994). De igual manera, el modelo de velocidad utilizado para realizar la migración en profundidad provoca un estiramiento de la ondícula en presencia de variaciones laterales y verticales de velocidad.

Este estiramiento es el problema principal en el cálculo de atributos sísmicos con datos migrados en profundidad antes de apilar, provocando que el uso de ventanas de análisis constantes, que se utilizan para el cálculo de atributos sísmicos, den resultados erróneos si la forma de la ondícula no es muestreada correctamente (Lin, 2014).

3.1 Estiramiento de la ondícula

El estiramiento de la ondícula sísmica aparece como una variación en la longitud de la ondícula para un evento bajo condiciones específicas. La finalidad de algunos algoritmos como NMO o la migración antes de apilar es compensar por este efecto, desplazando en tiempo (o profundidad) las reflexiones más lejanas comparadas con las más cercanas.

La calidad de las imágenes sísmicas está ampliamente ligada con la preservación de la información contenida en la ondícula sísmica. Así, si la ondícula es distorsionada por algún proceso, la interpretación y los cálculos posteriores se ven afectados.

La mayoría de los algoritmos de migración utilizan la ecuación de onda para realizar la despropagación del campo de ondas, y así estimar la señal que sería medida en un punto en el subsuelo. La forma de la ondícula sísmica no se ve afectada durante esta parte la migración. Por el contrario, la condición de representación tiene un estiramiento inherente de la ondícula (Brown, 1994). Este estiramiento debido a la condición de representación tiene que ver principalmente con la manera en la que la ondícula es muestreada y posteriormente representada (Fig. 3.1).

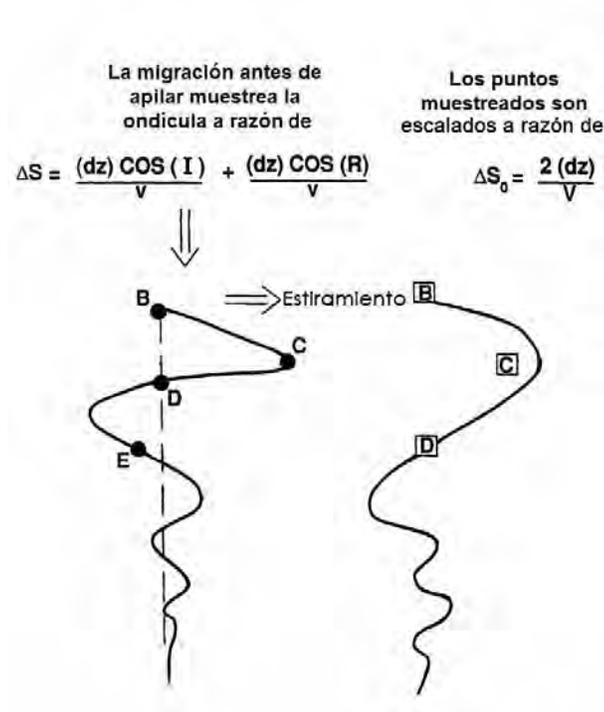


Figura 3.1: Una vez que la ondícula es muestreada, la condición de representación estira la ondícula a razón de $2dz/v$ (Modificada de Brown, 1994).

Este estiramiento se puede calcular, aproximadamente, mediante la ecuación de una onda plana

$$\frac{\Delta S}{\Delta S_0} = \left(\frac{(dz)\cos(I) + (dz)\cos(R)}{V} \right) / \left(\frac{2dz}{V} \right), \quad (3.1)$$

donde $\Delta S_0 = \left(\frac{2dz}{v} \right)$ es la razón de muestreo de la ondícula no estirada, V es la velocidad del medio, I es el ángulo incidente y R es el ángulo de reflexión.

Como se puede ver de la ecuación 3.1, la velocidad es una variable en el estiramiento de la ondícula. Así, en presencia de medios con velocidad constante o gradiente vertical de velocidad, $V(z)$, este estiramiento es constante e imperceptible.

El problema surge cuando el modelo de velocidad presenta variaciones laterales y verticales de velocidad. El estiramiento que sufre la ondícula depende de la velocidad del medio en la que se propague. A su vez, los ángulos de incidencia y de reflexión también varían. Esto ocasiona que el estiramiento de la ondícula no sea constante.

Los modelos de velocidad utilizados para realizar migración en profundidad cuentan con variaciones laterales y verticales. Esto ocasiona que el estiramiento de la ondícula sea mayor y en ambas direcciones en datos migrados en profundidad.

La Fig. 3.2 se muestra dos secciones, una migrada en tiempo antes de apilar (PSTM, por sus siglas en inglés) y otra migrada en profundidad antes de apilar (PSDM, por sus

siglas en inglés). En ambas secciones se midieron la cantidad de muestras necesarias para representar los mismos 5 reflectores (flechas rojas). La línea verde fue donde se realizó la primera medición, y la línea azul fue donde se realizó la segunda medición. La Tabla 3.1 muestra los resultados obtenidos.

Como se puede observar de la Tabla 3.1, las mayores variaciones se presentan en la sección migrada en profundidad, pues la cantidad de muestras necesarias para representar los primeros 4 reflectores va de 5 a 12 muestras espaciales. Por el contrario, en la sección migrada en tiempo las variaciones son mínimas en los primeros cuatro reflectores, necesitando sólo de 5 a 7 muestras temporales para representarlos. En ambos casos, el último reflector presenta un incremento en la cantidad de muestras necesarias para representarlo. En el caso de la sección migrada en profundidad, la cantidad de muestras necesarias para representarlo varía lateralmente, mientras que, en la sección migrada en tiempo permanece constante.

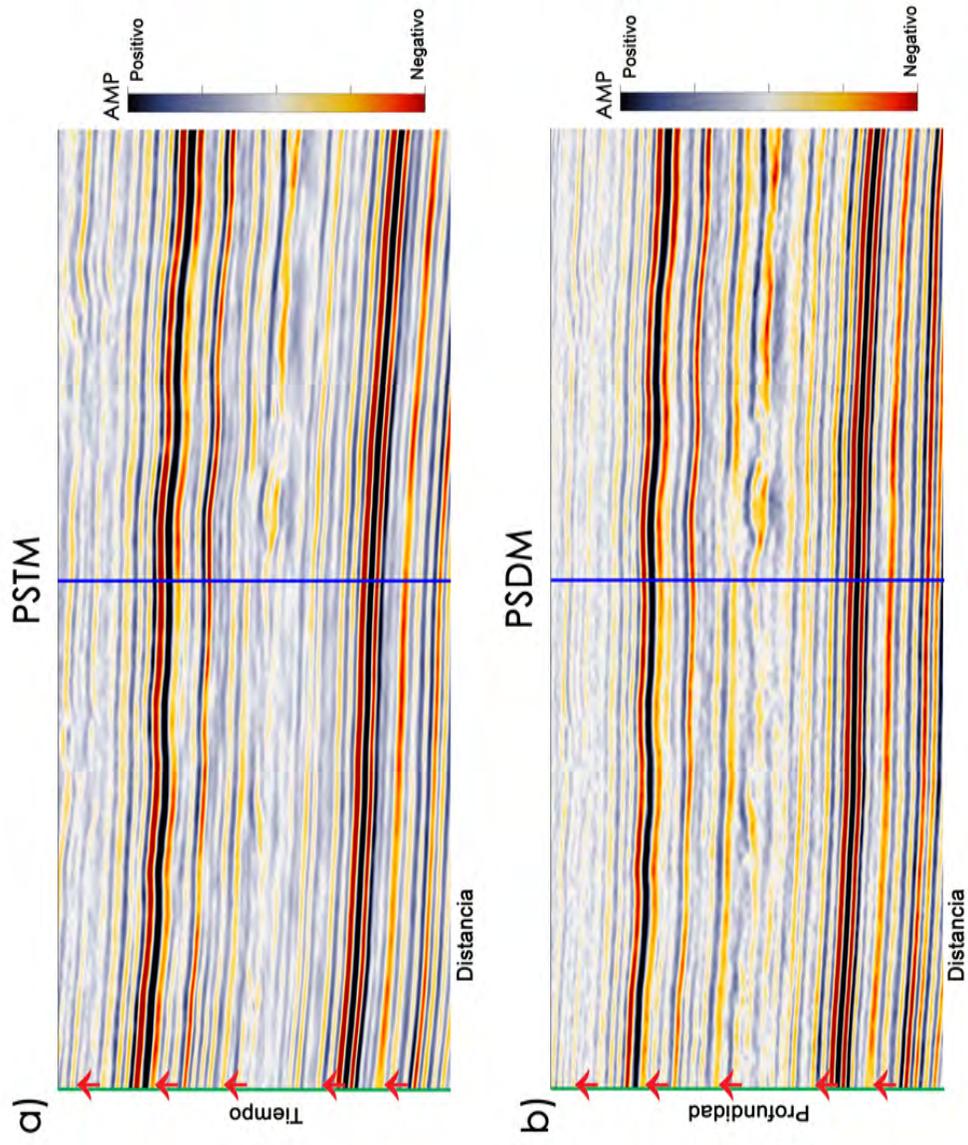


Figura 3.2: a) Sección migrada en tiempo antes de apilar. b) Sección migrada en profundidad antes de apilar. Las flechas rojas marcan reflectores que sirvieron como muestra. Las líneas verde y azul marcan la primera y segunda medición, respectivamente.

Reflector	PSDM		PSTM	
	1° Medición	2° Medición	1° Medición	2° Medición
1	5 Muestras	7 Muestras	6 Muestras	7 Muestras
2	10 Muestras	10 Muestras	7 Muestras	7 Muestras
3	11 Muestras	12 Muestras	6 Muestras	5 Muestras
4	7 Muestras	8 Muestras	4 Muestras	5 Muestras
5	17 Muestras	14 Muestras	11 Muestras	11 Muestras

Tabla 3.1: Comparación entre la cantidad de muestras requeridas para representar un mismo reflector. Existe mayor variación en los datos migrados en profundidad que en los migrados en tiempo.

3.2 Ventana de análisis

El cálculo de atributos sísmicos geométricos se realiza a través de ventanas. Típicamente, estas ventanas están definidas por su largo y ancho medido en metros (Fig. 3.3), y por su altura medida en segundos o metros (Fig. 3.4), siendo constantes a lo largo de todo el cálculo de atributos sísmicos.

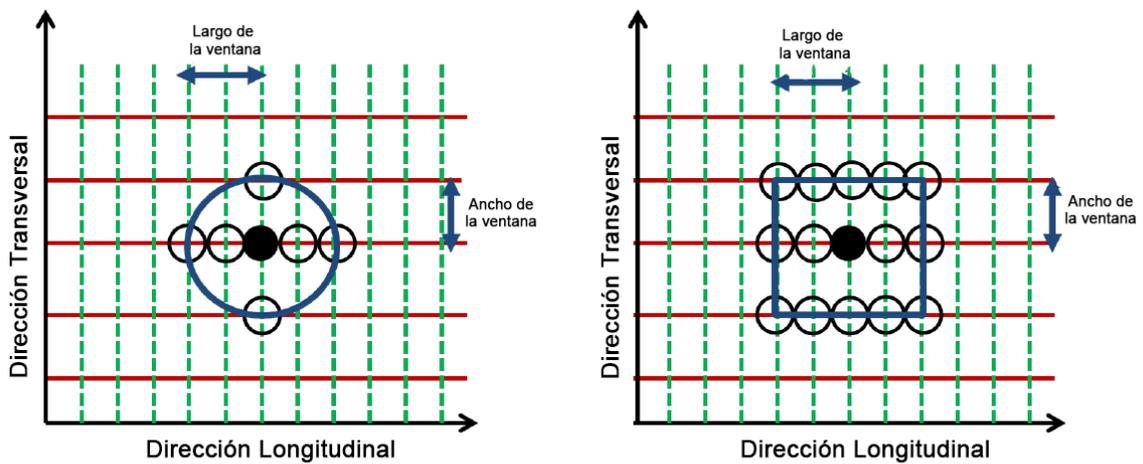


Figura 3.3: Largo y ancho de una ventana circular y una rectangular. El número de trazas varía dependiendo de la ventana (vista de planta). El círculo negro representa el punto de análisis y los círculos blancos son las trazas que serán consideradas en el análisis (Tomado de AASPI, 2016).

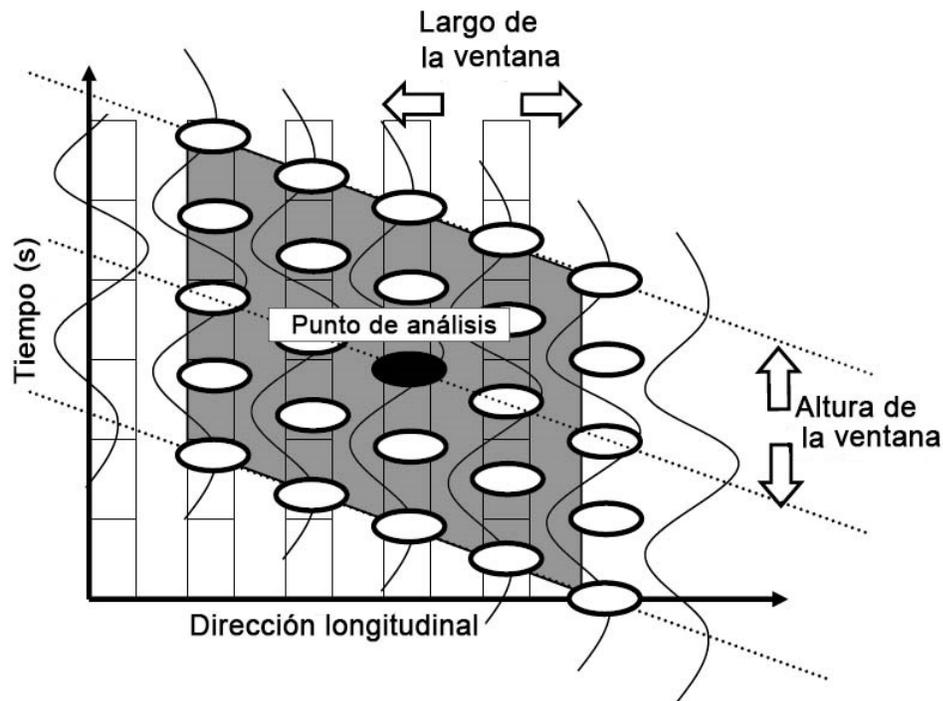


Figura 3.4: Altura de una ventana de análisis. El punto de análisis se muestra en color negro. (vista de alzado) (Tomado de AASPI, 2016).

Los algoritmos utilizados para el cálculo de atributos sísmicos están tradicionalmente diseñados para manejar datos en el dominio del tiempo (Chopra and Marfurt, 2007). Los efectos de la migración en profundidad, como el estiramiento de la ondícula, provocan problemas al momento de calcular atributos sísmicos debido a que puede existir una mala representación de la ondícula sísmica, debido a que el número de muestras utilizadas para representarla sea insuficiente. Por ejemplo, la altura de una ventana típica para calcular el atributo de echado es de $5 \cdot dt$, donde dt es el intervalo de muestreo de la señal (e.g, ms, s, m, km, ft, etc.). El problema surge cuando hay presencia de variaciones abruptas en la velocidad, ya sean laterales o verticales. Para las zonas que presentan velocidades altas puede existir un estiramiento de la ondícula sísmica y, por lo tanto, la cantidad de muestras necesarias para representar el reflector aumenta

(Tabla 3.1), ocasionando que el reflector no sea correctamente interpretado.

La Fig. 3.5 muestra dos secciones de a) datos migrados en profundidad y b) datos migrados en tiempo. Debajo de las trazas sísmicas mostramos su correspondiente modelo de velocidad, velocidad media cuadrática (V_{RMS} , por sus siglas en inglés) para la sección migrada en tiempo y velocidad de intervalo (V_{INT} , por sus siglas en inglés) para la sección migrada en profundidad. Dentro del rectángulo amarillo mostramos la zona de interés. En los datos migrados en tiempo se representó mediante 5 muestras temporales, mientras que en los datos migrados en profundidad se representó con 12 muestras espaciales.

Volviendo al ejemplo del cálculo de echado, si la cantidad sugerida de muestras es de $5 \cdot dt$, y la cantidad de muestras para representar el reflector en la sección migrada en tiempo es de 5 y en profundidad de 12, puede observarse que la cantidad de muestras necesarias para interpretar los reflectores es insuficiente para los datos migrados en profundidad. Por el contrario, la cantidad de muestras es adecuada para los datos migrados en tiempo.

La variación en la cantidad de muestras necesarias para representar el mismo reflector también varía lateralmente (Tabla 3.1). Si se realizara un cálculo de atributos sísmicos para datos migrados en profundidad, con una ventana constante, incluso diseñada para una zona en específica, los resultados pueden presentar errores debido a que el estiramiento de la ondícula no es constante, ni vertical ni lateralmente.

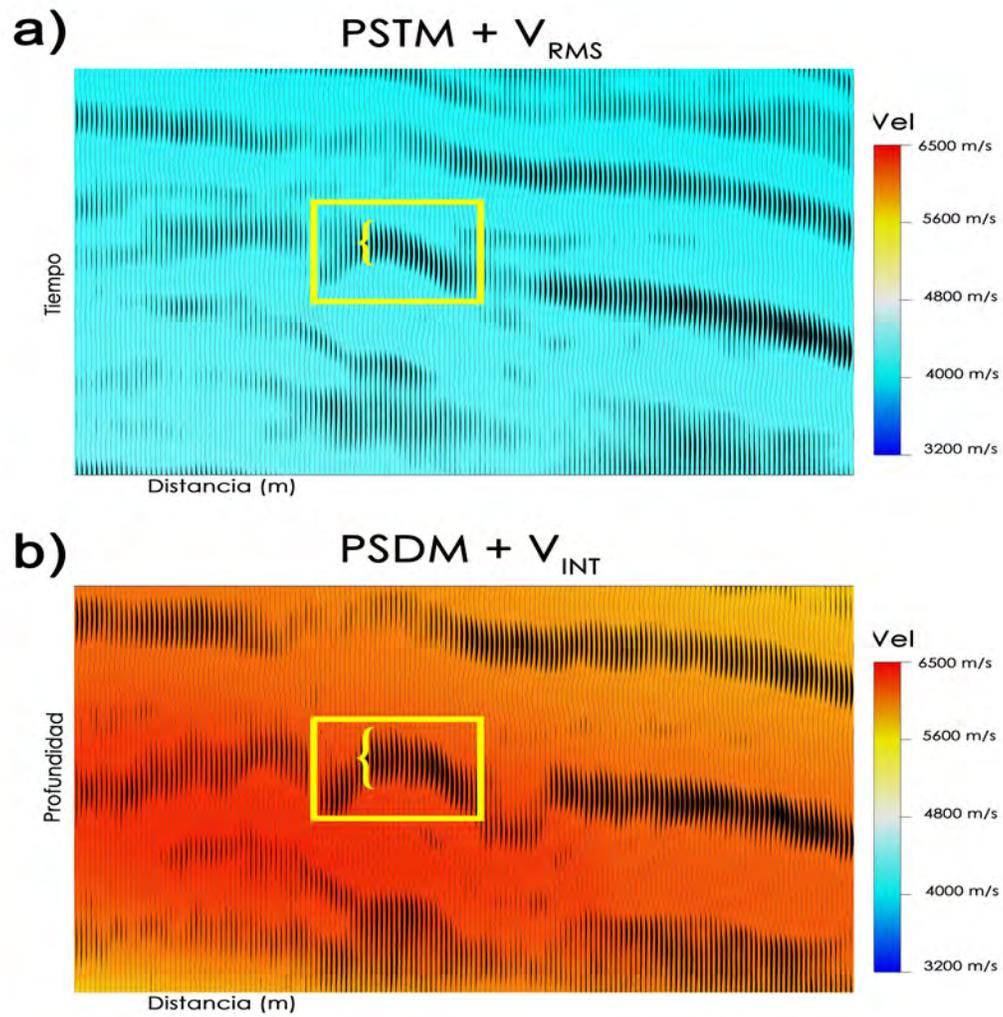


Figura 3.5: (a) Sección migrada en tiempo y su modelo de velocidad. (b) Sección migrada en profundidad y su modelo de velocidad. El recuadro amarillo muestra la misma zona en ambas secciones.

Capítulo 4

Resultados

4.1 Cálculo de atributos sísmicos con datos migrados en tiempo y en profundidad

Utilicé datos sísmicos de la misma zona, propiedad del Instituto Mexicano del Petróleo, migrados en tiempo y en profundidad, antes de apilar, mediante el método de Kirchhoff (Claerbout, 1985). Los datos se caracterizan por dos reflectores de amplitud fuerte, sub-horizontales, con una zona de reflexiones discontinuas entre ellos (Fig. 4.1a y 4.1d). El modelo de velocidad media cuadrática (V_{RMS} , por sus siglas en inglés) utilizado para la migración en tiempo es un gradiente de velocidad (Fig. 4.1b), por otro lado, el modelo de velocidad de intervalo (V_{INT} , por sus siglas en inglés) muestra variaciones laterales en la zona de central (Fig. 4.1e). Aunque los datos utilizados exhiben reflectores sub-horizontales con pequeñas variaciones en el echado, cambios laterales significativos en la velocidad motivaron, de acuerdo con lo sugerido a Brown et al. (2013), el uso de una migración en profundidad antes de apilar, con el fin de ubicar correctamente los reflectores de la zona central.

La paquetería de computo que usé para calcular atributos sísmicos fue desarrollada por el consorcio de investigación “Attribute Assisted Seismic Processing & Interpretation” por sus siglas “AASPI”, ubicado en la Universidad de Oklahoma. Ésta paquetería tiene la ventaja de realizar los cálculos respetando el dominio en el que se encuentran los datos, es por esta razón que los resultados obtenidos son robustos, independientemente del dominio de los datos.

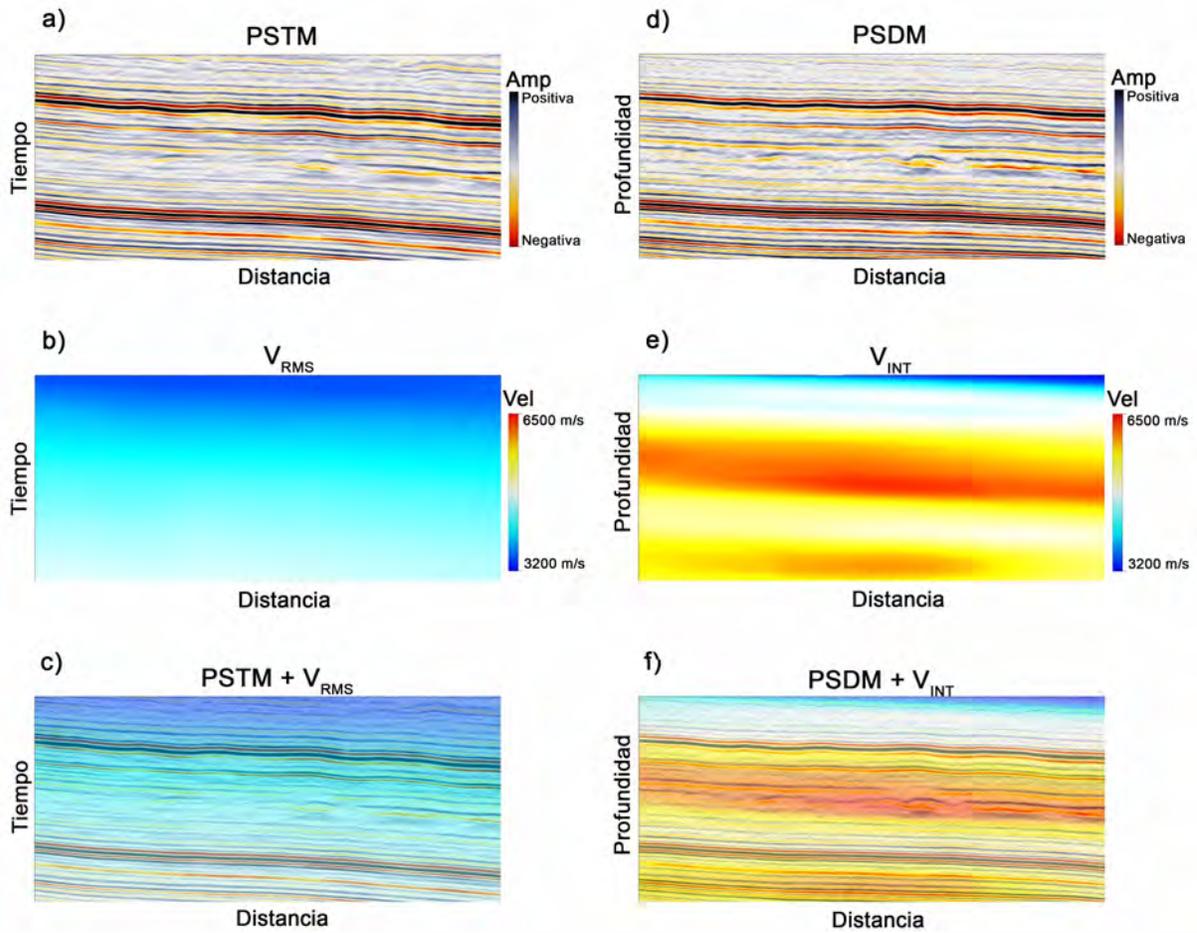


Figura 4.1: Datos sísmicos utilizados. Secciones sísmicas (a) en tiempo y (d) en profundidad. Debajo sus respectivos modelos de velocidad, (b) velocidad media cuadrática y (e) velocidad de intervalo. (c y f) Superposición de datos sísmicos y modelos de velocidad.

Calculé atributos sísmicos geométricos de echado, coherencia y curvatura. Esto para comparar los cálculos realizados con datos migrados en tiempo y en profundidad, mostrar los beneficios, las desventajas, cuestionar prácticas comunes y discutir si realmente agrega valor a la interpretación el cálculo de atributos sísmicos en el dominio de la profundidad.

El echado y el azimut son calculados mediante un escaneo explícito que busca el reflector con mayor coherencia. Para el caso de discontinuidades verticales y/o laterales se utiliza el método de multiventanas de Kuwahara, descrito en la sección 2.1. De acuerdo con el manual de AASPI (2016), la manera apropiada para determinar el tamaño de la ventana es, para el caso del echado, 5 muestras temporales o espaciales. En este caso son 0.01 s para datos en tiempo y 0.02 km para datos en profundidad. En cuanto a largo y ancho, en ambos casos fueron de 20 por 20 m utilizando ventana elíptica (Fig. 3.3) que contempla análisis de 5 trazas. Como los reflectores son subhorizontales, se buscaron valores de echado de 0° a 25° con un incremento ($\Delta\theta$) de 2° . La Fig. 4.2 muestra el resultado del cálculo del atributo de echado.

Las mayores diferencias en ambas secciones se presentan en zonas donde el modelo de velocidad de intervalo presenta variaciones laterales de velocidad (recuadro azul). Por el contrario, las zonas que se asemejan están donde el modelo de velocidad de intervalo no presenta variaciones verticales y laterales abruptas (recuadro verde).

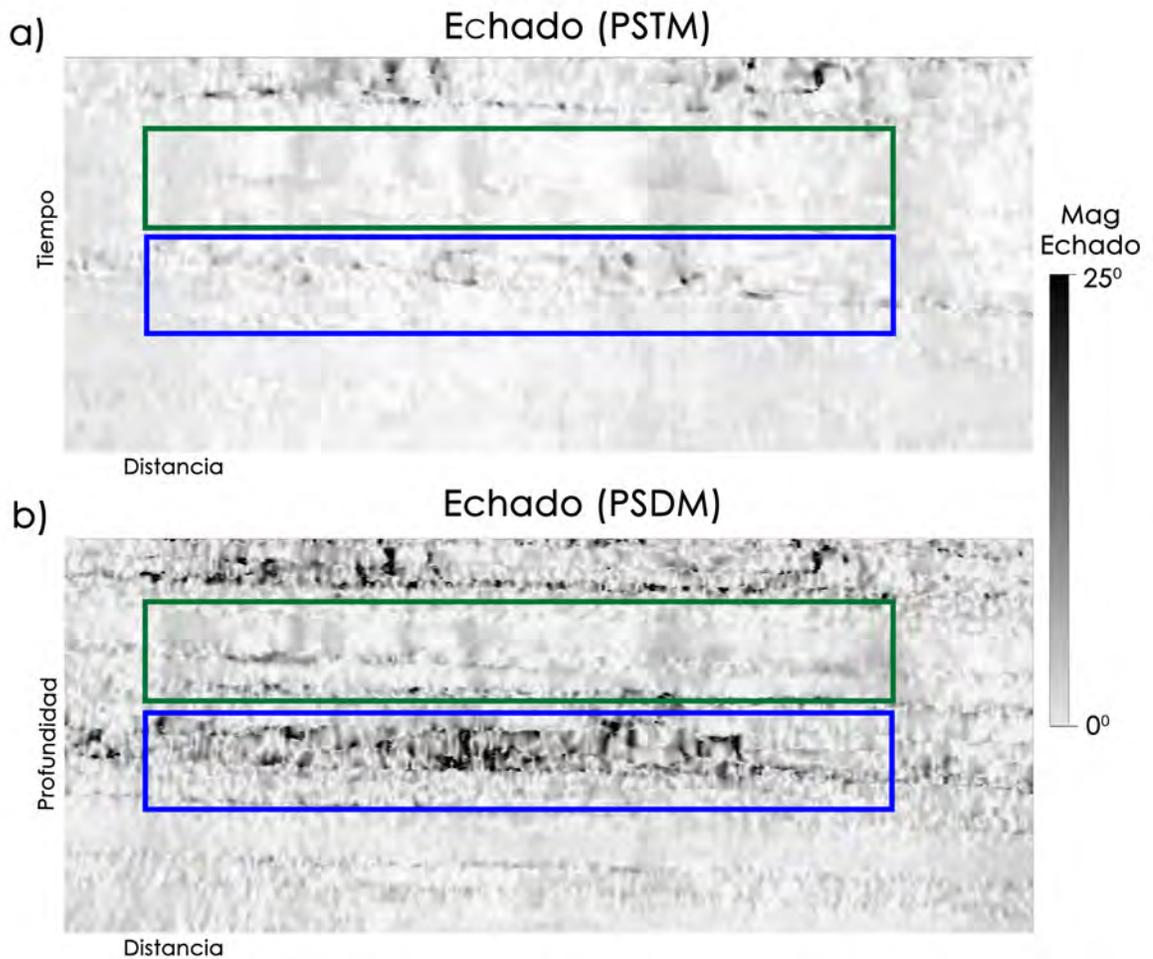


Figura 4.2: Cálculo volumétrico de echado en (a) datos migrados en tiempo antes de apilar y (b) datos migrados en profundidad antes de apilar. Las mayores variaciones se presentan en la zona de mayor velocidad (recuadro azul).

La Fig. 4.3 muestra un acercamiento a la zona que presenta mayores diferencias. En la sección migrada en tiempo (Fig. 4.3b) se puede observar que los reflectores son casi horizontales, sin presencia de variaciones laterales en ellos (flechas verdes). En la sección migrada en profundidad (Fig. 4.3e) se observa como los reflectores presentan variaciones laterales (flechas azules).

Existe un aumento en el valor del echado (flechas rojas y naranjas) (Fig. 4.3a y 4.3d), que puede deberse a que, posiblemente, para la zona central, el tamaño de la ventana fue muy pequeño (Tabla 2.1). Estas variaciones también están ligadas con las discontinuidades laterales en la sección migrada en profundidad, que no son visibles en la sección migrada en tiempo.

El atributo de coherencia es una medida volumétrica de la similaridad entre las trazas sísmicas. Este atributo se calcula centrado a lo largo del echado (previamente calculado). En este caso, calculé el atributo geométrico de coherencia dentro de una ventana que comprende 10 muestras (temporales o espaciales). Para los datos en tiempo, utilicé una ventana de 0.02 s y para los datos en profundidad, de 0.04 km. En cuanto al largo y ancho de la ventana, en ambos casos fue de 20 por 20 m, utilizando una ventana rectangular que contempla análisis de 9 trazas. La Fig. 4.4 muestra el resultado del cálculo de coherencia.

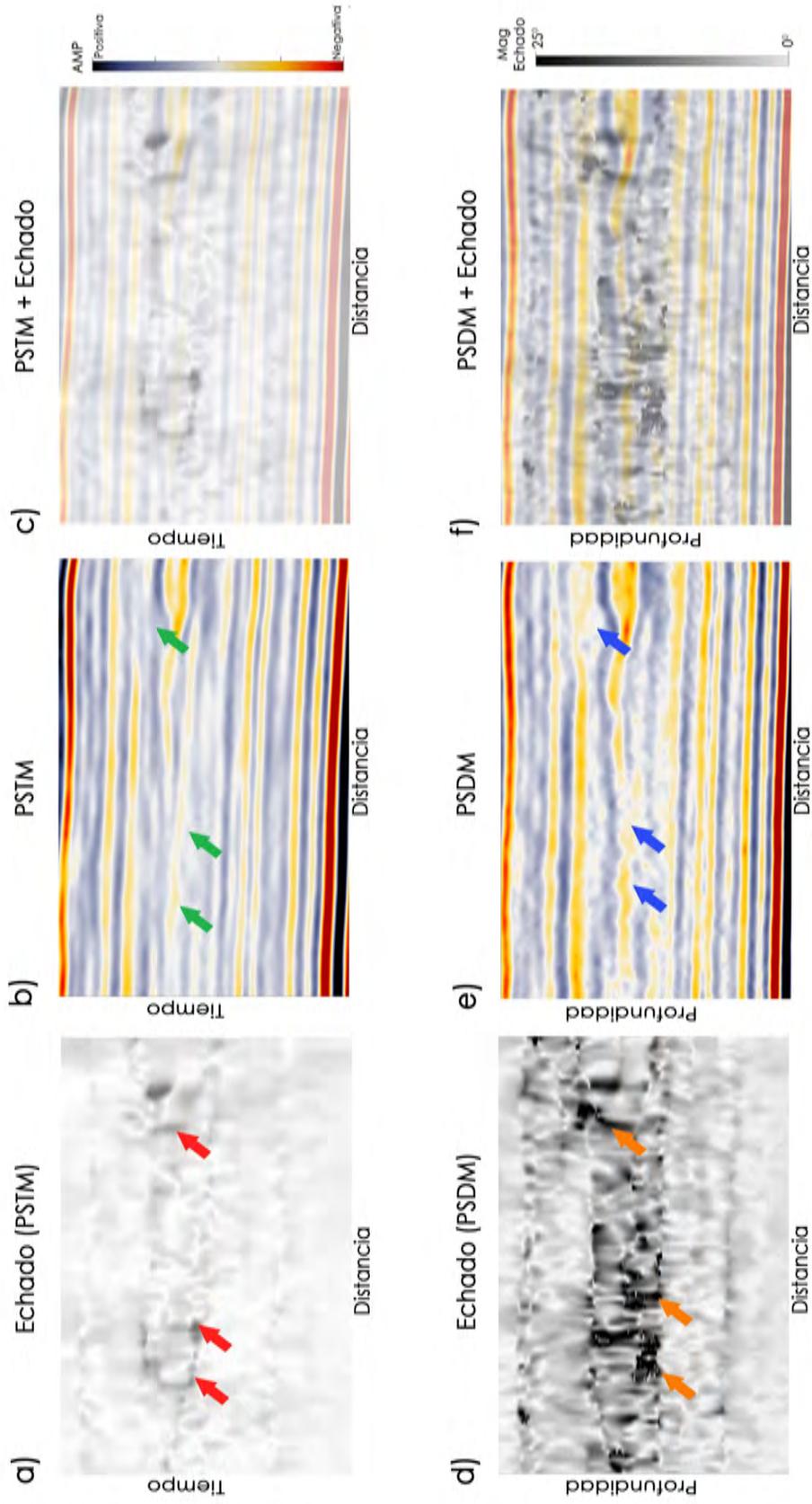


Figura 4.3: Magnitud de echedo. Zona central de la (a y b) sección migrada en tiempo y (d y e) migrada en profundidad. Las flechas verdes y azules muestran las diferencias entre las secciones sísmicas b y e. (c y f) Superposición de datos sísmicos y magnitud de echedo.

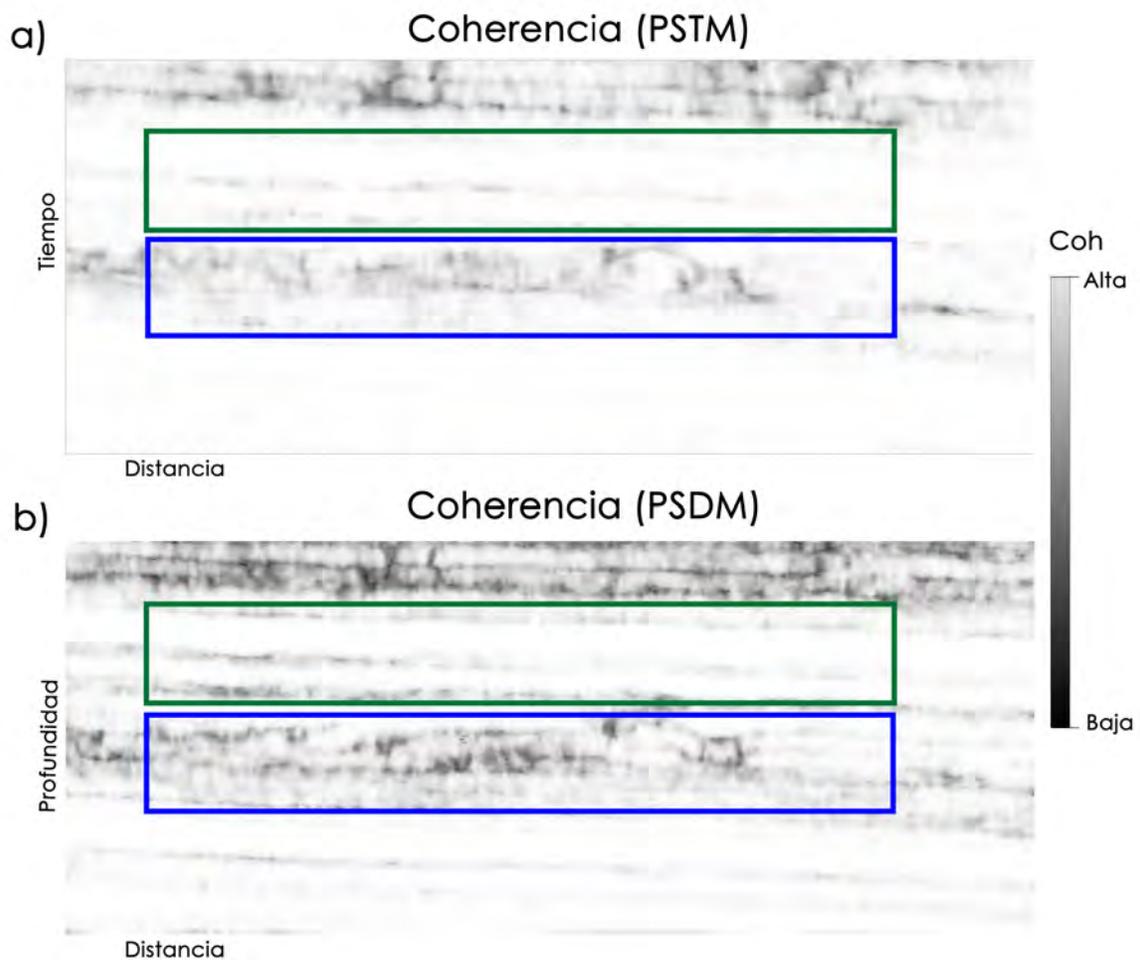


Figura 4.4: Cálculo volumétrico del atributo de coherencia en (a) datos migrados en tiempo antes de apilar y (b) datos migrados en profundidad antes de apilar. El recuadro verde muestra la zona más similar entre ambas secciones. El recuadro azul muestra las zonas con mayores diferencias.

Para el caso de la coherencia, el cálculo en el dominio del tiempo o en el dominio de la profundidad es insensible, debido a que la coherencia sólo es una medida entre la forma de las trazas. No obstante, el cálculo se puede ver afectado debido a que se realiza a lo largo del vector de echado (calculado con anterioridad).

En este caso, como en el anterior, existen dos zonas principales. La primera zona (recuadro verde) presenta menores diferencias entre ambas secciones, mientras que, la segunda zona (recuadro azul) presenta diferencias importantes entre ambas secciones. En general, la coherencia obtenida con los datos migrados en profundidad muestra discontinuidades de los reflectores sísmicos con mayor claridad que la obtenida con datos migrados en tiempo.

La Fig. 4.5 muestra un acercamiento a la zona central (recuadro azul, Fig. 4.4). Ambos cálculos son similares, mostrando claramente las discontinuidades que existen en las secciones sísmicas correspondientes, (flechas verdes y azules). Las mayores variaciones entre ambos cálculos se ubican en las zonas estructuralmente complejas (flechas rojas y naranjas), donde existen variaciones laterales de velocidad.

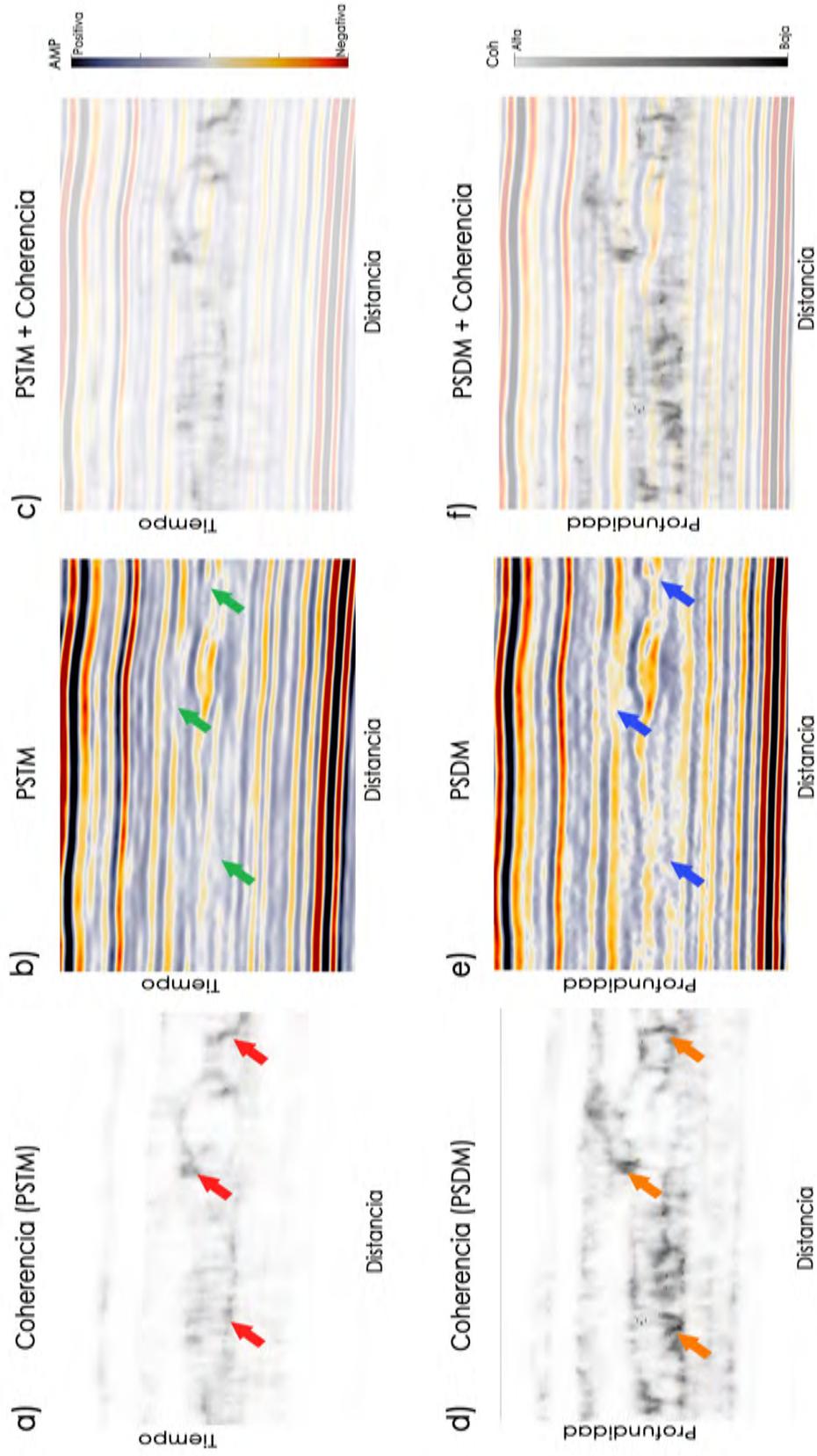


Figura 4.5: Coherencia. Zona central de la (a y b) sección migrada en tiempo y (d y e) migrada en profundidad . Las flechas rojas y naranjas muestran las diferencias entre ambos cálculos. (c y f) Superposición de datos sísmicos y coherencia.

El atributo de curvatura estructural se calcula mediante la segunda derivada parcial de componentes longitudinales y transversales del echado (calculadas previamente). La Fig. 4.6 muestra el resultado del cálculo.

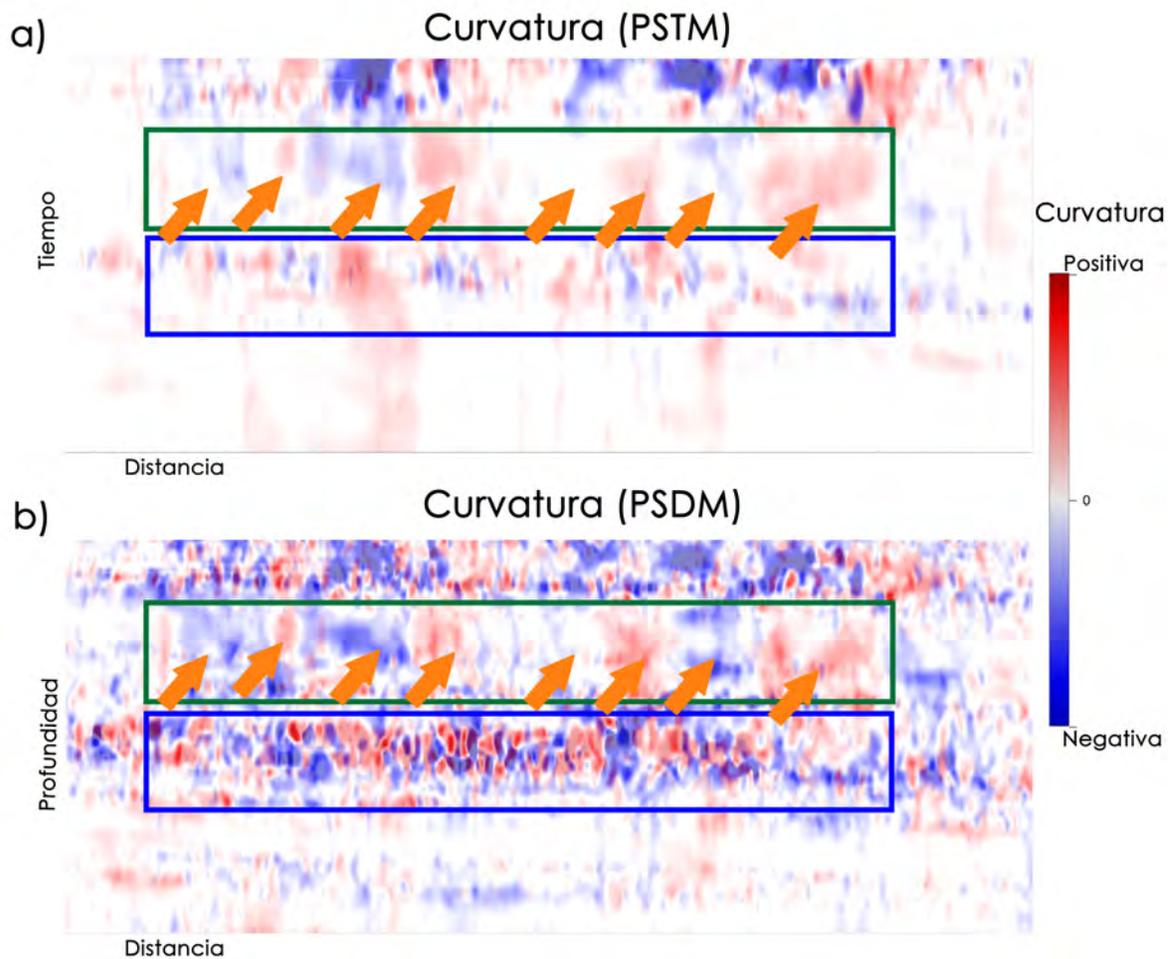


Figura 4.6: Cálculo volumétrico del atributo curvatura en (a) datos migrados en tiempos antes de apilar y (b) datos migrados en profundidad antes de apilar. Las flechas naranjas muestran las similitudes entre ambos cálculos.

La curvatura resalta fracturas o discontinuidades más sutiles que las resaltadas por la

coherencia (Al-Dossary y Marfurt, 2006). Estos resultados están completamente ligados al cálculo del echado, presentando las mismas dos zonas. En la zona superior (recuadro verde) se puede observar (con flechas naranjas) que existen los mismos patrones en la curvatura. En la sección migrada en profundidad, en la zona inferior (recuadro azul), podemos observar como se resaltan un mayor número de discontinuidades.

La Fig. 4.7 muestra un acercamiento a la zona central (recuadro azul). Podemos observar, en la sección migrada en profundidad, mayores variaciones laterales en los reflectores (flechas azules). Debido a que la sección migrada en profundidad presenta mayores variaciones de este tipo, es de esperar que el cálculo muestre este tipo de patrones en zonas estructuralmente complejas (recuadro azul). A pesar de esto, podemos observar que existen zonas donde la curvatura es la misma en ambas secciones (flechas naranjas).

Los resultados presentan dos zonas. La primera exhibe resultados similares con ambos datos, recordando que en ella ambos modelos de velocidad se asemejan a un gradiente. La segunda zona presenta resultados distintos con ambos datos, donde el modelo de velocidad de intervalo presenta variaciones laterales.

Los atributos calculados con ambos datos resaltan correctamente las características estructurales. La principal diferencia se debe a la ubicación de los reflectores, a las discontinuidades laterales y a que, posiblemente, existen zonas donde el tamaño de la ventana de análisis pueda ser insuficiente.

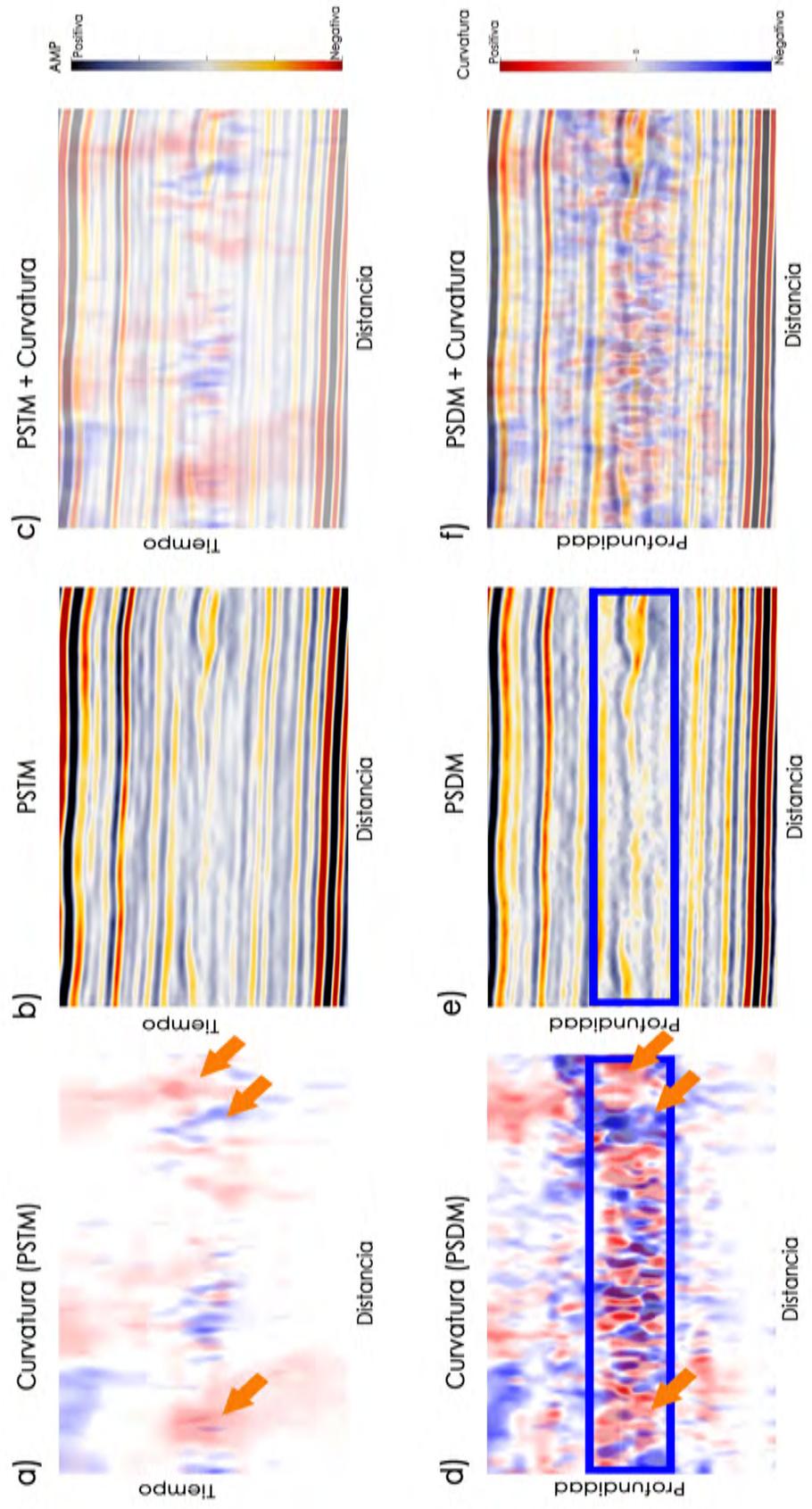


Figura 4.7: Curvatura. Zona central de la (a y b) sección migrada en tiempo y (d y e) migrada en profundidad. Las flechas naranjas muestran las similitudes entre ambos cálculos. (c y f) Superposición de datos sísmicos y curvatura.

4.2 Procedimiento estándar para calcular atributos sísmicos con datos migrados en profundidad

Es práctica común, al momento de calcular atributos sísmicos con datos migrados en profundidad, realizar una conversión profundidad-tiempo, calcular atributos sísmicos en este dominio y, posteriormente, regresarlos al dominio de la profundidad. Sin embargo, ¿es esto necesario?, ¿realmente aporta beneficios a la interpretación?

La metodología que seguí para realizar este procedimiento fue la siguiente:

1. Realicé la conversión de tiempo a profundidad con la paquetería de código abierto, gratuita, OpendTect. El método empleado para la conversión de profundidad a tiempo fue aplicando la ecuación de Dix (Robein, 2014), proporcionando el modelo de velocidad de intervalo.
2. El intervalo de muestreo resultante después de la conversión fue, aproximadamente, de 0.002 ms. Por lo tanto, los tamaños de la ventana fueron 0.01 s para el echado y 0.02 s para el atributo de coherencia. El largo y ancho de la ventana fueron de 20 por 20 m.
3. Una vez calculados los atributos sísmicos geométricos, procedí a llevarlo al dominio de la profundidad mediante el mismo método utilizado en el paso 1.

Los resultados se muestran en las Fig. 4.8, 4.9 y 4.10.

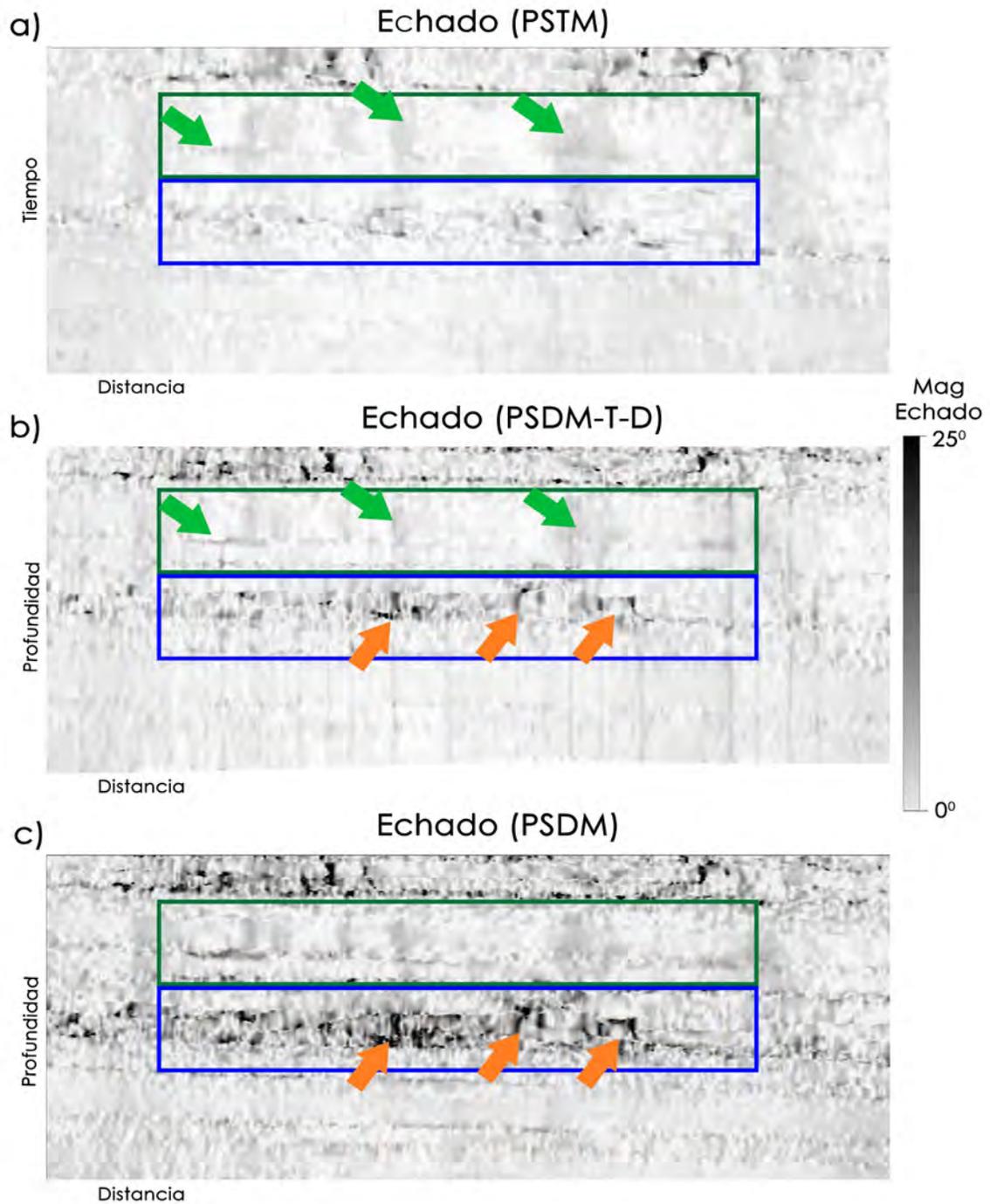


Figura 4.8: Atributo sísmico magnitud de echado, en (a) datos migrados en tiempo, (b) en datos migrados en profundidad, convertidos a tiempo (cálculo en tiempo) y convertidos a profundidad y, (c) en datos migrados en profundidad (cálculo en profundidad).

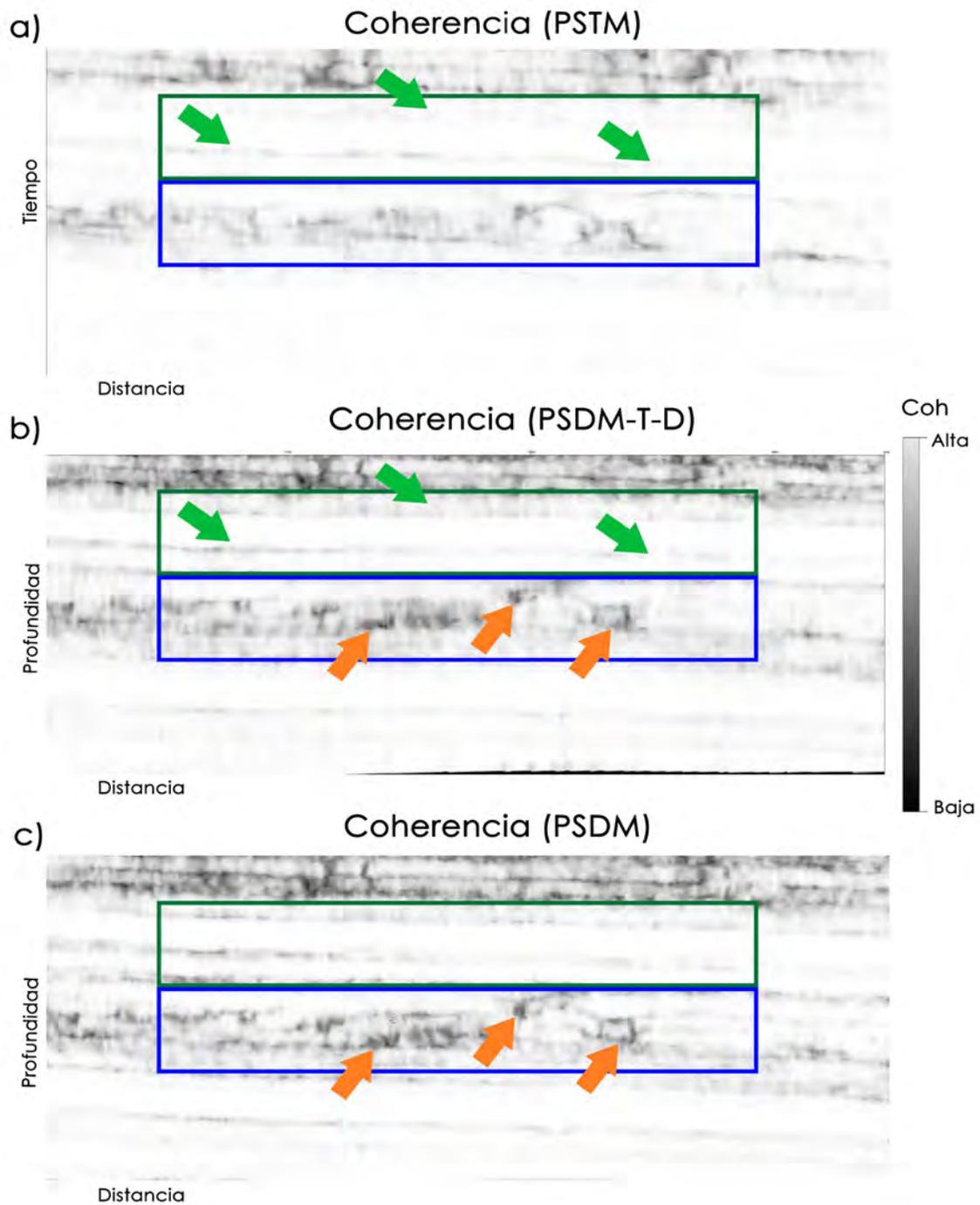


Figura 4.9: Atributo sísmico de coherencia, en (a) datos migrados en tiempo, (b) en datos migrados en profundidad, convertidos a tiempo (cálculo en tiempo) y convertidos a profundidad y, (c) en datos migrados en profundidad (cálculo en profundidad).

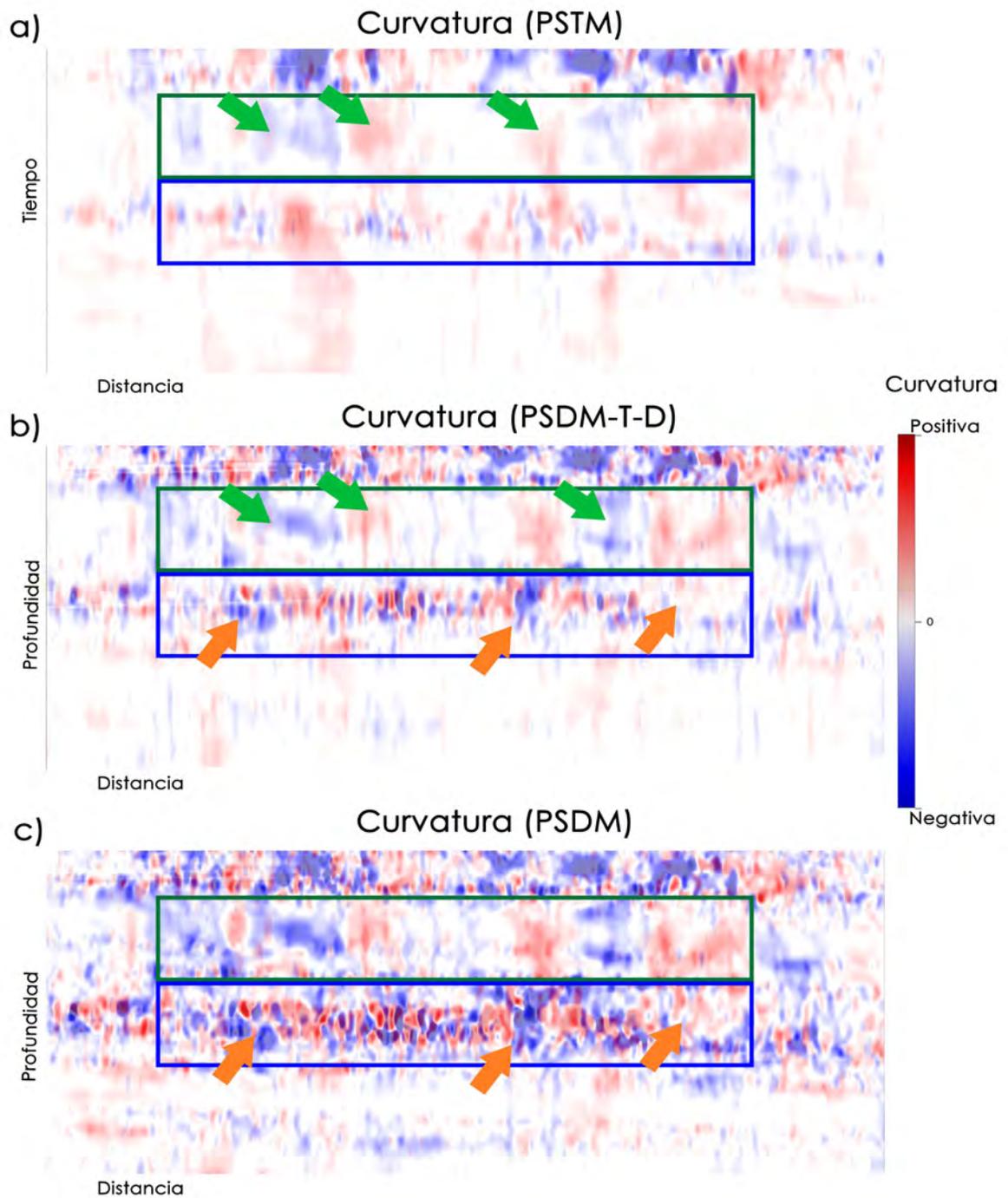


Figura 4.10: Atributo sísmico de curvatura, (a) en datos migrados en tiempo, (b) en datos migrados en profundidad, convertidos a tiempo (cálculo en tiempo) y convertidos a profundidad y, (c) en datos migrados en profundidad (cálculo en profundidad).

Calcular atributos sísmicos siguiendo este procedimiento no es igual que calcularlos directamente de datos migrados en profundidad. Para realizar una comparación justa entre los tres resultados, nos centraremos en las mismas dos zonas que en el subtema anterior.

La zona superior de las secciones (recuadro verde) muestra que los cálculos realizados mediante este procedimiento exhiben mayores similitudes con los migrados en tiempo (flechas verdes) que con los datos migrados en profundidad.

La zona inferior de las secciones (recuadro azul) muestra que los resultados obtenidos mediante este procedimiento, a pesar de que se ven más ‘suavizados’, muestran los mismos patrones que los obtenidos con los datos migrados en profundidad (flechas naranjas).

Los cálculos más afectados por este procedimiento son la curvatura y el echado. Por otro lado, el menos afectado es el cálculo de coherencia. Estos resultados se deben a que el método utilizado para la conversión de profundidad a tiempo, simplemente actúa como un escalamiento en la amplitud. Por ello, los resultados obtenidos son una versión suavizada de los calculados directamente con datos migrados en profundidad.

Si se necesitan resultados en el dominio del tiempo y no se cuenta con datos migrados en tiempo, esta podría ser una buena aproximación de los resultados obtenidos, tomando como ventaja las características que ofrece la migración en profundidad.

Conclusiones y Recomendaciones

- El cálculo de atributos sísmicos no se ve afectado por el dominio de los datos. Esto es válido siempre y cuando la manera de calcular los atributos sísmicos sea dentro del dominio de éstos, ya sea en tiempo o en profundidad.

- El método utilizado para la conversión de tiempo a profundidad, y viceversa, es sumamente importante y tiene gran influencia en los resultados obtenidos. En este caso, el método actuó como un escalamiento en la amplitud, por lo que los resultados obtenidos son versiones suavizadas de los obtenidos directamente en profundidad.

- Si la finalidad es la interpretación cualitativa, esto es, detectar y discriminar características geológicas como fallas, discontinuidades y fracturas, entonces podemos obtener buenos resultados ya sea con datos migrados en tiempo o con datos migrados en profundidad.

- Si el fin de la interpretación es cuantitativo, esto es, integrar los atributos sísmicos con otros análisis de amplitud como amplitud versus distancia fuente receptor (AVO, por sus siglas en inglés), e inversión de impedancia, entonces el dominio es sumamente importante debido a que la amplitud varía dependiendo del dominio. En este caso, es importante realizar una conversión apropiada.

- Es conveniente calcular atributos sísmicos directamente en datos migrados en profundidad, tomando como ventaja la mejor resolución lateral. Gracias a esto podemos resaltar rasgos que no son claramente visibles en atributos calculados a partir de datos migrados en tiempo.

- El tamaño de la ventana de análisis es importante, tiene que estar diseñado apropiadamente para el tipo de datos que se utilizarán. Si se utilizan ventanas más pequeñas, o más grande de lo necesario, pueden resaltarse u omitirse características estructurales.

- Debido a que sólo se utilizó un algoritmo para calcular cada atributo, es recomendable hacer un análisis preliminar al utilizar otros tipos de algoritmos. Los resultados se pueden ver afectados dependiendo del dominio en el que se realicen los cálculos.

- Debido a que el tamaño de la ventana es constante a lo largo de todo el cálculo, se sugiere, para un futuro análisis, focalizar el cálculo de atributos sísmicos a zonas de interés, optimizando el tamaño de la ventana para resaltar rasgos estructurales de una manera correcta.

Agradecimientos

A Sergio Chávez Pérez y a Liliana Vargas Meleza por sus consejos, por el tiempo brindado, por el apoyo, por todas sus críticas y sugerencias para la realización de este trabajo. Sin duda son y serán una gran ayuda en mi formación profesional.

A mis sinodales: Dr. Martín Cárdenas Soto, M. en C. David Escobedo Zenil, Dr. Gorgonio García Molina y Ing. Javier Arellano Gil, muchas gracias por sus consejos y tiempo brindado en el desarrollo de esta tesis.

Al Instituto Mexicano del Petróleo, por las facilidades y el apoyo brindado durante mi estancia profesional y, en particular, por el acceso a datos sísmicos de su propiedad.

Referencias

AASPI, 2016, AASPI Software Documentation, [<https://goo.gl/Dq7NQE>], The University of Oklahoma, Norman, OK, EEUU.

Al-Dossary S. y K.J. Marfurt, 2006, 3d volumetric multispectral estimates of reflector curvature and rotation: *Geophysics*, 71, No5, P41 - P51.

Brown P. M., H. J. Higginbotham, M. C. Macesanu, E. O. Ramirez, D. List, y C. Lang, 2012, PSDM for Unconventional Reservoirs? A Niobrara Shale Case Study: SEG Technical Program Expanded Abstracts, 1-5.

Brown R., 1994, Image quality depends on your point of view: *The Leading Edge*, 13, 669-673.

Chopra S., y K.J. Marfurt, 2007, *Seismic Attributes for Prospect Identification and Reservoir Characterization*: Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Ok, EEUU.

Claerbout J.F., 1985, *Imaging the Earth's Interior*: Stanford University, Palo Alto, CA, EEUU.

Etgen J. T. y C. Kumar, 2012, What really is the difference between Time and Depth Migration? A tutorial: SEG Technical Program Expanded Abstracts, 1-5.

Fagin S., 1999, Model-Based Depth Imaging: Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, OK, USA

Lin, T., 2014, Attribute analysis of the time vs depth-migrated seismic data application to Requi field, China: M.S. Thesis, The University of Oklahoma, Norman, OK, EEUU.

Liner C.L., 1999, Concepts of normal and dip moveout: Geophysics, 64, No.5, 1637-1647.

Liner C.L., 1996, SEISMOS: A free-form column on the history and culture of geophysics, and science in general: The Leading Edge, 15, No.12, 1387-1389.

Marfurt K.J., 2006, Robust estimates of 3D reflector dip and azimuth: Geophysics, 71, No. 4, P29 - P40.

Reshef M., y D. Kosloff, 1986, Migration of common-shot gathers: Geophysics, 51, No. 2, 324-331.

Robein E., 2014, Velocities, Time-Imaging and Depth-imaging in Reflection Seismic Principles and Methods: EAGE Publications bv.

Roberts A., 2001, Curvature Attributes and this application to 3D interpreted horizons: *Frist Break*, 19, 85 - 100.

Taner T.M., 2001, Seismic Attributes: *CSEG Recorder*, 26, No.7, 48-56.

Yilmaz O., 1987, *Seismic Data Processing*: Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, OK, EEUU.