

Reconstrucción de Imágenes Sísmicas Virtuales con Técnicas de Interferometría en Datos de Sísmica Pasiva

Solano Bahena René*¹, Aguirre González Jorge¹, Ávila-Carrera Rafael² y Granados Chavarría Iván³

Resumen

El objetivo de este trabajo es obtener secciones sísmicas para delimitar estructuras geológicas asociadas a yacimientos de hidrocarburos. Utilizamos datos de sísmica pasiva de un arreglo rectangular localizado al noreste de la República Mexicana y el método de Interferometría Sísmica (*IS*), el cual permite extraer la función de Green mediante el uso de correlaciones cruzadas ($CC(t)$) de trazas de ruido sísmico.

Procesamos 6 líneas de 8 km de longitud aproximadamente, con 159 geófonos cada una. Las $CC(t)$ obtenidas (también llamadas pseudo-secciones sísmicas de tiros virtuales) fueron procesadas para la extracción de información estructural y de velocidad subsuperficial, con los algoritmos que usualmente son utilizados en la industria de la sismología de exploración. Los resultados los reagrupamos en grupos de offset común (Common Offset Gather, por sus siglas en inglés *COG*), para generar imágenes del campo de velocidades en el subsuelo en términos de secciones sísmicas de offset cero.

Realizamos un procesamiento que consistió en aplicar el método de la transformada de ondícula, para descomponer y reconstruir las $CC(t)$ a partir de la ondícula de Meyer, mejorando la calidad de las $CC(t)$. Posteriormente, generamos nuevas pseudo-secciones sísmicas considerando un offset en común y varias longitudes entre fuente-receptor. En este caso los resultados mejoraron substancialmente, mostrando los reflectores esperados. Observamos que, con un offset mayor, la profundidad de investigación aumentaba, aunque la resolución superficial disminuía. Finalmente, las secciones obtenidas fueron comparadas con una sección sísmica convencional (también llamadas secciones de sísmica “activa”) migrada en profundidad.

Abstract

This paper aims to obtain compressional body waves (seismic sections) to delimit geological structures associated with hydrocarbon reservoirs. We used a passive seismic dataset from a rectangular array located at northeast of Mexico. Seismic Interferometry (*IS*) method, which allows extracting the Green's function by using cross-correlations ($CC(t)$) of seismic traces was applied.

We processed six lines of approximately 8 km length, with 159 geophones each. The obtained $CC(t)$ (also called virtual shots pseudo-sections) were processed with the algorithms that generally are used in the seismic exploration industry to extract the structural and sub-surface velocity information. We regrouped the results of the pseudo-sections of virtual shots by common offset gathers (*COG*) to generate subsurface images in terms of a zero-offset seismic section.

Although, alternative processing algorithms were performed, which consists in applying the wavelet transform method to decompose and reconstruct the $CC(t)$ by means of the Meyer wavelet, improving the quality of the $CC(t)$. Subsequently, new seismic sections were generated considering a common offset. We use offsets of 100, 500, 900, 1300, 1700, and 2100 m among source-receiver virtual arrays. In this case, results were improved substantially, clearly showing the expected reflectors. We observed that the depth of investigation increases for higher offsets, meanwhile the surface resolution decreases. The sections were stacked with the different offsets mentioned above for each line, resulting in a total common offset section. Finally, the obtained sections were compared *versus* a conventional seismic section (also called “active” seismic sections) migrated in depth.

Received: March 22, 2022; November 9, 2022; published on-line: January 1, 2023.

Editorial responsibility: Oscar Cerapio Valdiviezo Mijangos

* Corresponding author: Solano Bahena René, resolanoba@gmail.com. Instituto Mexicano del Petróleo, Eje Central Lázaro Cárdenas #152, San Bartolo Atepehuacan, Ciudad de México.

¹ Instituto de Ingeniería, UNAM Circuito Escolar s/n. Ciudad Universitaria, Coyoacán, Ciudad de México. joagg@pumas.iingen.unam.mx

² Instituto Mexicano del Petróleo, Eje Central Lázaro Cárdenas #152, San Bartolo Atepehuacan, Ciudad de México. rcarrer@imp.mx

³ Instituto de Geofísica, UNAM, Circuito de la investigación Científica s/n, Ciudad Universitaria, Coyoacán, Ciudad de México. igranadosc@igeofisica.unam.mx

R. Solano Bahena, J. Aguirre González, R. Ávila-Carrera, I. Granados Chavarría

<https://doi.org/10.22201/igeof.2954436xe.2023.62.1.1448>

Palabras clave: Sísmica pasiva, interferometría sísmica, Función de Green, Pseudo-secciones sísmicas de tiros virtuales, Transformada de ondícula.

Keywords: Passive seismic, seismic interferometry, Green's function, Pseudo-sections of virtual shots, Wavelet transform.

Introducción

Los métodos geofísicos, y en particular, la prospección sísmica, son herramientas que ayudan en la exploración y caracterización de yacimientos de hidrocarburos. Sin embargo, en los últimos 15 años se han desarrollado estudios geofísicos utilizando ruido sísmico como una alternativa más económica, rápida y amigable con el ambiente, en comparación con los sendos estudios de sísmica de reflexión.

En el presente artículo se usaron trazas de ruido sísmico, con el fin de obtener imágenes del subsuelo de manera aproximada, rápida, barata y confiable, que permitan identificar y delimitar estructuras geológicas relacionadas con yacimientos de hidrocarburos. Utilizamos el método de Interferometría Sísmica (*IS*), que consiste en la recuperación de la función de Green entre dos receptores mediante las correlaciones cruzadas de trazas de ruido sísmico, que considera a uno de ellos como una fuente virtual. A nivel regional, para distancias entre 100 a 2000 km, aproximadamente, la *IS* se aplica a grabaciones de ruido sísmico en la banda de frecuencia de 0.1-0.4 Hz (*Shapiro y Campillo, 2004; Sabra et al., 2005*).

Claerbout (1968), mostró que la respuesta de reflexión de un medio con capas horizontales puede ser sintetizada a partir de la autocorrelación de su respuesta de transmisión. Esta relación física entre la respuesta de reflexión y la de transmisión se derivó de un teorema de reciprocidad de tipo correlacional (*Wapenaar, 2004*), es decir una ecuación integral compuesta por funciones de Green tanto causales como anticausales que establece una forma para reconstruir la reflectividad del medio. Por otro lado, *Gouédard et al. (2008)*, describe aplicaciones exitosas de la interferometría en diferentes escalas, desde la extracción de datos de reflexión en mediciones de laboratorio hasta la construcción de ondas superficiales a escala regional.

Algunos autores como *Nakata et al. (2011)* y *Xu et al. (2012)*, han utilizado la *IS* para la exploración sísmica. *Draganov et al. (2007)*, recuperaron las llegadas de reflexión entre 2 y 10 Hz. *Draganov et al. (2009)*, mostraron resultados preliminares de la recuperación de llegadas de reflexión entre 6 y 24 Hz utilizando ventajosamente patrones de geófonos que suprimieron las ondas superficiales dominantes por encima de los 5 Hz en campo. *Draganov et al. (2013)*, hicieron estudios basándose en las *CC(t)* de ruido sísmico para obtener información estructural del subsuelo.

En la práctica, la recuperación de las ondas de cuerpo resulta más difícil que las ondas superficiales ya que, estas últimas predominan debido básicamente a dos factores: que las fuentes ocurren en superficie y que el decaimiento de la amplitud con la distancia es mayor en las ondas de cuerpo. Aunado a que, en la mayoría de los casos, la aplicación de la *IS* se ve limitada por la falta de receptores en profundidad en la sísmica de exploración.

En esta investigación presentamos una aplicación general de los trabajos de exploración que se realizaron para usar la *IS* considerando escalas sísmicas, con distancias entre receptores de 50 m en dirección *inline* y 200 m en dirección *crossline*, con una profundidad de propagación de las ondas sísmicas de 2000 m. Trabajaremos bajo la hipótesis de que el ruido sísmico tendrá llegadas de ondas de cuerpo, necesarias para la recuperación de reflexiones sísmicas. Nos apoyaremos en algunas herramientas como la transformada de ondícula y la metodología que propone *Yilmaz (2001)* para el procesamiento de datos de exploración sísmica.

Método

La función de Green representa el movimiento sísmico producido en una cierta dirección en un sitio x , debido a la aplicación de una fuerza unitaria en otro sitio ξ , y contiene información del medio por dónde las ondas sísmicas se propagan. Dicho de otra manera, es la respuesta sísmica en un punto de observación ante una fuerza súbita aplicada en algún sitio del medio elástico.

Claerbout (1968) demostró que la *CC(t)* de trazas de ruido sísmico de un campo de ondas difusas, registradas en dos diferentes receptores que se encuentran en medios tridimensionales y heterogéneos, llevan a la construcción de la función de Green que se observaría si hubiera una fuente impulsiva en uno de los dos receptores, con respecto al otro. En este artículo partiremos del método de Interferometría Sísmica (*IS*) y posteriormente, explicaremos cómo aplicamos los métodos comunes de la sísmica de exploración a los resultados que obtuvimos con la sísmica pasiva.

Interferometría Sísmica

La operación matemática principal utilizada en procesamiento digital para estudiar cuan parecidas son dos señales es la correlación cruzada (*CC(t)*). Por lo tanto, el término de Interferometría Sísmica se refiere al principio de generar nuevas respuestas sísmicas mediante las *CC(t)*, a partir de las observaciones sísmicas en diferentes lugares de los receptores (*Wapenaar y Fokkeman, 2006*).

Como mencionamos, la *IS* es un método que permite extraer o recuperar la función de Green entre dos receptores que grabaron ruido sísmico, considerando a uno de ellos como si fuera una fuente virtual. La *CC(t)* entre pares de trazas sísmicas y la suma o apilamiento de estas, es el procesamiento básico de la Interferometría Sísmica (*Bensen et al., 2007; Gouédard et al., 2008*). El apilamiento se lleva a cabo para incrementar la relación señal-ruido, lo que resulta conveniente para trazas muy ruidosas.

Sin embargo, aunque las correlaciones de ruido se han utilizado con éxito en estudios tomográficos de sismología (*Shapiro et al., 2005*) y para controlar los cambios de veloci-

dad (Duputel et al., 2009; Brenguier et al., 2011), queda claro que la construcción de la función de Green no es perfecta, incluso cuando se correlacionan varios años de ruido. Según *Sthely et al. (2008)* hay dos razones que explican lo anterior: 1) La distribución de las fuentes de ruido no es homogénea, lo que implica que las correlaciones convergen a una función R, diferente de la función de Green real. 2) Debido a que se usan registros de ruido de longitud finita, la convergencia de las correlaciones hacia la función R no es completa, y las fluctuaciones permanecen en las correlaciones.

Para explicar el método de *IS* consideraremos el caso unidimensional y homogéneo y seguiremos el desarrollo de *Wapenaar et al. (2010)*, donde tenemos dos puntos X_A y X_B que representan estaciones sísmicas. Si el medio es afectado por una señal que se comporta de manera impulsiva X_S obtendremos una fuente viajando a lo largo del eje X (Figura 1). La estación A registrará el impulso a un tiempo $t_A = (X_A - X_S)/c$ y la estación B en un tiempo $t_B = (X_B - X_S)/c$ mayor al de la estación A (donde c es la velocidad de propagación).

$$G(X_A, X_S, t) = \delta(t - t_A) \quad (1)$$

$$G(X_B, X_S, t) = \delta(t - t_B) \quad (2)$$

Las ecuaciones 1 y 2, muestran las respuestas de las correlaciones cruzadas entre las señales recibidas en A y B . Observamos que hay una distancia en común de X_S a X_A , donde el tiempo de viaje a lo largo de esa distancia en común se cancela al realizar la $CC(t)$ dejando sólo los tiempos de viaje a lo largo de la distancia entre X_A y X_B . Por lo tanto, percibimos un impulso en X_B como si la fuente estuviera en X_A . La ecuación 3 representa a la Función de Green de las ondas que se propagan entre los puntos X_A a X_B considerando una fuente X_S .

$$G(X_B, X_A, t) = G(X_B, X_S, t) * G(X_A, X_S, t) \quad (3)$$

Datos y equipo utilizado

El campo de velocidades de las trazas de sísmica pasiva utilizadas fueron grabadas con geofónos acelerómetros triaxiales de la marca *Sercel DSU3-428XL*. La adquisición de los datos fue coordinada por el Instituto Mexicano del Petróleo (IMP). El área de estudio comprende un arreglo que consta de 100 km^2 , dividido en 6 bloques rectangulares, que en conjunto completan un tendido total de 27758 receptores (4293×6).

Para este trabajo se procesaron 6 líneas ubicadas dentro del bloque 4, integrado por 4293 receptores ordenados en 27 líneas de 159 geofónos, aproximadamente (Figura 2). Las trazas de ruido sísmico se grabaron a 500 muestras

por segundo (m.p.s.) contando con 6.5 h de grabación, aproximadamente. Se utilizó la componente vertical para la realización de las $CC(t)$.

Estimación de las Funciones de Green

Las funciones de Green fueron estimadas mediante las correlaciones cruzadas de pares de receptores. Se aplicó un procesamiento previo con el objetivo de mejorar la relación señal-ruido. *Bensen et al. (2007)*, mencionan cuatro fases importantes para el procesamiento de datos de ruido sísmico cuando se estudian ondas superficiales: 1) Preparación de

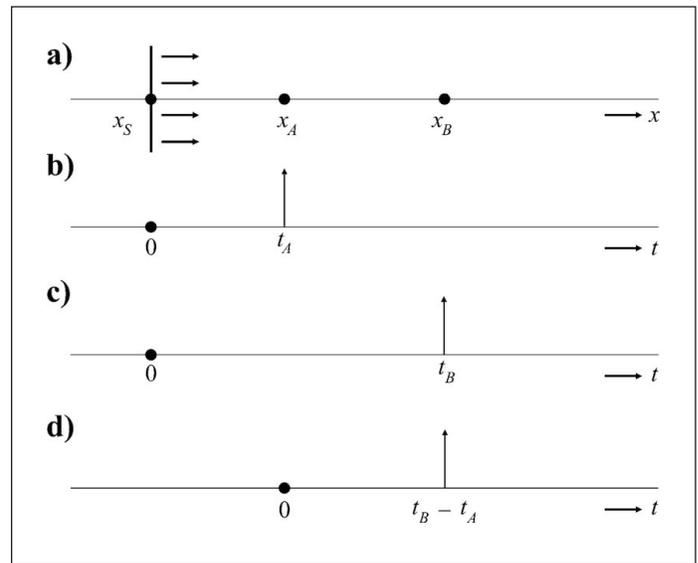


Figura 1. Interferometría de onda directa, *Wapenaar et al., (2010)*.

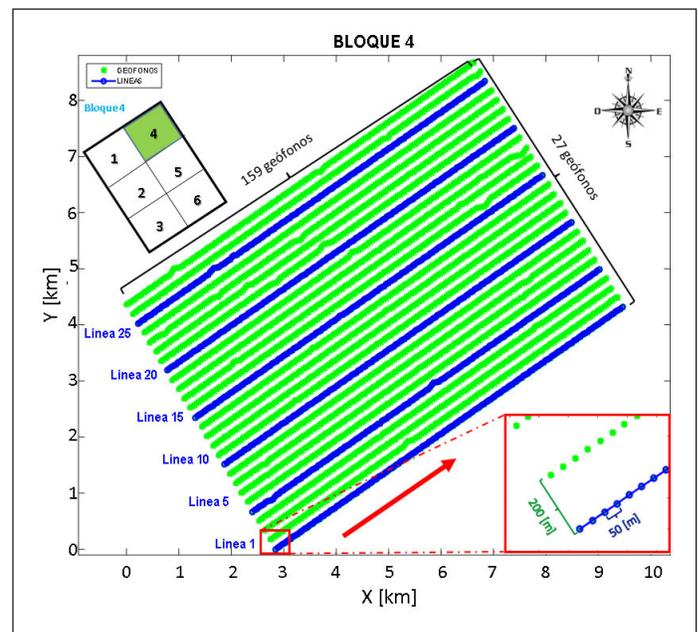


Figura 2. Bloque 4. Separación de receptores en dirección *inline* 50 m y 200 m en dirección *crossline*. En color azul se muestran las 6 líneas procesadas para este estudio: Línea 1 (L1), Línea 5 (L5), Línea 10 (L10), Línea 15 (L15), Línea 20 (L20) y Línea 25 (L25).

los datos por estación. 2) Correlación cruzada y apilamiento temporal. 3) Medición de curvas de dispersión (realizadas con análisis de frecuencia-tiempo para velocidades de grupo y fase). 4) Control de calidad, análisis de errores y selección de las mediciones aceptables.

Acondicionamiento de trazas

En la primera fase del procesamiento se removió la media y la línea de tendencia en cada una de las trazas de ruido sísmico. Posteriormente, se definió la secuencia de procesamiento idónea para incrementar la relación señal-ruido de cada una de ellas (diagrama de la Figura 3). Debido a que el principal objetivo de este trabajo está enfocado en generar buenas imágenes sísmicas producidas por reflexiones provenientes del ruido, estamos interesados en extraer las ondas de cuerpo a partir de las $CC(t)$. Para ello, se tomó sólo la componente vertical de las trazas de ruido, ya que de acuerdo con Toksöz y Lacoss, (1968); Douze, (1967); Okada, (2003); Bonnefoy-Claudet et al., (2006), las componentes horizontales son dominadas por las ondas superficiales.

A diferencia de Bensen et al. (2007), aplicamos primero el blanqueamiento espectral para ampliar la banda de la señal y suavizar el espectro de amplitud de Fourier, evitando que las señales con gran amplitud enmascaren la información de señales con menor amplitud. Posteriormente, aplicamos un filtro Butterworth de 1 a 30Hz para delimitar el rango de las frecuencias de interés asociadas a reflexiones sísmicas. Por último, se aplicó la normalización temporal que tiene como objetivo evitar señales dominantes de gran amplitud (p. ej. terremotos, irregularidades instrumentales y ruido no estacionario de fuentes cercanas).

Siguiendo el diagrama de la Figura 3, el siguiente paso

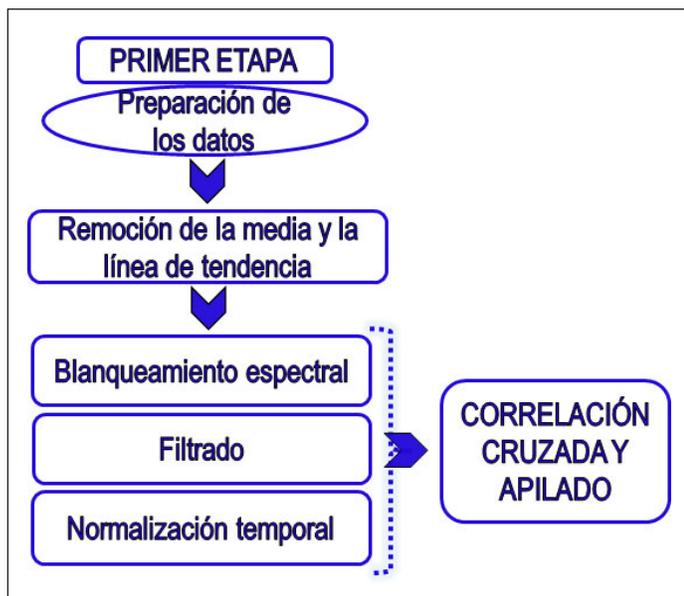


Figura 3. Secuencia de pre-procesamiento para las trazas de ruido sísmico.

fue realizar las $CC(t)$. Si la distribución de fuentes de ruido es homogénea, la parte causal y anticausal de las $CC(t)$ serán simétricas en amplitud y tiempos de llegada (Wapenaar et al., 2010). Sin embargo, cuando no se cumple esto, obtendremos correlaciones asimétricas.

Las $CC(t)$ las realizamos con ventanas de tiempo de 30 s. Posteriormente, las apilamos dando como resultado la suma de 780 ventanas para cada par de geófonos (6.5 h de grabación). El apilado de un gran número de ventanas de tiempo nos ayuda a promediar las variaciones de las correlaciones, permitiendo aumentar la señal coherente y considerar una distribución de ruido más isotrópica, dando como resultado una mejor estimación de la función de Green.

En la Figura 4, mostramos un ejemplo de las variaciones de las $CC(t)$ en la línea 15 (L15, cuya distancia entre pares de receptores es de 50 m) cuando el número de ventanas apiladas aumenta. El número de ventanas de apilamiento entre el par de geófonos 106-96 fue de: a) 6 ventanas de 30 s; b) 60 ventanas de 30 s y c) 360 ventanas de 30 s. Las $CC(t)$ fueron normalizadas por su máximo valor absoluto. Observamos que la correlación mejora cuando el número de ventanas apiladas aumenta.

Pseudo-secciones sísmicas de tiros virtuales

En el apartado anterior se comentó acerca de la asimetría de las correlaciones y del efecto que provocan las diferentes distribuciones de fuentes de ruido sísmico. Lo anterior, hace que no se cumplan estrictamente las características de un campo difuso, provocando que no se pueda obtener la función de Green completa del medio entre los dos receptores a partir de la correlación.

Sin embargo, algunos autores como Lobkis y Weaver (2001), y Roux et al. (2005), obtuvieron resultados teóricos bajo el supuesto de que se tiene una distribución de fuentes homogéneas. La relación entre la correlación cruzada de ruido sísmico $CC(t)$ y la función de Green estimada $G(t)$ entre los receptores A y B se puede expresar como:

$$\frac{dCC_{AB}(t)}{dt} = -G_{AB}(t) + G_{BA}(-t); -\infty \leq t < \infty \quad (4)$$

Siguiendo lo que describe Lin et al. (2008), la ecuación anterior es equivalente a:

$$G_{AB}(t) = -\frac{dCC_{AB}(t)}{dt}; 0 \leq t < \infty \quad (5)$$

$$G_{BA}(t) = -\frac{dCC_{AB}(-t)}{dt}; 0 \leq t < \infty \quad (6)$$

Considerando el teorema de reciprocidad de las funciones de Green ($G_{AB}(t) = G_{BA}(t)$), nosotros promediamos las señales

de la parte causal y anticausal para obtener una correlación simétrica. Posteriormente, usamos esta señal simétrica para obtener la función de Green final del medio mostrada en la ecuación:

$$G_{AB}(t) = -\frac{d}{dt} \left[\frac{CC_{AB}(t) + CC_{AB}(-t)}{2} \right] \quad (7)$$

Las $CC(t)$ se obtuvieron para las líneas marcadas en color azul en la Figura 2, consideramos cada uno de los 159 geófonos en dirección *inline* como fuentes virtuales (*FV*) y a su vez como receptores. Las $CC(t)$ fueron estimadas para cada par de geófonos con el resto de ellos, en cada una de las líneas. El resultado es una sección sísmica de tiros virtuales, a la que llamaremos: “*pseudo-sección sísmica de tiros virtuales*”.

Yilmaz (1987) menciona que la energía de reflexión sísmica utilizable se limita a un ancho de banda de aproximadamente 10 a 70 Hz. Debido a esto, y con la finalidad de eliminar las ondas superficiales, decidimos realizar un segundo filtrado posterior al apilado de las $CC(t)$ en un rango de 10 a 30 Hz.

A continuación, en la parte superior de la Figura 5, se observan las ubicaciones de las *FV* a lo largo de las líneas 10 y 15 (L10 y L15) del bloque 4. Recordando que cada geófono fue considerado como fuente virtual y receptor, en la Figura 5 se observan algunos resultados de las *pseudo-secciones sísmicas de tiros virtuales*, para: Línea 10 con el geófono 66 (G66) y la Línea 15, siendo la *FV* el geófono 75 (G75), respectivamente.

En color amarillo se resaltan las posibles reflexiones cercanas a la fuente virtual. Para los ejemplos de la L10 y L15, las posibles reflexiones llegan a 0.8 s y 0.9 s, respectivamente (Figura 5b). En la parte inferior (Figura 5c), se observan resultados análogos pero una vez aplicado el segundo filtrado a las *pseudo-secciones*. Hay una mejora significativa, ya que las reflexiones cercanas a la fuente (color amarillo) se definen mejor, e incluso se ven algunos horizontes con mayor continuidad (recuadros azules). Aunque las $CC(t)$ y el apilado se realizaron para todas las combinaciones entre pares de los 159 geófonos en cada línea, sólo mostramos algunos ejemplos para visualizar los resultados obtenidos.

Pre-procesamiento de las pseudo-secciones sísmicas de tiros virtuales

Las reflexiones en datos sísmicos de exploración se reconocen por tiempos de viaje hiperbólicos. El principal objetivo del procesamiento en la exploración sísmica es mejorar la reflexión genuina al suprimir la energía no deseada (*Yilmaz, 1987*). Después de haber utilizado el método de *IS* y bajo la

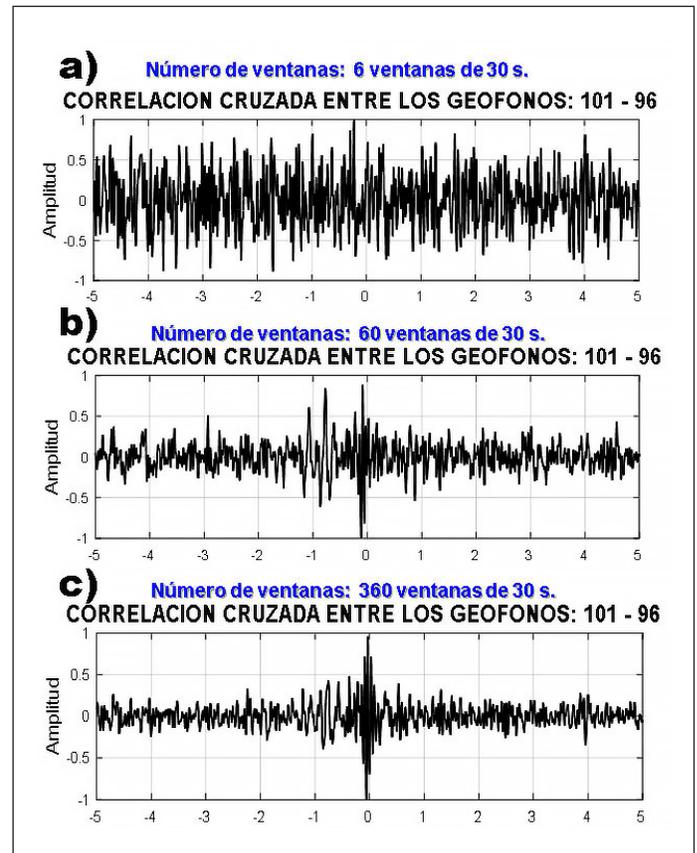


Figura 4. Correlación cruzada ($CC(t)$) entre los geófonos 101-96 de la línea 15 (L15). Ventanas apiladas de 30 s. Número de ventanas: a) 6; b) 60 y c) 360.

hipótesis de que el ruido sísmico contiene ondas de cuerpo, se aplicaron algoritmos de procesamiento que usualmente son utilizados en la industria de la sísmica de exploración.

En general, los objetivos principales del procesamiento en datos sísmicos de reflexión, son mejorar la resolución sísmica y aumentar la relación señal-ruido (SNR por sus siglas en inglés). Estos objetivos se logran a través de tres etapas principales: deconvolución, apilamiento y migración.

Con la finalidad de generar imágenes del subsuelo en términos de una sección sísmica de offset cero, las *pseudo-secciones sísmicas de tiros virtuales* fueron agrupadas en conjuntos de offset común, con lo cual, los diferentes reflectores representarían los cambios de impedancia acústica del medio.

Reflector común

En este apartado se propone una alternativa al procesamiento que se realiza en la sísmica de reflexión, reagrupamos los datos en conjuntos de offset común (*COG*) y los pasos realizados para aplicar esta metodología, fueron: 1) Considerar que todos nuestros geófonos son fuentes y receptores; 2) Aplicar el blanqueamiento espectral, filtrado de 1-30 Hz y su

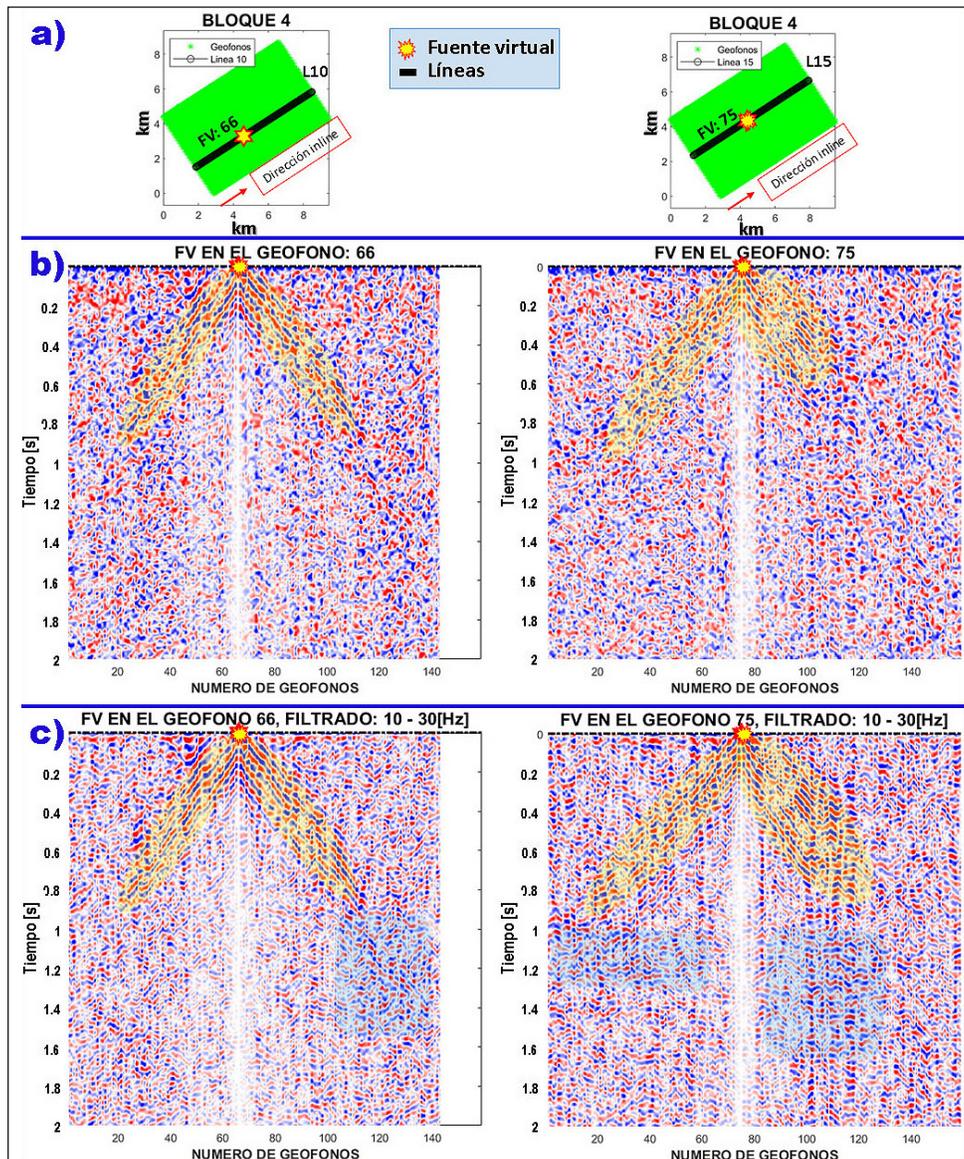


Figura 5. resultados de la $CC(t)$; a) ubicación de la FV:66 para la L10 y FV:75 para la L15; b) Pseudosección de tiros virtuales L10 y L15; c) Pseudosección de tiros virtuales L10 y L15, después del segundo filtrado (10-30 Hz).

normalización; 3) Realizar las $CC(t)$; 4) Descomposición de ondícula y reconstrucción a partir de un nivel; y 5) Apilado de las $CC(t)$ reconstruidas.

Transformada de Ondícula

La transformada de ondícula es una herramienta matemática que permite obtener una representación, descomposición y reconstrucción de una señal que presenta cambios abruptos en sus componentes de tiempo-frecuencia en forma instantánea. *Daubechies (1992)*, sondeó la mayor parte de la teoría de ondícula y discutió los vínculos con otras áreas, especialmente el procesamiento de señales.

La transformada de ondícula hace un análisis de multi-resolución con ventanas de longitud variable, las cuales son adaptadas al cambio de frecuencia de la señal. Es decir, esta técnica permite el uso de ventanas grandes de tiempo

en segmentos donde se requiere mayor precisión en bajas frecuencias, y ventanas angostas para el análisis en altas frecuencias (*Sheng, 1996*).

Las ondículas, son funciones base de la transformada de ondícula, generadas a partir de una ondícula madre mediante traslaciones y dilataciones. Para llevar a cabo la transformada realizamos diversas pruebas con las ondículas: Haar, Morlet, Daubechies, Symlet, Coiflet y Meyer (Figura 6). Al final elegimos la ondícula de Meyer para descomponer y después reconstruir la señal de cada una de las $CC(t)$, ya que ésta aumentaba la relación señal-ruido más que las otras ondículas.

Análisis de velocidad y apilamiento

Mallat (1989) diseñó un algoritmo basado en un banco de filtros, que permite obtener una transformada de ondícula a partir de datos de interés. Una forma simple de ver la

aplicación de esta técnica, es pensar que la señal original (S) se subdivide al pasar por varios filtros en dos categorías: Aproximación (A) asociados a baja frecuencia y Detalle (D) para alta frecuencia (Figura 7). Este procedimiento se repite cada vez, hasta que se haya descompuesto la señal original en un determinado número de niveles para llegar a la precisión deseada. De este modo, se tiene un grupo de señales que representan a la señal original, pero todas ellas corresponden a diferentes bandas de frecuencia.

En la Figura 8, se muestra el cálculo de una ventana de 30s de $CC(t)$ y su descomposición en 6 niveles, usando la ondícula de Meyer. La señal a_6 de las componentes de aproximación es la de más baja frecuencia, dado que es la salida del último filtro pasa bajas del árbol de descomposición. Mientras que, las señales d_i ($i=1 \dots 6$) son las componentes de alta frecuencia.

Después de hacer la descomposición con la ondícula de Meyer en cada una de las $CC(t)$, el siguiente paso fue reconstruir nuevamente la correlación considerando unas componentes y descartando otras. Descartamos las componentes de aproximación relacionadas a frecuencias por debajo de los 10Hz ya que no son útiles. Dicho lo anterior, nos enfocamos en las componentes de detalle de altas frecuencias.

En la Figura 9 mostramos la técnica de reconstrucción de ondícula en 6 niveles de detalle para una pseudo-sección sísmica. Tomamos como ejemplo el geófono 44 (G44) de la L15 como fuente virtual y realizamos pruebas con 30 minutos de tiempo de correlación. Para los niveles d1, d2, d3 y d6 resulta complicado observar eventos reflectivos en la pseudo-sección sísmica.

Por otro lado, la reconstrucción con el nivel 4 ($d=4$) mejora sustancialmente las $CC(t)$ en comparación con los

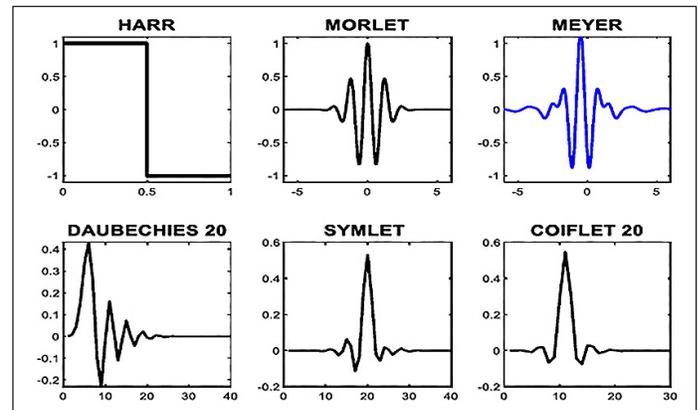


Figura 6. Familias de funciones ondícula. En color azul se resalta la ondícula de Meyer utilizada para este trabajo.

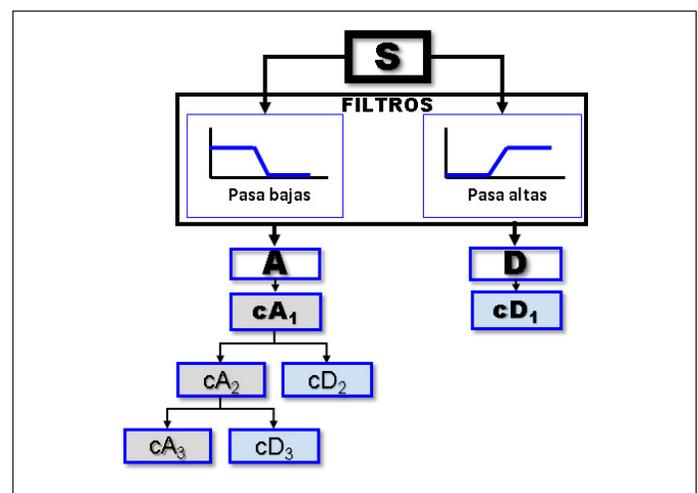


Figura 7. Diagrama de descomposición de señales. cA: coeficientes de aproximación; cD: coeficientes de detalle. Los subíndices representan el nivel de descomposición.

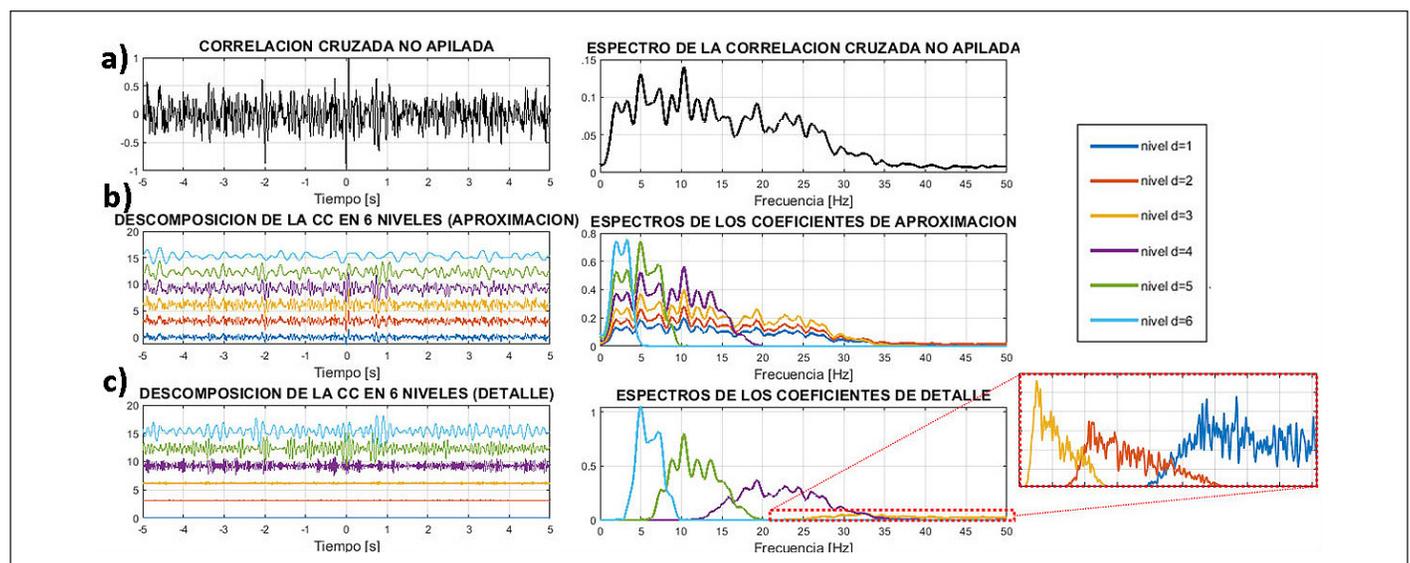


Figura 8. Descomposición con la ondícula de Meyer. a) $CC(t)$ (ventana de 30 s) con su espectro de amplitudes. b) Descomposición en 6 niveles para los coeficientes de aproximación (dominio: tiempo y frecuencia). c) Descomposición en 6 niveles para los coeficientes de detalle (dominio: tiempo y frecuencia), en el recuadro en rojo se resaltan los niveles: 1, 2 y 3.

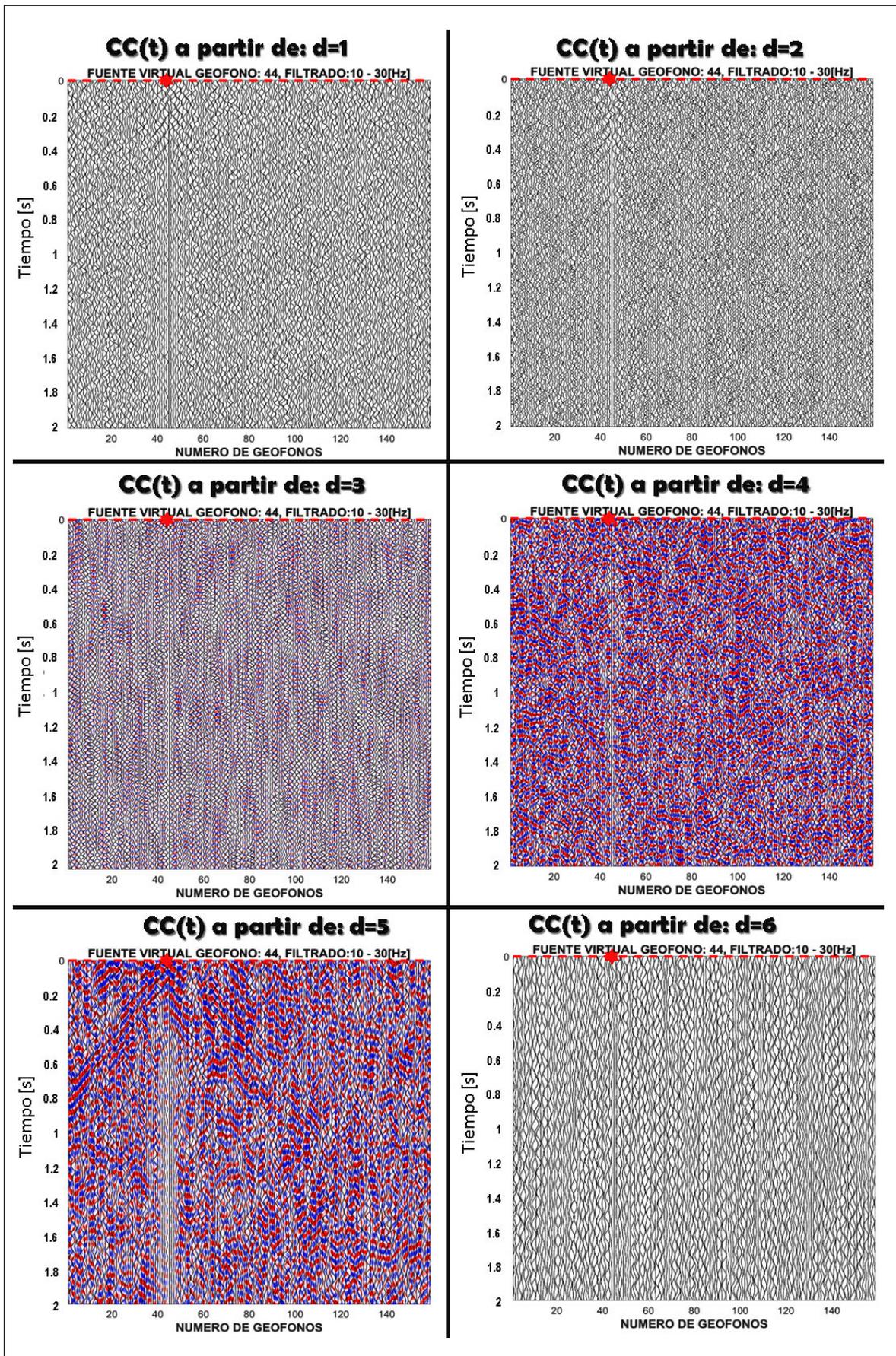


Figura 9. Fuente virtual G44, L15. Reconstrucción (a partir de cada nivel) de las $CC(t)$ usando la ondícula de Meyer.

niveles mencionados anteriormente. Sin embargo, el mayor aporte de información en el rango de frecuencias que nos interesan es la reconstrucción con el nivel 5, ya que, se realzan y mejoran considerablemente los eventos reflectivos cercanos a la fuente virtual.

Una de las ventajas de usar algoritmos que utilizan ondículas se debe a que los datos se procesan a diferentes escalas o resoluciones. Es decir, cambia el contenido de frecuencia por longitud de onda. Esto nos ayudó a observar el grado de aporte que tiene cada banda de frecuencia en la $CC(t)$ original y para descartar las que no se encuentran en los rangos de interés. En la siguiente sección hablaremos de la reconstrucción de las $CC(t)$ a partir exclusivamente del nivel 5 y utilizando la ondícula de Meyer.

Reconstrucción de ondícula y apilado de las $CC(t)$ a partir de un nivel

Una vez definidos el nivel y la ondícula con los que se reconstruirá la $CC(t)$, la siguiente metodología fue aplicada a todos nuestros datos. El orden de procesamiento quedó de la siguiente manera:

1. Blanqueamiento espectral,
2. Filtrado 1-30 Hz,
3. Normalización temporal,
4. Correlación Cruzada ($CC(t)$),
5. Descomposición de ondícula (en 6 niveles),
6. Reconstrucción de la $CC(t)$, usando la transformada inversa de la ondícula de Meyer (a partir del nivel 5),

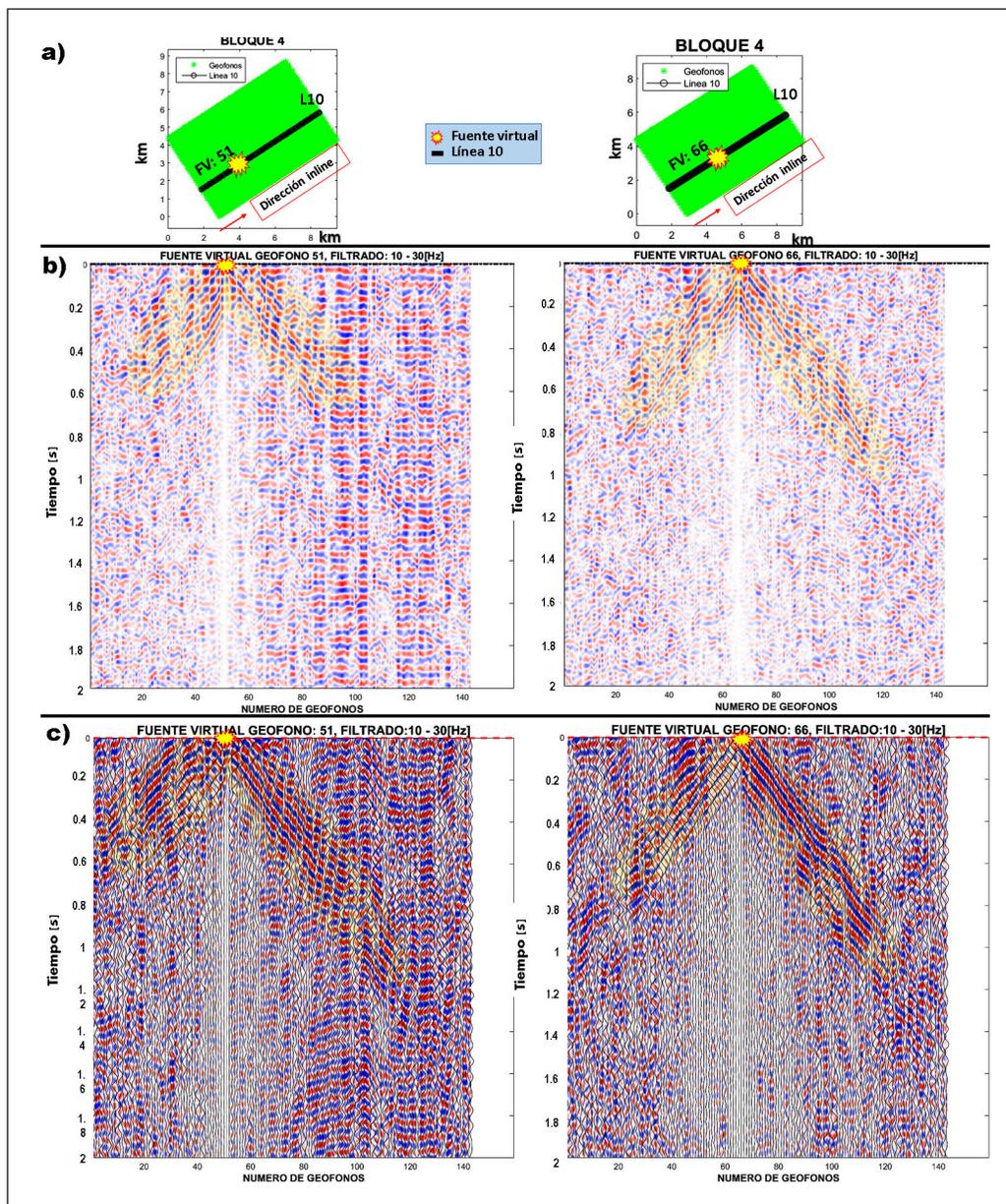


Figura 10. Comparación de las $CC(t)$ para la L10. a) Bloque 4, ubicación de las FV (G51 y G) situadas a lo largo de la L10 en dirección *inline*. b) $CC(t)$ sin la ondícula. c) $CC(t)$ reconstruidas con la ondícula de Meyer a partir del $n=5$.

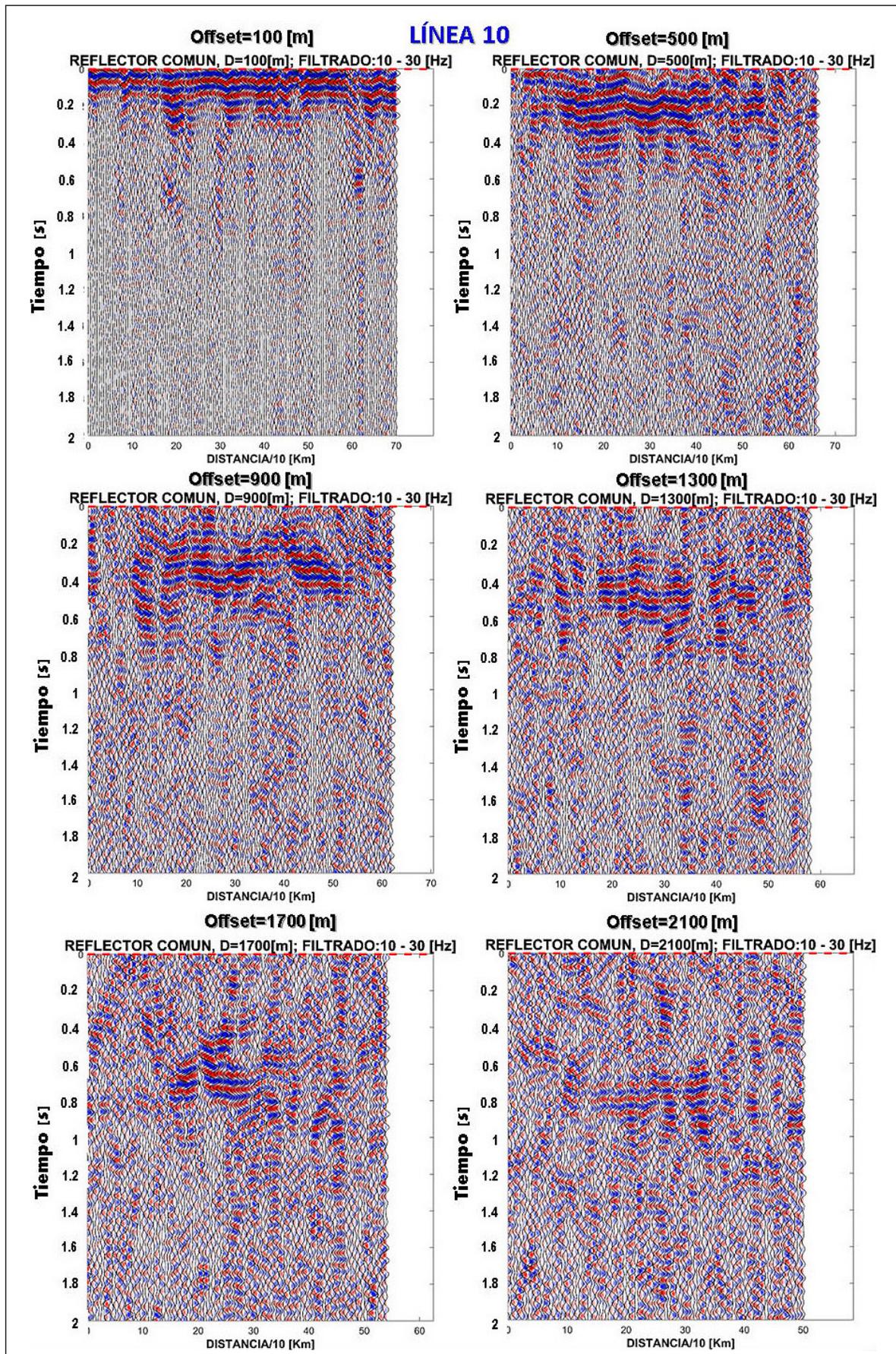


Figura 11. Pseudo-secciones de reflector común para la L10. Distancias entre fuente-receptor: 100, 500, 900, 1300, 1700 y 2100 m.

7. Apilado de las $CC(t)$ (780 ventanas de 30 s, 6.5 h de grabación) y finalmente,
8. Segundo filtrado (10-30 Hz).

Cuando se usa el método de la ondícula se mejoran considerablemente los horizontes cercanos a la fuente y se aumenta la relación señal-ruido. En la Figura 10 mostramos ejemplos correspondientes a la L10 entre el apilado de las $CC(t)$ con y sin la técnica de reconstrucción de ondícula. La parte a) corresponde a la ubicación de la FV a lo largo de cada una de las líneas. b) corresponde a las pseudo secciones de tiros virtuales sin el método de la ondícula. c) resultados de las pseudo secciones de tiros virtuales, cuando se descompone y posteriormente se reconstruyen las $CC(t)$ con la ondícula de Meyer a partir del nivel 5.

Pseudo-secciones sísmicas con offset común

Después del pre-procesamiento descrito en la sección anterior, lo siguiente fue emplear la metodología que mencionamos previamente, con la finalidad de obtener una sección que nos defina las propiedades del subsuelo. En sísmica 2 y 3D, las trazas sísmicas pre-apiladas suelen ordenarse en planos de offset común (COG). Cabe recordar que el offset de una traza se define como la distancia entre la fuente y el receptor. La manera de organizar estos planos o conjuntos es agrupar las trazas por rango de inline-offset y crossline- offset.

Considerando a cada geófono como fuente y receptor, se reagruparon las $CC(t)$ obtenidas con la ondícula de Meyer considerando un offset común. Esto quiere decir que, se fue desplazando la fuente a lo largo de la línea manteniendo constante la distancia entre fuente-receptor. El objetivo es generar una pseudo-sección con reflectores en común que permita visualizar horizontes delimitados por los cambios de impedancia en el subsuelo.

De manera ilustrativa, en la Figura 11 mostramos los resultados mencionados para la L10 del bloque 4. Las distancias D utilizadas entre fuente y receptor fueron de 100 m, 500 m, 900 m, 1300 m, 1700 m y 2100 m. Estos intervalos de distancias se desplazaron a lo largo de cada una de las líneas, obteniendo seis pseudo-secciones de reflector común por línea.

En general, en las imágenes podemos ver claramente que los offset cortos (100 y 500 m), favorecen los tiempos menores a 0.5 s, ya que delimitan y definen con una mayor continuidad los horizontes reflectivos superficiales, aunque con ligeras discontinuidades a lo largo de cada línea. A medida que el offset se incrementa, la información que existe en los extremos de nuestras pseudo-secciones se va perdiendo, ya que disminuye la resolución lateral debido a la falta de información en esos puntos. Por otro lado, en la parte central sucede lo contrario, ya que, al tener mayor apertura entre la fuente y el receptor, se aumenta la profundidad de investigación (periodos largos) y la delimitación en la parte central

de estos nuevos horizontes reflectivos queda mejor definida.

Tomando como ejemplo la pseudo sección de la L10 (Figura 11), donde tenemos que la imagen es muy buena en especial para offsets de 100 m y 500 m, ya que se definen de manera excelente horizontes superficiales. Cuando se aumenta la distancia a 900 m, las partes laterales se comienzan a atenuar, lo que resulta que se pierda resolución lateral. En 1300 m de separación, los horizontes más superficiales se atenúan casi completamente y los que se encuentran mayores a 0.4 s se definen mejor en la parte central. Para un offset de 1700 m se profundiza llegando hasta 1 s, pero sólo la parte central se percibe con claridad. Caso similar a una distancia de 2100 m, en donde se alcanza el tiempo más largo, pero con la menor resolución lateral en comparación con las otras distancias fuente-receptor.

Apilado a diferentes distancias

Con el objetivo de preservar la información que se encuentra en la parte más profunda sin perder la información de la parte somera (secciones de offsets cortos), realizamos un apilado de las trazas entre las pseudo-secciones con distintos offsets que obtuvimos anteriormente. En la Figura 12 se tiene un esquema que muestra cómo se realizó este apilado para dos offsets diferentes (100 y 500 m). El color rojo representa el desplazamiento a lo largo de toda la línea manteniendo constante un offset de 100 m, mientras que las líneas punteadas en color azul representan el desplazamiento para un offset de 500 m. También, apreciamos unas líneas continuas dadas en color verde y negro, las cuales representan los centros en común entre ambos offsets. Los centros en común fueron tomados como referencia para agrupar las trazas de ambas secciones y apilarlas posteriormente, obteniendo así una pseudo-sección total.

En la Figura 13 tenemos la pseudo-sección obtenida con el método de reflector común, usamos pseudo-secciones con offsets de: 100 m, 500 m, 900 m, 1300 m, 1700 m y 2100 m que posteriormente apilamos y obtuvimos la pseudo-sección

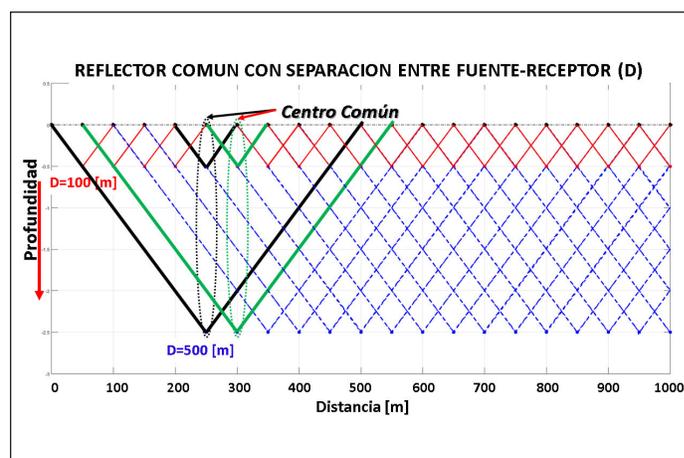


Figura 12. Representación esquemática del apilamiento entre 2 pseudo-secciones con offsets: 100 m y 500 m.

final. Las líneas amarillas delimitan algunos horizontes de lo que podrían considerarse como capas reflectoras a periodos de entre: 0.1-0.7 s, la parte superficial y central quedan muy bien caracterizadas, ya que se puede seguir lateralmente la tendencia de algunos horizontes reflectores hasta los 0.9 s.

Las Figuras 14 y 15, muestran los resultados finales de las pseudo-secciones para las líneas del bloque 4. Es claro que en todos los casos se definen los horizontes superficiales con una excelente continuidad. En color amarillo se delimitan paquetes de capas reflectoras llegando en la parte central a tiempos de 0.7 s y 1.2 s para las L5 y L10, respectivamente.

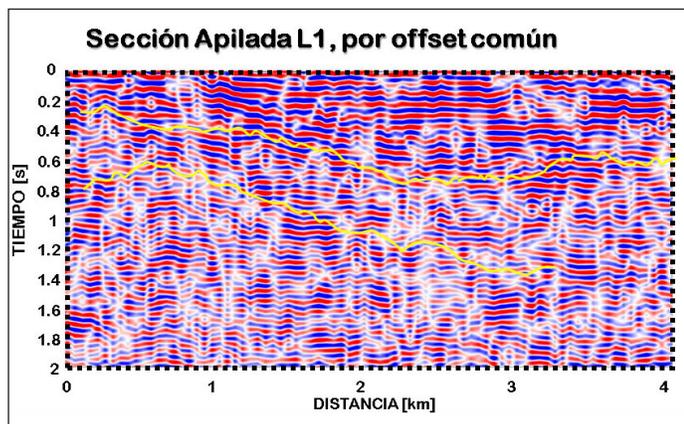


Figura 13. Pseudo-secciones de la L1 agrupadas por offset común y posteriormente apiladas con offsets: 100 m, 500 m, 900 m, 1300 m, 1700 m y 2100 m. Las líneas amarillas representan paquetes de capas reflectoras.

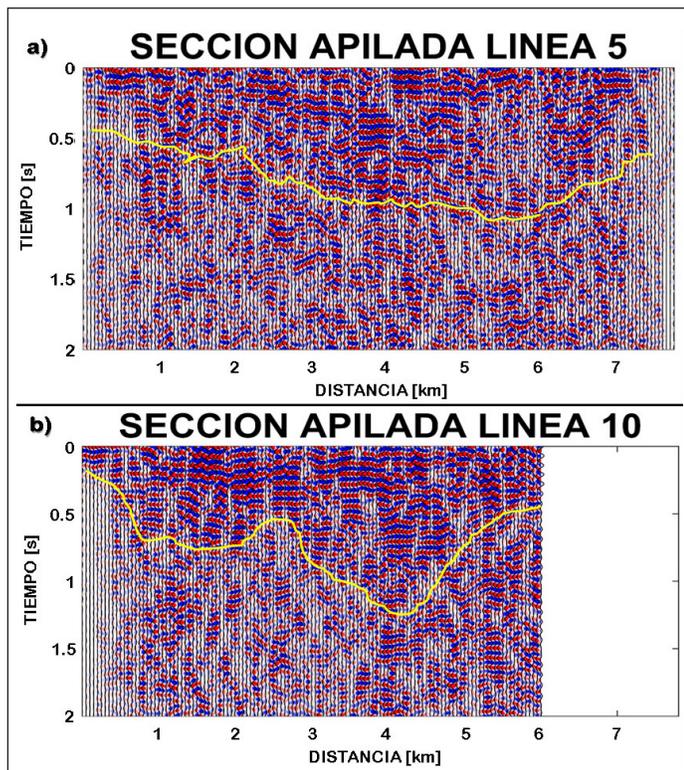


Figura 14. Pseudo-secciones de las L5 y L10 apiladas con offsets: 100 m, 500 m, 900 m, 1300 m, 1700 m y 2100 m.

La L10 presenta en la parte superficial capas muy planas y uniformes, similar al caso de la L15, donde se alcanzan tiempos de hasta 1 s.

Según nuestra apreciación en la L25 se observan posiblemente unos paquetes de estratos (líneas en color amarillo) más recargados hacia el lado izquierdo, uno para tiempos más largos (tiempos de 1.4 y 0.8 s) y otro para tiempos menores (tiempos de 0.7 y 0.2 s). Esto, hace que haya una variación con los resultados obtenidos en las otras líneas.

Alcances del Método

Como mencionamos anteriormente, lo que se busca con esta investigación es comparar el aporte que pueden tener los métodos relacionados con sismica pasiva en el área de la exploración sísmica. Para evaluar los alcances desarrollados por el método usado, contamos con una sección sísmica de fuente explosiva migrada en profundidad muy cerca de las líneas: L10 y L15 (Figura 16b).

En la Figura 16c se muestra una sección sísmica convencional (con fuente sísmica de dinamita) migrada en profundidad y un registro de velocidades de ondas P y S, obtenido a partir de información de registros geofísicos de pozo (Figura 16d). La sección sísmica convencional muestra claramente capas reflectoras muy marcadas a profundidades de entre 2 y 4 km. Si hacemos un análisis de las capas de la sección sísmica y el modelo de velocidades, podemos dividir la sección sísmica en varios bloques según su profundidad:

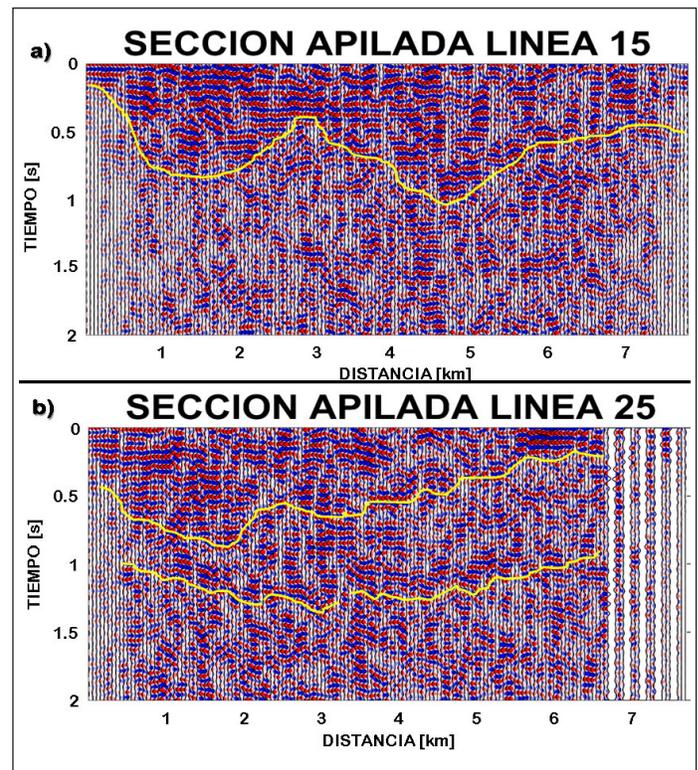


Figura 15. Pseudo-secciones de las L15 y L25 apiladas con offsets: 100 m, 500 m, 900 m, 1300 m, 1700 m y 2100 m.

1. Para el primer bloque (sección más superficial), las velocidades de ondas P (V_p) en promedio son de 3 km/s hasta los 800 m de profundidad, haciendo un tiempo de viaje doble de 0.53 s.
2. La segunda capa va de los 800 m a los 1100 m de profundidad, con una V_p de 2.85 km/s y un tiempo doble de viaje de 0.21 s.
3. La tercera capa corresponde a un intervalo de profundidad de 1100 a 1500 m con V_p de 3.5 km/s y un tiempo doble de 0.23 s.
4. La capa siguiente tiene un espesor de 300 m con una V_p de 5 km/s y un tiempo doble de 0.12 s.
5. Posteriormente, en el rango de 1800 a 2200 m de profundidad la V_p llega a 4.5 km/s y el tiempo de viaje doble para ese intervalo sería de 0.18 s.
6. La sexta capa tiene un espesor de 300 m y V_p promedio de 4 km/s, con un tiempo de viaje doble de 0.15 s.
7. Finalmente, el último bloque tiene un tiempo de viaje doble de 0.13 s, aproximadamente.

Para esta sección sísmica con fuente de dinamita migrada en profundidad, el tiempo de viaje total de las ondas sísmicas desde la parte superficial hasta los 3 km de profundidad es de aproximadamente 1.55 s, lo anterior lo resumimos en la Tabla 1. Para el caso de las secciones de sísmica pasiva, los periodos más largos de reflejo varían entre 0.8 s a 1.3 s, aproximadamente. Esto indica que los resultados que hemos obtenido con sísmica pasiva son alentadores al mostrar una relación con los que se observan en la sección sísmica de fuente convencional. Aunque no definen con claridad las partes más profundas de los posibles yacimientos, las formaciones y estructuras geológicas someras e intermedias pueden ser identificables. Lo anterior se observa mejor en la Figura 16, donde se tiene la comparación entre la sísmica convencional *versus* la sísmica pasiva, ambas migradas en profundidad.

La Figura 16 muestra: a) La ubicación de la sección sísmica con fuente de dinamita (color rojo) y las líneas más cercanas a ella de la sísmica pasiva (L10 y L15) mostradas en color azul. b) Las pseudo-secciones L10 y L15 de sísmica pasiva migradas en profundidad y c) la sección de sísmica convencional migrada en profundidad. Las líneas amarillas en las tres secciones corresponden a las primeras interpretaciones que delimitan las principales estructuras geológicas y los mayores cuerpos reflectores. En las zonas de color amarillo de los datos de ruido se observan horizontes reflectores alrededor de los 2 km de profundidad, lo que coincide con los horizontes observados en la sísmica convencional (Figura 16c). Aunque no se definen con claridad los detalles de las capas reflectoras, si es posible observar cómo se empiezan a definir de manera tenue los límites a partir de las reflexiones virtuales indicando la presencia de posibles

Tabla 1. Resultados del tiempo doble de viaje a distintas profundidades.

Profundidad [m]	V_p Promedio [m/s]	Tiempo doble de viaje [s]	Tiempo Total de viaje [s]
0 - 800	3000	0.53	0.53
800 - 1100	2850	0.21	0.74
1100 - 1500	3500	0.23	0.97
1500 - 1800	5000	0.12	1.09
1800 - 2200	4500	0.18	1.27
2200 - 2500	4000	0.15	1.42
2500 - 3000	4500	0.13	1.55

formaciones geológicas. Finalmente, en la Figura 16 d) se presentan los registros sísmicos y el modelo de velocidades utilizados para la conversión de tiempo a profundidades en las secciones de sísmica pasiva.

Figura 16. a) Ubicación de las L10 y L15 (color azul) y de la sección sísmica con fuente de dinamita, migrada en profundidad (color rojo). b) *Pseudo-secciones sísmicas de tiros virtuales* (L10 y L15). c) Secciones sísmica con fuente de dinamita, migrada en profundidad. d) Modelo de velocidades.

Conclusiones

Se obtuvieron secciones sísmicas de ruido con el objetivo de delimitar estructuras geológicas asociadas a yacimientos de hidrocarburos. Utilizamos datos de sísmica pasiva de un arreglo rectangular localizado al noreste de la República Mexicana. Con el método de Interferometría Sísmica (*IS*), fueron procesadas 954 trazas de ruido sísmico de 6.5 h de grabación, lo cual nos permitió extraer la función de Green mediante el uso de correlaciones cruzadas ($CC(t)$).

Las $CC(t)$ obtenidas (también llamadas *pseudo-secciones sísmicas de tiros virtuales*) fueron procesadas para la extracción de información estructural y de velocidad sub-superficial. Los resultados los reagrupamos en Gathers de Offset Común (*COG*), con el objeto de generar imágenes del campo de velocidades en el subsuelo en términos de secciones sísmicas de offset cero.

Además, realizamos un procesamiento que consistió en aplicar el método de la transformada de ondícula, para descomponer y reconstruir las $CC(t)$ a partir de la ondícula de Meyer, mejorando la calidad de las $CC(t)$. En este caso los resultados mejoraron substancialmente, mostrando los reflectores esperados.

Al aplicar el método de Transformada de ondícula antes del apilado de las $CC(t)$, se mejoran considerablemente las pseudo-secciones sísmicas. Así mismo, al usar el enfoque de offset común se detectaron horizontes reflectores con una excelente resolución en la parte superficial. Sin embargo, a mayor distancia fuente-receptor la resolución de dichos reflectores disminuía. Para compensar esta pérdida, se aplicó

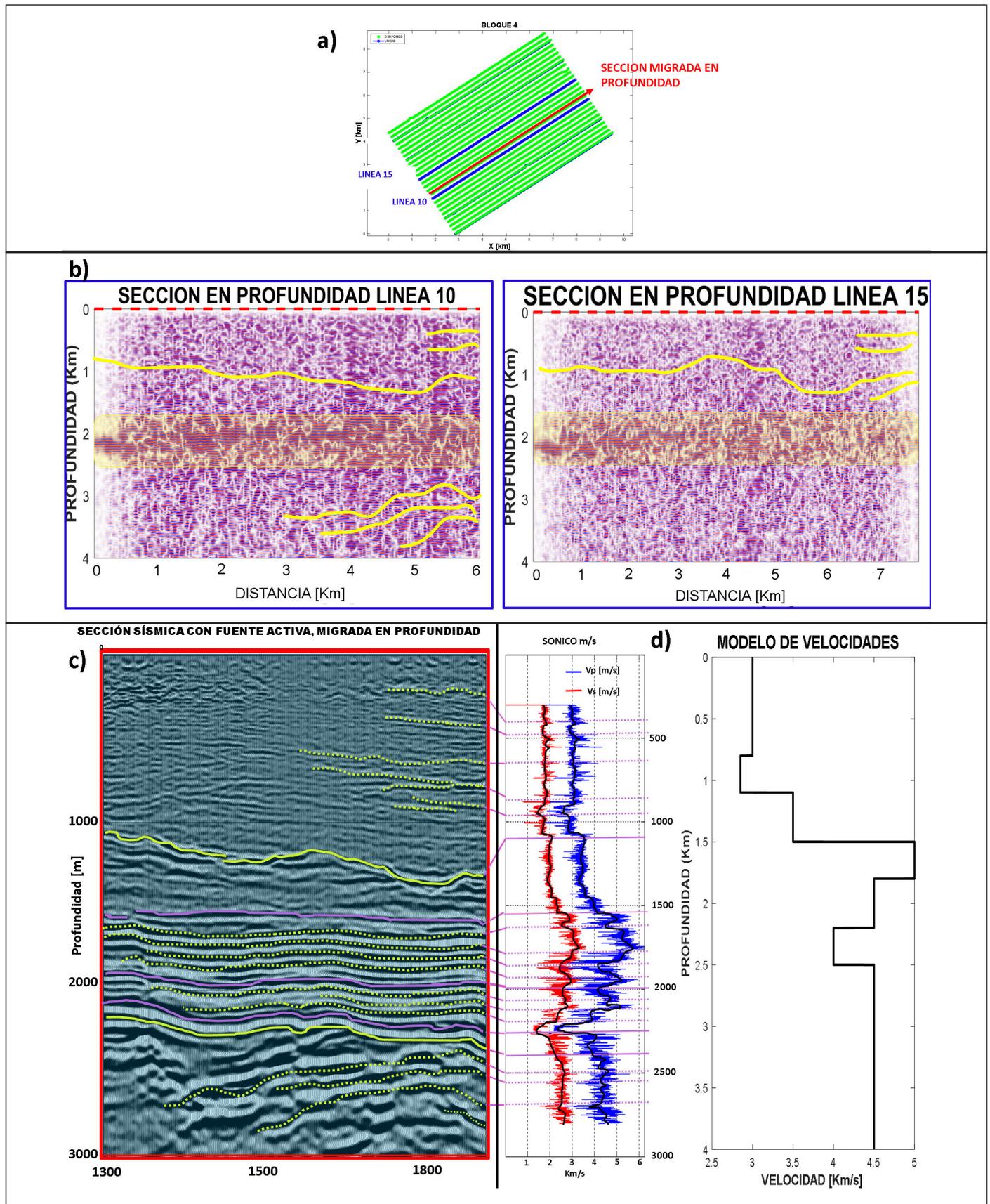


Figura 16. a) Ubicación de las L10 y L15 (color azul) y de la sección sísmica con fuente de dinamita, migrada en profundidad (color rojo). b) Pseudo-secciones sísmicas de tiros virtuales (L10 y L15). c) Secciones sísmica con fuente de dinamita, migrada en profundidad. d) Modelo de velocidades.

el apilamiento de varias secciones sísmicas con distintos offsets, aumentando así la profundidad de investigación y mejorando nuevamente la resolución de la pseudo-sección sísmica final.

El flujo de procesamiento para la generación de pseudo-secciones de tiros virtuales quedó de la siguiente manera:

1. Blanqueamiento espectral.
2. Filtrado 1-30 Hz.
3. Normalización temporal.
4. Correlación Cruzada ($CC(t)$).
5. Descomposición de ondícula (en 6 niveles).
6. Reconstrucción de la $CC(t)$, usando la transformada inversa de la ondícula de Meyer (a partir del nivel 5).
7. Apilado de las $CC(t)$ (780 ventanas de 30 s, 6.5 h de grabación) y finalmente,
8. Segundo filtrado (10-30 Hz).

En consecuencia, sí se logró aumentar la relación señal-ruido y se mejoraron los ajustes de los pulsos reflejados en el mismo tiempo de las posibles capas que se consideraron como reflectoras. Aunque con ello, no se mejora sustancialmente la imagen sísmica a mayores profundidades.

Con el objeto de comprobar nuestros resultados, las secciones obtenidas de la sísmica pasiva convertidas a profundidad con el modelo de velocidades mostrado en la Figura 16d, fueron comparadas con una sección sísmica convencional (también llamadas secciones de sísmica “activa”) migrada en profundidad. Obtuvimos buena similitud en los horizontes reflectores cercanos a los 2 km de profundidad, donde es posible observar como se empiezan a definir de manera tenue los límites de posibles formaciones geológicas. A pesar de que se exploraron yacimientos correspondientes a formaciones geológicas conocidas por su impacto económico, nuestros resultados indican que es posible alcanzar estas profundidades, por lo que podemos afirmar que sí se están definiendo los límites más someros asociados a dichas formaciones. No obstante, consideramos que hace falta incluir un mayor número de trazas y offsets en un procesamiento de los datos de ruido de manera tridimensional para definir una pseudo-sección sísmica confiable. Al agrupar las $CC(t)$ por COG 's, se requieren adicionar a la iluminación de los reflectores comunes, todas las contribuciones de las señales con sus aportes azimutales para mejorar la falta de precisión en el establecimiento de la velocidad de reflexión. Con ello, esperaríamos alcanzar mayor definición en la continuidad de las estructuras profundas y mejorar la imagen sísmica. Por otro lado, delimitar los espesores totales de estas capas, es tarea de futuras investigaciones.

El aporte de nuestro trabajo contempló el reto de realizar una comparación de imágenes usando nuestros datos procesados de ruido contra una sección real en 3D de la sísmica

convencional migrada en profundidad. Consideramos que nuestra técnica es, sin duda, una alternativa confiable, más económica, rápida y amigable con el ambiente, en comparación con los sendos estudios de sísmica de reflexión. Sin embargo, aunque los resultados de la sísmica pasiva nos dan una idea cualitativa de cómo es la distribución de las capas litológicas de una manera práctica y mucho más económica, nunca alcanzarán el detalle y definición de las imágenes sísmicas de alta resolución 3D-3C.

Referencias

- Bensen, G.D., Ritzwoller, M. H., Barmin, M. P., Levshin, A. L., Lin F., Moschetti, M. P., Shapiro and Yang Y. (2007). Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broadband Surface wave dispersion measurements. *Geophysics J. Int.* 169,1239- 1260.
- Brenguier, F., D. Clarke, Y. Aoki, N. M. Shapiro, M. Campillo, and V. Ferrazzini (2011). Monitoring volcanoes using seismic noise correlations, *Comptes Rendus Geosci.*, 343(8-9), 633–638, doi:10.1016/j.crte.2010.12.010.
- Bonnefoy-Claudet, S., Cotton, F. y Bard, Pierre-Yves, (2006). The nature of noise wavefield and its application for site effect studies. A literature review. *Earth Science Reviews*
- Claerbout, J. (1968). Synthesis of layered medium from its acoustic transmission response. *Geophysics*, vol. 33, no. 2. <https://doi.org/10.1190/1.1439927>
- Daubechies, I. (1992). Ten Lectures on Wavelets. *The Society for Industrial and Applied Mathematics, Philadelphia, Pennsylvania 1992*. <https://eprints.siam.org/doi/pdf/10.1137/1.9781611970104.fm>
- Douze, E. J., (1967). Short-period seismic noise. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 57, 1, 55-81.
- Draganov, D., Wapenaar, K., Mulder, W., Singer, J. and Verdel, A. (2007). Retrieval of reflections from seismic background-noise measurements. *Geophysics. Res. Lett.*, 34, L04305, L04305, doi:10.1029/2006GL028735, 2007.
- Draganov, D., Campman, X., Thorbecke, J., Verdel, A. and Wapenaar, K. (2009). Reflection images from ambient seismic noise. *Geophysics*, 74(5), A63–A67. 39. <https://doi.org/10.1190/1.3193529>
- Draganov, D., Campman, X., Thorbecke, J., Verdel, A., Wapenaar, K. (2013). Seismic exploration-scale velocities and structure from ambient seismic noise (>1 Hz). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, Vol. 118, 4345-4360.
- Duputel, Z., V. Ferrazzini, F. Brenguier, N. Shapiro, C. M., A. Nercessian, M. Campillo, and A. Nercessian (2009). Real time monitoring of relative velocity changes using ambient seismic noise at the Piton de la Fournaise volcano (La Réunion) from January 2006 to June 2007, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 184(1-2), 164–173, doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.11.024.
- Gouédard, P., Stehly, L., Brenguier, F., Campillo, M., Colin de Verdière, Y., Larose, E., Margerin, L., Roux, P., Sánchez-Sesma, F. J., Shapiro, N. M., Weaver, R. L. (2008). Cross-correlation of random fields: mathematical approach and applications. *Geophysical Prospecting*, 56,375-393.

- Lin, F.C., Moschetti, M. P. and Ritzwoller, M. H. (2008). Surface wave tomography of the western United States from ambient seismic noise: Rayleigh and Love wave phase velocity maps. *Geophysics. J. Int.*, 173 (1), 281-298. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03720.x>
- Lobkis, O. I. and Weaver, R. L. (2001). On the emergence of the Green's function in the correlations of a diffuse field. *J. Acoust. Soc. Am.*, 110, 3011-3017.
- Mallat S. (1989). A theory for multiresolution signal decomposition: the wavelet representation. *IEEE Pattern Anal. And Machine Intell.*, vol. 11, no.7, pp. 674-693
- Nakata, N., Snieder, R., Tsuji, T., Larner, K. and Matsuoka, T. (2011). Shear wave imaging from traffic noise using seismic interferometry by cross coherence. *Geophysics*, 76(6), SA97–SA106. <https://doi.org/10.1190/geo2010-0188.1>
- Okada, Hiroshi, (2003). The microtremor survey method. Geophysical monographs series, 12. Society of Exploration Geophysics, E. U. A.
- Roux, P., Sabra, K. G., Gerstoft, P., Kuperman, W. A. and Fehler, M. C. (2005). P-waves from cross-correlation of seismic noise. *Geophysics. Res. Lett.*, 32 (19), L19303, doi:10.1029/2005GL023803
- Sabra, K. G., Gerstoft, P., Roux, P. and Kuperman, W. A. (2005). Surface wave tomography from microseisms in Southern California. *Geophys. Research Letters*, vol 32, L14311. 40.
- Shapiro, N. M., y Campillo, M. (2004). Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. *Geophysical Research Letters*, vol 31, L07614. 7614, doi:10.1029/2004GL019491,
- Shapiro, N. M., Campillo, M., Stehly, L. and Ritzwoller, M. H. (2005). High-resolution surface wave tomography from ambient seismic noise. *Science*, 307, 1615 – 1618.
- Sheng, Y., (1996). *The Transforms and Applications Handbook*. CRC Press, 1996. <https://doi.org/10.1201/9781315218915>
- Stehly, L., Campillo, M. and Weaver, R.L. (2008). Reconstructing Green's function by correlation of the coda of the correlation (C3) of ambient seismic noise. *Journal of Geophysical Research*, vol. 113, B11306, doi:10.1029/2008JB005693, 2008
- Toksöz, M. N. y Lacoss, R. T., 1968. Microseisms: mode structure and sources. *Science* 159.
- Xu, Z., Juhlin, C., Gudmundsson, O., Zhang, F., Yang, C., Kashubin, A. and Luth, S. (2012). Reconstruction of subsurface structure from ambient seismic noise: An example from Ketzin, Germany. *Geophys. J. Int.*, 189, 1085–1102.
- Wapenaar, K. (2004). Retrieving the elastodynamic Green's function of an arbitrary inhomogeneous medium by cross correlation. *Physical Review Letters*, 254301
- Wapenaar, K. and Fokkeman, J. (2006). Green's function representations for seismic interferometry. *Geophysics*, Vol 71, No. 4. <https://doi.org/10.1190/1.2213955>
- Wapenaar, K., Draganov, D., Snieder, R., Campman, X. and Verdel, A. (2010). Tutorial on seismic interferometry: Part 1 – Basic principles and applications. *Geophysics*, Vol. 75, No. 5. <https://doi.org/10.1190/1.3457445>
- Yilmaz O. (1987). Seismic Data Analysis: Processing, inversion, and interpretation of seismic data. *Investigations in Geophysics, no. 10. Society of Exploration Geophysics SEG, Tulsa Oklahoma, USA.*
- Yilmaz, O. (2001). Seismic Data Analysis: Processing, Inversion, and Interpretation of Seismic Data. *Society of Exploration Geophysicists*, 2nd edition, 2001.