



UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA

Corrección estática para onda convertida mediante interferometría sísmica

Andrés Felipe Salamanca Saavedra

Universidad Nacional de Colombia
Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias
Bogotá, Colombia
2016

Corrección estática para onda convertida mediante interferometría sísmica

Andrés Felipe Salamanca Saavedra

Tesis como requisito parcial para optar al título de:
Magister en Geofísica

Director:
Ph.D. Luis Alfredo Montes Vides

Línea de Investigación:
Prospección Sísmica
Grupo de Investigación:
Grupo de Geofísica

Universidad Nacional de Colombia
Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias
Bogotá, Colombia
2016

*A mi madre Maria Cristina, mi hermana Yeimy
y mi mujer Laura: tres mujeres hermosas por
quien vivir.*

Agradecimientos

Mi gratitud para el director de la investigación, el Doctor Luis Alfredo Montes Vides por sus valiosas contribuciones dirigidas al enriquecimiento del trabajo y a mis compañeros de la Maestría en Geofísica, Omar Fernando Pinto y Carolina Buitrago que colaboraron en la culminación del mismo.

También a la Universidad Nacional de Colombia, que mediante la convocatoria “Programa Nacional de Proyectos para el Fortalecimiento de la Investigación, la Creación y la Innovación en Posgrados de la Universidad Nacional de Colombia 2013–2015” facilitó los recursos para el desarrollo y buen término del proyecto “*Estudio de atenuación y dispersión de la onda elástica en reservorio fracturado y corrección de distorsión de imagen por presencia de capa meteorizada*” (Código Hermes: 28186), del cual hizo parte la presente investigación. Un agradecimiento especial a Pacific Exploration & Production Corp. por la disposición de los datos y registros de campo utilizados durante el desarrollo de la investigación.

Resumen

La corrección estática es uno de los procedimientos más desafiantes para obtener imágenes de onda convertida de buena calidad en la exploración de hidrocarburos. En la presente investigación se aplican conceptos de interferometría, donde inicialmente, se controló el ángulo de emergencia de las trayectorias de rayo de onda convertida mediante la transformación al dominio radial (Claerbout, 1975).

La técnica fue aplicada en una serie de modelos sintéticos con variaciones diversas en la zona de meteorización (base ondulada, variaciones laterales de velocidad y adición de estáticas aleatorias) y una línea sísmica de los Llanos Orientales. En ambos casos fueron obtenidas imágenes apiladas más interpretables que mejoraron considerablemente no solo su coherencia en tiempo, sino también de las distorsiones en fase causadas por la zona de meteorización. La aplicación de esta técnica para zonas con niveles de meteorización y presencia de tabla de agua variable constituye una propuesta de corrección estática consistente en superficie para los proyectos de sísmica multicomponente a desarrollarse en Colombia.

Palabras clave: interferometría sísmica, onda convertida PS, corrección estática, dominio radial.

Abstract

Static corrections are one of the most challenging steps on obtaining good quality images of converted wave seismic data in hydrocarbon exploration. In this investigation I applied concepts of interferometry, where initially, the emergence angle of the raypaths of converted wave is controlled through a radial domain transformation (Claerbout, 1975).

The technique was applied to a set of synthetic models with variations in the weathering zone (undulated base, lateral velocity variations and random statics) and to one seismic line from the Llanos Orientales (Colombia). In both cases more interpretable stacked images were obtained that improved considerably not only on time coherence but also in phase and waveform of the perturbations caused by the weathering zone. The results are comparable to more conventional methods of residual static correction. The application of this technique to areas with strong weathering and the presence of a variable water table constitute a consistent static correction approach for multicomponent seismic projects to develop in Colombia.

Keywords: seismic interferometry, converted wave, static correction, radial domain.

Índice general

Agradecimientos	VII
Resumen	IX
Lista de figuras	XII
Lista de tablas	XVII
1. Introducción	1
1.1. Planteamiento del problema	3
1.2. Justificación y motivación	4
1.3. Objetivos	5
1.3.1. Objetivo general	5
1.3.2. Objetivos específicos	5
2. Marco Teórico	6
2.1. Ondas convertidas	6
2.2. Corrección estática	10
2.2.1. Correcciones estáticas por elevación	10
2.2.2. Correcciones estáticas por refracción	12
2.2.3. Correcciones estáticas residuales	14
2.3. Interferometría sísmica	17
2.4. Dominio radial	21
2.4.1. Aspectos físicos de la transformada radial	21
2.4.2. Transformación al dominio radial	25
3. Metodología de investigación	28
3.1. Diseño de técnicas de recolección y valoración de la información	28
3.1.1. Datos sintéticos	29
3.1.2. Datos de campo	32
3.2. Procesamiento de datos sísmicos sintéticos	32
3.2.1. Procesamiento de registros de componente vertical	32
3.2.2. Procesamiento de registros de componente horizontal	33
3.3. Aplicación del método	36
3.3.1. Datos de entrada	36

3.3.2.	Transformación al dominio radial	37
3.3.3.	<i>Gathers</i> de ángulo común	39
3.3.4.	Trazas piloto - Campo de onda de referencia	39
3.3.5.	Crosscorrelación consistente con la trayectoria de rayo	40
3.3.6.	Filtros inversos	41
3.3.7.	Transformación inversa al dominio X-T	45
4.	Resultados	47
4.1.	Datos sintéticos	47
4.1.1.	Modelo 1	47
4.1.2.	Modelo 2	50
4.1.3.	Modelo 3	50
4.2.	Datos de campo	56
5.	Discusión y recomendaciones	61
5.1.	Recomendaciones	61
6.	Conclusiones	62
	Bibliografía	63

Índice de figuras

1-1. Propagación de la onda acústica y conversión en la zona de meteorización. Adaptado de Li <i>et al.</i> (2012).	4
2-1. Modo de conversión de la energía.	6
2-2. Punto de conversión para la onda convertida PS.	7
2-3. Trayectoria asintótica del punto de conversión.	9
2-4. Corrección estática por elevación para onda convertida PS. (a). Condiciones iniciales durante el experimento sísmico. (b). Reposicionamiento virtual de las fuentes y receptores hasta un <i>datum</i> de referencia.	11
2-5. Deformaciones en tiempo por influencia de la topografía. (a) Modelo compuesto por 3 capas donde la capa superior representa el <i>LVL</i> . (b) Efecto de la variación topográfica sobre los reflectores en tiempo doble de viaje, representado en una falsa estructura. Modificado de (Cox, 1999).	12
2-6. Corrección estática por presencia de capa meteorizada para onda convertida PS. La eliminación de la trayectoria a través del <i>LVL</i> debido al remplazamiento de la velocidad desde la base del <i>LVL</i> hasta su tope (el desplazamiento se asume estrictamente vertical).	13
2-7. Suposición de consistencia en superficie. (a) Todos los rayos que llegan a un receptor tienen una trayectoria cercana a la vertical para la zona <i>LVL</i> . Las correcciones no tienen dependencia respecto al <i>offset</i> (b) Rayos alejándose de la trayectoria vertical. En este caso se le considera un modelo no consistente en superficie.	15
2-8. Reubicación de fuentes virtuales por medio de interferometría sísmica. Mediante la correlación de un registro sísmico <i>VSP</i> (<i>Vertical Seismic Profile</i>) recibido directamente en el receptor <i>A</i> obtenido por una fuente ubicada en la posición <i>x</i> en profundidad con el registro de una múltiple obtenido por el receptor <i>B</i> generado por la misma fuente, se obtiene la respuesta que sería registrada por un receptor ubicado en la posición <i>B</i> con la fuente reubicada en <i>A</i> , que originalmente era la posición de un receptor. La función de correlación obtenida permite obtener información de la zona superior del objetivo (en el punto <i>y</i>) que inicialmente era poco probable de obtener con la localización inicial del arreglo <i>VSP</i> . Modificado de (Schuster, 2009).	19

2-9. Experimento propuesto por Bakulin y Calvert (2004) para la generación de fuentes virtuales a través de interferometría sísmica.	20
2-10. Liberación de la energía por una fuente puntual en todos los ángulos posibles. Dependiendo del <i>offset</i> , los rayos sísmicos son captados en ángulos diferentes por los receptores.	22
2-11. Frente de onda plano con propagación vertical generado por la superposición de frentes de onda esféricos provenientes de diferentes fuentes detonadas al mismo tiempo en superficie.	22
2-12. Generación de un frente de onda plano con una inclinación (θ) respecto a la vertical utilizando el mismo arreglo de fuentes de la Figura 2-11	23
2-13. Generación de ondas planas en arreglos por fuente y por receptor.	24
2-14. Geometría de la trayectoria de los rayos en el dominio radial.	25
2-15. Geometría de la trayectoria de los rayos usando la ley de Snell.	25
2-16. Esquema básico que expone como son extraídos los valores de amplitud del registro sísmico desde el dominio X-T hacia el dominio R-T por la transformada radial. (a) Diagrama de un <i>shot gather</i> , con un conjunto de trayectorias radiales superpuestas. (b) Esquema de las trazas radiales numeradas de 1 a 5 en (a). Tomado de Henley (2012).	26
2-17. Una traza radial con velocidad V interceptando un <i>gather</i> de trazas en X-T. Se desarrolla el método de interpolación <i>nearest neighbor</i> , que realiza una extracción efectiva de un segmento de cada traza en X-T y luego los integra en una sola traza: la traza radial. Tomado de Henley (2012).	27
3-1. Modelo 1. Presencia de <i>LVL</i> con base ondulada y dos interfases a profundidad. Capas con densidad constante.	30
3-2. Modelo 2. Zona de <i>LVL</i> con presencia de nivel freático, lentes de baja velocidad y base ondulada.	30
3-3. Modelo 3. En este modelo se adiciona a las características del Modelo 2, una falla inversa y reflectores con buzamiento suave.	31
3-4. Flujo de procesamiento para los datos de onda P de los modelos sintéticos.	34
3-5. Flujo de procesamiento para los datos de onda convertida de los modelos sintéticos.	35
3-6. Influencia interferométrica del método de investigación. Adaptado de (Henley, 2015).	36
3-7. <i>Receiver gather</i> con aplicación de <i>NMO</i> , Modelo 1.	38
3-8. Transformación al dominio radial del <i>receiver gather</i> de la Figura 3-7	38
3-9. <i>Gather</i> de ángulo común del Modelo 1, que corresponde a un valor de velocidad aparente de 294 m/s y a un ángulo de emergencia común para estas trazas.	39

3-10. Funciones de correlación con el mismo valor de velocidad, pero diferente dirección de propagación.	42
3-11. Funciones de correlación y funciones condicionantes.	43
3-12. Generación de filtros inversos a partir de las funciones de correlación obtenidas en el proceso de interferometría.	44
3-13. Aplicación de filtros inversos en gathers de ángulo común del Modelo 1.	46
4-1. Apilados por <i>CCP</i> iniciales del Modelo 1.	48
4-2. Apilados antes y después de la corrección por interferometría obtenidos para el Modelo 1.	49
4-3. Apilados iniciales obtenidos para el Modelo 2.	51
4-4. Apilados antes y después de la corrección por interferometría obtenidos para el Modelo 2.	52
4-5. Apilados iniciales obtenidos para el Modelo 3.	54
4-6. Apilados antes y después de la corrección por interferometría obtenidos para el Modelo 3.	55
4-7. Apilado de la sección de onda P para los datos de campo con la aplicación de correcciones estáticas convencionales.	57
4-8. Apilado por <i>CDP</i> de la sección de onda convertida PS para los datos de campo antes de la aplicación de interferometría. Sin estáticas por receptor.	58
4-9. Apilado por <i>CDP</i> de la sección de onda convertida PS para los datos de campo antes de la aplicación de interferometría. Corrección estática convencional realizada por Buitrago (2015).	59
4-10. Apilado por <i>CDP</i> de la sección de onda convertida PS para los datos de campo después de la aplicación de interferometría en datos preapilados. Claramente se maximiza la amplitud de los principales reflectores.	60

Índice de cuadros

3-1. Parámetros de adquisición del modelamiento sintético	28
3-2. Parámetros del modelamiento por el método de diferencias finitas.	29

1 Introducción

La corrección estática es un problema no resuelto completamente para el procesamiento de datos de onda convertida PS. Abordado por numerosos autores, las dificultades incluyen por ejemplo, el enmascaramiento de los primeros arribos de onda convertida refractada con los arribos de onda P de alta energía y las reflexiones someras, que no permite el uso práctico de los métodos convencionales de refracción.

Dos grandes tendencias abarcan las técnicas y metodologías que han abordado este problema. La primera agrupa las metodologías que incorporan un modelo de velocidad conocido de onda S para la capa meteorizada (*Low Velocity Layer* - LVL), obtenido ya sea por métodos directos (sondeos de pozo, refracción, inversión de velocidad de ondas de superficie) y la segunda, los métodos basados en modelos consistentes en superficie, análogos a los procedimientos de corrección residual de los registros de onda P (Guevara *et al.*, 2015).

Como parte del primer grupo, podemos incluir las contribuciones de Lawton (1989), quien propuso la aplicación de filtros en el dominio f-k para realzar la amplitud y facilitar la identificación en los registros de componente radial de los arribos en la onda convertida refractada y luego, aplicar las técnicas convencionales de refracción para corrección estática. Adicionalmente este autor aclara que la presencia de la onda convertida refractada solo se reconoce en los datos de la componente radial, a diferencia de las ondas de superficie que usualmente se ven en los datos radial y vertical simultáneamente. Sin embargo y dentro de las limitaciones propias del método, las refracciones de la onda convertida no siempre son identificables en los datos de componente radial y cuando son evidenciadas, el “picado” suele ser un proceso laborioso.

Cui *et al.* (2009) realizan una recopilación de las principales metodologías posteriores a Lawton (1989), donde incluyen las técnicas de muestreo por medio de datos de pozos para establecer un modelo de la velocidad de la onda S en la zona de meteorización, la técnica de *Common Receiver Point* (CRP), la técnica de separación de la onda refractada de la onda P y la onda convertida PS usando su diferencia en tiempo y finalmente, el ajuste iterativo del quiebre de primeros arribos o *first break times*. Todos los métodos anteriores requieren de observaciones directas de campo o la identificación precisa de la onda convertida refractada.

La segunda tendencia de metodologías tiene un de mayor desarrollo experimental. Eaton

et al. (1991) introdujeron para los datos de onda convertida PS un algoritmo estadístico de optimización conocido como “recocido simulado”, que fue aplicado a datos apilados de onda convertida PS, en donde se observó el aumento de la coherencia y continuidad entre los reflectores y su exitoso funcionamiento en presencia de estáticas de corto periodo. Sin embargo, debido a que la capa meteorizada tiene velocidades sísmicas muy bajas para la onda S, el tiempo de retraso se hace mayor que el esperado por estas técnicas estadísticas.

Posteriormente, Cary y Eaton (1993) aplican los métodos de *Stack Power Maximization*, con los cuales se obtienen resultados satisfactorios en áreas sin complejidades estructurales y cuya aplicación puede ser extendida a adquisiciones de onda convertida SP (onda S incidente y conversión de una onda P reflejada). Recientemente Guevara *et al.* (2015) introducen un método basado en un modelo consistente en superficie y *Stack Power Maximization* conjuntamente, aplicados en *receiver gathers* (preapilados) de onda convertida PS para encontrar los saltos en tiempo que corresponden a las correcciones estática por receptor, con resultados satisfactorios durante las aplicaciones iniciales.

Una nueva tendencia metodológica se está incorporado recientemente a la corrección de los efectos de capa meteorizada para diferentes tipos de datos sísmicos, mediante la cross-correlación de trazas obtenidas con diferentes geometrías, tipos de adquisición y fuentes (dispersas o controladas), denominada como interferometría sísmica. Para el campo de las ondas convertidas PS, Van Manen *et al.* (2003) realizó un primer acercamiento a los tópicos de interferometría con la obtención de las denominadas *receiver functions* a través de la crosscorrelación de las trazas de onda convertida, con las trazas de onda P en el dominio del punto de conversión común aplicado en datos marinos. Posteriormente Bakulin y Calvert (2006) propusieron la crosscorrelación de trazas sísmicas obtenidos en receptores ubicados a profundidad a lo largo de un pozo horizontal con fuentes en superficie, para simular fuentes a lo largo del pozo horizontal y registradas también a lo largo del pozo, en la cual la trayectoria de los rayos sísmicos no interviene la zona *LVL*.

Henley (2010, 2012) cambió el orden de la secuencia metodológica de Bakulin y Calvert (2006), pero se mantuvo acorde a las nociones de interferometría. En sus investigaciones reemplaza el concepto de consistencia en superficie por consistencia de trayectoria de rayo, mediante la transformación al dominio radial (Claerbout, 1975), procedimiento especialmente útil en la solución estática de onda convertida PS. Esta metodología es aplicada a datos preapilados corregidos por *NMO* (*Normal Move Out*) para la aplicación de correcciones en tiempo y fase en los registros de onda P y onda convertida. Sus investigaciones han resultado tener éxito cuando las suposiciones básicas de la corrección estática residual no se cumplen (suelos congelado o *permafrost*, variaciones laterales abruptas de velocidad, etc.). Cova *et al.* (2015) han introducido la transformación al dominio $\tau - p$ que mantiene los conceptos y procedimientos principales de la corrección estática mediante interferometría de Henley,

evaluado en datos sísmicos en la región de Hussar (Cánada), con una mejora sustancial en la coherencia de los reflectores en la zona somera y validado con datos de pozo. Una ventaja sustancial del método de Cova *et al.* (2015), es la posibilidad de aplicar interferometría sin la necesidad de un modelo de velocidad inicial, puesto que se ejecuta en datos preapilados sin corrección por *NMO*.

1.1. Planteamiento del problema

La capa de meteorización, tanto para adquisiciones marinas como para terrestres, esta generalmente relacionada a valores bajos con variaciones laterales de velocidad de onda P y onda S. Debido a lo anterior, se ocasionan diferencias en el tiempo de viaje de las reflexiones hacia profundidad, que son variables entre receptor y receptor. Para eliminar el efecto de la capa meteorizada, se realizan correcciones que tienen en cuenta tanto la velocidad como los espesores de la esta capa, denominadas en conjunto como corrección estática. Este procedimiento esta bien estudiado y entendido en el caso de los experimentos de onda P, gracias a las técnicas de refracción y corrección residual que pueden generar soluciones aceptables durante el procesamiento de este tipo de datos.

Sin embargo, en el caso de la onda convertida PS, aunque el problema se resume a las estáticas por receptor, ya que las estáticas por fuente son las mismas que se han calculado durante el procesamiento de los datos de onda P, no se dispone de un método de corrección estática totalmente efectivo y aplicable para la mayoría de datos de onda convertida PS. Algunos de los problemas asociados a esta condición, son la pérdida significativa de resolución en el apilado y la complicación de la correlación en conjunto de las secciones de onda P y onda convertida PS durante la interpretación (Gaiser *et al.*, 2001).

Otras consideraciones que deben ser tenidas en cuenta son el desconocimiento del punto de conversión para la onda convertida PS (usualmente calculado mediante aproximaciones), además de la diferencia entre el límite de la zona *LVL* para la onda P (generalmente relacionada al nivel freático) y el límite a considerar para la onda convertida PS en su trayectoria ascendente como una onda de cizalla, donde el nivel freático tiene una influencia menor en el comportamiento de este tipo de onda.

Una de las prácticas comunes durante el procesamiento de onda convertida PS es la aplicación de los valores de corrección estática por receptor, obtenidos durante el procesamiento de onda P, escalada por un valor de Vp/Vs para la zona de meteorización, que resulta ocasionalmente satisfactoria, siempre y cuando coincidan las trayectorias de rayo de la onda P y convertida PS. Sin embargo, esta aproximación en condiciones como las zonas con niveles freáticos fluctuantes como el área de los Llanos Orientales (Colombia), no se cumple.

En la Figura 1-1 se puede observar la trayectoria de la onda P y convertida PS en la zona *LVL* con tabla de agua que son registradas por un mismo receptor con diferencias notables en su recorrido hacia el receptor, donde resultaría incorrecto aplicar una aproximación según la relación V_p/V_s para el cálculo de las estáticas de receptor (Anno, 1983).

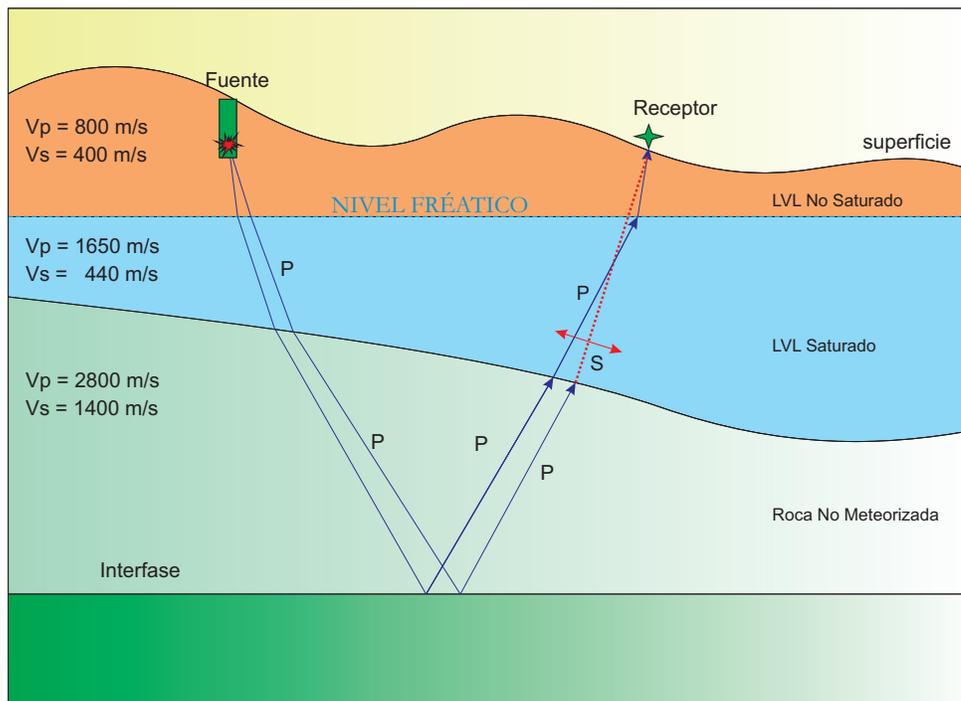


Figura 1-1: Propagación de la onda acústica y conversión en la zona de meteorización. Adaptado de Li *et al.* (2012).

1.2. Justificación y motivación

Debido a que no existe un procedimiento efectivo de corrección estática durante el procesamiento de datos de onda convertida PS, la imagen apilada final generalmente está contaminada por los efectos de la capa de meteorización, lo que a la vez degrada la geometría real de los reflectores. Esta circunstancia ha generado errores en la interpretación asociados a la identificación de falsos pliegues en datos sísmicos de la zona de Llanos Orientales, que después se atribuyeron a estáticas de largo periodo no corregidas durante el procesamiento (I. Olaya, comunicación oral, 19 de Septiembre de 2015).

La técnica introducida por Henley (2010) como *Raypath Interferometry* fue aplicada exitosa-

mente en datos de onda convertida PS de la región de Spring Coulee (Cánada), con presencia de suelo congelado (donde no se cumplen las asunciones de consistencia en superficie), obteniendo como resultado una sección apilada corregida de las perturbaciones en tiempo y fase ocasionadas por el tránsito a lo largo de la zona *LVL*.

En esta investigación será aplicada la metodología de *Raypath Interferometry* a datos sintéticos que se elaboraron con los componentes geológicos típicos de la zona de los Llanos Orientales y posteriormente evaluada en datos de campo disponibles para esta misma región, donde la presencia de niveles freáticos y el espesor de la capa meteorizada (hasta 50 ms de *uphole time*) generan estáticas de largo periodo y que al mismo tiempo, hacen errónea la suposición de consistencia en superficie. La evaluación de esta metodología será el punto de partida para determinar su aplicabilidad en el futuro, para el procesamiento de datos sísmicos de onda convertida PS de la región de los Llanos Orientales y otras regiones similares en Colombia.

1.3. Objetivos

1.3.1. Objetivo general

El objetivo general de la investigación es aplicar la técnica de *Raypath Interferometry* para una serie de datos sintéticos y una línea de campo de la zona de los Llanos Orientales.

1.3.2. Objetivos específicos

Los objetivos específicos que contribuyen a lograr el objetivo general son:

- Desarrollar una secuencia de procesamiento para la corrección de los efectos de capa meteorizada datos sísmicos de onda convertida PS mediante el uso de principios de interferometría sísmica.
- Obtener una imagen apilada por punto común de conversión corregida satisfactoriamente de los efectos de estáticas para los registros sísmicos sintéticos y de campo al realizar la corrección por el método de interferometría.

2 Marco Teórico

2.1. Ondas convertidas

Una onda P que incide sobre una interfaz produce una onda reflejada y otra transmitida. Sin embargo, cuando el ángulo de incidencia es diferente al ángulo normal a la interfaz, y entre esta se encuentran dos medios elásticos con diferentes velocidades de propagación de onda S, se generarán dos ondas adicionales diferentes, una onda de cizalla reflejada y otra transmitida (Ver Figura 2-1).

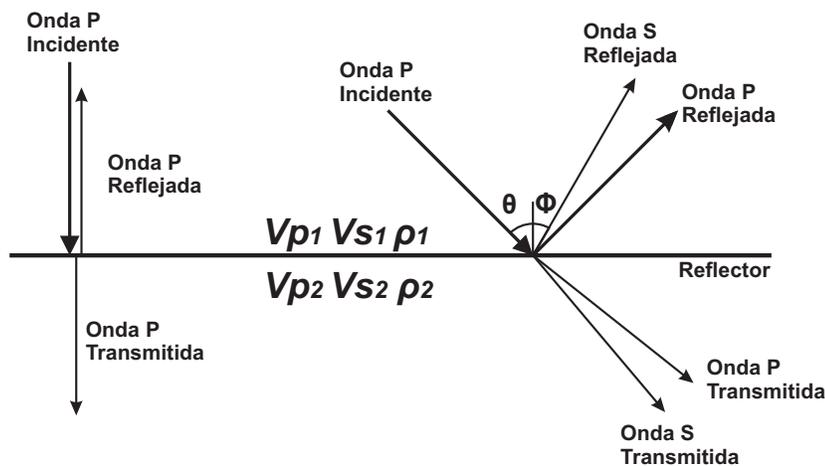


Figura 2-1: Modo de conversión de la energía.

El interés de la presente investigación está centrado en las ondas convertidas que provienen exclusivamente de la incidencia de ondas P y son reflejadas en lo que será denominado como punto de conversión (CP), como ondas S (cizalla) que ascienden hasta ser registradas, principalmente, por los sensores de movimiento horizontal en superficie. Este tipo de ondas son denominadas ondas convertidas PS (Thomsen, 1999) que son causantes en parte de las variaciones de amplitud por *offset* (distancia entre la fuente y receptor) observadas en los datos de onda P.

En el sentido estricto, pueden existir varios tipos de conversión entre las interfases y los diferentes tipos de ondas que pueden estar presentes en el subsuelo, pero son las antes descritas para las cuales existe un especial interés para la prospección sísmica en la actualidad.

Si V_{p1} , V_{s1} y ρ_1 son las propiedades del medio superior a la interfaz y V_{p2} , V_{s2} y ρ_2 son las propiedades del medio inferior a la interfaz, con θ como ángulo incidente y ϕ como ángulo de reflexión de la onda convertida PS (ver Figura 2-1), se puede calcular el comportamiento de la amplitud de las reflexiones de las ondas convertidas PS según la Ecuación 2-1 propuesta por Aki y Richards (1980):

$$R_{ps} = -k \left[(1 + \delta) \frac{\Delta\rho}{\rho} + 2\delta \frac{\Delta V_s}{V_s} \right] \quad (2-1)$$

En donde:

$$k = \gamma \tan \theta / 2 \quad \delta = -2 \sin^2 \theta / \gamma^2 + 2 \cos \theta \cos \phi / \gamma$$

$$\begin{aligned} \gamma &= V_p / V_s & \Delta\rho &= \rho_2 - \rho_1 & \Delta V_s &= V_{s2} - V_{s1} \\ \rho &= \frac{1}{2}(\rho_2 + \rho_1) & V_s &= \frac{1}{2}(V_{s2} + V_{s1}) & V_p &= \frac{1}{2}(V_{p2} + V_{p1}) \end{aligned}$$

En la Figura 2-2 se observa la trayectoria de la onda P en una interfaz horizontal. La reflexión ocurre exactamente en el punto medio entre la fuente y el receptor (*MP - Middle Point*), y existe una simetría entre la trayectoria de onda descendente y la onda reflejada. Sin embargo, en el caso de la onda convertida PS, esta situación es diferente. La simetría se elimina respecto al punto de reflexión denominado ahora punto de conversión (*CP - Conversion Point*), localizado en una posición diferente al punto medio entre la fuente y receptor (*MP*). El punto de conversión varía de posición según las propiedades elásticas de los medios en la interfase, en particular por la relación V_p/V_s de los medios involucrados en la conversión.

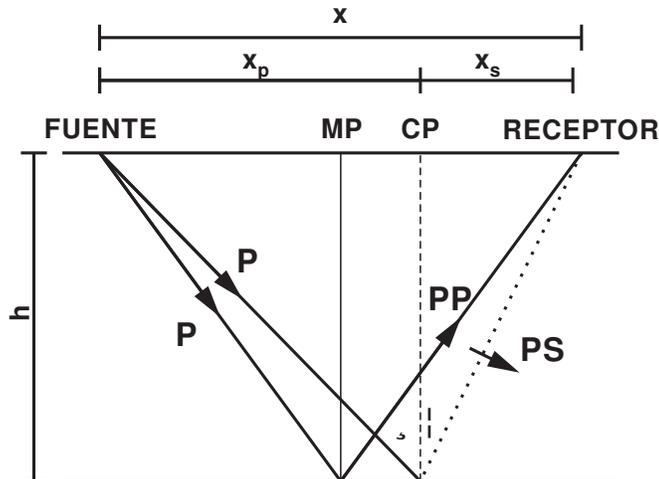


Figura 2-2: Punto de conversión para la onda convertida PS.

Ikelle y Amundsen (2005) realizan el siguiente desarrollo matemático para determinar una aproximación que permita hallar la ubicación del *CP* a partir del *offset* y la relación V_P/V_S . Si x_P es la distancia desde la fuente hasta el *CP* y x_S es la distancia entre el *CP* y el receptor, siendo V_{P1} y V_{S1} las velocidades de onda P y S para el primer medio, θ el ángulo incidente y ϕ , el ángulo de reflexión de la onda convertida PS (véase Figura 2-2), el tiempo de viaje de la onda P (t_P) desde la fuente hasta el *CP* es:

$$t_P = \frac{x_P}{V_{P1} \sin \theta_i} \quad x_P = t_P V_{P1} \sin \theta_i. \quad (2-2)$$

El tiempo de viaje entre el punto de conversión y el receptor es:

$$t_S = \frac{x_S}{V_{S1} \sin \phi_r} \quad x_S = t_S V_{S1} \sin \phi_r. \quad (2-3)$$

La distancia horizontal entre la fuente y el receptor x puede ser escrita como:

$$x = t_P V_{P1} \sin \theta_i + t_S V_{S1} \sin \phi_r. \quad (2-4)$$

Por lo tanto, se puede establecer la siguiente relación:

$$\frac{x}{x_P} = 1 + \left(\frac{t_S}{t_P} \right) \left(\frac{V_{S1} \sin \phi_r}{V_{P1} \sin \theta_i} \right) \quad (2-5)$$

O, mediante la aplicación de la ley de Snell:

$$\frac{\sin \theta_i}{V_{P1}} = \frac{\sin \phi_r}{V_{S1}} \quad (2-6)$$

Podemos reescribir la Ecuación 2-5 como:

$$\frac{x}{x_P} = 1 + \left(\frac{t_S}{t_P} \right) \left(\frac{V_{S1}^2}{V_{P1}^2} \right) \quad (2-7)$$

Debido a que t_S y t_P son funciones complicadas que dependen del *offset* para la ecuación anterior, la relación es más compleja de lo que parece. Sin embargo, para valores pequeños de x/h (*offset* sobre profundidad) la relación entre los tiempos de viaje puede ser descrita según:

$$\frac{t_S}{t_P} \approx \frac{V_{P1}}{V_{S1}} \quad (2-8)$$

Tessmer y Behle (1988), Thomsen (1999) realizan la aproximación para la ubicación del punto de conversión según (a partir de las ecuaciones 2-2 a 2-8):

$$x_P \approx \frac{x}{1 + (V_{S1}/V_{P1})} \quad (2-9)$$

Para valores mayores de x/h , Tessmer y Behle (1988) expresan la Ecuación 2-7, explícitamente como:

$$D^4 + \left(h^2 - \frac{x^2}{2}\right) D^2 - h^2 \eta x D + \frac{1}{16} (x^4 + 4x^2 h^2) = 0 \quad (2-10)$$

Donde:

$$D = x_P - \frac{x}{2} = \frac{x}{2} - x_S \quad \eta = \frac{[V_{P1}/V_{S1}]^2 + 1}{[V_{P1}/V_{S1}]^2 - 1}$$

Las relaciones de cálculo de punto de conversión son cambiantes con la profundidad y generan una trayectoria asintótica para el CP , como se puede observar en la Figura 2-3. Cabe resaltar que el cálculo de la ubicación del CP es solo uno de los procedimientos adicionales que involucra el procesamiento de ondas convertidas PS, altamente susceptible al error sin un modelo bien muestreado de velocidades. Los procesos de análisis de velocidades, migración e inversión sísmica incluyen métodos y técnicas diferentes a los utilizados en el procesamiento de la onda compresional (Stewart *et al.*, 2003).

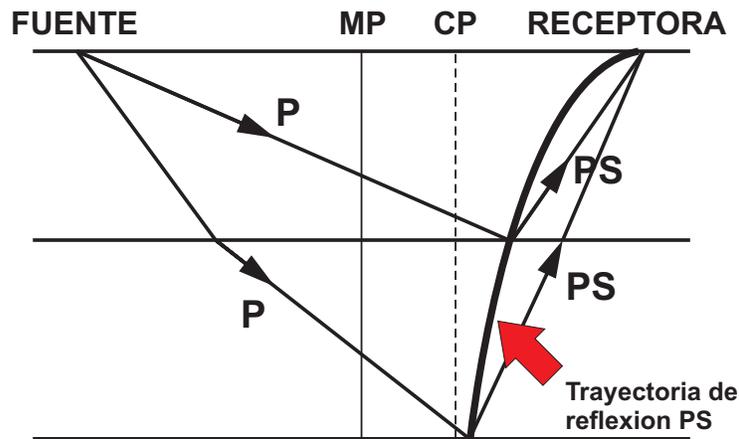


Figura 2-3: Trayectoria asintótica del punto de conversión.

2.2. Corrección estática

La corrección estática realiza un desplazamiento en tiempo a las trazas sísmicas para suprimir los efectos de la elevación del terreno, espesor y cambios laterales de velocidad en los estratos de meteorización. En este sentido, el objetivo de estas correcciones es determinar los tiempos de arribo que se hubieran observado si todas las medidas hubieran sido hechas en un terreno plano, sin capa de meteorización y referenciados sobre un *datum* hasta donde se proyecta el primer estrato por debajo a la capa meteorizada (Sheriff, 1991).

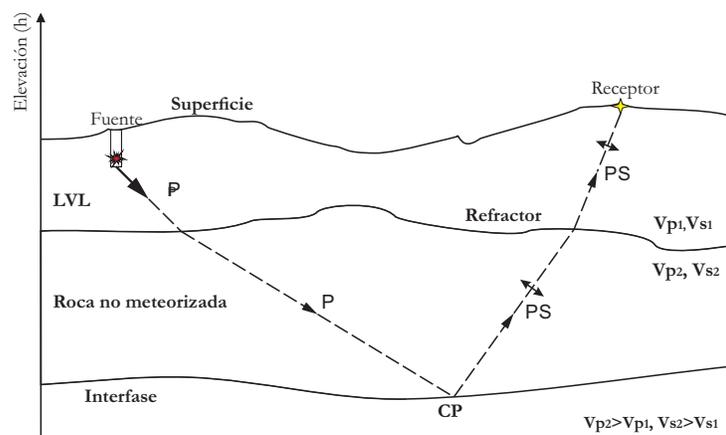
En el caso de datos sísmicos de reflexión P-P ó S-S, el procedimiento inicia estableciendo un plano horizontal de referencia (*datum*), por debajo o por encima de la zona meteorizada que será tomado como el nuevo cero de la imagen. En el caso de que el *datum* elegido sea por debajo de la capa meteorizada, al tiempo total se le restan los tiempos que tarda el frente de onda en recorrer verticalmente la capa meteorizada hacia abajo y hacia arriba (correcciones por fuente y receptor respectivamente). Se hace una corrección por emergencia y otra por incidencia única para cada estación, de modo tal que se aplica la estática calculada a cada una de las trazas de un registro individual (Cox, 1999).

Para realizar las correcciones de campo se realizan ensayos *uphole* y para las correcciones de refracción se utiliza la información de primeros arribos.

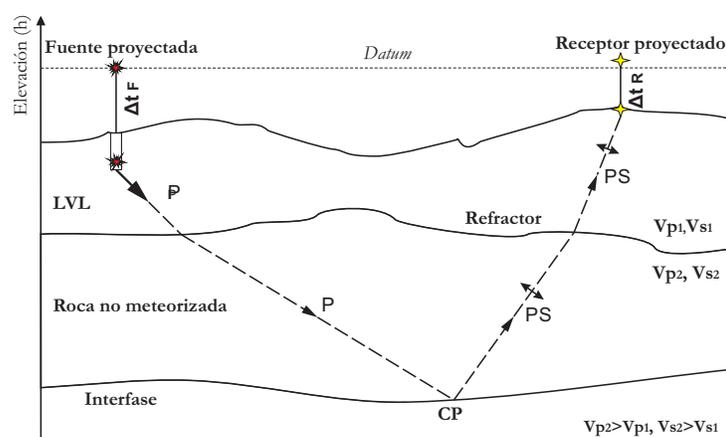
- Sondeo *uphole*: es el tiempo de viaje vertical desde la fuente enterrada, medida directamente en campo. Esto es el mejor método realizable de corrección estática, pues se trata de una medición directa del retraso temporal en la zona de meteorización a lo largo de una trayectoria vertical.
- Sondeos de refracción: Pueden realizarse pruebas de refracción con el objetivo de definir un modelo de velocidad y profundidad de la capa meteorizada.

2.2.1. Correcciones estáticas por elevación

Comúnmente, las primeras estáticas aplicadas son las estáticas por elevación, las cuales consisten en rellenar el espacio entre la elevación de fuentes o receptores y la elevación de un *datum* de referencia con la velocidad de la primera capa que subyace al estrato de meteorización. En la Figura 2-4 se observa el reposicionamiento virtual que se hace de fuentes y receptores luego de la aplicación de las estáticas por elevación.



(a) Condiciones Iniciales



(b) Corrección por elevación

Figura 2-4: Corrección estática por elevación para onda convertida PS. (a). Condiciones iniciales durante el experimento sísmico. (b). Reposicionamiento virtual de las fuentes y receptores hasta un *datum* de referencia.

En la Figura 2-5 se observa el efecto de las variaciones topográficas en la geometría de los reflectores en una sección en tiempo doble de viaje (*Two Way Time - TWT*). En la parte central de la sección se presenta una pendiente topográfica con una variación de 80 m desde la zona alta (oeste) hasta la zona más baja (este) que deforma la geometría real (horizontal) en las secciones en tiempo de los reflectores a profundidad.

La relación entre la variación de cota topográfica y la anomalía de tiempo en las trazas sísmicas es lineal, siendo estas las correcciones más sencillas de aplicar si las elevaciones de las fuentes y receptores se miden correctamente durante la adquisición de los datos (Cox, 1999).

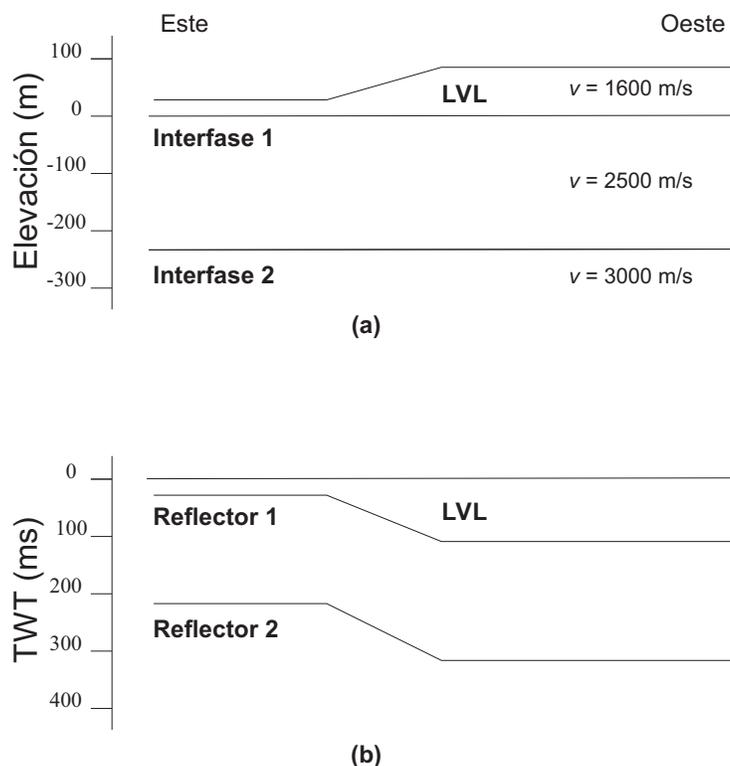


Figura 2-5: Deformaciones en tiempo por influencia de la topografía. (a) Modelo compuesto por 3 capas donde la capa superior representa el *LVL*. (b) Efecto de la variación topográfica sobre los reflectores en tiempo doble de viaje, representado en una falsa estructura. Modificado de (Cox, 1999).

2.2.2. Correcciones estáticas por refracción

Las correcciones estáticas por refracción dependen de las condiciones topográficas, variación lateral del espesor y velocidad de los estratos de meteorización del subsuelo. Estas correcciones utilizan los tiempos de los primeros arribos de sondeos de refracción o de los datos sísmicos de reflexión para, mediante técnicas determinísticas, obtener un modelo de profundidad y velocidad del refractor. El objetivo final es obtener los tiempos relativos que suprimen el recorrido desde la base de la zona *LVL* hasta su tope a lo largo de una trayectoria vertical (ver Figura 2-6) .

El concepto de consistencia en superficie adquiere un especial interés en este tipo de corrección, debido a que su aplicación en zonas con presencia de suelo congelado, o ambientes kársticos (predominio calcáreo en composición) requiere procedimientos diferentes al de la corrección por refracción.

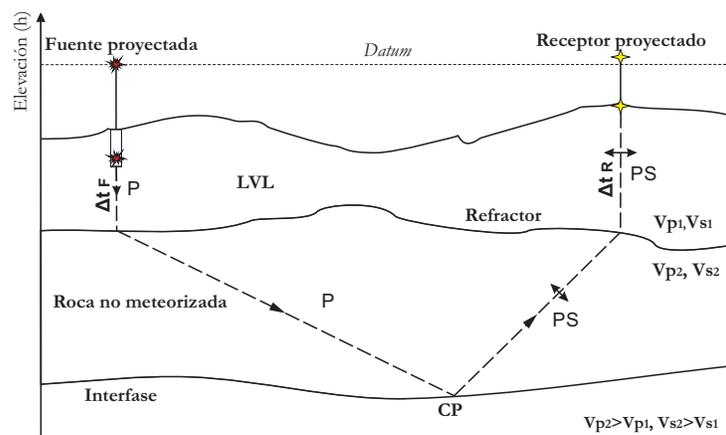


Figura 2-6: Corrección estática por presencia de capa meteorizada para onda convertida PS. La eliminación de la trayectoria a través del *LVL* debido al remplazamiento de la velocidad desde la base del *LVL* hasta su tope (el desplazamiento se asume estrictamente vertical).

La zona meteorizada es en general la capa superficial donde usualmente aire y agua ocupan el espacio poroso entre sedimentos y suelo residual poco compacto. Sin embargo, su concepto estricto no es común desde la perspectiva geológica a la perspectiva de *LVL* sísmico.

Desde el punto de vista geológico, la zona de meteorización comprende el espacio donde están presentes procesos de oxidación e interacción con aguas meteóricas del material fresco o parental. Depende principalmente de los procesos meteóricos que predominan en una región y de las características de la roca que aflora en el área. Todos los sedimentos no compactados por un proceso de diagénesis también son considerados suelo (sedimentos fluviales, material coluvial, suelos maduros, etc.).

Por otra parte, desde el punto de vista geofísico, está exclusivamente relacionado a las velocidades sísmicas en la zona somera. Se considera como el estrato de baja velocidad extendido hasta el primer aumento notable de velocidad, que para sondeos de onda P coincide frecuentemente con la tabla de agua (Sheriff, 1991). Estas diferencias de concepto respecto a la zona meteorizada deben ser tenidas en cuenta cuando se correlacionan observaciones de campo con datos sísmicos.

El límite de la zona meteorizada puede ser gradacional o neto, tanto desde el punto de vista geológico como sísmico. Las velocidades de onda P de esta capa tienen comúnmente valores entre 500 m/s y 800 m/s y en los primeros centímetros puede tener valores tan bajos como 150 m/s. Los valores de onda S son comúnmente variables y en promedio cuatro veces menores a los de onda P para la zona de meteorización (Cox, 1999). Adicionalmente, se debe

controlar el comportamiento del nivel freático que actual como un factor dinámico, el cual puede alterar las propiedades de la zona de meteorización en cuestión de días o semanas. Estas variaciones deben estar controladas temporalmente y deben ser incluidas en el modelo final de capa meteorizada.

En el caso de las correcciones por receptor de onda convertida PS, la corrección estática por refracción generalmente no es aplicable, debido en parte a las bajas amplitudes de la onda convertida refractada y al enmascaramiento dentro del registro sísmico. La aplicación de filtros $f - k$ facilita la observación de la onda convertida refractada pero no es una solución replicable para mayoría de experimentos sísmicos de onda convertida PS.

2.2.3. Correcciones estáticas residuales

Aun después de aplicar las correcciones de campo, se pueden observar algunos saltos en tiempo entre trazas vecinas que se propagan en toda la sección, no atribuibles a fallas o estructuras geológica, que degradan la calidad de la sección apilada. Estos desplazamientos de tiempo pueden ser debidos a imprecisiones del modelo de velocidad y profundidad de la zona meteorizada, que pueden corregirse a través de la aplicación de estáticas residuales.

La presencia de saltos residuales entre trazas puede deberse puntualmente a:

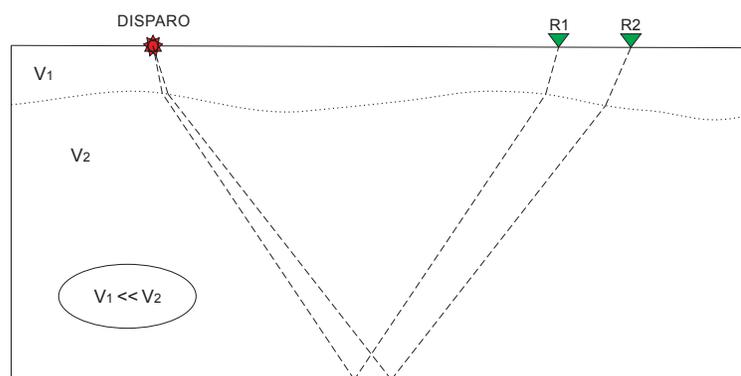
- Errores en mediciones de elevación o ubicación espacial de fuentes y receptores.
- Falta de información de la velocidad del LVL .
- La técnica de interpolación entre datos conocidos de velocidad para la capa meteorizada.
- Utilización de métodos inapropiados para la corrección estática.
- Variaciones temporales de tabla de agua durante la adquisición.

Estos efectos residuales son observados en los datos sísmicos como saltos estáticos entre traza y traza, por lo cual son también denominados estáticas de “corto periodo”. Su comportamiento no puede ser modelado, pues se presentan de manera aleatoria y sin ningún patrón en especial. Por esta razón deben ser corregidos por métodos estadísticos y matemáticos. El resultado de la aplicación de estas correcciones generalmente es el mejoramiento de la continuidad de reflectores a lo largo de la sección sísmica, la resolución de elementos estructurales y el ruido lineal.

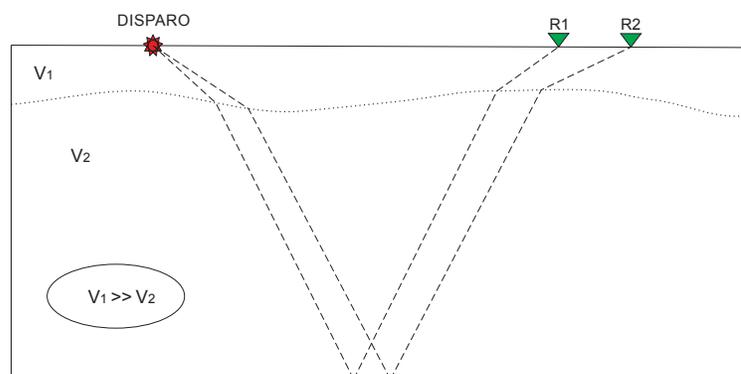
La suposición básica de la corrección residual es que los saltos estáticos aplicados corrigen las anomalías de corto periodo a través de una trayectoria vertical en la zona de meteorización. La anterior suposición solo es aplicable cuando la velocidad de la capa meteorizada es

considerablemente menor a la capa subyacente sin meteorización (Ver Figura 2-7).

Un modelo se denomina consistente en superficie, cuando todos los rayos que transitan a través de una región espacial son afectados de la misma forma y el efecto total por cualquier elemento puede ser obtenido sumando su contribución a lo largo de la trayectoria. De esta manera, las correcciones no dependen del *offset* ni del tiempo de reflexión de las trazas (Pérez y Larner, 1997).



(a) Modelo de consistencia en superficie



(b) Modelo sin consistencia en superficie

Figura 2-7: Suposición de consistencia en superficie. (a) Todos los rayos que llegan a un receptor tienen una trayectoria cercana a la vertical para la zona *LVL*. Las correcciones no tienen dependencia respecto al *offset* (b) Rayos alejándose de la trayectoria vertical. En este caso se le considera un modelo no consistente en superficie.

La capa de meteorización puede cambiar rápidamente entre una ubicación de fuente y los receptores, por lo cual la ruta de los rayos al transitar la capa meteorizada en diferentes direcciones tiene diferentes tiempos de tránsito. Esta característica no es acorde a la suposición de consistencia en superficie que se tiene en cuenta para las correcciones residuales. Sin

embargo, en la mayoría de las áreas esta suposición es válida para la corrección residual y bajo esta consideración, la aplicación de la corrección estática residual es apropiada (Cox, 1999).

Para un modelo consistente en superficie, la corrección estática total para una localización k puede ser definida mediante la siguiente formula (Taner *et al.*, 1974) (Ecuación 2-11):

$$T_{ijk} = R_i + S_j + G_k + M_k h_{ij}^2 \quad (2-11)$$

Donde, T_{ijk} es la corrección estática total para la traza con coordenadas i, j ; R_i es la corrección estática por receptor para la posición i ; S_j es la corrección estática por fuente para la posición j ; G_k es el shift de tiempo arbitrario para el *CDP - Common Deep Point* en la posición k (geología); M_k es el componente residual *NMO* en la posición k y h_{ij} es la distancia entre fuente i y receptor j .

Para ejecutar este procedimiento en datos de onda convertida PS, comúnmente se utilizan los valores de corrección estática por fuente del procesamiento de onda P, por lo tanto se puede hallar S_j . Se asume un medio con geología simple, las variaciones por geología van a ser suaves y puede al suprimir G_k . Aunque la componente residual por *NMO* también suele ser despreciable, esta puede tener valores significativos para lo cual es recomendable hacer un análisis de velocidades en el dominio *tau-p* para minimizar los efectos de la variable M_k . De esta manera la única variable que falta por hallar es R_i , la corrección estática por receptor (Guevara *et al.*, 2015).

Para hallar R_i y obtener una solución consistente en superficie para la onda convertida PS, se pueden usar los denominados *SPM - Stack Power Methods* o ejecutar crosscorrelaciones con trazas piloto en los dominios donde se necesita establecer un salto residual para las trazas (en este caso *receiver gathers*).

Los *SPM* obtienen los tiempos de anomalías residuales escogiendo los picos máximos de crosscorrelación. Estos máximos de correlación representan la corrección necesaria más probable entre dos trazas similares. Este método no es lineal y está propenso a errores por lo cual se busca obtener la mejor solución a través de los *SPM*. Si la mayoría de saltos estáticos son corregidos en las trazas preapiladas, también se incrementa la coherencia de los eventos de reflexión y se maximiza de la amplitud de los mismos en el apilado. Luego, sobre una ventana de tiempo en la sección apilada, se mide la suma de los cuadrados de las amplitudes en las trazas apiladas para obtener un valor de energía de la sección. Este proceso debe ser repetido para todas las localizaciones de fuentes y receptores a lo largo de la línea para un modelo consistente en superficie (Cox, 1999).

Ronen y Claerbout (1985), definen que la energía $E(\Delta t)$ de la suma de dos trazas $F(t)$ y $G(t)$, respecto a una traza desplazada un lapso de tiempo Δt es:

$$E(\Delta t) = \sum_t [F(t - \Delta t) + G(t)]^2 \quad (2-12)$$

Que también puede ser expresada como:

$$E(\Delta t) = \sum_t [F^2(t - \Delta t) + G^2(t)] + 2 \sum_t [F(t - \Delta t) + G(t)] \quad (2-13)$$

Para un rango de Δt aplicados, el primer término de la Ecuación 2-13 es constante pues es la suma de la energía de dos trazas, mientras el segundo término representa la crosscorrelación entre ellas. Por lo tanto, la suma total de la energía entre dos trazas tiende a ser máxima cuando la crosscorrelación es mayor, lo cual corresponderá a algún valor dado de Δt .

Cabe resaltar que los *SPM* generalmente son aplicados para corregir estáticas de corto periodo y fallan cuando el salto en tiempo requerido para la corrección supera la mitad del periodo de la frecuencia dominante en la sección sísmica (relacionado a la aparición de *cycle skips*), lo cual es usual en los datos de onda convertida PS. Para guiar estas correlaciones por un máximo global, se puede recurrir a técnicas de optimización como la simulación de Monte-Carlo, según un método matemático donde un cálculo es repetido muchas veces usando una selección aleatoria de posibles valores (Sheriff, 1991).

2.3. Interferometría sísmica

La técnica de interferometría sísmica es una adaptación de la interferometría óptica, que utiliza los patrones de interferencia de las reflexiones de luz para determinar propiedades ópticas de los objetos. Para el caso de la exploración sísmica, se utilizan señales sísmicas y el medio de estudio es el subsuelo (Schuster, 2009). Mediante la crosscorrelación de trazas sísmicas se puede obtener información enfocada en los objetivos de exploración, siendo esta la esencia de la técnica de interferometría sísmica. Es importante señalar la evolución histórica y los avances que han permitido sentar las bases prácticas teórico-matemáticas durante los últimos años de la interferometría sísmica.

Claerbout (1968) fue pionero en este campo al demostrar que mediante la autocorrelación de una traza en superficie que recibe la respuesta del medio a fuentes ubicadas a profundidad, se puede obtener la función de Green ¹ de superficie que caracteriza al medio, relacionado a

¹La función acústica de Green corresponde a la respuesta de una fuente impulsiva en un medio acústico. Por ejemplo, en una sección cero offset correspondería al perfil de reflectividad del subsuelo.

los coeficientes de reflectividad y los valores de impedancia acústica.

La técnica se comprobó satisfactoria para medios 1-D en datos sintéticos (Claerbout, 1968), datos sismológicos (Sherbaum, 1987a,b) y datos sintéticos *VSP* (Katz, 1990). Sin embargo, su aplicación a datos 3-D no pudo ser confirmada en los años posteriores. Los estudios adelantados por Cole (1995), quien correlacionó datos de sísmica pasiva 3-D fragmentados en diferentes ventanas de tiempo y luego apilo esta información, junto con Baskir y Wells (1975) que anteriormente aplicaron una metodología similar, no obtuvieron resultados concluyentes.

Claerbout continuó sus investigaciones y postuló que la crosscorrelación de trazas sísmicas y suma de estos datos de crosscorrelación, podía generar nuevos sismogramas que reubicaban virtualmente la posición de las fuentes a posiciones originalmente de receptores (*redatuming*). Este método fue denominado *Daylight imaging* y requería una distribución aleatoria de fuentes que emiten energía sísmica no coherente.

Paralelo a estas investigaciones, Duvall *et al.* (1993) comprobaron en el campo de la física solar, que mediante la crosscorrelación de registros de vibración solar se podía obtener información sobre la estructura interna del sol, fundando las bases de la Heliosismología. Este descubrimiento permitió la demostración experimental de la interferometría sísmica, extendida al caso multidimensional. Posteriormente Rickett y Claerbout (1999) presentaron sismogramas de fuentes virtuales obtenidos por la correlación de datos de vibración solar, quedando demostradas las teorías de *Daylight imaging* para medios multidimensionales. Irónicamente las observaciones hechas con registros solares validaron de manera convincente las teorías de *Daylight imaging* antes de que se logaran probar en la Tierra.

Schuster y Rickett (2000) extendieron la aplicación no solo para fuentes pasivas, sino también a experimentos de fuente controlada a través de la suma de las crosscorrelaciones de datos sísmicos, seguidos de un proceso de migración, para obtener una imagen de reflectividad del subsuelo. Schuster (2001) and Schuster *et al.* (2004) renombraron la técnica de *Daylight imaging* como interferometría sísmica, más acorde a la supresión de las restricciones de distribución aleatoria de fuentes. Este tipo de interferometría también es denominada como determinística e inicialmente fue empleada para generar datos de impedancia extendidos a partir de la reubicación de algunas fuentes virtuales a profundidad por medio de interferometría sísmica. En la Figura 2-8 se ilustra la idea principal tras la interferometría determinística.

Wapenaar *et al.* (2002) comprobaron rigurosamente a partir de teorema de Green las observaciones empíricas del método de *Daylight imaging*, sentando la base matemática para el futuro de la interferometría sísmica. La ecuación de reciprocidad tipo correlación postulada por Wapenaar (2004) es reconocida como la ecuación que gobierna los métodos de

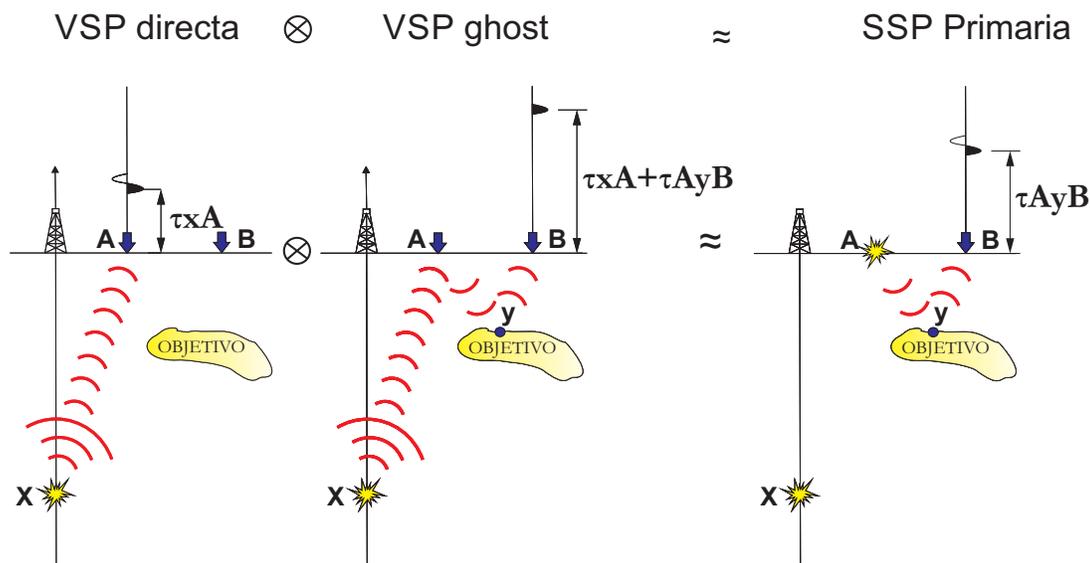


Figura 2-8: Reubicación de fuentes virtuales por medio de interferometría sísmica. Mediante la correlación de un registro sísmico *VSP* (*Vertical Seismic Profile*) recibido directamente en el receptor *A* obtenido por una fuente ubicada en la posición *x* en profundidad con el registro de una múltiple obtenido por el receptor *B* generado por la misma fuente, se obtiene la respuesta que sería registrada por un receptor ubicado en la posición *B* con la fuente reubicada en *A*, que originalmente era la posición de un receptor. La función de correlación obtenida permite obtener información de la zona superior del objetivo (en el punto *y*) que inicialmente era poco probable de obtener con la localización inicial del arreglo *VSP*. Modificado de (Schuster, 2009).

reubicación de fuentes virtuales basados en interferometría sísmica y sus aplicaciones futuras.

Una de las aplicaciones básicas de la interferometría sísmica es la corrección estática. Bakulin y Calvert (2004) realizaron la crosscorrelación de las trazas obtenidas en receptores ubicados a profundidad, a lo largo de un pozo subhorizontal con fuentes en superficie (*VSP*), para simular fuentes virtuales o *Virtual Sources* a lo largo del pozo subhorizontal. La trayectoria de las una reflexión generada por una fuente virtual ($R_{\alpha\beta}$, ubicada por debajo de la zona meteorizada) no recorre la zona *LVL* (Ver Figura 2-9), y por consiguiente, se encuentra libre de estáticas.

Una aproximación del método de fuentes virtuales puede ser generada mediante la aplicación del siguiente algoritmo de correlación: Inicialmente, se debe seleccionar una localización para la fuente virtual en cualquier posición de algún receptor ubicado a profundidad (R_{α}). Luego se selecciona un receptor R_{β} , que será la localización de la traza de salida, que será calculada

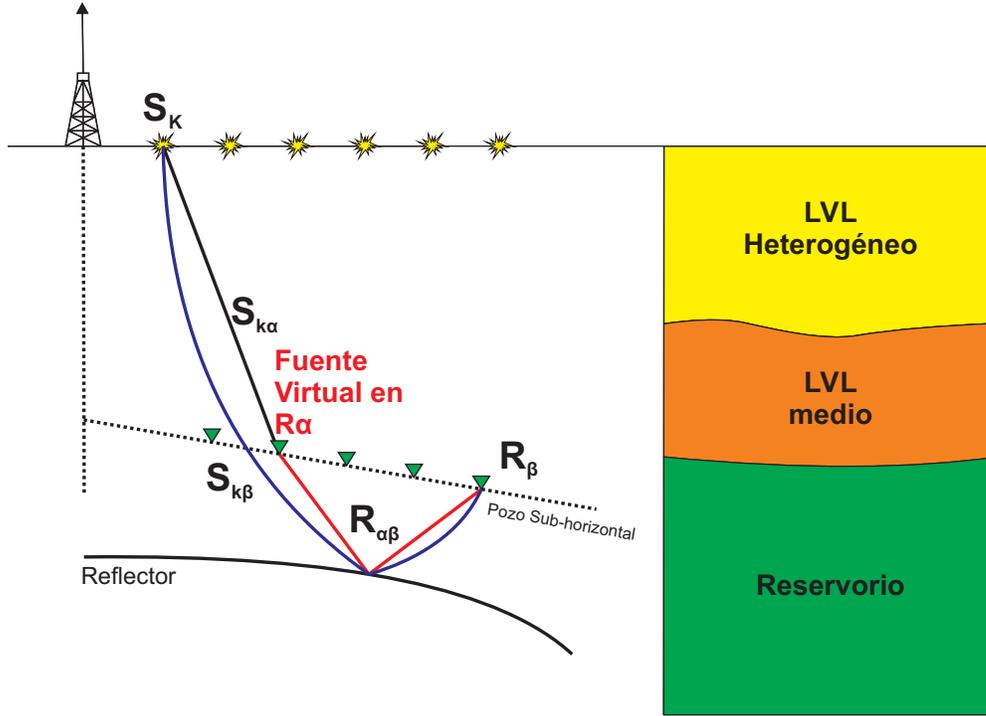


Figura 2-9: Experimento propuesto por Bakulin y Calvert (2004) para la generación de fuentes virtuales a través de interferometría sísmica.

mediante este algoritmo. La traza sísmica que corresponde a una fuente virtual a profundidad con fuente en R_α y receptada en R_β es calculada mediante la Ecuación 2-14:

$$D_{\alpha\beta}(t) = \sum_{k=1}^N S_{k\alpha}(-t) * S_{k\beta}(t) \quad (2-14)$$

Donde $S_{k\beta}(t)$ es la traza registrada de la fuente k en superficie con el receptor R_β , $S_{k\alpha}(-t)$ es la traza invertida en tiempo desde la fuente S_k registrada por el receptor R_α (posición de la fuente virtual) y $*$ denota convolución. La sumatoria puede ser llevada a cabo para todas las fuentes disponibles en el experimento, o sobre una apertura determinada, alrededor de la ubicación de R_α con un máximo de fuentes N . Cabe anotar que la Ecuación 2-14 puede ser también escrita como una crosscorrelación de las trazas originales (sin invertirla $S_{k\alpha}$ en tiempo), sin embargo el proceso de convolución está relacionado al concepto físico de inversión en tiempo que tratan Bakulin y Calvert (2004).

Según Henley (2012), a diferencia del trabajo de Bakulin y Calvert (2004), donde se hace la sumatoria de crosscorrelaciones en trazas crudas para una apertura determinada con el fin de delimitar un operador que remueve las diferencias producidas por el recorrido a través de la zona de meteorización entre las observaciones de un campo de onda para dos puntos

estratégicos (*redatuming*), el método denominado *statics deconvolution* realiza la suma de trazas crudas sobre una apertura, con el fin de generar un campo de onda de referencia. A las trazas de referencia se aplica la crosscorrelación con las trazas crudas (sin corrección), para producir un operador que remueva las diferencias entre las trazas crudas y las trazas que componen el campo de onda de referencia. El orden de sumatoria a través de una apertura de trazas y crosscorrelación es inverso entre ambos métodos. El método no apunta a generar fuentes virtuales bajo la capa de meteorización, sino a corregir cada traza respecto a una traza de referencia elaborada mediante la sumatoria de trazas cercanas a lo largo de una apertura apropiada con el fin de estimar una secuencia de reflexión más consistente.

En el método de *statics deconvolution*, la sumatoria a través de una apertura de trazas crudas, calcula el promedio que tiende a cero, de las funciones de superficie que contienen y representan los efectos de capa meteorizada para cada una de las trazas del campo de onda de referencia. La efectividad de esta técnica depende del conocimiento geológico y estructural de la zona, para determinar si el campo de onda de referencia es realista, o si se necesitan realizar cambios en la apertura de la sumatoria o fragmentar el registro sísmico por secciones de acuerdo a la complejidad geológica.

2.4. Dominio radial

El dominio radial surgió como una alternativa para la predicción de múltiples y que seguido de un proceso de deconvolución predictiva, pueden remover estos eventos de una manera exitosa y eficiente (Claerbout, 1975). Posteriormente otras aplicaciones utilizaron dominio radial para la migración de datos sísmicos (Ottolini, 1979) y atenuación del *ground roll* (Claerbout, 1983).

Similar a las aplicaciones de la transformada de Fourier en 2D (Yilmaz, 2001), la transformada radial es una aproximación al proceso de descomposición del campo de onda en sus componentes planas, cada uno con una única frecuencia y también viajando a un único ángulo respecto a la vertical. El procedimiento se realiza por ejemplo, para un arreglo de trazas con fuente común (*shot gather*) a través de un desplazamiento con una distancia constante de los receptores en profundidad, que captura la envolvente plana del frente de onda.

2.4.1. Aspectos físicos de la transformada radial

Una traza en el dominio radial representa un frente de onda plano que se propaga a profundidad en un determinado ángulo respecto a la vertical. En un experimento real, cuando una fuente es activada, la energía se propaga como una onda esférica que se desplaza hacia profundidad en todos los ángulos posibles y las respuestas de reflexión son captadas por los receptores también a diferentes ángulos (Figura 2-10), dependiendo de la distancia entre

fuente y receptor (*offset*). Entre mayor es el *offset* y menor la profundidad de la interfase donde sea generada la reflexión, el ángulo del frente de onda percibido por el receptor es más oblicuo respecto a la vertical.

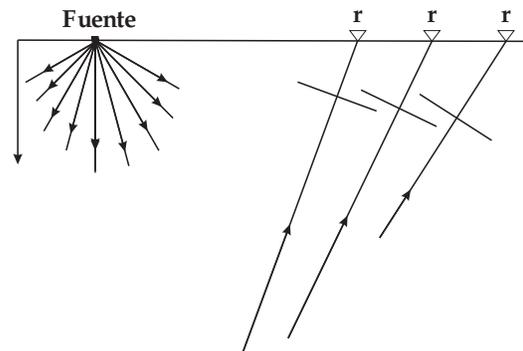


Figura 2-10: Liberación de la energía por una fuente puntual en todos los ángulos posibles. Dependiendo del *offset*, los rayos sísmicos son captados en ángulos diferentes por los receptores.

Ahora se describirá como son simulados los frentes de ondas planas a través de la transformada radial. Inicialmente se considera un arreglo de fuentes como se muestra en la Figura 2-11. Después, esta línea de fuentes es detonada al mismo tiempo, donde cada fuente genera un frente de onda esférico individualmente. Luego de alguna profundidad, los frentes de onda se superponen y resultan en un frente plano que se propaga verticalmente hacia profundidad. Este frente de onda plano puede ser reflejado en las interfases profundas y ser registrado por los receptores en superficie como una onda plana (Yilmaz, 2001).

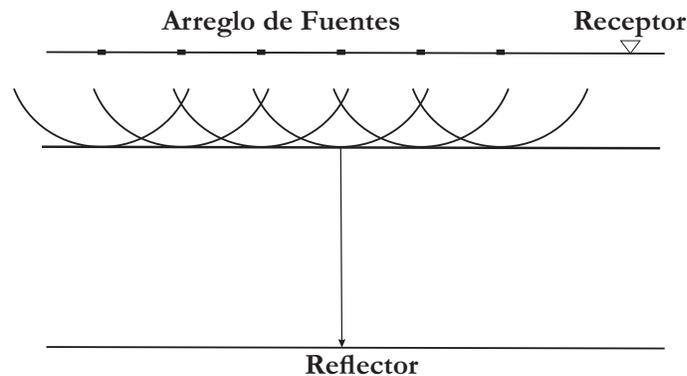


Figura 2-11: Frente de onda plano con propagación vertical generado por la superposición de frentes de onda esféricos provenientes de diferentes fuentes detonadas al mismo tiempo en superficie.

Similar al experimento anterior, donde se genera un frente de onda plano con propagación vertical, puede generarse uno de los mismos que viaje a un ángulo determinado desde la vertical (θ), mediante el mismo arreglo de fuentes utilizado anteriormente. Para generar este frente de onda plano, cada fuente debe ser detonada sucesivamente con el retraso en tiempo constante entre cada fuente. Cuando una fuente en particular es detonada, el frente de onda de la fuente previa ya habrá recorrido cierta distancia en el subsuelo. Cuando se superponen los frentes de ondas de todas las fuentes detonadas, el resultado es un frente de onda plano con un ángulo de propagación (θ) (ver Figura 2-12).

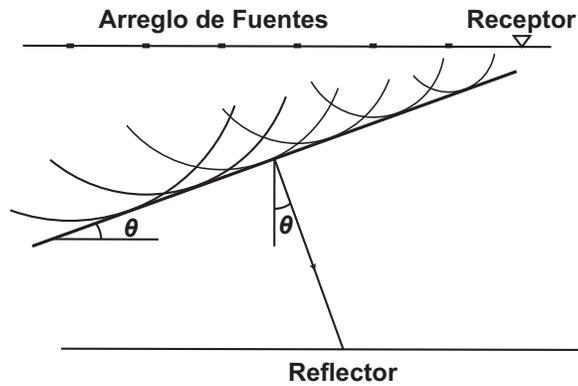


Figura 2-12: Generación de un frente de onda plano con una inclinación (θ) respecto a la vertical utilizando el mismo arreglo de fuentes de la Figura 2-11.

El ángulo de inclinación del frente de onda plano generado, definido como el ángulo de propagación del frente de onda plano, puede ser controlado. Teniendo en cuenta la trayectoria del frente de onda plano en la Figura 2-13, para el tiempo en el cual el frente de onda generado por S_1 es percibido en el punto A en el subsuelo, la fuente ubicada en S_2 puede ser detonada en una fracción de tiempo Δt que contribuye a la generación de un frente de onda plano con una inclinación θ . Si definimos la distancia entre S_1 y S_2 como Δx , la velocidad del medio a través del cual viaja el frente de onda como v y Δt , al tiempo que transcurre desde la generación del frente de onda en S_1 y su llegada al punto A en profundidad, usando el triángulo formado entre S_1AS_2 se puede determinar que el ángulo de propagación del frente de onda plano es:

$$\sin \theta = \frac{V\Delta t}{\Delta x} \quad (2-15)$$

Usando el principio de reciprocidad, también se puede realizar el proceso de extracción de trazas radiales, en el caso de un arreglo por fuente con el campo de onda obtenido por un

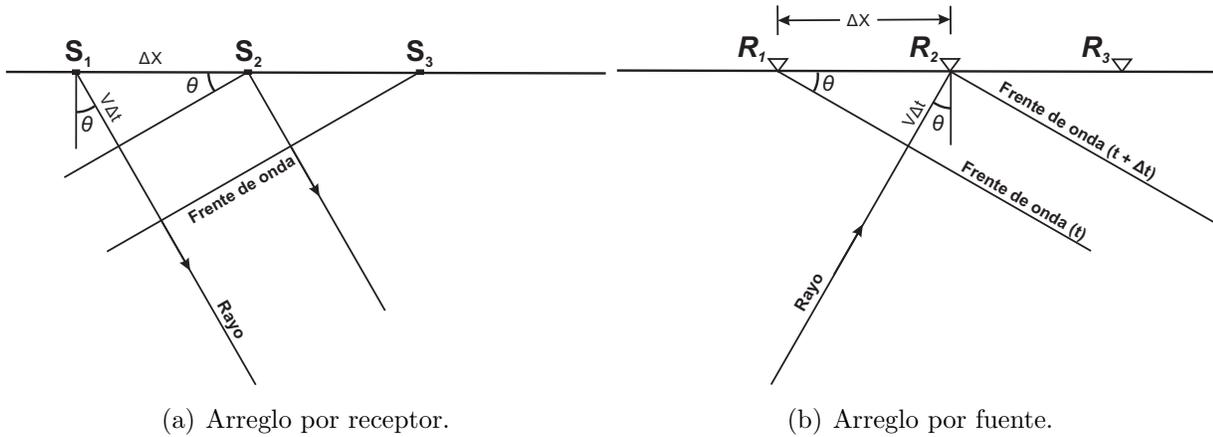


Figura 2-13: Generación de ondas planas en arreglos por fuente y por receptor.

grupo de receptores (Figura 2-13). El tiempo de retardo asociado con la onda plana que viaja a un ángulo θ está dado por:

$$\Delta t = \frac{\sin \theta}{V} \Delta x \quad (2-16)$$

De los experimentos observados en la Figura 2-11 y 2-12, se puede concluir que el frente de onda plano que se propaga a un ángulo θ puede ser generado por:

- Ubicar una línea de fuentes en la superficie.
- Detonar las fuentes en sucesión con un retraso en tiempo constante.
- Superposición de las respuestas que están en forma de frentes de onda esféricos.

El término de superposición se refiere, en el caso de la transformada radial, a la generación de trazas radiales mediante la adición e interpolación de segmentos de trazas del registro sísmico en coordenadas de *offset* contra tiempo doble de viaje (dominio X-T) a través de líneas rectas con una misma inclinación, que representa un valor único de tiempo de retardo Δt para la generación de un frente de onda plano teniendo en cuenta un medio sin cambios de velocidad a profundidad.

El dominio radial (dominio R-T) es una buena aproximación hacia un dominio de trayectoria de rayo común, necesario para la aplicación de interferometría sísmica (se deben comparar rayos con trayectorias controladas comunes). En este dominio, las trazas extraídas tienen un ángulo característico, único de emergencia y tránsito por la zona *LVL* (ver Figura 2-14).

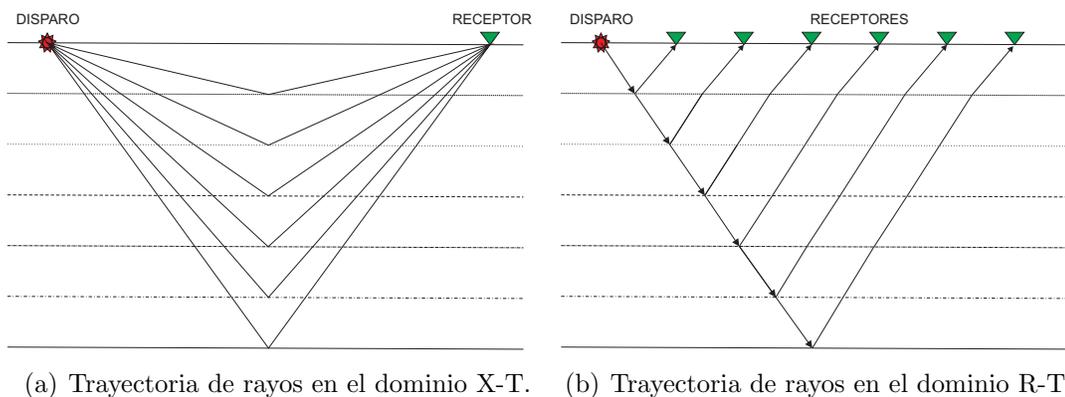


Figura 2-14: Geometría de la trayectoria de los rayos en el dominio radial.

Una variación de la transformada radial es la transformada Snell (Claerbout, 1975), que utiliza un modelo de velocidad RMS de entrada para realizar la interpolación a través de rectas que sean consistentes con la ley de Snell (Ecuación 2-16). Esta transformación tiene beneficios sobre la corrección estática de reflectores profundos por medio de interferometría (Henley, 2015). La trayectoria de los rayos (ver Figura 2-15) adquiere curvatura y tiene en cuenta las variaciones de velocidad en el subsuelo.

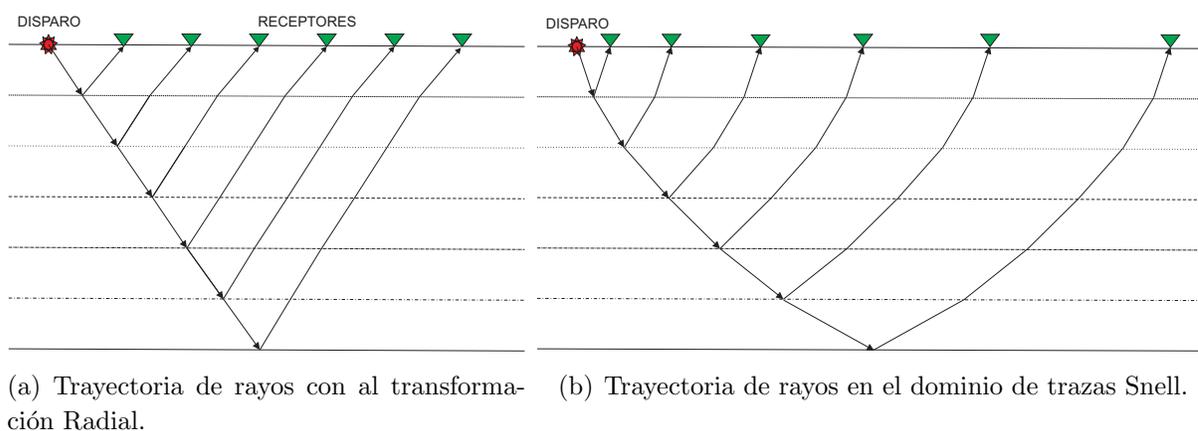


Figura 2-15: Geometría de la trayectoria de los rayos usando la ley de Snell.

2.4.2. Transformación al dominio radial

La transformación al dominio radial consiste en el remapeo de las trazas sísmicas, las cuales se encuentran en coordenadas de *offset* x y tiempo doble de viaje t (dominio X-T), al de trazas con coordenadas de ángulo de incidencia θ y tiempo doble de viaje t' (dominio R-T). El remapeo entre los dos dominios es sencillo:

$$t = t' \quad \theta = \tan^{-1}(x/t) \quad (2-17)$$

Una equivalente y probablemente más útil parametrización del dominio radial, es la introducción de los términos de velocidad aparente v y tiempo doble de viaje t' :

$$t = t' \quad v = x/t \quad (2-18)$$

La transformada radial es una operación que extrae los valores de amplitud de las trazas sísmicas, organizadas por algún arreglo común (*gather*), interpoladas a través de líneas de tiempo que componen finalmente las trazas en el dominio radial (ver Figura 2-16). Debido a que estas líneas de tiempo son una serie de líneas rectas con origen común e inclinación que se incrementa de manera constante, el muestreo en dominio radial no es uniforme respecto al dominio X-T (mayor densidad de muestras a menores *offset* y menores tiempos, menor densidad a *offset* largos y tiempos mayores, Figura 2-16). La interpolación tiene la función de generar un muestreo uniforme durante la transformación de un dominio al otro, en la cual el efecto de *aliasing* puede ser introducido durante la transformación en ambos sentidos (X-T a R-T o viceversa).

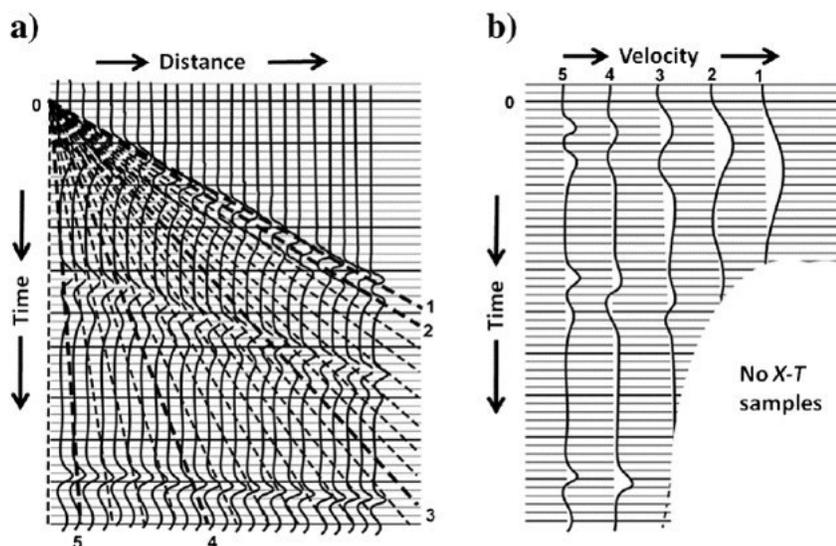


Figura 2-16: Esquema básico que expone como son extraídos los valores de amplitud del registro sísmico desde el dominio X-T hacia el dominio R-T por la transformada radial. (a) Diagrama de un *shot gather*, con un conjunto de trayectorias radiales superpuestas. (b) Esquema de las trazas radiales numeradas de 1 a 5 en (a). Tomado de Henley (2012).

El tipo de interpolación *nearest neighbor* selecciona el valor de la muestra más cercana entre las muestras del dominio de origen, que intervienen en la interpolación y lo asigna a la muestra de salida. Su inversa resulta exacta, aunque cualquier operación que se realice en el dominio radial conduce a artefactos y *aliasing* durante su transformación inversa.

La interpolación lineal pondera cada muestra del dominio de origen, por el inverso de la distancia horizontal (elevado a una potencia p determinada) a la ubicación de la muestra en el dominio de destino, lo cual produce el suavizado entre las transiciones de los segmentos de trazas que componen las trazas radiales, disminuyendo los efectos y artefactos de las operaciones sísmicas realizadas en las trazas radiales (blanqueo espectral y filtros), aunque su inversa no es exacta.

El algoritmo de transformación utiliza la interpolación realizada a través de las líneas de tiempo del registro sísmico original, distanciadas por la tasa de muestreo. La interpolación aplicada a los datos de la presente investigación es una combinación entre la interpolación lineal y *nearest neighbor*. Este procedimiento (denominado *soft neighbor*) utiliza las dos muestras más cercanas del dominio de origen, para mediante la interpolación, asignar un valor para la muestra interpolada en el dominio de destino de la transformación (véase la Figura 2-17).

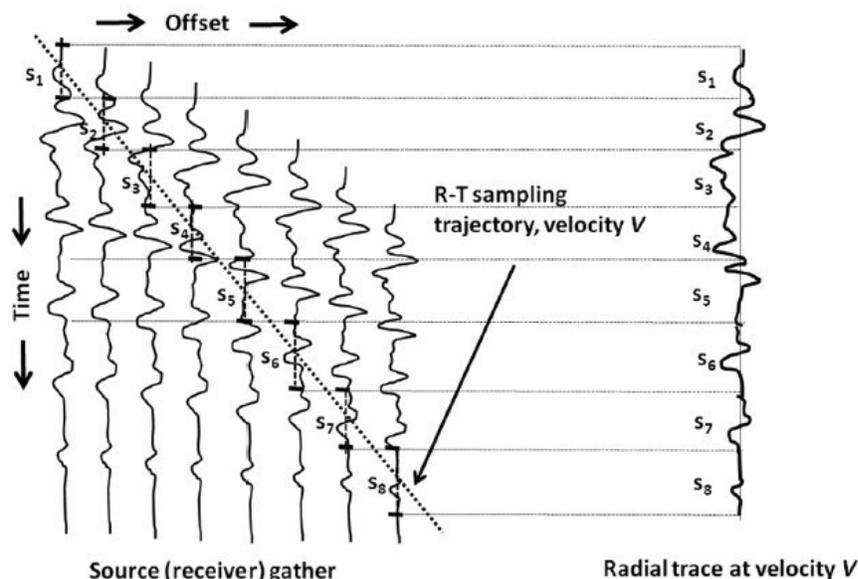


Figura 2-17: Una traza radial con velocidad V interceptando un *gather* de trazas en X-T. Se desarrolla el método de interpolación *nearest neighbor*, que realiza una extracción efectiva de un segmento de cada traza en X-T y luego los integra en una sola traza: la traza radial. Tomado de Henley (2012).

3 Metodología de investigación

El método de corrección de los efectos de capa meteorizada mediante interferometría sísmica fue aplicado a una serie de datos sintéticos con dos componentes 2D y una línea sísmica multicomponente 2D de los Llanos Orientales. Los datos sintéticos se encuentran afectados por variaciones en la zona de meteorización, que inducen efectos estáticos de corto y largo periodo, y los datos de campo incluyen efectos estáticos evidentes en el apilado que son comunes en las secciones sísmicas de los Llanos Orientales (Olshanskiy y Kuzmin, 2007).

En este capítulo se expondrá el origen y características de los datos utilizados en la investigación, luego se indican las pautas del procesamiento de la información sísmica y finalmente el desarrollo y aplicación del método de investigación.

3.1. Diseño de técnicas de recolección y valoración de la información

Mediante el uso del software de modelamiento sísmico Tesseral (2008), se generaron tres modelos sintéticos con variaciones de diferente escala y complejidad en la zona *LVL*, que serán explicados en el próximo numeral. Luego, se establecieron las dimensiones de los perfiles geológicos 2D y los parámetros de adquisición, los cuales se encuentran recopilados en el Cuadro 3-1.

Intervalo de muestreo	2 ms
Número de canales	480
Tipo de tendido	<i>Split-Spread</i>
Ondícula de entrada	Ricker 35 Hz
Intervalo entre receptores	5 m
Intervalo entre fuentes	20 m
Cobertura <i>fold</i>	120
<i>Offset</i> máximo	2400 m

Cuadro 3-1: Parámetros de adquisición del modelamiento sintético

Con los datos de la sección geológica (V_p , V_s , ρ) y los datos de adquisición definidos, se puede calcular el tamaño de la malla (dh) y el paso (o salto de tiempo) dt que caracteriza el método de modelamiento por diferencias finitas. Los parámetros del modelamiento de la ecuación de onda elástica se encuentran en el Cuadro **3-2**.

Tamaño del paso de tiempo dt	0,000575794 s
Numero de pasos T_{out}	3421
Tiempo simulado T	1,97 s
Tamaño de malla dh	2,94 m
Longitud L_x	2400 m
Profundidad L_z	1200 m
Velocidad min c_{min}	900 m/s
Velocidad max c_{max}	2800 m/s
Frecuencia de la ondícula f_0	35 Hz

Cuadro **3-2**: Parámetros del modelamiento por el método de diferencias finitas.

Durante el modelamiento se suprime las ondas superficiales o “*ground roll*”, pero se mantienen presentes las múltiples. Estas deberán ser atenuadas durante la etapa de procesamiento, al igual que las refracciones en la interfase de la tabla de agua cercana a superficie, que se observan como un ruido coherente en la parte central de los *gathers*.

3.1.1. Datos sintéticos

Se diseñaron tres modelos geológicos para ejecutar el modelamiento de la ecuación de onda elástica en Tesseral. El Modelo 1 esta compuesto por una zona de meteorización con base ondulada cuya profundidad oscila entre los 180 m y 230 m de profundidad, además de dos interfases planas a 500 m y 1000 m de profundidad (ver Figura **3-1**). Este modelo no incorpora estáticas de corto período, pues la zona de meteorización es homogénea en cuanto a velocidad.

El Modelo 2 (Figura **3-2**) busca simular las condiciones del *LVL* presentes en los Llanos Orientales, con la presencia de la tabla de agua o nivel freático, la adición de algunos lentes de arena como cuerpos de baja velocidad y base para la zona *LVL* ondulada, entre 35 m y 60 m de profundidad. La presencia de dos interfases a profundidad de geometría plana, tiene el objetivo de evidenciar los efectos de estáticas en los datos sintéticos.

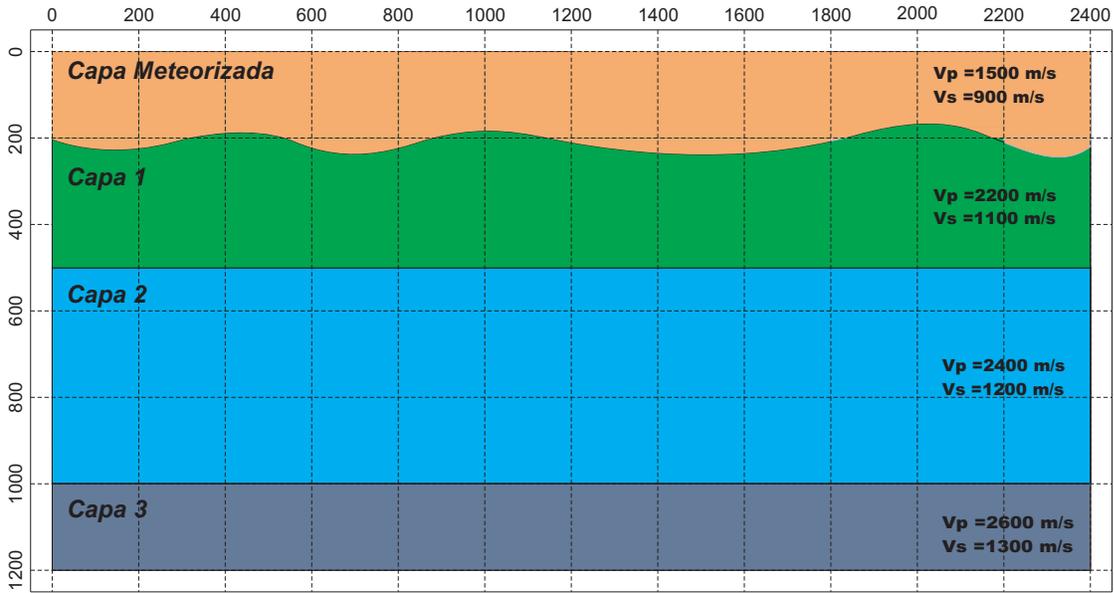


Figura 3-1: Modelo 1. Presencia de *LVL* con base ondulada y dos interfaces a profundidad. Capas con densidad constante.

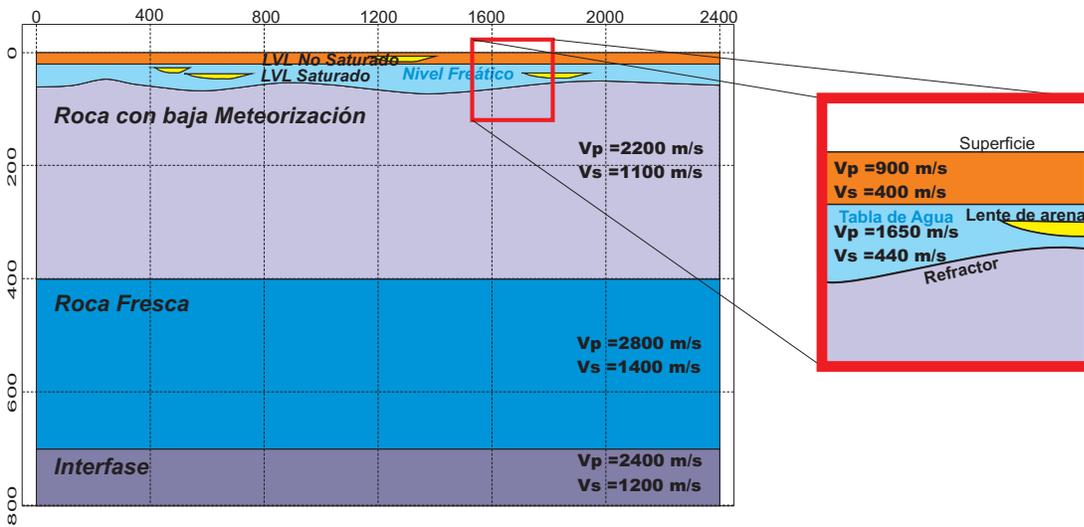


Figura 3-2: Modelo 2. Zona de *LVL* con presencia de nivel freático, lentes de baja velocidad y base ondulada.

La presencia de la tabla de agua busca confirmar como incorrecta, la corrección estática por receptor calculada mediante un sencillo escalamiento por la relación V_p/V_s , debido a las diferencias en la trayectoria de rayo en los rayos de onda P y onda convertida PS de esta zona. Los lentes de arena introducen variaciones laterales de velocidad y por su geometría posibilitan la aparición de eventos de reflexión difusa (no correspondientes a una reflexión especular), que son potencialmente corregibles por la técnica de investigación.

El Modelo 3 contiene los elementos presentes en la zona *LVL* del Modelo 2 con un incremento sustancial en el espesor de la zona *LVL* y se incluye una leve inclinación a los estratos y una falla en la zona central de la sección (ver Figura 3-3). En las investigaciones de Henley (2010, 2012) no se hace mención explícita del método de interferometría para corrección estática en datos con presencia de fallas, por lo cual se pretende conocer la aplicabilidad, limitaciones y procedimientos necesarios en zonas con elementos estructurales simples, como son fallas o pinchamientos estratigráficos.

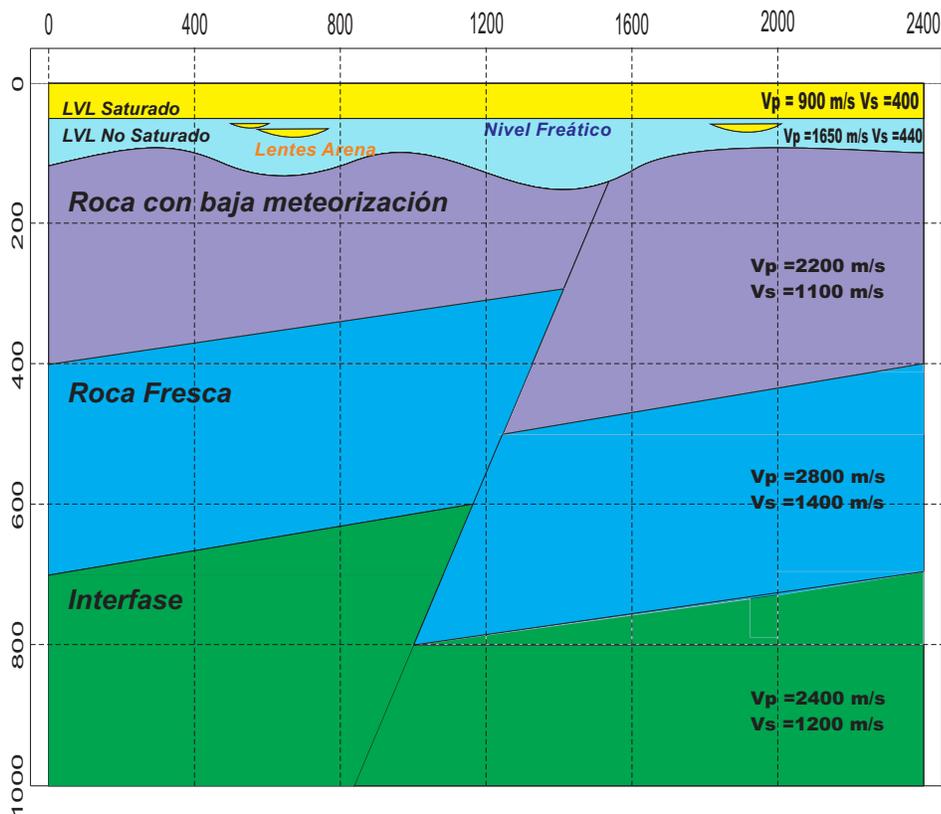


Figura 3-3: Modelo 3. En este modelo se adiciona a las características del Modelo 2, una falla inversa y reflectores con buzamiento suave.

3.1.2. Datos de campo

Para la aplicación de la técnica de investigación se solicitó una línea 2D con datos de onda P y onda convertida PS a Pacific Exploration & Production Corp, quienes suministraron una línea de campo, adquirida en la zona del Campo Quifa de la cuenca de los Llanos Orientales en el año 2007 y reprocesada entre los años 2010 y 2011, que consiste en los datos de la componente vertical y componente horizontal.

El recurso sísmico en el país es limitado y esta línea hace parte de los pocos proyectos de sísmica de onda convertida PS desarrollados hasta la actualidad, por lo cual se busca evaluar la viabilidad de la metodología de investigación para su aplicación en los futuros proyectos a desarrollarse en Colombia.

El procesamiento de estos datos fue realizado por Buitrago (2015) en el desarrollo de su tesis de maestría, sobre procesamiento de ondas convertidas en la zona de Llanos Orientales. El requerimiento inicial para aplicar la técnica de investigación, fueron los *CDP gathers* después del proceso de deconvolución con aplicación de corrección *NMO*, junto con los datos de velocidad y corrección estática perteneciente a la línea sísmica tanto para la componente vertical como la horizontal.

Los datos de onda P presentan una relación señal-ruido alta, con atenuación efectiva de *ground roll*. Por el contrario los datos de onda convertida, evidencian una afectación muy notoria de ondas de superficie, común en los registros obtenidos en esta región (T. Salinas, comunicación oral, 25 de noviembre de 2015), para lo cual puede resultar efectivo la aplicación de filtros de velocidades.

3.2. Procesamiento de datos sísmicos sintéticos

Una etapa fundamental en el desarrollo del proyecto es el procesamiento de los datos sísmicos sintéticos. Aunque los datos no tienen ruido (a excepción de múltiples), se debe seguir una rutina de procesamiento adecuada, primero de los datos de componente vertical, para obtener un modelo de corrección estática por fuente acertado y luego obtener los datos de onda convertida PS afectados exclusivamente por la estática de receptor no corregida a través de la sección sísmica.

3.2.1. Procesamiento de registros de componente vertical

La rutina básica de procesamiento en onda P en los tres modelos sintéticos está representada en la Figura 3-4 y describe la secuencia aplicada en ProMAX, para obtener los datos corregidos por estáticas que puedan ser utilizados como campo de onda de referencia en la

técnica de interferometría.

La aplicación de estáticas por elevación, no tiene efecto sobre ninguno de los modelos sintéticos, pues para todos ellos se tuvo en cuenta una topografía plana. El conocimiento previo del modelo de velocidades (a partir del modelo de velocidades generado en Tesseral) contribuye a la precisión del modelo de estáticas y la corrección por *NMO* efectiva de los modelos sintéticos.

Se debe señalar que fue necesario aplicar algunos procedimientos adicionales tanto para los modelos 2 y 3, debido a la presencia de múltiples después de los 650 ms, como la aplicación de un filtro radón para atenuar algunos de estos eventos. El filtro radón realiza la transformación de los datos sísmicos luego de la aplicación de *NMO* al dominio $\tau - p$ donde se puede discriminar los eventos con valores altos de *moveout* residual que generalmente corresponden a múltiples. Para el procesamiento de los datos del modelo 3, donde se presenta una extensa falla en la parte central de la sección, se ejecutó una migración en profundidad para eliminar los efectos de sombras de falla en la en el apilado.

3.2.2. Procesamiento de registros de componente horizontal

Antes de iniciar el procesamiento de los datos de onda convertida PS, generalmente se asume que los registros de onda P ya fueron procesados y los datos de velocidad, corrección estática y residuales pueden ser trasladados mediante algunas consideraciones a las líneas de onda convertida PS. El procesamiento de la componente horizontal fue desarrollado según los flujos y parámetros de Lu y Hall (2003). Entre los procesos inherentes a ondas convertidas PS se encuentra la modificación del tamaño del bin, la corrección estática por receptor y la reversión de la polaridad de *offsets* negativos.

En la Figura 3-5 se observa la secuencia de procesamiento, implementada en ProMAX con los parámetros utilizados en cada proceso, donde por ejemplo, la construcción del modelo de velocidad inicial en el procesamiento de onda convertida según una relación V_p/V_s de 2,0 se considera correcta, puesto que este valor de relación V_p/V_s caracteriza a todas las capas que constituyen los modelos sintéticos (excepto en el LVL donde $V_p/V_s \approx 3$).

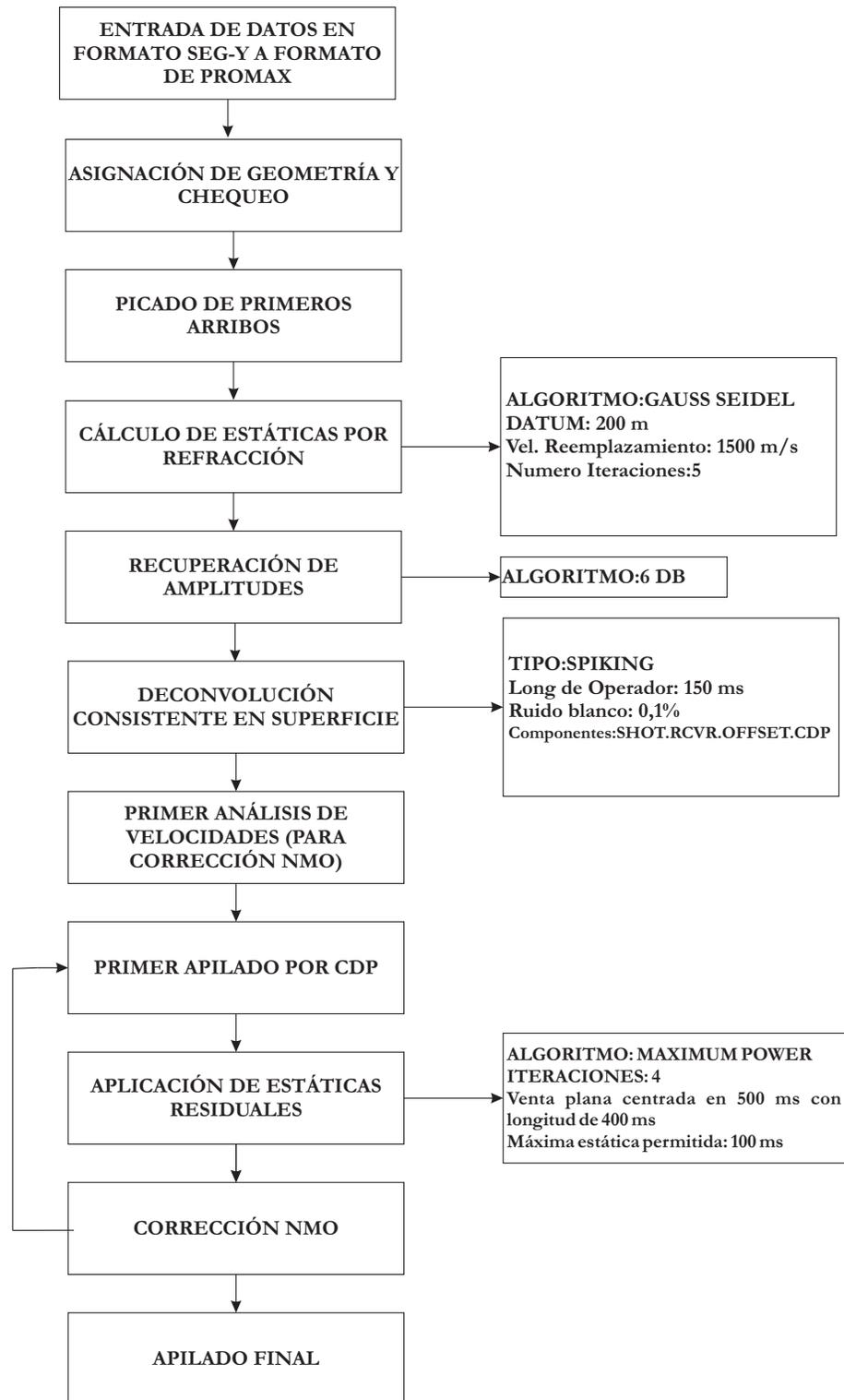


Figura 3-4: Flujo de procesamiento para los datos de onda P de los modelos sintéticos.

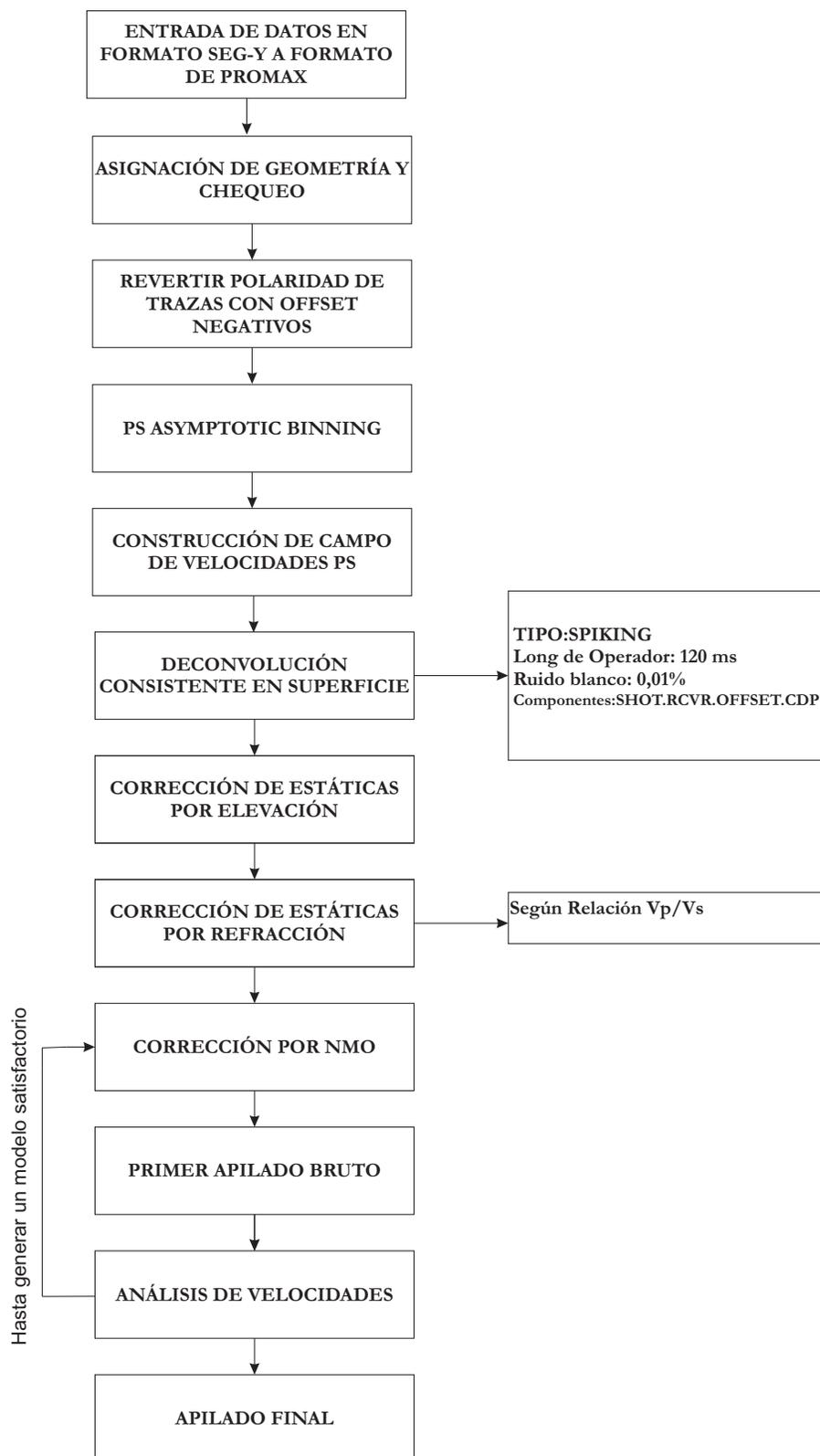


Figura 3-5: Flujo de procesamiento para los datos de onda convertida de los modelos sintéticos.

3.3. Aplicación del método

La siguiente secuencia metodológica sigue las principales pautas y procedimientos realizados para aplicar la técnica de *Raypath Interferometry* (véase Figura 3-6) para la corrección de estáticas de onda convertida PS (Henley, 2012) y adicionalmente integran las mejoras introducidas por Cova *et al.* (2015) para el uso de trazas de onda P como campo de onda de referencia.

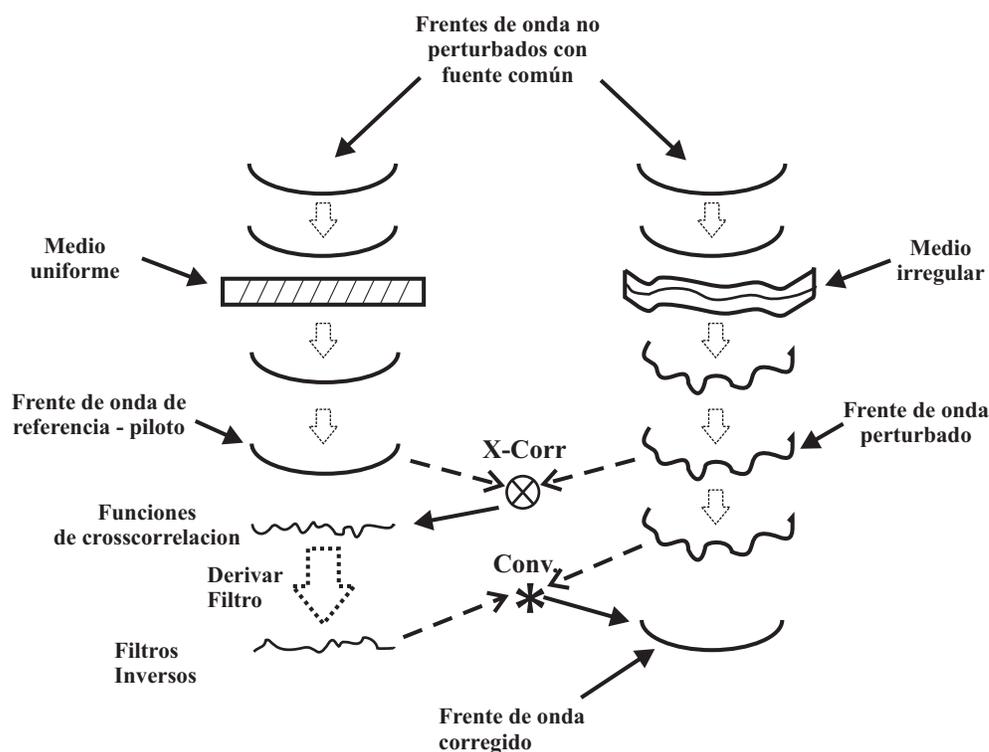


Figura 3-6: Influencia interferométrica del método de investigación. Adaptado de (Henley, 2015).

3.3.1. Datos de entrada

Los datos iniciales para la aplicación de interferometría son los *receiver gathers* de onda convertida PS corregidos por *NMO* y con estáticas por fuente obtenidas del procesamiento de onda P. Las estáticas de onda convertida PS se encuentran ligadas a los efectos de la onda ascendente y se asume que las correcciones por fuente ya fueron removidas al aplicar las estáticas calculadas en el procesamiento de onda P. La aplicación de la deconvolución antes del proceso de interferometría mejora los resultados del método, además del blanqueamiento

de la señal a través de la aplicación de un filtro pasabanda y opcionalmente, la aplicación de un filtro $f - k$ para atenuar ruidos coherentes. En el caso de los registros sintéticos, los *receiver gathers* (ver Figura 3-7) han ingresado sin ruido, corregidos eficientemente por *NMO* y organizados por *offset* ascendente.

3.3.2. Transformación al dominio radial

Mediante el módulo *Radial transform* del software ProMAX, las trazas sísmicas son transformados del dominio X-T (*offset* vs tiempo doble) al dominio R-T (ángulo de emergencia o velocidad aparente vs tiempo doble). Para realizar la transformación mediante este módulo, los *gather* por receptor deben estar ordenados por *offset* ascendente. En el caso que esté organizado de una manera diferente, mediante la aplicación del módulo *Inline Sort* disponible en ProMAX, se puede organizar (el *offset*) de manera ascendente para poder realizar la transformación al dominio radial.

Los principales parámetros para la aplicación del módulo son: el número de trazas que se van a extraer de los *receiver gathers* (se recomienda máximo dos veces el número de trazas del *gather* de entrada en el dominio X-T), el método de interpolación (lineal, *near neighbor*, *soft neighbor*, *refractive index*), la velocidad mínima y máxima a tener en cuenta durante la transformación, las cuales deben definir el cono de velocidades en el cual están contenidas todas las trazas sísmicas en los *receiver gathers*. Otro parámetro importante es el *offset nominal*, que corresponde a la distancia entre las trazas de los *gather* de entrada. En el caso de *receiver gathers* es la separación entre fuentes y para el caso de *shot gathers* sería la separación entre receptores.

Cuando se decide realizar la transformación según la ley de Snell se debe seleccionar el método de interpolación *refractive index* e ingresar la tabla de velocidades *RMS* (*Root Mean Square*) más representativa de la sección. El módulo tendrá en cuenta las variaciones de velocidad durante los procesos de interpolación y extracción de trazas radiales.

En la Figura 3-8 se observa la traza radial generada a partir del *gather* presentado en la Figura 3-7, en coordenadas de velocidad contra tiempo doble. Se puede observar la atenuación de ruido coherente por debajo de 1 s en las trazas radiales.

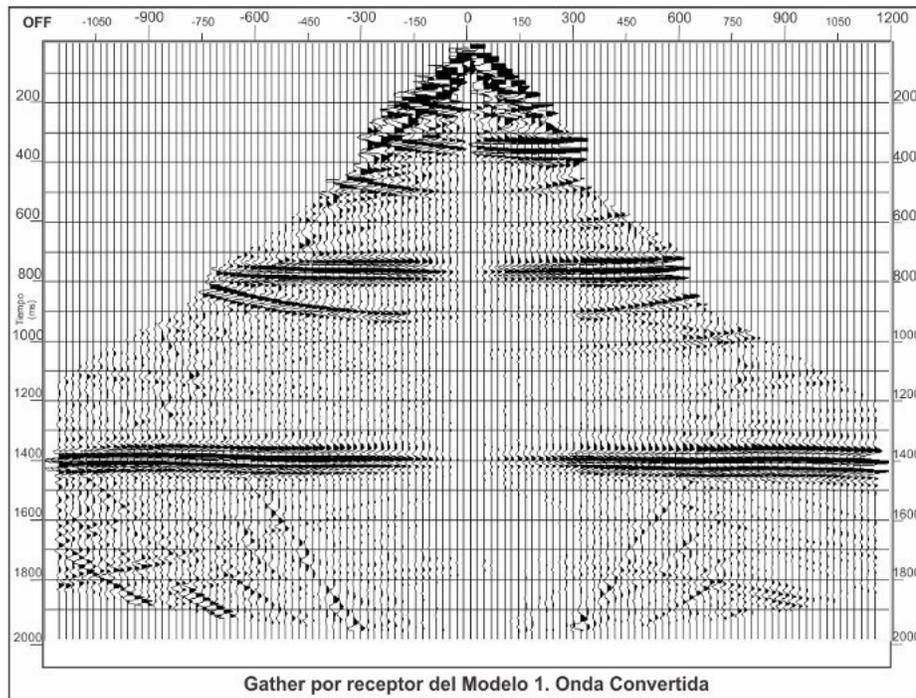


Figura 3-7: *Receiver gather* con aplicación de *NMO*, Modelo 1.

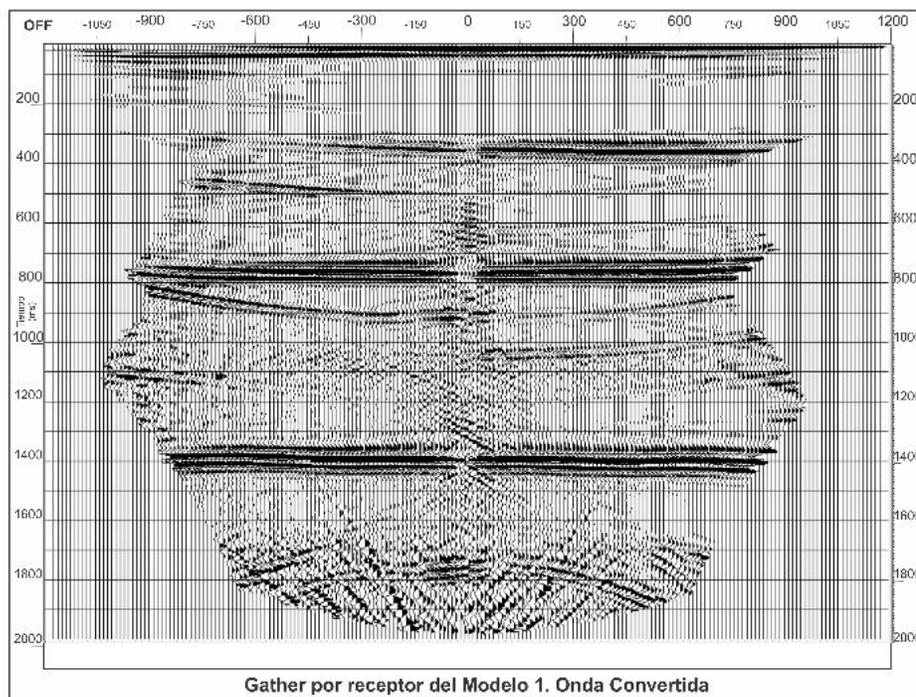


Figura 3-8: Transformación al dominio radial del *receiver gather* de la Figura 3-7

3.3.3. Gathers de ángulo común

Los *gathers* de ángulo común son obtenidos luego del ordenamiento de las trazas radiales del proceso anterior por *offset* (*header* primario) y estación de receptor (como *header* secundario) (ver Figura 3-9). Esta operación se puede realizar desde el *input* o utilizando la función *Inline Sort*. Cada valor de *offset* después de la transformación radial representa un valor de velocidad aparente y ángulo de emergencia que involucra la trayectoria de viaje de una onda plana.

Al agrupar por *offset*, realmente se están agrupando por trazas con igual ángulo de emergencia. Este punto es vital en la investigación, pues introduce el concepto de consistencia de trayectoria de rayo. Bajo esta suposición, se van a realizar correlaciones de trazas no corregidas de onda convertida PS con las trazas del campo de onda de referencia que son registradas por el mismo receptor y que tienen la misma trayectoria de propagación en la zona *LVL*.

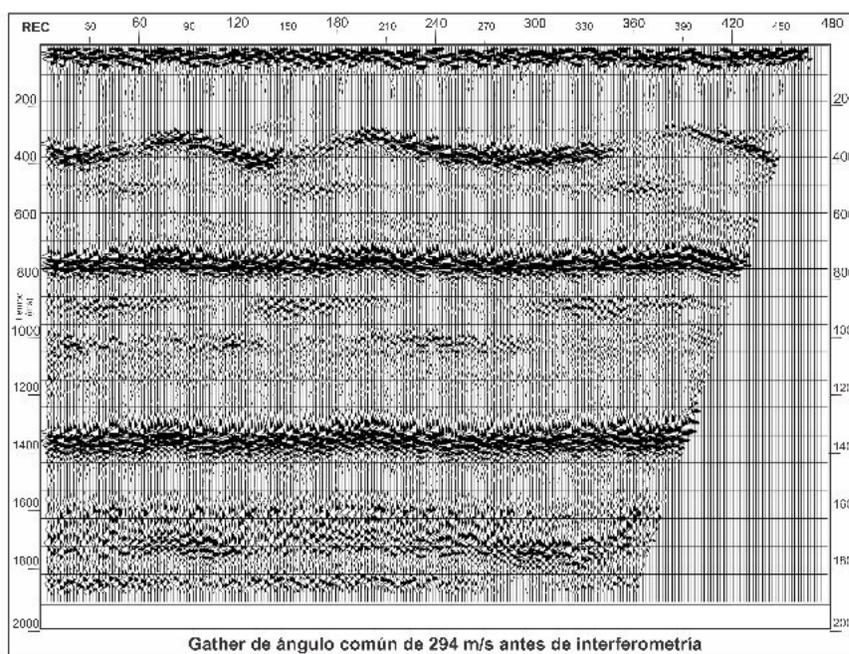


Figura 3-9: *Gather* de ángulo común del Modelo 1, que corresponde a un valor de velocidad aparente de 294 m/s y a un ángulo de emergencia común para estas trazas.

3.3.4. Trazas piloto - Campo de onda de referencia

Existen dos opciones para generar campos de onda de referencia. La primera opción requiere realizar la suma de trazas crudas sobre una apertura con el fin de generar una traza piloto de referencia, que corresponde a la traza ubicada en el centro de la apertura. De esta manera

se realiza el mismo procedimiento para la totalidad de las trazas que componen un *gather* de ángulo común de referencia. La segunda opción es utilizar el campo de onda ya corregido de onda P como campo de referencia, el cual requiere pasar las trazas de onda P a tiempo de la onda convertida PS mediante una relación V_p/V_s (Cova *et al.*, 2015).

En el caso de las trazas piloto generadas por la suma de trazas a lo largo de una apertura, procedimiento típico de interferometría, se pueden obtener resultados satisfactorios en el caso de configuraciones geológicas sencillas, sin presencia de fallas ni pérdida de horizontes por adelgazamiento (pinchamiento), realizando diferentes pruebas de apertura para reconocer el modelo geológico más concordante con la geología local de la zona. El procedimiento se realiza con la módulo *Trace Mixing* de ProMAX.

En el caso de utilizar los registros de onda P, se debe realizar el escalamiento natural :

$$t_{ps} = \frac{t_{pp}}{2} \left(1 + \frac{V_P}{V_S}\right) \quad (3-1)$$

Si se emplean los datos de onda P como campo de onda de referencia, se necesita la relación V_p/V_s que ajuste al menos un evento en la sección de onda P y su equivalente en la sección de onda convertida PS. Una relación V_p/V_s constante funciona si la de la sección geológica es relativamente suave. Si la geología presente es heterogénea o compleja, se deben buscar alternativas más elaboradas para aplicar diferentes valores de V_p/V_s .

3.3.5. Crosscorrelación consistente con la trayectoria de rayo

El cálculo de la correlación entre dos trazas o señales distintas es una medida de la similaridad o semejanza entre estas, ejecutada luego de aplicar corrimientos constantes en el tiempo durante los cuales se realiza la comparación. La correlación entre dos funciones reales $f(t)$ y $g(t)$ en el dominio del tiempo está definida por:

$$h(t) = f(t) \otimes g(t) = f(-t) * g(t) = \int_{-\infty}^{\infty} f(\tau)g(t + \tau)d\tau \quad (3-2)$$

donde el símbolo \otimes denota crosscorrelación.

En el caso de la presente investigación, la función de correlación obtenida captura las diferencias en tiempo y fase entre del campo de referencia y las trazas de onda convertida PS crudas, una para cada ángulo y receptor, denominadas por Henley como *receiver functions*, con las cuales se pueden derivar filtros inversos que posteriormente serán usados para corregir las trazas crudas mediante una operación de convolución.

El procedimiento inicial para aplicar la correlación de trazas con igual ángulo de emergencia en la zona *LVL*, es la mezcla de las trazas que representan el modelo con perturbación por

los efectos del *LVL* y las trazas del campo de onda de referencia sin afectación, representado por las trazas piloto que se pretenda utilizar. Este procedimiento permite ubicar las trazas de los *gathers* de ángulo común, como pares continuos entre las trazas piloto y las trazas crudas. En ProMAX éste procedimiento se realiza con la función *Disk Data Insert*, utilizando la opción *merge*.

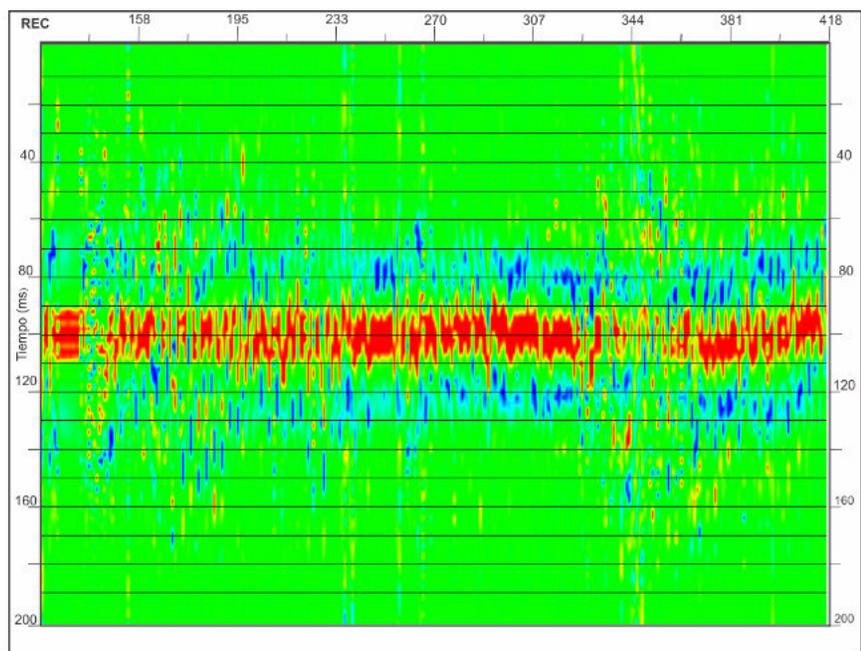
Luego de obtener los *gathers* de ángulo común intercalados entre trazas de referencia y trazas crudas para un mismo receptor, se puede ejecutar la correlación de pares de trazas desde un tiempo de inicio t_i . La determinación de este tiempo es clave, puesto es recomendable que concuerde con la aparición más temprana de reflector guía de las trazas piloto para evitar la correlación con eventos no relacionados o *cycle skips* en las funciones de correlación. La longitud de la función de correlación debe ser, como máximo, de dos veces el tiempo de la máxima estática esperada, que en el caso de ondas convertidas PS puede ser entre 60 ms y 200 ms.

Además del ángulo con el cual llegan los rayos a las estaciones de receptores para adquisiciones de tipo *split spread*, la función de correlación depende de la dirección de propagación (hacia delante o hacia atrás respecto a la fuente) que es determinado por el signo del valor de velocidad de los *gathers* de ángulo común. En la figura Figura 3-10 es posible observar las diferencias entre las funciones obtenidas para los *gathers* de ángulo común de -814 m/s y 814 m/s, con el mismo ángulo de emergencia a superficie pero diferente dirección de propagación.

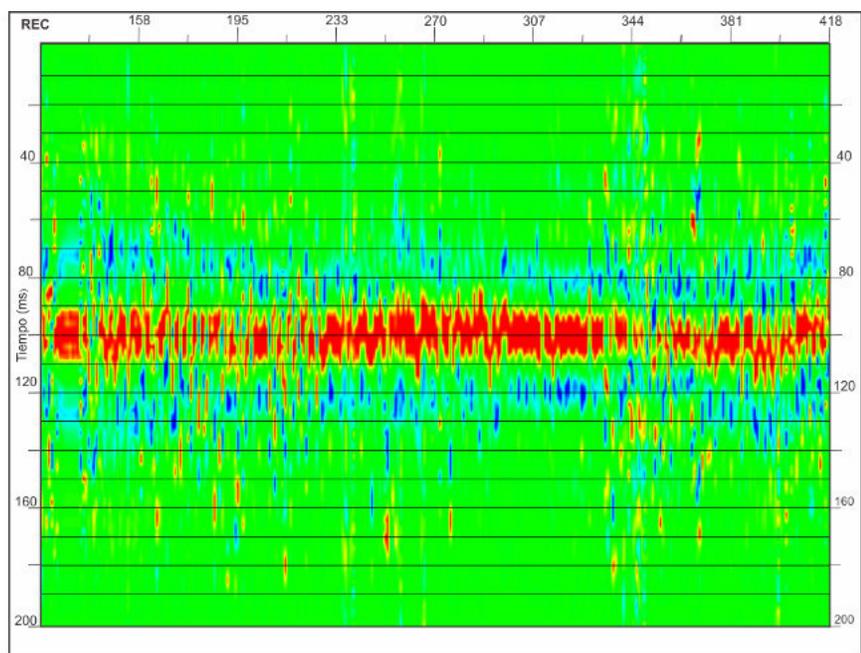
Cuando las funciones de correlación obtenidas están contaminadas por eventos que no tienen relación con el evento guía de la correlación, o por eventos menores que acompañan al evento mayor de la correlación, resulta adecuada la aplicación de funciones condicionantes que tienen el fin de resaltar los eventos de mayor amplitud de la correlación (elevar los valores de la función a una potencia impar de 3 o 5) y favorecer los más cercanos al tiempo cero de la función (aplicación de una ventana de Hanning). En la Figura 3-11 se observa el efecto de “blanqueamiento” sobre la señal de salida luego de la aplicación de las dos funciones condicionantes mencionadas anteriormente.

3.3.6. Filtros inversos

En la Figura 3-12 (superior) se observa la función de correlación para el *gather* de ángulo común de -814 m/s. Estas funciones indican la diferencia entre las trazas piloto y las trazas no corregidas de onda convertida PS. Mediante el uso del módulo *Filter Derivation* de Promax, se obtienen los filtros inversos Figura 3-12 (inferior) que se requieren finalmente, para la corrección de los *gathers* de ángulo de entrada.

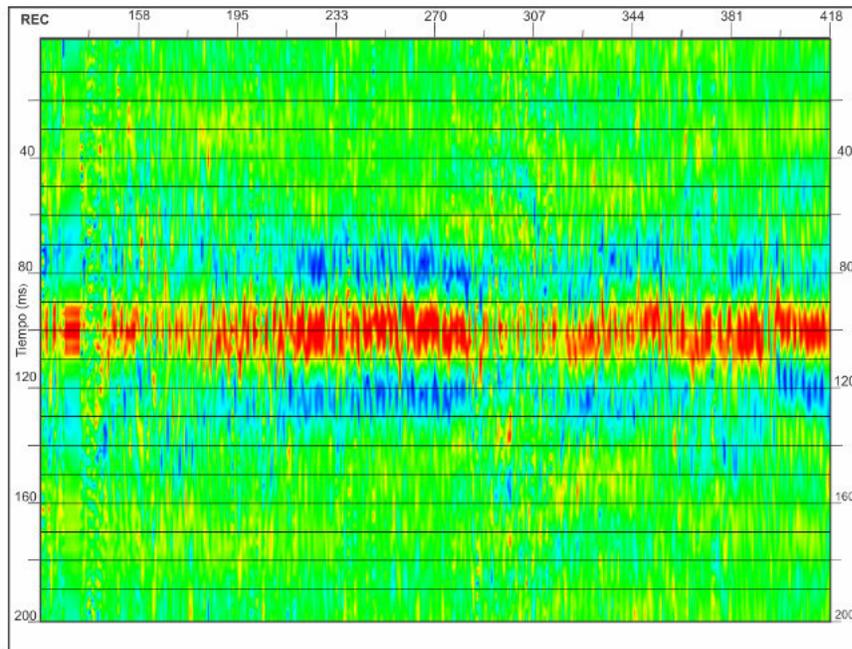


(a) Funciones por receptor de -814 m/s.

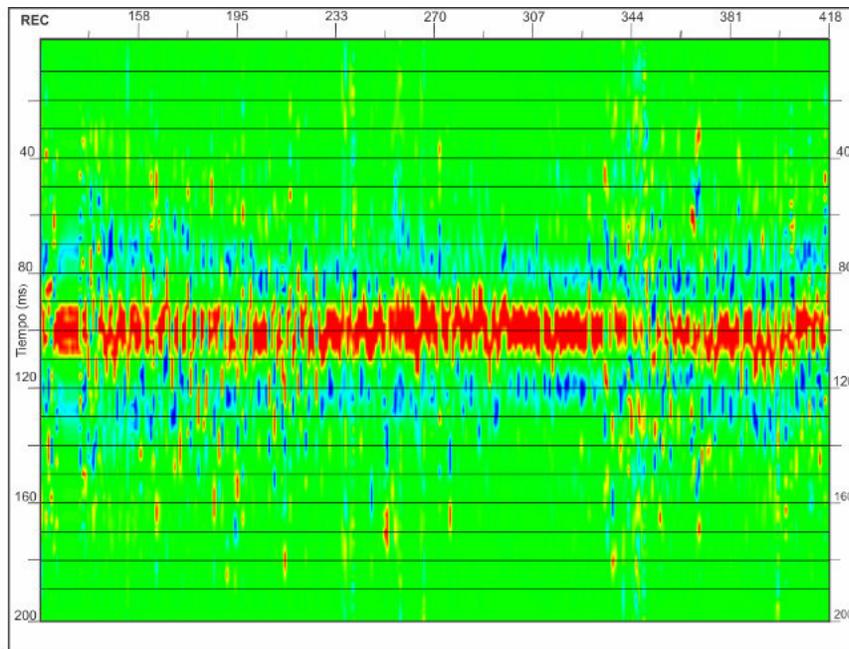


(b) Funciones por receptor de 814 m/s.

Figura 3-10: Funciones de correlación con el mismo valor de velocidad, pero diferente dirección de propagación.

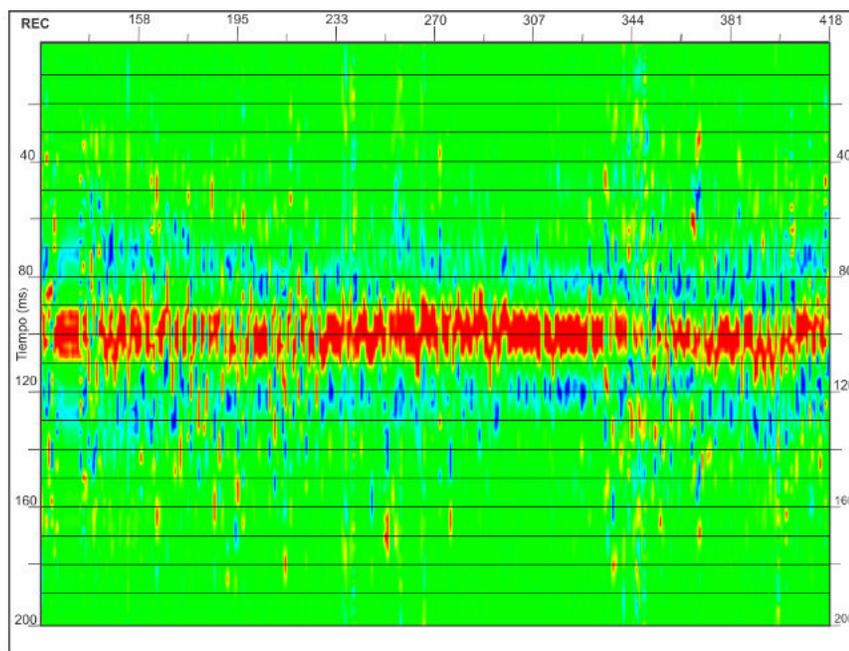


(a) Funciones por receptor de -814 m/s sin aplicación de funciones condicionantes.

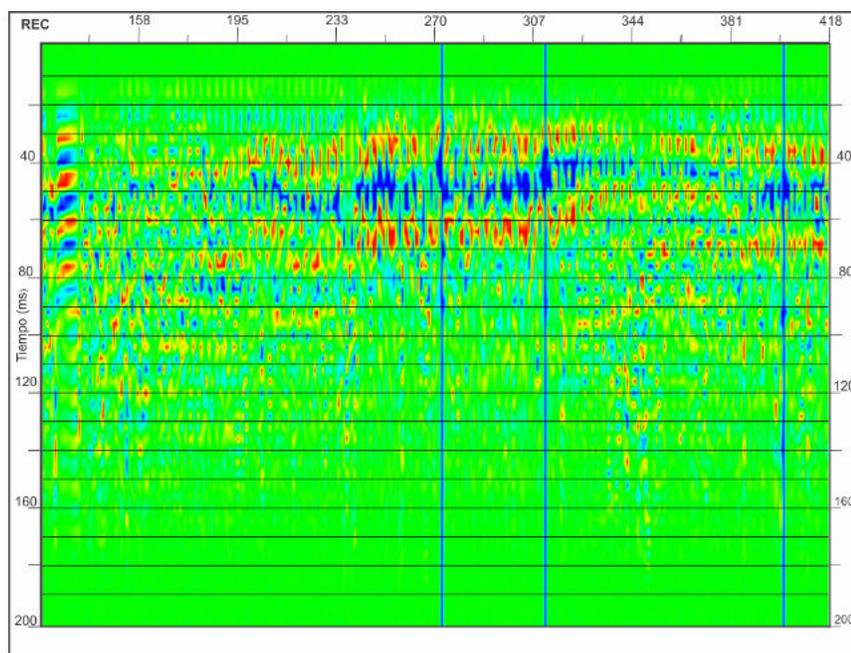


(b) Funciones por receptor de -814 m/s con funciones condicionantes.

Figura 3-11: Funciones de correlación y funciones condicionantes.



(a) Funciones por receptor de -814 m/s



(b) Filtros inversos de la funciones por receptor de 814 m/s

Figura 3-12: Generación de filtros inversos a partir de las funciones de correlación obtenidas en el proceso de interferometría.

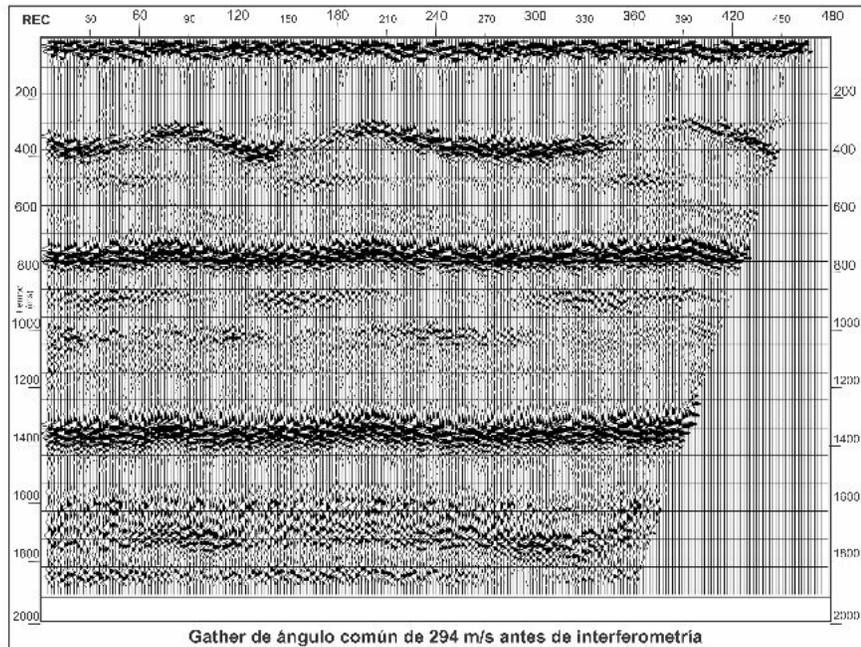
La aplicación del filtro inverso se hace por convolución con los *gathers* de ángulo de emergencia común de las trazas de onda convertida PS sin corregir. Luego de la aplicación del filtro es visible en los *gathers* de ángulo común el efecto de la corrección, donde se suprimen los saltos debidos a las estáticas por receptor, mejorando la continuidad de los reflectores a través del arreglo (ver Figura 3-13).

3.3.7. Transformación inversa al dominio X-T

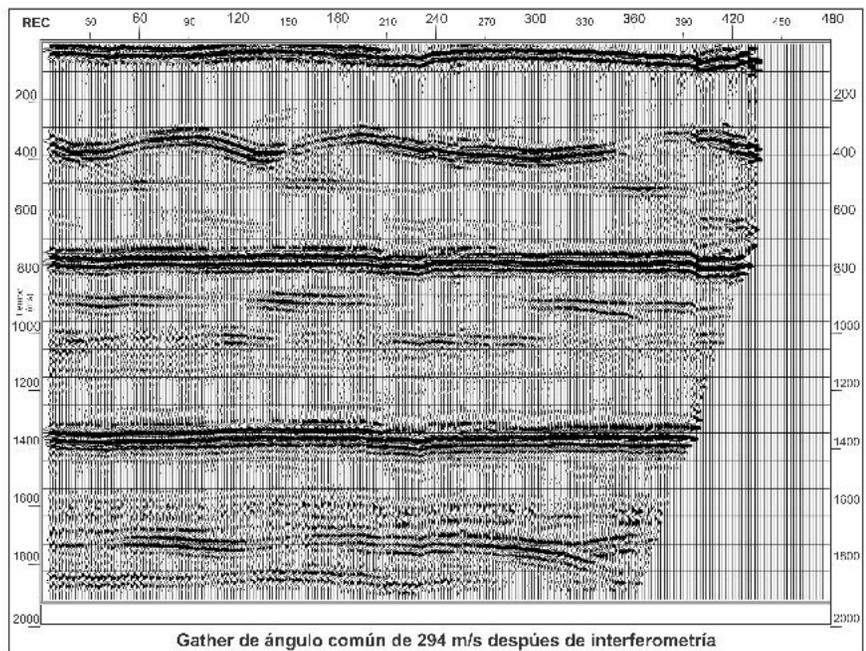
Finalmente se ordenan los *gathers* de ángulo común para obtener las trazas iniciales en el dominio radial, donde ya se observa el mejoramiento en la continuidad de los reflectores y posteriormente, se recuperan las trazas al dominio X-T a través de la transformación inversa radial.

El procedimiento de transformación inversa al dominio X-T es sencillo, siempre y cuando durante la transformación al dominio radial, se haya definido correctamente el *offset nominal*. Los valores por defecto incorporados en el módulo son suficientes para recomponer las trazas al dominio de *offset* y tiempo doble. La aplicación iterativa de la técnica generalmente no tiene un beneficio sustancial en los resultados para estáticas moderadas, pero en el caso de grandes estáticas (mayores a 50 ms) puede resultar favorable.

Los apilados iniciales al aplicar completamente esta secuencia de procesos se discuten en el capítulo siguiente y serán comparados con los apilados iniciales corregidos receptor según la relación V_p/V_s de la zona *LVL*.



(a) Gather de ángulo común antes de la corrección por interferometría.



(b) Gather de ángulo común corregido por la aplicación de los filtros inversos obtenidos.

Figura 3-13: Aplicación de filtros inversos en gathers de ángulo común del Modelo 1.

4 Resultados

En esta sección se presentan los resultados obtenidos con la técnica de interferometría descrita previamente.

4.1. Datos sintéticos

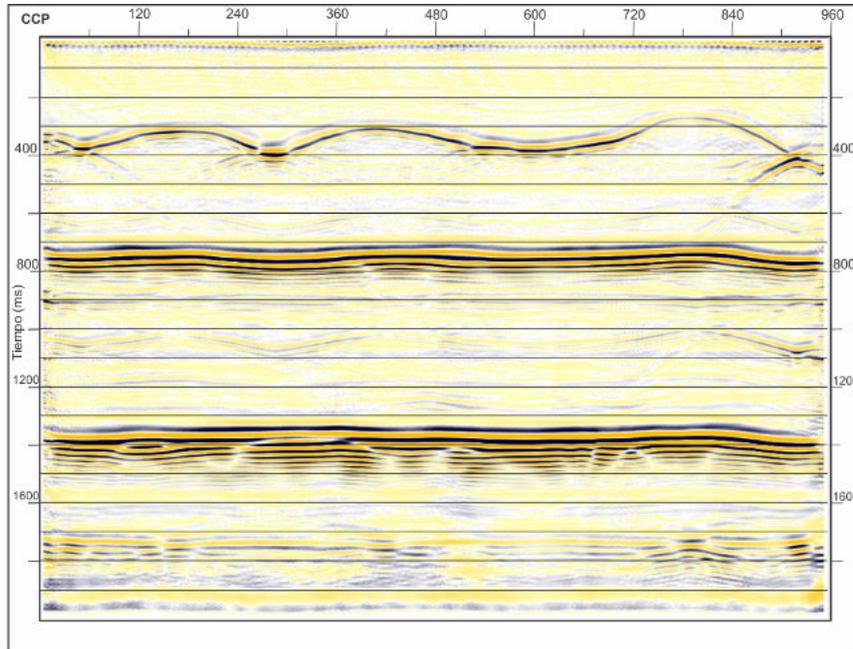
Los resultados de la aplicación de interferometría en corrección estática serán evaluados en las secciones apiladas por *CCP* - *Common Conversion Point* de los modelos sintéticos.

4.1.1. Modelo 1

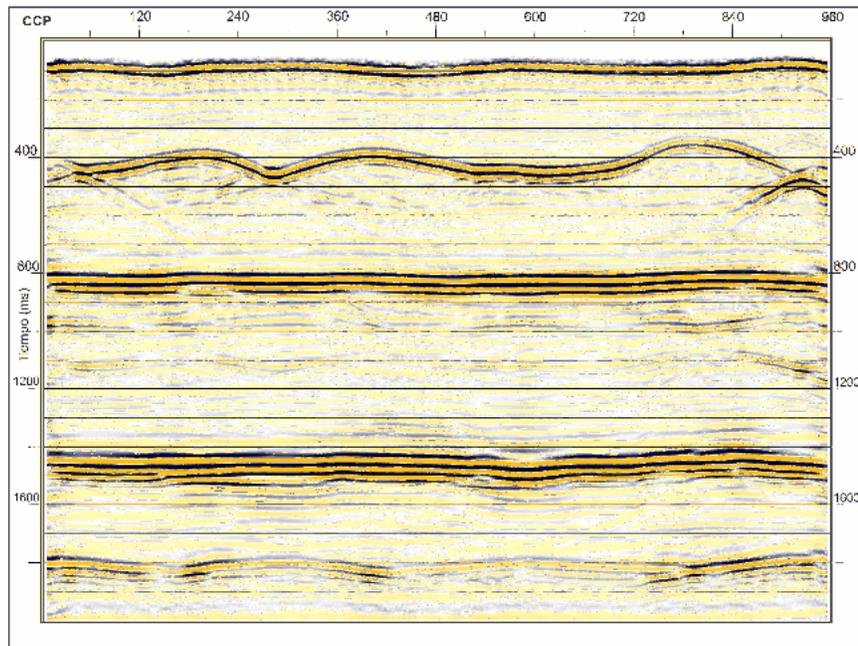
Para el apilado inicial sin estáticas por receptor del modelo 1 (Figura 4-1, superior), la presencia de ondulaciones en los reflectores justo por debajo de las zonas más profundas de la zona *LVL*, se debe a la falta de corrección estática por receptor en esta sección. En la Figura 4-1 (inferior) se observa el resultado de la aplicación de estáticas de receptor según la relación V_p/V_s en la zona de meteorización del modelo sintético. Debido a que en este modelo no se presenta un nivel freático, los resultados de esta aproximación son acertados y reproducen la geometría real de los reflectores a profundidad.

Intencionalmente, se introduce la aparición de saltos estáticos como estáticas de alta frecuencia en la sección, que consisten en estáticas aleatorias entre 0 y 40 ms incorporadas a las estáticas por receptor de la sección. La imagen del apilado Figura 4-2 (superior) pierde coherencia y degrada la continuidad lateral de los reflectores. De esta manera se integra un modelo realista con estáticas de corto y largo periodo, cuya eliminación son el objetivo de la presente investigación.

En la Figura 4-2 (inferior) se observa el apilado por *CCP* del modelo 1 después de aplicar la técnica de interferometría. En esta imagen apilada final se define la geometría de las estructuras reales, eliminando en gran parte los efectos de estáticas de corto periodo y reduciendo los de las estáticas de largo periodo. Esta sección adquiere una estructura similar al modelo original, además de mejorar sustancialmente la resolución de los reflectores, observado principalmente en el reflector de la base de la zona *LVL*. Este tipo de interferometría consistente con la trayectoria de rayo en la zona *LVL* es nombrada por Henley (2012) como interferometría híbrida de trayectoria de rayos donde las trazas piloto son los registros de onda P.

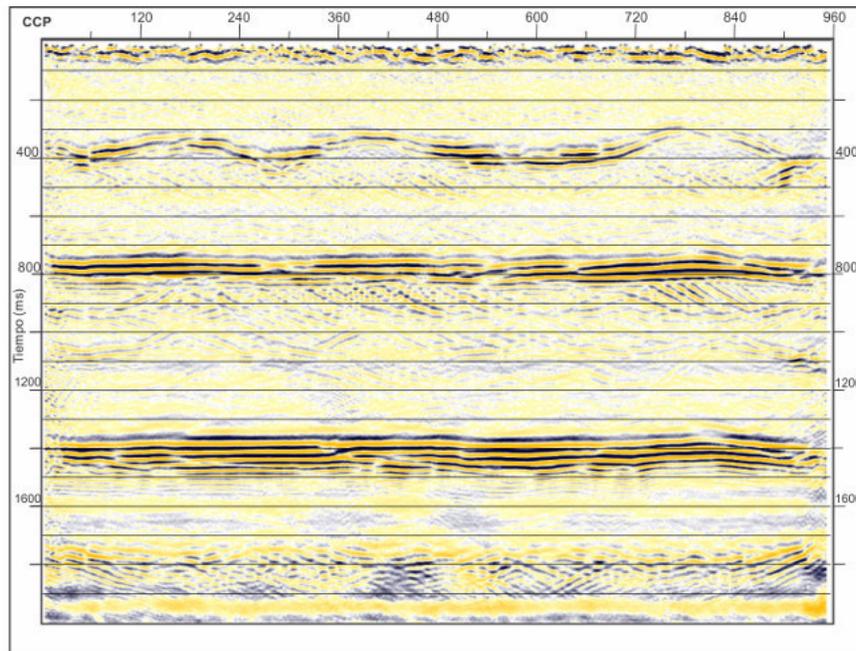


(a) Apilado de onda convertida PS del Modelo 1, con estáticas de fuente. Se observan suaves ondulaciones justo en las zonas donde el *LVL* es más profundo.

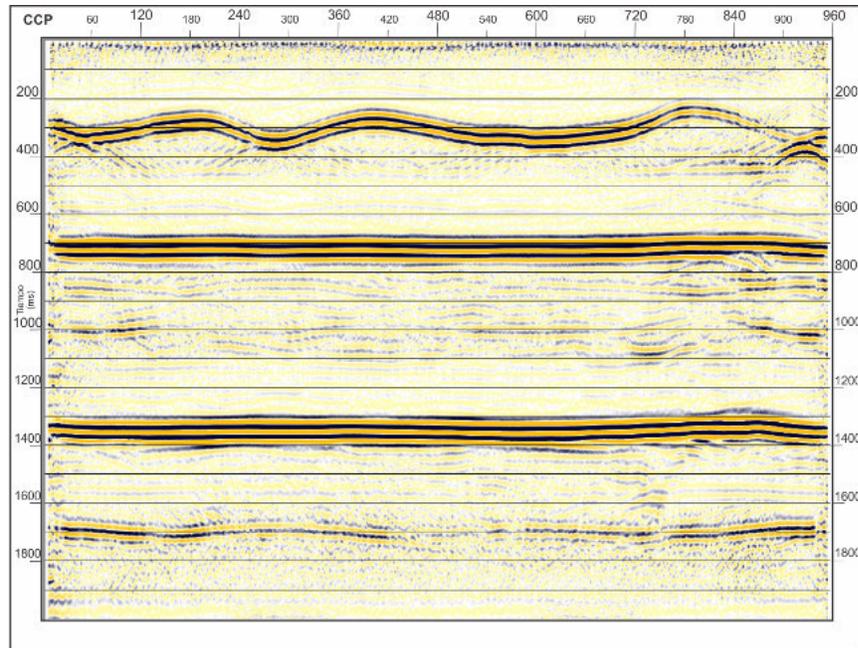


(b) Apilado de onda convertida PS del Modelo 1, con estáticas por receptor según la relación $V_p/V_s \approx 1,7$.

Figura 4-1: Apilados por *CCP* iniciales del Modelo 1.



(a) Apilado de onda convertida PS del Modelo 1, con adición de estáticas aleatorias antes de interferometría. Sin estáticas de receptor.



(b) Apilado de onda convertida PS del Modelo 1, obtenido después de interferometría.

Figura 4-2: Apilados antes y después de la corrección por interferometría obtenidos para el Modelo 1.

4.1.2. Modelo 2

Para el caso del modelo 2, la imagen de onda convertida PS se ve afectada por la presencia de canales de arena, que actúan como cuerpos de menor velocidad sísmica que la matriz de la zona de meteorización. En la Figura 4-3 (superior) se observa la imagen final del apilado de onda convertida PS con solamente estáticas de fuente aplicadas, donde se evidencian deformaciones en los reflectores justo por debajo de la localización de lentes de arena en el modelo sintético 2.

El apilado de onda convertida PS con estáticas de receptor según la relación V_p/V_s (Figura 4-3, inferior) mantiene ondulaciones no corregidas en los dos reflectores a profundidad. Este tipo de corrección no tiene en cuenta la trayectoria diferente entre los rayos de onda P y los de onda convertida PS en presencia del nivel freático.

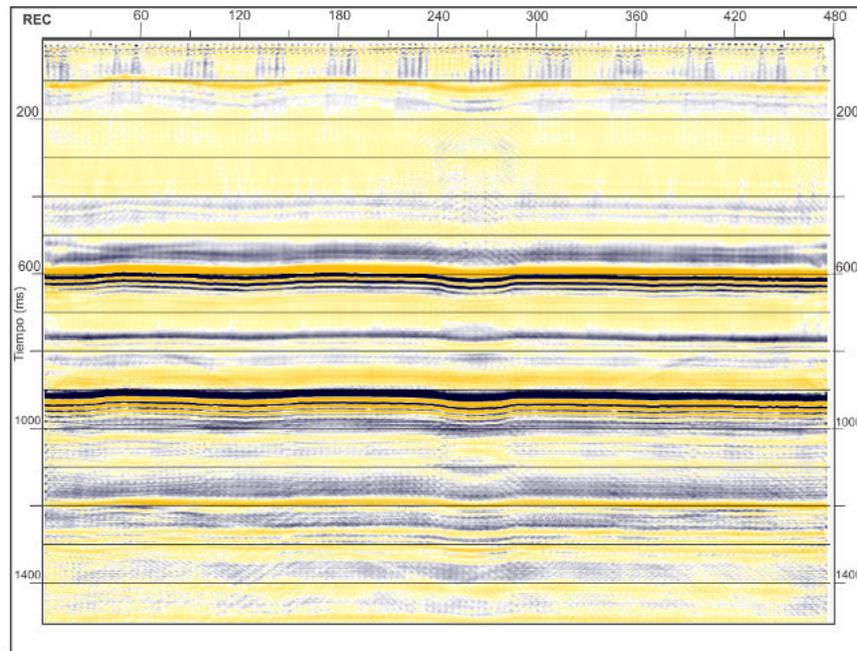
Al igual que en el modelo 1 se incorporan estáticas aleatorias que deforman la continuidad y coherencia de los reflectores (ver Figura 4-4, superior). Luego de la aplicación de interferometría, se obtuvo una imagen más cercana a la estructura real (véase Figura 4-4, inferior), donde la geometría final de los reflectores es la misma que la implantada en la elaboración del modelo sintético (interfases planas sin buzamiento). La alta relación señal/ruido y la geometría plana de los reflectores contribuyen a la efectividad del método de investigación, llegando a ser óptima para este modelo.

4.1.3. Modelo 3

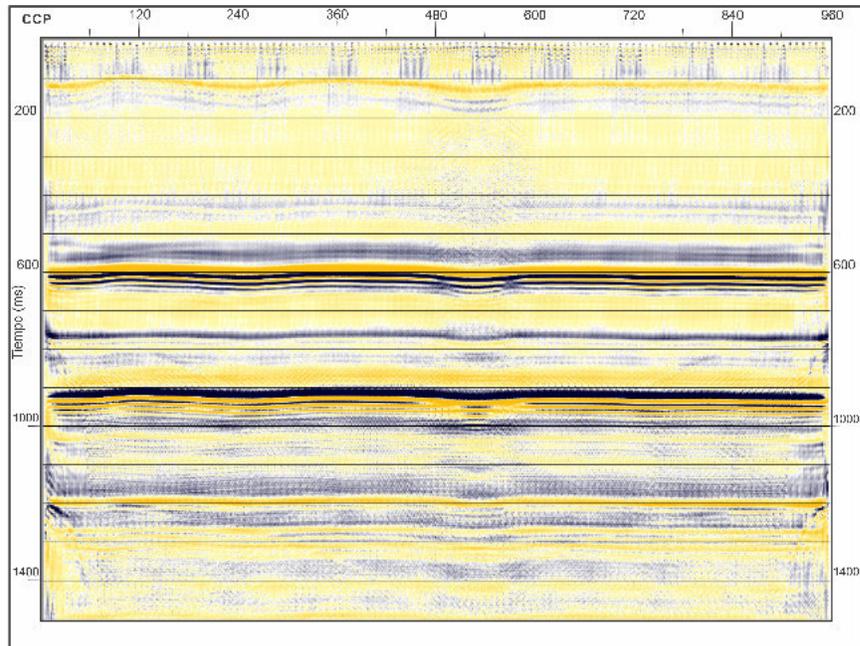
Para el modelo 3, la presencia de una falla contribuye a la ocurrencia de difracciones a través del plano de la fractura. Esta condición afecta el proceso de crosscorrelación, pues las difracciones pueden solapar o alterar las funciones de crosscorrelación en la cercanía con horizontes guía. Mediante un algoritmo de Migración Kirchhoff preapilado en tiempo para onda convertida PS disponible en ProMAX, se han colapsado estas difracciones para la aplicación eficiente de interferometría.

La imagen de la onda convertida PS inicial, sin aplicación de estáticas de receptor, se observa en la Figura 4-5 (superior). La aplicación de estáticas por receptor según la relación V_p/V_s de la zona meteorizada, tiene un efecto menor en la sección apilada (Figura 4-5, parte inferior).

La presencia de espesores variables, entre 110 m y 160 m para la capa de baja velocidad, además de numerosos lentes de arena dentro de la zona de baja velocidad, permiten la aparición de pliegues pronunciados en reflectores inicialmente planos. La presencia de los efectos de sombras de falla (*“pull-up”* y *“sag”*), afectan conjuntamente la zona inferior del plano de falla (bloque yacente).

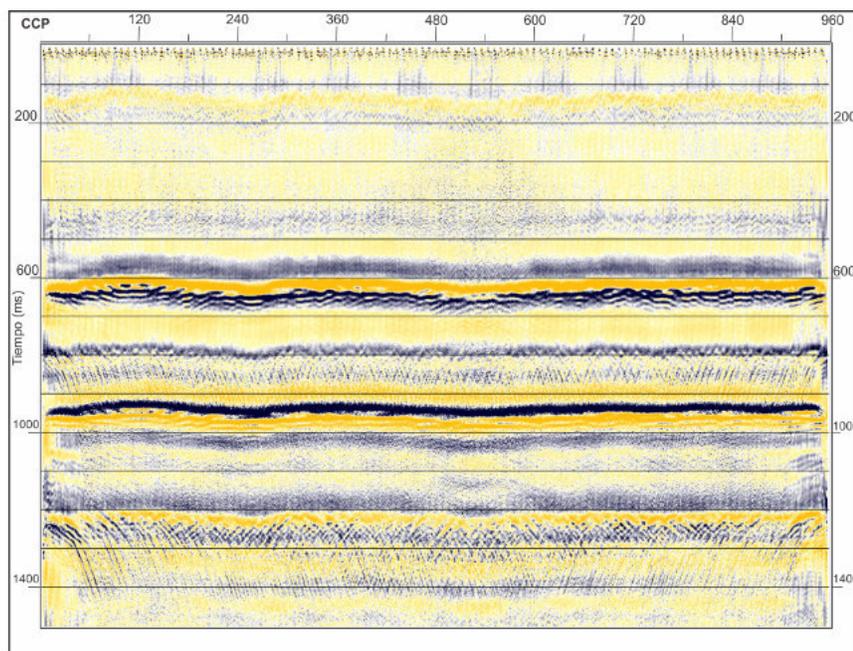


(a) Apilado de onda convertida PS del Modelo 2, con estáticas de fuente. Las correcciones por fuente han sido aplicadas del procesamiento de onda P.

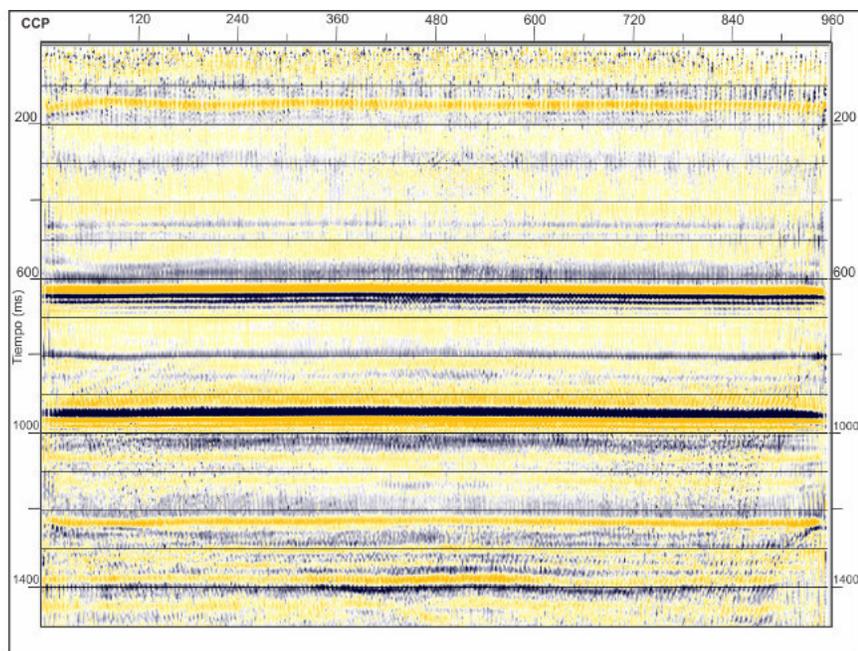


(b) Apilado de onda convertida PS del Modelo 2, con estáticas por receptor según la relación $V_p/V_s \approx 3,0$.

Figura 4-3: Apilados iniciales obtenidos para el Modelo 2.



(a) Apilado de onda convertida PS del Modelo 2, con adición de estáticas aleatorias antes de interferometría. Sin estáticas de receptor.

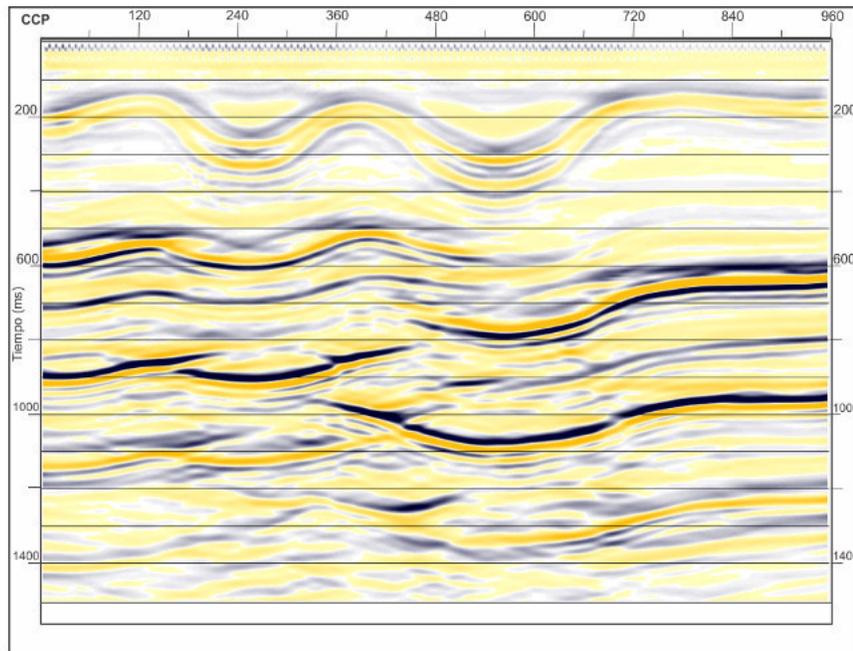


(b) Apilado obtenido después de interferometría. Reproduce eficazmente la geometría real de los reflectores.

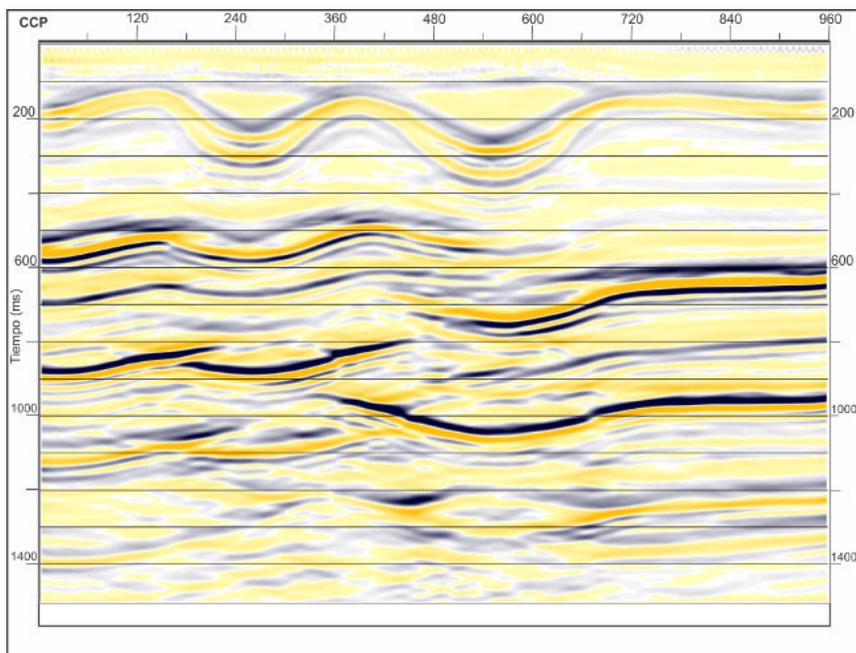
Figura 4-4: Apilados antes y después de la corrección por interferometría obtenidos para el Modelo 2.

Luego de realizar la corrección por interferometría, se confirma la presencia de sombras de falla con la imagen corregida Figura 4-6 (inferior), en la cual el reflector entre 500 y 650 ms recupera la geometría real del modelo, pero mantiene el efecto de “*pull up*” en la cercanía al plano de falla. El reflector más profundo presenta una menor continuidad que el reflector superior ya que en este, la interferencia con los fenómenos de sombras de falla perjudica los procesos de correlación desarrollados cerca al plano de falla. Aunque se presentan suaves ondulaciones heredadas de la estructura de onda P, que actúa como campo de onda de referencia, el resultado inicial en zonas con presencia de fallas bajo estas magnitudes considerables para los efectos de *LVL*, es aceptable.

Sin embargo, es importante aclarar que la técnica de interferometría como aquí se aplicó, no está dirigida a la aplicación en zonas con heterogeneidad geológica, haciendo necesaria la división de la sección sísmica en bloques homogéneos. Este proceso además de dispendioso es costoso en tiempo y puede generar resultados pobres después de la aplicación de interferometría.

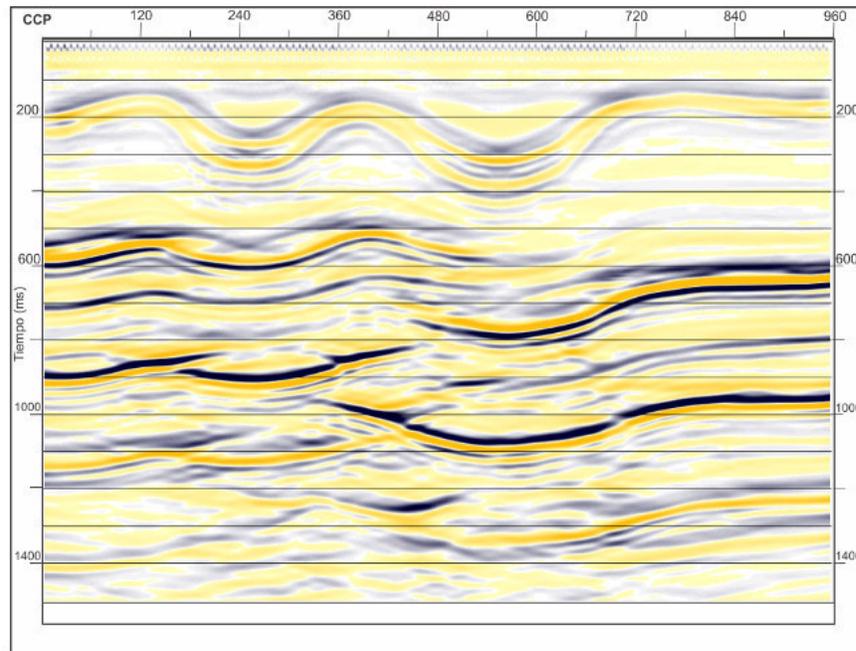


(a) Apilado de onda convertida PS del Modelo 3, con estáticas de fuente.

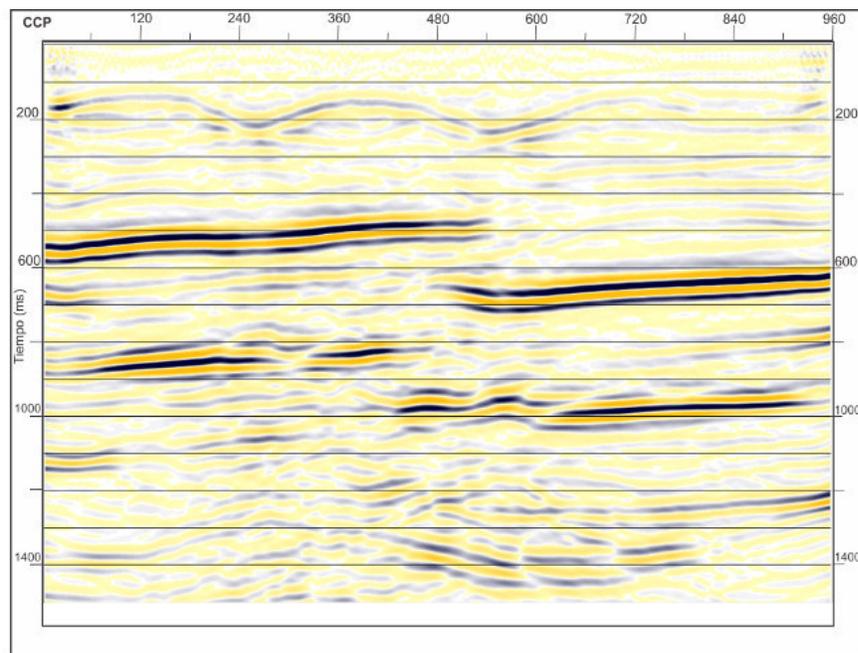


(b) Apilado de onda convertida PS del Modelo 3, con estáticas por receptor según la relación $V_p/V_s \approx 3,0$.

Figura 4-5: Apilados iniciales obtenidos para el Modelo 3.



(a) Apilado de onda convertida PS antes de interferometría.



(b) Apilado obtenido después de interferometría

Figura 4-6: Apilados antes y después de la corrección por interferometría obtenidos para el Modelo 3.

4.2. Datos de campo

Para evaluar el método en datos de campo se utilizaron los datos desarrollados en la tesis de maestría de Buitrago (2015), realizada sobre procesamiento de datos de onda convertida PS. Estos datos presentan problemas de saltos estáticos en algunas zonas específicas del apilado que pueden ser corregidas mediante la técnica aplicada en la presente investigación.

La Figura 4-7 corresponde al apilado de onda P de la línea sísmica de campo, adquirida en inmediaciones del campo Quifa, en los Llanos Orientales. La geometría general de los reflectores corresponde a la sección de rumbo de un monoclinal con buzamiento suave. En la sección de onda P, se pueden identificar a 500 ms el tope de la Formación León, a 700 ms aproximadamente el tope de la Formación Carbonera y a 900 ms, el tope del material paleozoico (basamento). En esta sección se evidencian algunos saltos estáticos que se mantienen constantes a través de todo el tiempo en la sección y afecta los principales reflectores del área.

En las secciones de onda convertida PS se pueden identificar los principales reflectores a un tiempo dos veces mayor al tiempo donde se ubican en la sección de onda P. Así entonces, la relación V_p/V_s de la sección corresponde a un valor aproximado de 3. En la Figura 4-8 se observa el apilado de onda convertida sin ninguna corrección por receptor, evidenciando secciones con una afectación estática considerable por la trayectoria ascendente de la onda convertida PS asociadas a la topografía inicial del experimento sísmico (parte superior).

Luego de la aplicación de las estáticas residuales convencionales que utilizó Buitrago (2015), se propagan a través de la sección algunas deformaciones estáticas (Figura 4-9, indicada por las flechas). Este apilado se puede considerar efectivo en la eliminación de los principales efectos estáticos en la sección, y sigue los procesos de corrección residual aplicados por Lu y Hall (2003).

El resultado de la aplicación de la técnica de *Raypath Interferometry* se observa en la Figura 4-10, con sensibles mejoras a través de la sección apilada. La continuidad de los principales reflectores de la sección es mejorada en algunos sectores de la imagen, además de aumentar los valores de amplitud en el apilado al mejorar la coherencia de los reflectores en los datos preapilados. La imagen del apilado de onda convertida PS después de la aplicación de interferometría es más interpretable y tiene un resultado óptimo debido a la baja complejidad tectónica de la zona geológica de estudio. sin embargo, el espectro de amplitud de esta sección se encuentra afectado por los procesos de correlación con las trazas piloto, una situación habitual en la aplicación de interferometría sísmica.

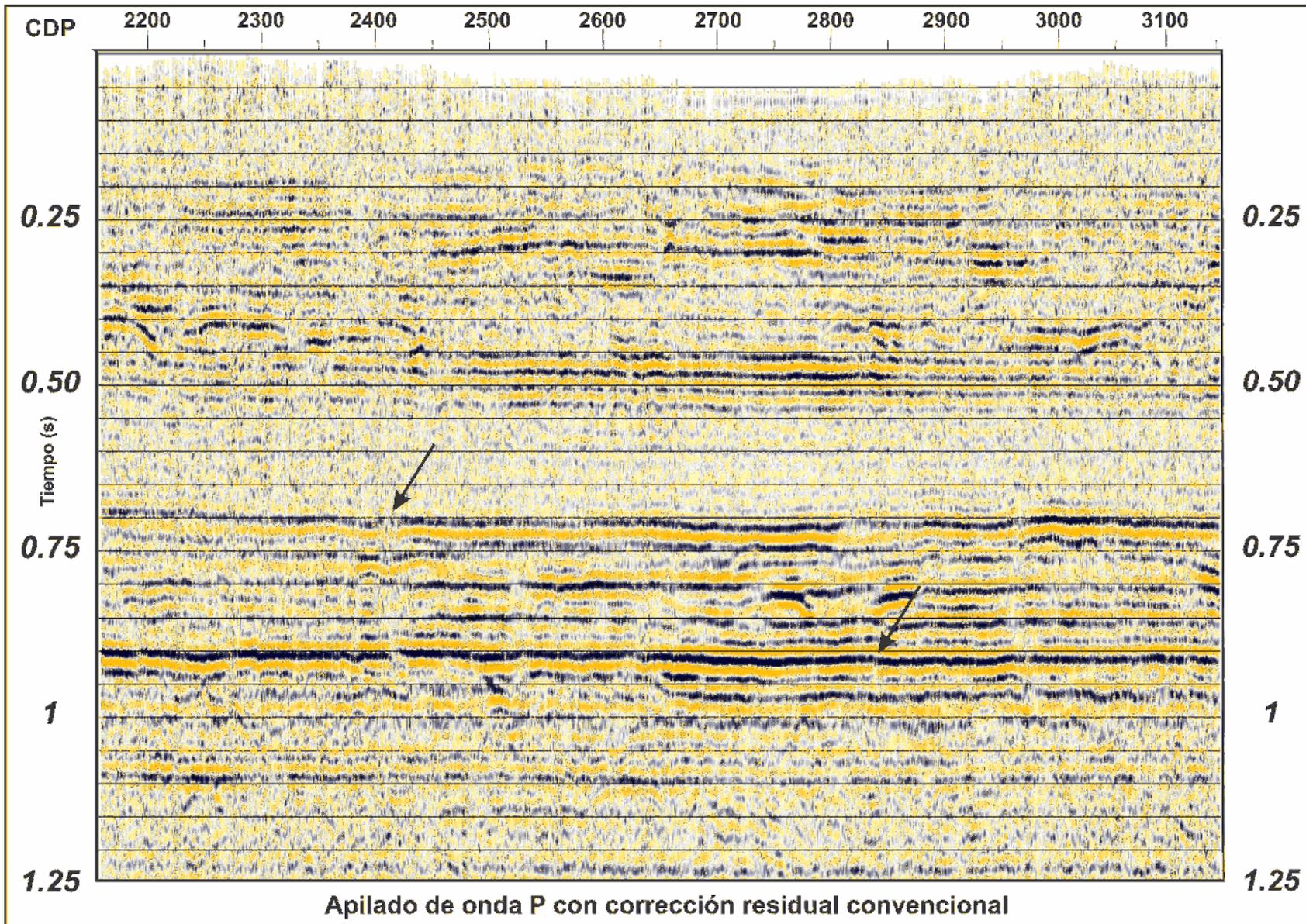


Figura 4-7: Apilado de la sección de onda P para los datos de campo con la aplicación de correcciones estáticas convencionales.

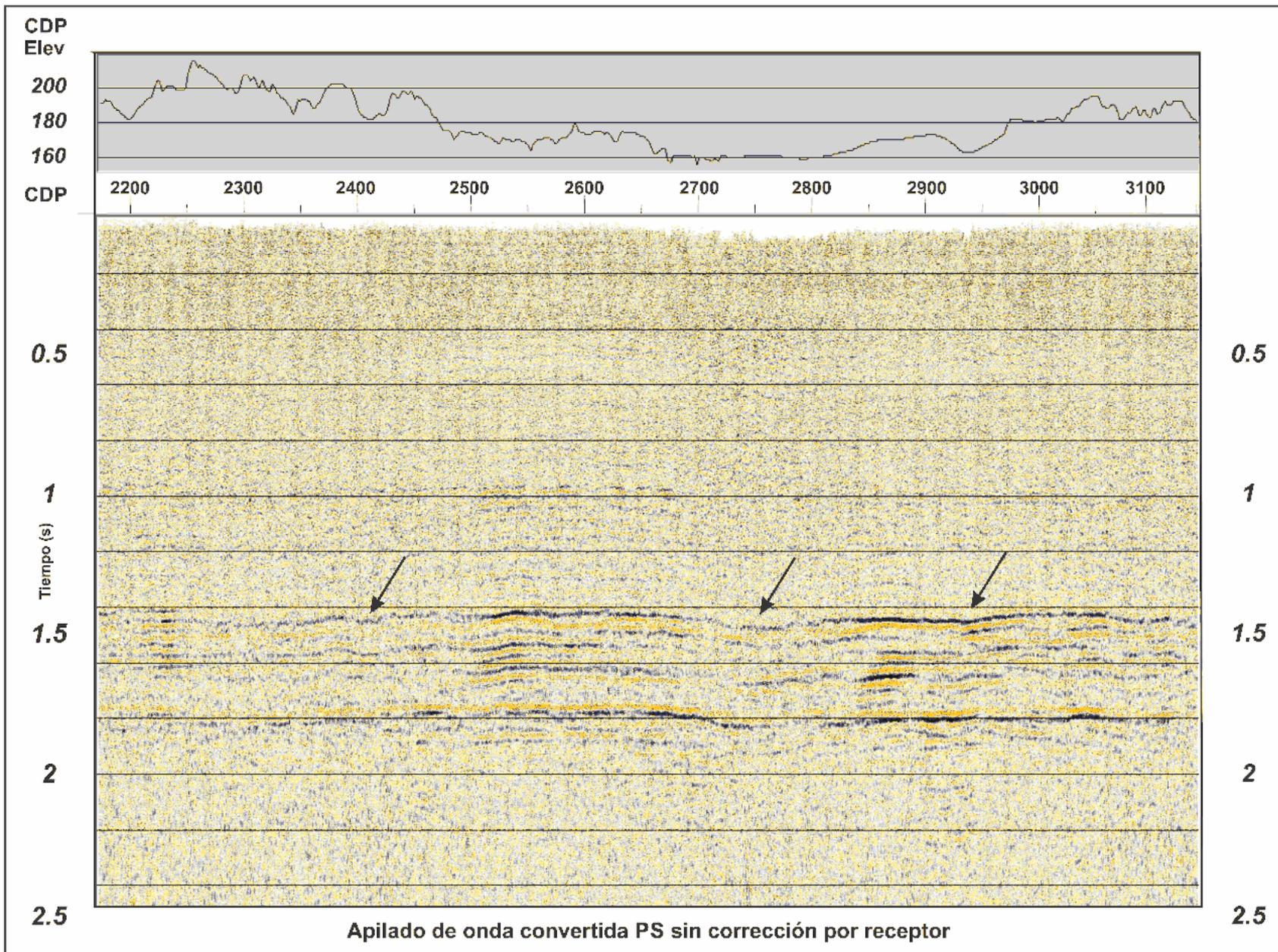


Figura 4-8: Apilado por *CDP* de la sección de onda convertida PS para los datos de campo antes de la aplicación de interferometría. Sin estáticas por receptor.

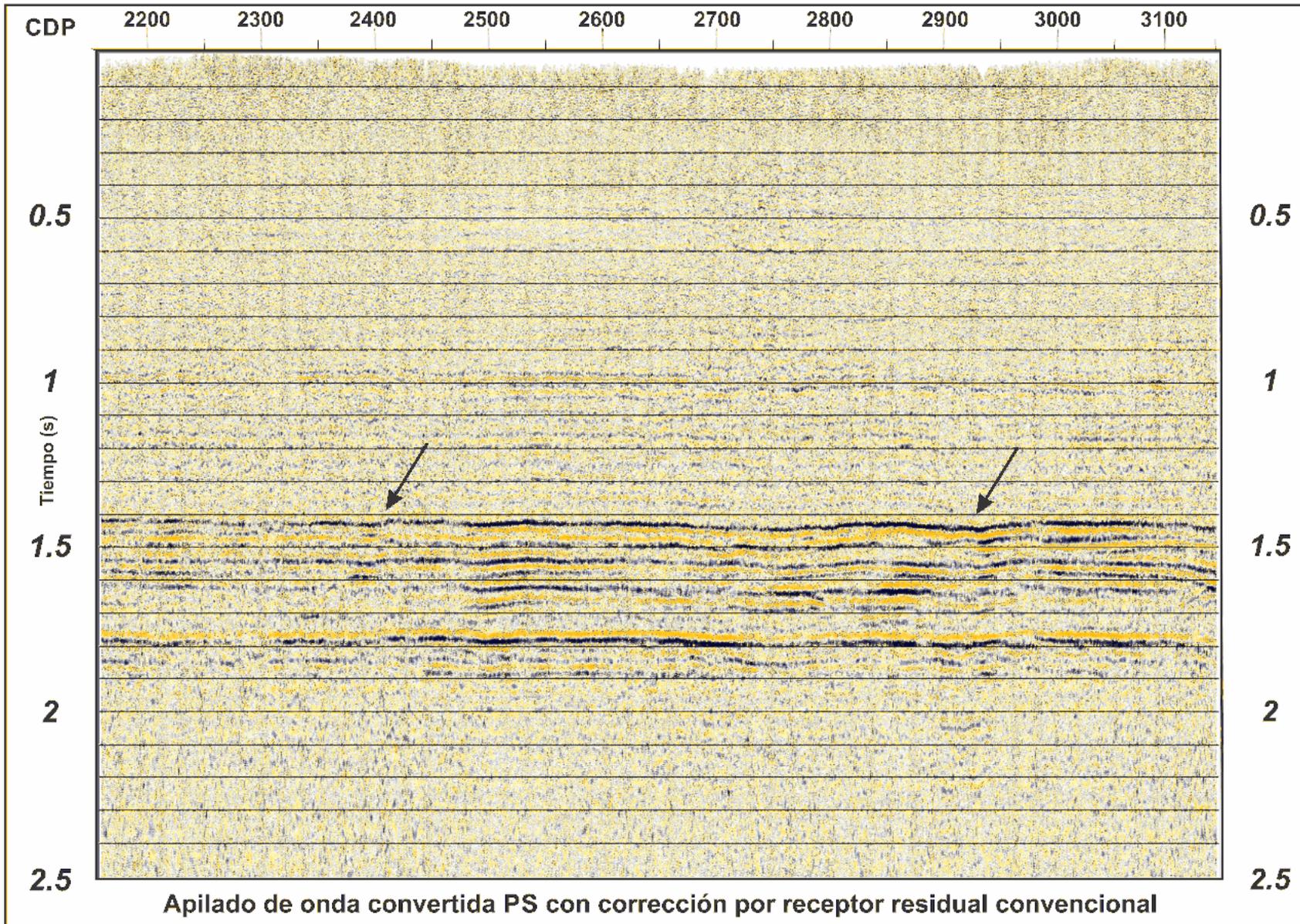


Figura 4-9: Apilado por *CDP* de la sección de onda convertida PS para los datos de campo antes de la aplicación de interferometría. Corrección estática convencional realizada por Buitrago (2015).

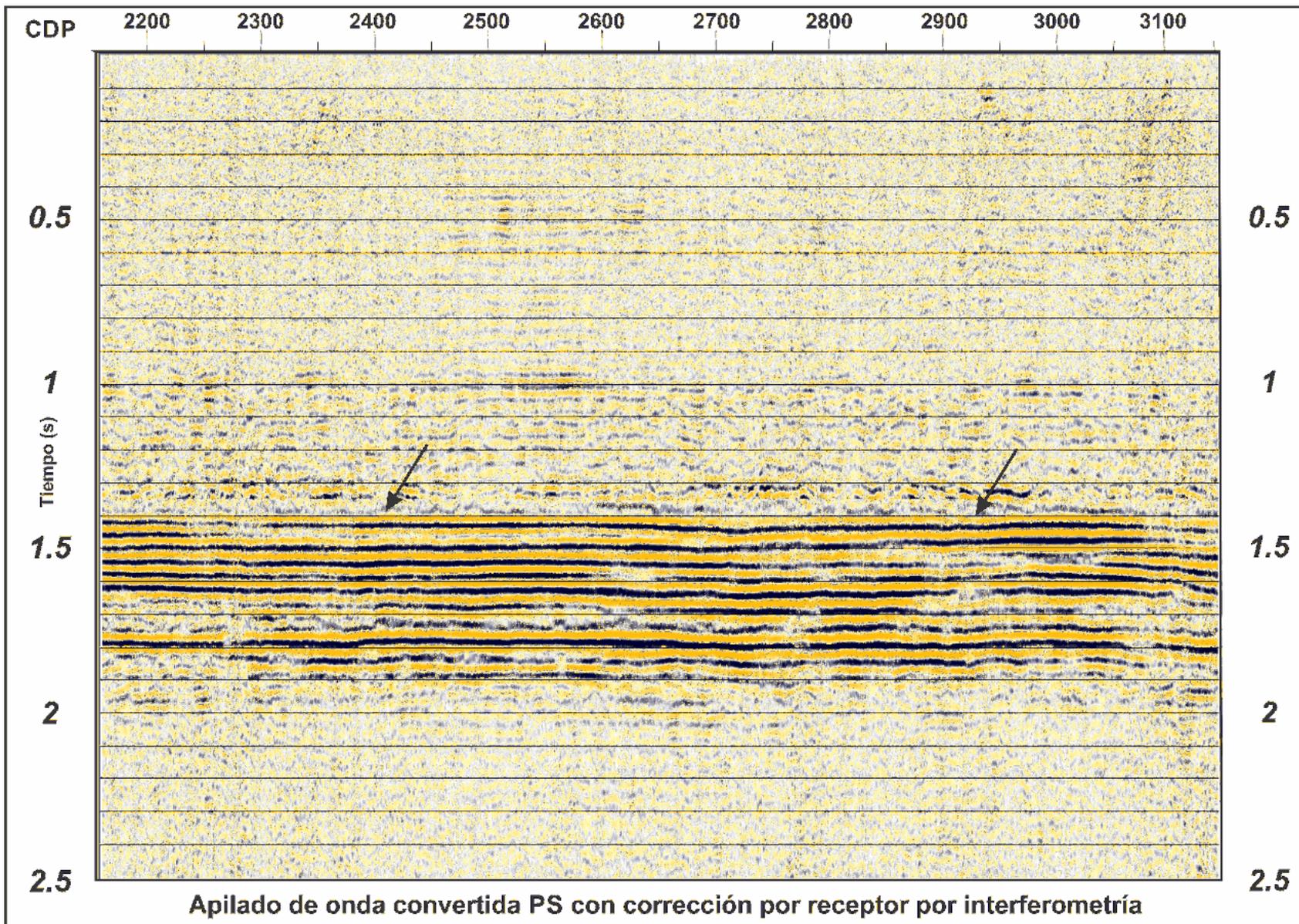


Figura 4-10: Apilado por *CDP* de la sección de onda convertida PS para los datos de campo después de la aplicación de interferometría en datos preapilados. Claramente se maximiza la amplitud de los principales reflectores.

5 Discusión y recomendaciones

La suposición de tener unas trazas piloto que corresponden a un reflector sin perturbaciones por la presencia de capa meteorizada es parcialmente correcta, pero incorpora un error que proviene de los efectos no corregidos o sobrecorregidos en los procesos de generación de trazas piloto a través de un modelo suavizado de la sección o procesos de corrección estática para los registros de onda P, cuando estos son utilizados como trazas piloto.

Los resultados de la técnica de *Raypath Interferometry* son imágenes más interpretables que pueden incorporar artefactos debido a las aplicaciones de funciones condicionantes durante la aplicación de interferometría, que alteran los espectros de fase y amplitud, factores que deben ser consideradas antes de realizar operaciones y procedimientos con los datos resultantes de la aplicación de interferometría.

5.1. Recomendaciones

Se debe implementar procedimientos alternos como la transformación al dominio $\tau - p$, el uso de *Snell Traces* y el complemento con técnicas de optimización de Monte-Carlo, como el recocido simulado que pueden generar resultados más efectivos a la técnica de interferometría para corrección de los efectos de la capa meteorizada.

La efectividad de la técnica depende de la calidad (relación señal/ruido) de las trazas piloto y de las trazas crudas para generar funciones de receptor centradas en los eventos sísmicos de correlación, por lo cual conviene realizar filtros y procesos de deconvolución antes de realizar la correlación cruzada de los registros.

Se debe extender la aplicación de interferometría en el procesamiento de datos de sísmica multicomponente 3D, para afrontar los nuevos desafíos de la sísmica a nivel global.

6 Conclusiones

La corrección interferométrica corrige las variaciones en tiempo (propriadamente estática), fase y forma de la onda, que se deben a la presencia de la capa meteorizada. Su denominación es más acorde al concepto de correcciones de *imaging*, que modifican el espectro de fase y amplitud de las trazas sísmicas de onda convertida PS iniciales.

Por medio de las observaciones realizadas en la presente investigación, se puede afirmar que la técnica de interferometría sísmica es efectiva en la identificación y eliminación parcial de estáticas de *imaging* (que incorporan corrimientos en tiempo y fase), aplicados para una serie de datos sintéticos y de campo de onda convertida PS de la zona de Llanos Orientales (Colombia).

La corrección estática de onda convertida, debe tener en cuenta las variaciones sustanciales en la capa somera y se debe evitar el uso de técnicas desarrolladas para las ondas acústicas, que no contemplan las características físicas de la onda convertida PS en su trayectoria, como onda S hacia el receptor. La corrección estática para onda convertida según una relación V_p/V_s resulta insatisfactoria para zonas con presencia de tabla de agua.

El dominio radial es válido para comparar trazas con igual trayectoria de rayo a través de la capa somera. En este dominio, las variaciones estáticas son estacionarias a través del tiempo y consistentes con la trayectoria de rayo a lo largo de la zona *LVL*.

El conocimiento geológico es necesario para establecer la veracidad del campo de onda de referencia, que puede proceder del mismo campo de onda convertida PS o del campo de onda P que se encuentra generalmente corregido antes de iniciar el procesamiento de onda P.

La utilización de trazas de onda P corregidas como trazas piloto durante el proceso de interferometría puede contaminar la imagen final de onda convertida, preservando la estructura de onda P en la imagen final de onda convertida PS.

Bibliografía

- Aki, K. y Richards, P. (1980). *Quantitative seismology, theory and methods*. W. H. Freeman and Company.
- Anno, P. (1983). Statics solutions and event correlations: two critical aspects of shear wave exploration. En *SEG Technical Program Expanded Abstracts*, pp. 347–349.
- Bakulin, A. y Calvert, R. (2004). Virtual source: New method for imaging and 4D below complex overburden. En *74th Annual International Meeting, SEG Expanded Abstracts*, pp. 2477–2480.
- Bakulin, A. y Calvert, R. (2006). The virtual source method: Theory and case study. *Geophysics*, 71(4):139–150.
- Baskir, C. y Wells, C. (1975). Sourceless reflection seismic exploration. *Geophysics*, 40(1):158.
- Buitrago, C. (2015). Caracterización de formación mediante relación V_p/V_s obtenidas con procesamiento de ondas P y PS. Tesis de máster, Universidad Nacional de Colombia.
- Cary, P. y Eaton, D. (1993). A simple method for resolving large converted wave PSV statics. *Geophysics*, 58(1):429–433.
- Claerbout, J. (1968). Synthesis of a layered medium from its acoustic transmission response. *Geophysics*, 33(1):264–269.
- Claerbout, J. (1975). Slant-stacks and radial traces. *Stanford Exploration Project Report*, 5(1):1–12.
- Claerbout, J. (1983). Ground roll and radial traces. Technical report, SEP 35 Report at Stanford University.
- Cole, S. (1995). *Passive seismic and drill-bit experiments using 2-D arrays*. Ph.d. dissertation, Stanford University.
- Cova, R., Henley, D., e Innanen, K. (2015). Addressing shear wave static corrections in the ray parameter domain: a non-stationary interferometric approach. En *SEG Technical Program Expanded Abstracts*, pp. 2129–2133.

- Cox, M. (1999). *Static Corrections for Seismic Reflection Surveys*. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.
- Cui, S., Deng, Z., He, Y., Zou, X., y Zhao, G. (2009). On land converted wave static correction. En *71st EAGE Conference and Exhibition*.
- Duvall, T., Jefferies, J., Harvey, J., y Pomerantz, M. (1993). Time-distance helioseismology. *Nature*, 362(1):430–432.
- Eaton, D., Cary, P., y Schafer, A. (1991). Estimation of P-SV statics using stack-power optimization. En *The CREWES Research Report*.
- Gaiser, J., Moldoveanu, N., MacBeth, C., Michelena, R., y SPLITZ, S. (2001). Multicomponent technology: the players, problems, applications and trends. *The Leading Edge*, 20(1):974–977.
- Guevara, S., Margrave, G., e Isaac, H. (2015). A method for converted wave receiver statics correction in the CRG domain. En *SEG Technical Program Expanded Abstracts*, pp. 2134–2137.
- Henley, D. (2010). Hybrid raypath interferometry: correcting converted wave receiver statics. En *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2010*, pp. 1861–1865.
- Henley, D. (2012). Interferometric application of static corrections. *Geophysics*, 77(1):Q1–Q13.
- Henley, D. (2015). Through a glass darkly: improving raypath interferometry. En *2015 CSPG CSEG CWLS Conference GeoScience: New Horizons*.
- Ikelle, L. y Amundsen, L. (2005). *Introduction to Petroleum Seismology*. Society of Exploration Geophysicists.
- Katz, L. (1990). Inverse vertical seismic profiling while drilling. En *United States Patent, Patente Número 5,012,453*.
- Lawton, D. (1989). Nine-component statics survey. En *The CREWES Research Report*, pp. 27–38.
- Li, Y., MA, Z., SUN, P., y YANG, H. (2012). Converted-wave static correction method for thick weathering area. *Chinese Journal Of Geophysics*, 55(1):76–83.
- Lu, H. y Hall, K. (2003). Tutorial: Converted wave (2D PS) processing. *Crewes Research Report*, 15(1):1–18.
- Olshanskiy, A. y Kuzmin, E. (2007). Informe de exploración sísmica, de acuerdo al proyecto: Llanos 2D-2005. Technical report, Agencia Nacional de Hidrocarburos.

- Ottolini, R. (1979). Migration of radial trace sections. Technical report, SEP 20 Report at Stanford University.
- Pérez, G. y Larner, K. (1997). The quality of the surface-consistency assumption in short-wavelength static correction. *Geophysics*, 69(1):1091–1101.
- Rickett, J. y Claerbout, J. (1999). Acoustic daylight imaging via spectral factorization: Helioseismology and reservoir monitoring. *The Leading Edge*, 18(1):957–960.
- Ronen, J. y Claerbout, J. (1985). Residual statics estimation by satch-power maximization. *Geophysics*, 50(1):2759–2767.
- Schuster, G. (2001). Seismic interferometric/daylight imaging: Tutorial. En *63rd Annual Conference, EAGE Extended Abstracts*.
- Schuster, G. (2009). *Seismic Interferometry*. Cambridge University Press, New York.
- Schuster, G. y Rickett, J. (2000). Daylight imaging in $v(x,y,z)$ media. Technical report, Utah Tomography and Modeling-Migration Project Midyear Report and SEP Report at Stanford University.
- Schuster, G., Sheng, J., Yu, J., y Rickett, J. (2004). Interferometric/daylight seismic imaging. *Geophysical Journal International*, 157(2):838–852.
- Sherbaum, F. (1987a). Seismic imaging of the site response using microearthquake recordings. part i: Method. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77(1):1905–1923.
- Sherbaum, F. (1987b). Seismic imaging of the site response using microearthquake recordings. Part II. application to the Swabian Jura, southwest Germany, seismic network. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77(1):1924–1944.
- Sheriff, R. (1991). *Encyclopedic dictionary of exploration geophysics*. Society of Exploration Geophysicists.
- Stewart, R., Gaiser, J., Brown, R., y Lawton, D. (2003). Converted wave seismic exploration applications. *Geophysics*, 68(1):40–57.
- Taner, M., Koehle, F., y Alhilali, K. (1974). Estimation and correction of near-surface time anomalies. *Geophysics*, 39(1):441–463.
- Tesseral (2008). Wavefield theory for multiparameter medium in Tesseral. Tesseral Technologies Inc.
- Tessmer, D. y Behle, A. (1988). Common reflection point data-stacking technique for converted waves. *Geophysics*, 36(1):671–688.

-
- Thomsen, L. (1999). Converted wave reflection seismology over inhomogeneous, anisotropic media. *Geophysics*, 64(1):678–690.
- Van Manen, D., Robertsson, J., Curtis, A., Ferber, R., y Paulssen, H. (2003). Shear wave s. *Geophysical Journal International*, 153(1):F1–F5.
- Wapenaar, K., Draganov, D., Thorbecke, J., y Fokkema, J. (2002). Theory of acoustic daylight imaging revisited. En *72rd Annual International Meeting, SEG Expanded Abstracts*, pp. 2269–2272.
- Wapenaar, K. (2004). Retrieving the elastodynamic green's function of an arbitrary inhomogeneous medium by cross correlations. *Physical Review Letters*, 93(2):254301–1–254301–4.
- Yilmaz, O. (2001). *Seismic Data Analysis (2nd edition)*. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.