

**TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

**OPTIMIZACIÓN DEL PROCESAMIENTO DE DATOS VSP EN  
FORMACIONES CON ALTO BUZAMIENTO Y APLICACIÓN DE  
INVERSIÓN ACÚSTICA PARA LA OBTENCIÓN DE UN MAPA DE  
PROPIEDADES DE ROCA LATERAL AL POZO, PEDERNALES,  
VENEZUELA**

**Presentado ante la ilustre  
Universidad Central de Venezuela  
para optar por el Título de  
Ingeniero Geofísico  
Por: Br. José Ignacio Trujillo**

**Caracas, 4 de abril de 2005**

**TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

**OPTIMIZACIÓN DEL PROCESAMIENTO DE DATOS VSP EN  
FORMACIONES CON ALTO BUZAMIENTO Y APLICACIÓN DE  
INVERSIÓN ACÚSTICA PARA LA OBTENCIÓN DE UN MAPA DE  
PROPIEDADES DE ROCA LATERAL AL POZO, PEDERNALES,  
VENEZUELA**

**Tutor académico: Prof. Juan José Infante**

**Tutor Industrial: Msc. Nicholas Brooks**

**Presentado ante la ilustre  
Universidad Central de Venezuela  
para optar por el Título de  
Ingeniero Geofísico  
Por: Br. José Ignacio Trujillo**

**Caracas, 4 de abril de 2005**

José Ignacio Trujillo

OPTIMIZACIÓN DEL PROCESAMIENTO DE DATOS VSP EN FORMACIONES  
CON ALTO BUZAMIENTO Y APLICACIÓN DE INVERSIÓN ACÚSTICA PARA  
LA OBTENCIÓN DE UN MAPA DE PROPIEDADES DE ROCA LATERAL AL  
POZO, PEDERNALES, VENEZUELA.

Tutor académico: Prof. Juan José Infante. Tutor Industrial: Msc. Nicholas Brooks. Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Departamento de Geofísica. 2005, 123 p.

Palabras claves: VSP, Inversión Acústica, Anisotropía, Sísmica de pozo, Pedernales.

**Resumen:** El área de Pedernales en el Delta Amacuro se conoce como una zona con geologías complejas con la presencia de formaciones con alto buzamiento como consecuencia de levantamientos causados por el ascenso de diapiros. La complejidad estructural de la zona y la presencia de diapiros generalmente dificulta la generación de imágenes de sísmica de superficie, por lo que se decidió grabar datos VSP con fuente en el pozo, fuente a 3200 y otra a 4200 pies. Previo a este trabajo los datos de VSP habían sido procesados utilizando Geovector y se generaron imágenes utilizando la transformada CDP-VSP. El presente trabajo expone el procesamiento completo para generar imágenes sísmicas utilizando la transformada CDP-VSP y la migración de Kirchhoff y comparar la las imágenes generadas, además se realizó una inversión acústica para la determinación de propiedades de roca en zonas laterales al pozo. Para el procesamiento se utilizó Seislink el cual a diferencia de Geovector permite preservar las amplitudes verdaderas, vital para la inversión acústica. También se intentó estimar los parámetros anisótropos de Thomsen, lo cual no fue posible, dado que en ningún nivel de profundidad tenía la cobertura de los tres distintos offsets por lo tanto no se pudo concluir sobre la presencia de anisotropía en el área. De las imágenes obtenidas la generada partir de la migración de Kirchhoff mostró la mejor calidad, se estimó que la razón de esto se debe a que a diferencia de la migración de Kirchhoff, la transformada CDP-VSP depende mucho del modelo geológico utilizado y zonas complejas donde existe mucha incertidumbre sobre las estructuras en el subsuelo son difíciles de representar en un modelo lo que introduce errores a la imagen. La migración anisótropa presentó pérdida de frecuencias por lo que se utilizó la migración isótropa en la inversión acústica. Se obtuvo buena correlación entre la sísmica de superficie y la migración. Se realizó un corte litológico binario para separar lutitas de arenas y de las cuatro arenas más importantes dos mostraron respuestas acústicas congruentes con la impedancia acústica calculada a partir de los registros de pozos. Las discrepancias en las otras dos arenas se estima que se deba a al comportamiento de la pseudo densidad utilizada en el cálculo de la impedancia acústica, la cual es dependiente la velocidad de onda P. La inversión permitió identificar eventos con alta respuesta acústica lateralmente y por debajo del pozo. Se recomendó correr un walkaway que permita obtener información de la anisotropía del área, además halla una relación entre la porosidad y la impedancia acústica y extrapolar la información lateralmente.

## Agradecimientos

Especialmente a la Universidad Central de Venezuela y a Baker Hughes por abrirme sus puertas y la oportunidad brindada.

A mis tutores Nicholas Brooks y Juan José Infante.

Al equipo de VSFusion: Carlos Planchart, Alexander Palacios, Adriana Grosso y Marialejandra Lessmann, que en todo momento dieron apoyo incondicional.

A Perenco y a CGG especialmente a Guillaume Berthereau por su valiosa ayuda.

# INDICE DE CONTENIDO

<b>1. INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>1</b>
OBJETIVOS.....	3
Generales .....	3
Específicos.....	3
<b>2. GEOLOGÍA .....</b>	<b>4</b>
TECTONO-ESTRATIGRAFÍA.....	7
Evolución estructural Pre-Cretácica.....	8
Evolución estructural Cretácica .....	9
Evolución estructural durante el Terciario .....	9
ESTRATIGRAFÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO.....	12
<b>3. FUNDAMENTOS TEÓRICOS .....</b>	<b>14</b>
PERFIL SÍSMICO VERTICAL (VSP).....	14
Aplicaciones principales del VSP .....	14
Geometrías de VSP .....	16
TEORIA RELACIONADA AL PROCESAMIENTO DE DATOS VSP.....	19
Hodogramas de rotación .....	19
Rotación horizontal.....	19
Rotación vertical.....	20
Rotación Inversa.....	21
Rotación vertical basada en el modelo de velocidades.....	22
Corrección de ganancia .....	23
Corrección por divergencia esférica .....	24
Balanceo de las trazas.....	27
Separación del Campo de Ondas .....	27
Filtro de la Mediana.....	27
Separación de los campos de onda con la técnica de sustracción.....	30
Filtro de la Mediana Buzante .....	32
Filtro FK .....	32
Filtro Tau-P .....	33
Filtro Pasa Banda .....	34

Deconvolución.....	35
Deconvolución del Campo Total de Ondas .....	36
Diseño del operador.....	37
Transformación VSP-CDP .....	37
Técnicas avanzadas de migración para datos VSP .....	44
<b>INVERSIÓN ACÚSTICA.....</b>	<b>49</b>
<b>ANISOTROPÍA.....</b>	<b>51</b>
Tipos de Anisotropía .....	51
<b>IMPEDANCIA ACÚSTICA .....</b>	<b>55</b>
<b>COEFICIENTES DE REFLEXIÓN.....</b>	<b>55</b>
<b>AMPLITUDES SÍSMICAS.....</b>	<b>56</b>
<b>PREDICCIÓN DE LA DENSIDAD .....</b>	<b>56</b>
<b>4. METODOLOGIA .....</b>	<b>57</b>
<b>GENERACIÓN DEL MODELO DE VELOCIDADES.....</b>	<b>57</b>
<b>PROCESAMIENTO DE LOS DATOS VSP .....</b>	<b>62</b>
Definición del Tiempo Cero .....	62
Modificaciones a los Encabezados de Trazas .....	63
Preprocesamiento Multi-nivel (MLR) .....	63
Edición y Suma de las Trazas .....	63
Selección de las Primeras Llegadas .....	65
Definición de la Geometría .....	65
Análisis Espectral.....	67
Separación del Campo de Ondas .....	69
Rotación Horizontal y Vertical.....	69
Aplicación de Función de Ganancia y Balanceo de las Trazas .....	76
Separación de componentes y aplicación de filtros para aislar campos de ondas .....	77
Rotación Inversa.....	88
Rotación Basada en modelo .....	88
Deconvolución.....	90
Generación de Imágenes Sísmicas .....	93
<b>INVERSIÓN ACÚSTICA.....</b>	<b>98</b>
<b>5. ANÁLISIS DE RESULTADOS .....</b>	<b>107</b>

Correlación de datos con fuente cercana al pozo y registros de pozos .....	107
Comparación de las migraciones isotrópica y anisótropas.....	109
Correlación entre la Sísmica de Superficie y el VSP Migrado .....	111
Correlación entre la imagen generada utilizando transformada CDP-VSP .....	114
análisis de los resultados de la Inversión Acústica.....	115
<b>6. CONCLUSIONES .....</b>	<b>119</b>
<b>7. BIBLIOGRAFÍA.....</b>	<b>121</b>

## INDICE DE FIGURAS

Figura 1	Ubicación del área de estudio.....	4
Figura 2	Ubicación de La Cuenca Oriental de Venezuela en el contexto del arreglo de placas tectónicas.....	5
Figura 3	Ubicación de principales campos de gas y petróleo en La Cuenca Oriental de Venezuela.....	6
Figura 4	Mapa geológico de la zona de estudio.....	7
Figura 5	Estratigrafía de la zona de estudio.....	13
Figura 6	Modelo de capas planas con rayos ascendentes y sus respuestas sísmicas. ...	15
Figura 7	Modelo de capas planas con rayos descendentes directos y múltiples con sus respuestas sísmicas.....	16
Figura 8	Adquisición VSP con fuente cercana al pozo.....	17
Figura 9	Adquisición VSP con fuente lejana. ....	18
Figura 10	Rotación horizontal.. ....	20
Figura 11	Rotación vertical.....	21
Figura 12	Efecto de pérdida de amplitud por divergencia esférica en un frente de ondas .....	25
Figura 13	Explicación gráfica y simplificada de cómo trabaja un filtro de mediana ....	29
Figura 14	Esquema de la técnica de sustracción.....	31
Figura 15	Parámetros Tau y P de un evento sísmico en el dominio del tiempo .....	34
Figura 16	Dominio VSP y Dominio DCP.....	39
Figura 17	Presentación de una transformación VSP-CDP. ....	40
Figura 18	La cobertura de apilamiento en un proceso de transformación VSP-CDP ...	41
Figura 19	(A) Un modelo de trazado de rayos para un VSP con desplazamiento largo (B) Datos VSP grabados. ....	43
Figura 20	Comparación entre la imagen generada por los datos VSP y la originada por los datos de sísmica de superficie. ....	44
Figura 21	VSP sintético con desplazamientos múltiples.....	48



Figura 22	(A) Transformación VSP-CDP de un VSP sintético con desplazamientos múltiples.....	48
Figura 23	Técnica de modelado de inversión .....	50
Figura 24	a) Medio con Isotropía Transversal      b) Medio con Anisotropía Azimutal .....	52
Figura 25	Diferencias entre la velocidad horizontal y vertical.....	53
Figura 26	Modelo de velocidades complejo de capas curvas generado en VECON...	57
Figura 27	Modelo de velocidades simple de capas planas. ....	58
Figura 28	Modelo de velocidades anisótropo. ....	59
Figura 29	Registros de pozo. ....	60
Figura 30	Señal correspondiente a hidrófonos monitores identificadas en datos crudos y luego extraídas en un archivo independiente. ....	62
Figura 31	Edición y Suma de las Trazas.....	64
Figura 32	Opción “Pick and Zoom”. ....	65
Figura 33	Geometría de adquisición. ....	66
Figura 34	Espectro de frecuencias para datos con fuente cercana al pozo. ....	67
Figura 35	Espectro de frecuencias de    a) Distancia fuente-receptor intermedia    b) Distancia fuente-receptor lejana.....	68
Figura 37	Conjuntos de datos antes y después de la rotación horizontal.....	72
Figura 38	Movimiento de las partículas producido por el paso de ondas P y S. ....	73
Figura 39	Rotación Vertical. Alineación de H1 con el rayo incidente. ....	74
Figura 40	Conjunto de datos después de la rotación vertical.....	74
Figura 41	Distribución de los campos de ondas en las componentes directa y perpendicular.....	75
Figura 42	Cálculo de la ganancia. ....	76
Figura 43	Extracción de ondas P descendentes .....	77
Figura 44	Campo de ondas totales en la componente directa. ....	78
Figura 45	Campo de ondas ascendentes (componente Directa) .....	79
Figura 46	Campo de ondas en la componente perpendicular .....	80
Figura 47	Campo de ondas ascendentes antes y después de aplicar filtro pasabanda ...	81

Figura 48 Esquema del procesamiento en la separación de campos de ondas para offset intermedio y lejano.....	82
Figura 51 Esquema del procesamiento en la separación de campos de ondas de la componente perpendicular para offset intermedio y lejano.....	85
Figura 54 Componentes Perpendicular y Directa antes y después de rotación basada en modelo.....	89
Figura 55 Campo de ondas antes y después de la deconvolución con fuente en el pozo. ....	90
Figura 56 Campo de ondas ascendentes antes y después de la deconvolución (distancia fuente –pozo intermedia) .....	91
Figura 57 Campo de ondas ascendentes antes y después de la deconvolución (distancia fuente – pozo lejana).....	92
Figura 59 Modelo de velocidades creado en Vecon y exportado al Seislink con formato WGC .....	95
Figura 60 Transformada CDP-VSP. Basada en modelo con capas plana e isótropas. ..	96
Figura 61 Imágenes migradas con base en modelos de velocidades isótropo y anisótropo .....	97
Figura 62 Curva de registros de pozo. ....	99
Figura 63 Grafico de rayos gamma contra impedancia acústica .....	100
Figura 64 Vista en planta de la geometría definida a partir del perfil VSP migrado... ..	101
Figura 65 Perfil VSP migrado con horizontes interpretados. ....	102
Figura 66 Macro modelo Inicial. Generado a partir de los horizontes interpretados. .	103
Figura 67 Curvas de impedancia acústica. En rojo la obtenida a partir de la inversión y en negro la calculada a partir de los registros de pozo.....	104
Figura 68 Inversión del VSP .....	105
Figura 69 Trazas residuales luego de la inversión.....	106
Figura 70 Correlación entre sismograma sintético y VSP migrado.....	108
Figura 71 Modelos con identificación de capas con asignación de parámetros anisótropos .....	109
Figura 72 Migraciones a) anisótropa e b) isótropa .....	110
Figura 73 Correlación del VSP migrado con sísmica de superficie. ....	111

Figura 74	Otras vista de la correlación entre VSP migrado y crosslines de la sísmica de superficie .....	112
Figura 75	VSP migrado y inline de la sísmica de superficie .....	113
Figura 76	Sísmica de superficie y Transformada VSP-CDP .....	114
Figura 77	Correlación de curvas de impedancia acústicas generada a partir de la inversión y calculada a partir de registros de pozo. ....	116
Figura 78	Correlación entre curva de impedancia acústica calculada a partir del acústico e inversión del VSP migrado .....	118

# 1. INTRODUCCIÓN

La geología estructural del área de estudio (Pedernal, Delta Amacuro), se encuentra dominada por formaciones con alto buzamiento producido por el ascenso de diapiros. La complejidad estructural de la zona aunado a la presencia de cuerpos lutíticos y gas reducen considerablemente la resolución, resultando en imágenes sísmicas de poca calidad. (Collier, 1990).

Las lutitas generalmente exhiben velocidades anisótropas, las cuales se refieren a la variación de la velocidad con la dirección, con el eje de simetría principal perpendicular a las capas. La presencia de este tipo de anisotropía con el eje de simetría inclinado (debido al buzamiento de las capas), puede producir graves problemas en las imágenes, como por ejemplo mal posicionamiento de los eventos, y baja resolución de los objetivos exploratorios.

Por mucho tiempo se ha asumido en la teoría y en la práctica de la exploración petrolera que la propagación de ondas es igual en todas las direcciones, es decir, que las rocas presentan velocidades de propagación isótropas. Debido a que el costo asociado a sumar las complicaciones de tomar en cuenta la anisotropía eran muy elevados, sin embargo con los recientes avances en adquisición, procesamiento e interpretación de datos sísmicos, las razones para ignorar la anisotropía ya no son valederas.

En el año 2002 se adquirieron y procesaron dos VSP con distancia fuente – pozo de 3200 y 4200 pies y otro VSP con la fuente en el pozo. La técnica utilizada para la obtención de las imágenes sísmicas fue la transformada CDP-VSP convencional, la cual no toma en consideración parámetros anisótropos.

En el presente trabajo los datos fueron reprocesados y se generaron imágenes utilizando migración anisótropa de Kirchoff. Con la que es posible incluir en los cálculos los parámetros anisótropos de Thomsen:  $\epsilon$  y  $\delta$ .

Por otra parte, en muchos casos para optimizar la producción, es necesario perforar un pozo de desarrollo a través de zonas de alta porosidad por ejemplo. En estos casos la información que se puede extraer de los registros de pozos no es de gran utilidad, pues el alcance de penetración es mínimo. Aplicando nuevas técnicas, la sísmica VSP podría ser de gran ayuda en la obtención de mapas de propiedades de roca laterales al pozo, con los cuales se facilitaría la tarea de dirigir el pozo en la dirección y profundidad correcta hacia el objetivo.

De esta manera otro objetivo principal de este trabajo es obtener información sobre propiedades de roca en zonas laterales al pozo mediante la aplicación de inversión sísmica de los datos.

Finalmente, con los objetivos planteados se persigue incrementar el conocimiento en lo relacionado al procesamiento de VSP en zonas con alto buzamiento así como evaluar la técnica de inversión acústica para extrapolar la información de propiedades de roca alejada del pozo con el fin de reducir el riesgo de exploración e incrementar la producción, lo que es del interés general de cualquier industria petrolera.

## **OBJETIVOS**

### **Generales**

Generar imágenes sísmicas laterales a un pozo ubicado en Pedernales, Venezuela, tomando en consideración parámetros anisótropos.

Generar un mapa lateral de propiedades de roca, mediante la inversión acústica de datos de VSP.

### **Específicos**

- Generar un modelo de velocidades.
- Procesar datos sísmicos de VSP para fuente cercana al pozo.
- Procesar datos sísmicos de VSP para distancia fuente-pozo intermedia y lejana.
- Estimar parámetros anisótropos.
- Generar imágenes sísmicas laterales al pozo
- Realizar inversión acústica de los datos de VSP de fuente cercana intermedia y lejana.

## 2. GEOLOGÍA

El área de estudio se encuentra ubicada en una zona al norte del Estado Delta Amacuro, específicamente en el municipio de Pedernales, en las cercanías del pueblo de Pedernales, como se puede apreciar en la Figura 1 Tanto el nombre con la ubicación exacta del pozo, no pueden ser revelados por un compromiso adquirido con la empresa dueña de los datos a ser utilizados.

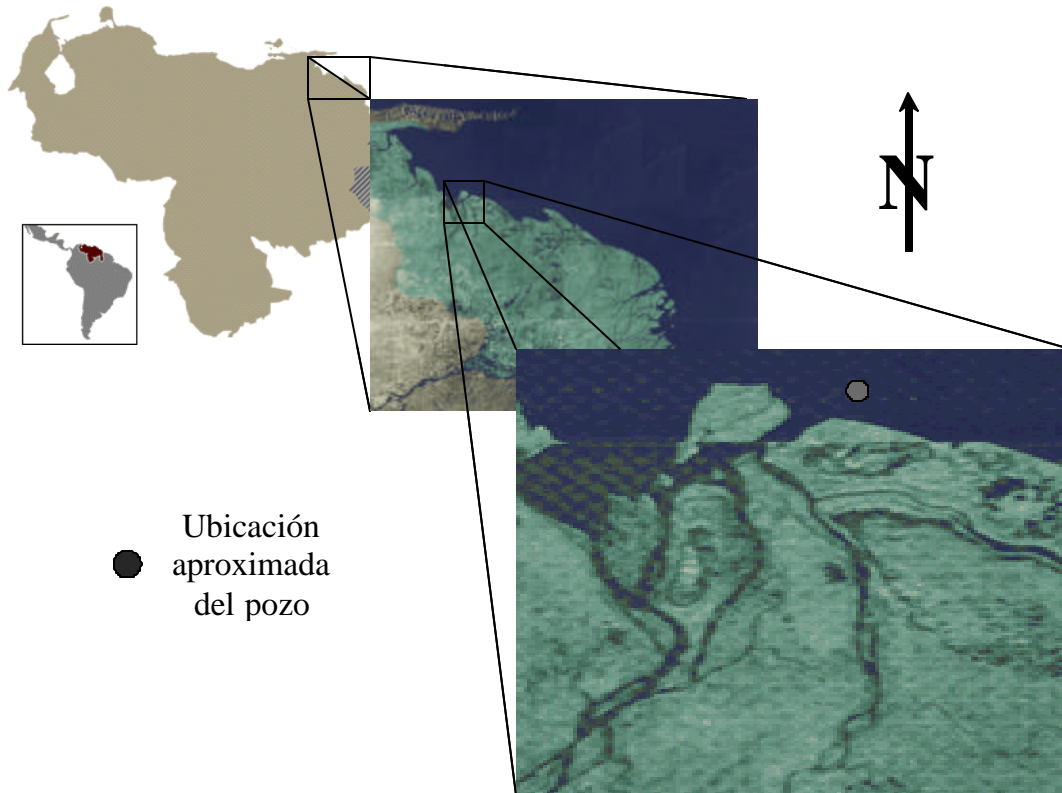


Figura 1 Ubicación del área de estudio.

La Cuenca Oriental de Venezuela (COV) se encuentra en un triple empalme entre la placa de América del Norte, La Placa del Caribe y La Placa Sur Americana. La Cuenca Oriental de Venezuela es la segunda cuenca con más potencial petrolero en el país. Su contribución es de casi un 40% en la producción de hidrocarburos en el presente(ver Figura 2). La Cuenca Oriental puede considerarse como una gran depresión topográfica y estructural ubicada al centro-este de Venezuela, se encuentra bordeada al norte por una serie de plegamientos y frentes de corrimiento que constituyen la Serranía del Interior y por la falla El Pilar; al sur se encuentra delimitada por el río Orinoco desde su desembocadura del río Arauca siguiendo aproximadamente su curso por el borde del escudo Guayanés (Figura 4).

Al oeste, se encuentra limitada por el levantamiento del Arco de El Baúl y hacia el este la cuenca sigue profundizándose hacia el Golfo de Paria hasta hundirse en el Océano Atlántico.

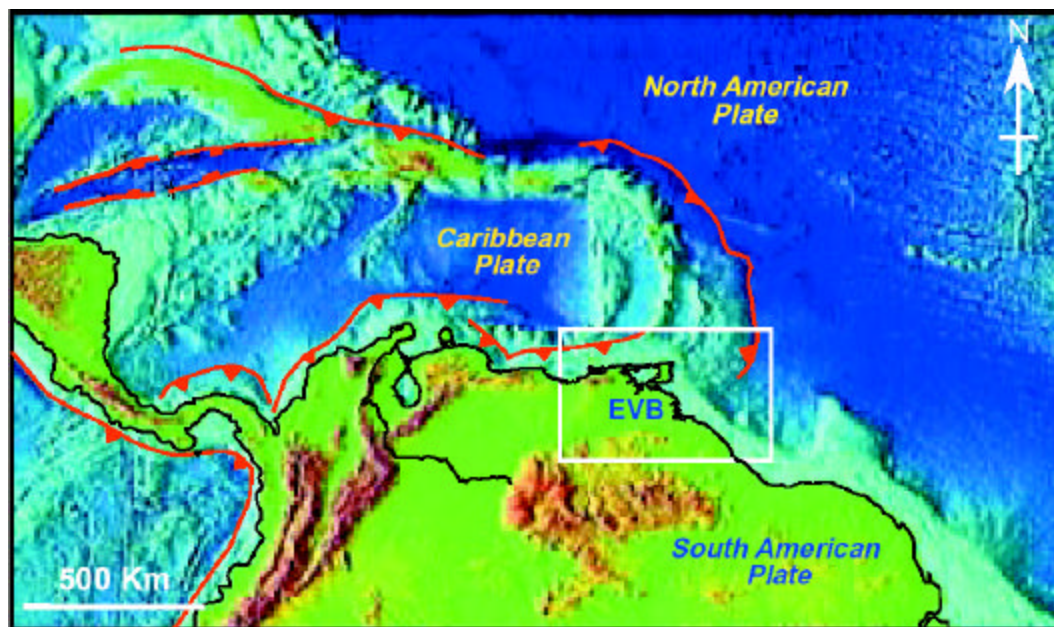


Figura 2 Ubicación de La Cuenca Oriental de Venezuela en el contexto del arreglo de placas tectónicas. (Tomado de Leonardo Duetto y Ken McClay, 2000).



En la cuenca, abierta hacia el este, han encontrado una gran cantidad de volcanes de barro y concentraciones de gas y petróleo como se puede apreciar en la Figura 3 La presencia de diapiros en la zona siempre se ha visto como un obstáculo en la interpretación de de la unidades cretácicas con alto contenido de petróleo. La creciente necesidad por nuevos descubrimientos, ha motivado un mejor entendimiento de los diapiros lutiticos, debido a su importancia en el control sedimentario de reservorio de rocas del Neógeno.

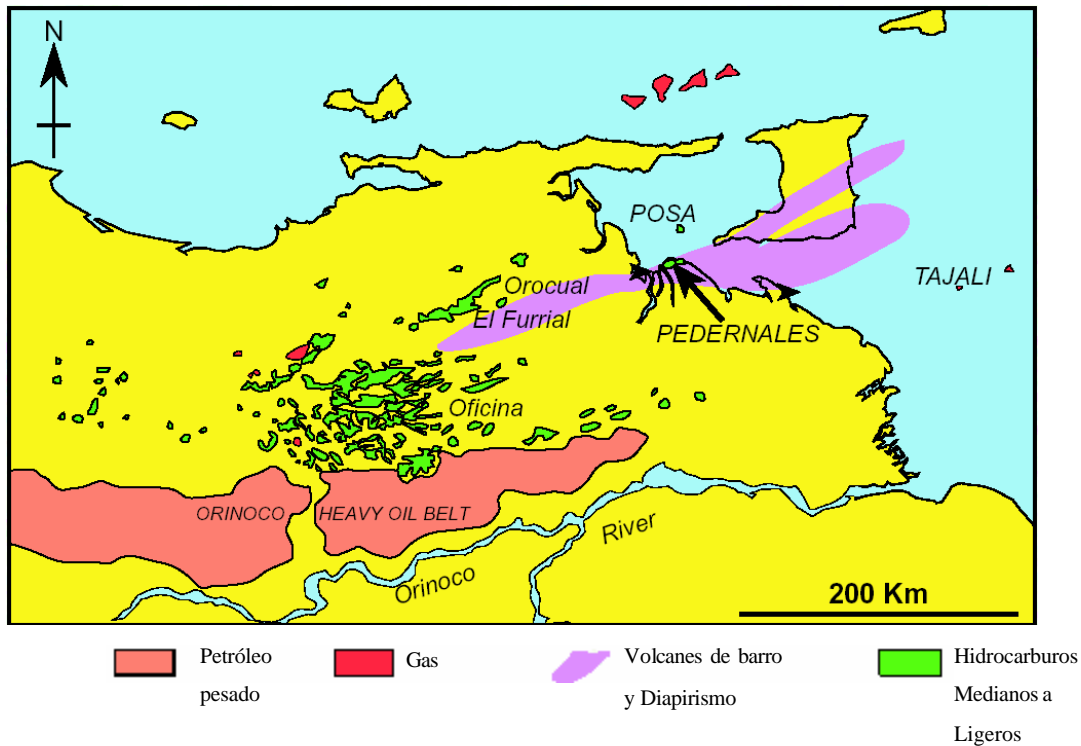


Figura 3 Ubicación de principales campos de gas y petróleo en La Cuenca Oriental de Venezuela. Nótese la ubicación de la faja de diapiros y los principales campos asociados con los reservorios del Neógeno. (Tomado de Leonardo Dueto y Ken McChy, 2000).

## TECTONO-ESTRATIGRAFÍA

Más de 25.000 pies de sedimentos se han depositado en la Cuenca Oriental de Venezuela desde el Cretácico hasta el tiempo presente. La historia de la sedimentación comenzó en los tiempos del cretácico con el desarrollo de una plataforma carbonática. Estos carbonatos representados por el Grupo Guayuta, fueron deformados en el Oligoceno-Mioceno Temprano, como producto de la subducción de la placa del Caribe y la imbricación relacionada a esta.

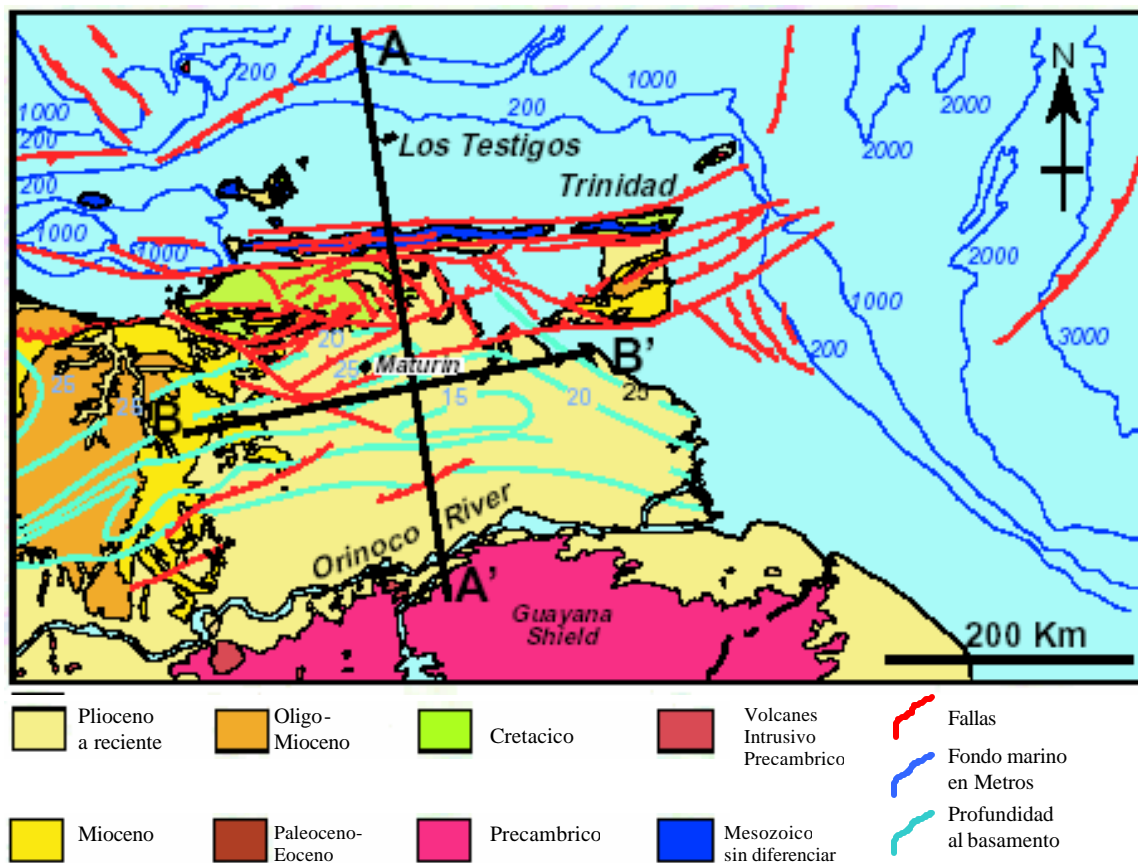


Figura 4 Mapa geológico de la zona de estudio.

Durante el Oligo-Mioceno, lutitas y turbiditas de aguas profundas fueron depositadas en el foredeep\*. Luego estas lutitas y turbiditas, con gran potencial de hidrocarburos, fueron remobilizadas en diapiros en el frente de deformación durante la etapa final de la evolución de la cuenca. Anterior a la depositación de facies continentales cercanas a la costa como Formación La Pica, Las Piedras y Mesa, se desarrollaron fallas listricas sobre las lutitas del Mioceno Temprano-Medio. El desplazamiento de la placa del Caribe produjo una migración de los depocentros hacia el este (Di Croce et al., 2000).

## **Evolución estructural Pre-Cretácica**

La mayoría de los conocimientos sobre la evolución de la Cuenca de Venezuela Oriental durante el Paleozoico proceden de estudios realizados en o cerca de la Faja Petrolífera del Orinoco, la cual apoyada sobre el borde cratónico, presentó desde el Paleozoico una historia estructural relativamente simple en comparación con otras áreas paleozoicas conocidas en Venezuela, como resultado de la estabilización del cratón. (González de Juana et al., 1980).

De acuerdo con Gutiérrez, 1977 en González de Juana, 1980, estudios del subsuelo han determinado que las formaciones Hato Viejo y Carrizal no fueron depositadas sobre una superficie regular, continua y suavemente inclinada, sino sobre una superficie irregular que en las zonas norcentral y noroccidental contiene profundas depresiones, algunas de las cuales alcanzan profundidades de más de 3.000 metros. Los efectos más visibles del evento Permo-Triásico se reflejan en la elevación del borde cratónico y la consiguiente retirada de los mares hacia el norte y hacia el sector Occidental de la cuenca el levantamiento del Macizo de El Baúl.

Posteriormente a la retirada de los mares siguió un período de aproximadamente 120 m.a. de erosión y peniplanación hasta el comienzo de la transgresión cretácica.

## **Evolución estructural Cretácica**

De acuerdo con González de Juana et al., 1980 no se distinguen deformaciones tectónicas que puedan ser relacionadas con la Orogénesis del cierre del cretácico, sobre todo el territorio que cubre actualmente la Cuenca Oriental.

Hacia la parte septentrional del flanco norte de la cuenca petrolífera, de modo especial en la zona cercana del piedemonte de Monagas y de Anzoátegui, las formaciones cretácicas que se encuentran prominentemente falladas, plegadas e incluso volcadas no son producto del evento orogénico de finales del cretácico sino al período de deformación del Ciclo Terciario Superior.

Hay y Aymard, (1977) en González de Juana et al., (1980) coinciden en que en el flanco meridional de la cuenca es notable la ausencia de plegamiento de las formaciones cretácicas.

## **Evolución estructural durante el Terciario**

De acuerdo con González de Juana, (1977) en González de Juana, (1980) la pulsación orogénica del Eoceno tardío produjo dos fenómenos fundamentales en la evolución terciaria de la cuenca: (1) el hundimiento de la parte occidental en el área de Guárico, que ocasionó la invasión marina y la subsiguiente sedimentación de las formaciones La Pascua y Roblecito durante el Eoceno Tardío y parte del Oligoceno, (2) y el levantamiento de la Serranía del Interior, marcado por el hiatus paleontológico constatado entre las formaciones Caratas, Miembro Tinajitas, y la Formación Los Jabillos. Es solo a partir de este período geológico cuando comienza el desarrollo de la Cuenca Petrolífera de Venezuela Oriental.

En la parte noreste, la evolución estructural se puede resumir de la forma siguiente: El impulso orogénico del Eoceno superior inició el levantamiento de la Serranía del Interior Oriental y una nueva cuenca superimpuesta a la anterior, cuyas

primeras evidencias se encuentran en el Oligoceno medio: flanco norte de la subprovincia oriental.

Durante el Mioceno una serie de levantamientos espasmódicos están marcados por gruesos intervalos conglomeráticos. Renovados empujes con una fuerte componente norte-sur ocasionaron grandes líneas de sobrecorrimiento hacia el sur, como son los corrimientos de Piritál y Anaco. (González de Juana et al., 1980)

En la subprovincia occidental un sistema de corrimientos imbricados colocó una serie de cuñas, parcialmente con bloques de formaciones cretácicas y más frecuentemente formadas por sedimentos paleocenos y del Eoceno medio, sobre la sedimentación oligomiocena del flanco norte de la cuenca, que de esta forma quedó borrado o enmascarado. Estos movimientos tuvieron lugar durante el Eoceno inferior y Mioceno superior. (González de Juana et al., 1980)

La estructura del área de Temblador, la Faja petrolífera del Orinoco y el Área Mayor de Oficina se caracteriza por la presencia de homoclinales suaves inclinados hacia el norte-noreste, cortados por alineamientos de fallas normales con rumbo entre este-oeste franco y este-noreste, algunas de las cuales buzán y presentan desplazamientos hacia el norte y otras hacia el sur. (González de Juana et al., 1980)

El plegamiento es muy suave y suele consistir en arqueamientos semi-anticlinales más o menos alargados contra los planos de falla, declives confinados entre planos de falla divergentes y homoclinales oblicuos a una falla longitudinal, cortados y desplazados por fallas transversales. (González de Juana et al., 1980)

El esquema estructural del Área Mayor de Las Mercedes es bastante semejante al de Oficina, es decir, homoclinales suaves cortados por fallas normales longitudinales con buzamientos a veces hacia la cuenca y a veces hacia el cratón, complementadas por sistemas de fallas transversales de dirección preferentemente oeste-noreste, con inclinación al norte y al sur, aunque numéricamente predominan los buzamientos sur.

Considerando en conjunto, el patrón más apretado de fallas en Guárico, especialmente el sistema transversal, ocasionó mayor fracturamiento en bloques individualizados con arqueamientos y arrastres, que complican los monoclinales y parecen repercutir en detrimento de la magnitud de las acumulaciones de petróleo. Por el contrario, una falla situada al este de los campos Bella Vista, Sabán y Tucupido con dirección este-noreste y buzamiento y desplazamiento al este, parece tener mayor importancia para estas acumulaciones de petróleo. (González de Juana et al., 1980)

Los movimientos mio-pliocenos afectaron diversos lugares de la Cuenca Oriental de modo distintos. En la parte meridional son poco visibles y Hedberg et al. 1947 en González de Juana, 1980 consideran que los contactos Oficina-Freites y Freites-Las Piedras como gradacionales, por su parte Funkhouser et al. 1948 en Gonzalez de Juana, 1980 al analizar este período en los sectores más al norte del área de Oficina, mencionan un hundimiento suave y una extensa incursión marina en la base de Freites mientras que para su tope postulan que existe una de las mayores disturbancias corticales en la historia de la región, con el pronunciado desplazamiento hacia el sur del eje de la cuenca y el levantamiento del borde norte, durante el cual se desarrolla la intensa y extensa erosión de las formaciones Freites y Oficina e el levantamiento de Anaco, particularmente en la zona creстал de los domos situados más al noreste.

Al respecto De Sisto, 1972 en González de Juana, 1980 dice textualmente: “Los sedimentos de la Formación Oficina han sido erosionados casi en su totalidad en la estructura de La Vieja”, campo situado al norte de Santa Rosa, don de la Formación Las Piedras se encuentra discordante sobre la Formación Merecure en la parte oriental del campo. Así mismo, De Sisto afirma que se registran levantamientos y erosión subsiguiente en las estructuras de La Ceiba, Cerro Pelado, Quiamare y en toda el área del piedemonte bajo de Anzoátegui.

Por último se registra un evento que consiste en la extensión de Las Piedras hacia el norte y algunas inclinaciones locales que provocaron erosiones menores en el tope de esta formación.

Con respecto al cuadro tectónico en la región de Monagas (áreas de Jusepín-Orocual-Manresa), Gonzáles de Juana et al., 1980 afirman que posee rasgos muy similares al de la zona noreste de la cuenca, descritos al comienzo de esta sección, donde se postulan levantamientos espasmódicos y empujes recurrentes en tiempo y espacio, todos con fuertes componentes norte-sur. Los ejemplos más claros de este estilo tectónico son el levantamiento y el corrimiento de Pirital; la erosión subsiguiente de Carapita en tiempo pre-La Pica; la subsidencia e invasión marina de La Pica; la erosión basal de Textularia de la Formación La Pica sobre el levantamiento central de Amana; el levantamiento posterior de Alto de Sonoro-El Lilial durante la sedimentación de La Pica, y la erosión de las arenas de las zonas Textularia y Sigmoilina sobre el mismo alto, son todos episodios sucesivos e tiempo y desplazados de norte a sur, ocurridos durante este período de deformación del Mioceno medio-superior.

## **ESTRATIGRAFÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO**

### **Formación La Pica (Terciario-Mioceno Tardío)**

De Sisto (1961), divide esta formación en diversas unidades informales, que van de la F a la A, siendo la F la parte más inferior.

La zona basal "F" es una cuña de lutitas grises, con algunas arenas y limolitas.

La zona "E" está constituida por arenas friables de grano fino, que forman numerosos lentes separados por intervalos lutíticos.

La zona "D" es también lutítica, con muy pocas arenas.

La zona "C", presenta un desarrollo de areniscas similar al de la zona "E".

La zona "B" es un intervalo lutítico.

La zona superior "A", consiste en limolitas, lutitas limosas y areniscas laminadas, de grano fino.

### **Formación Las Piedras (Terciario-Mioceno Tardío-Plioceno)**

Dicha formación se compone de areniscas micáceas, friables, de grano fino y colores gris claro a gris verdoso, con lutitas gris interlaminada, arcilitas sideríticas, grises, lutitas

ligníticas y lignitos (Hedberg (1950). También se encuentran algunas calizas arenosas duras y de color verde.

### Formación Mesa (Cuaternario-Pleistoceno)

Según González de Juana (1946), esta formación consiste de arenas de grano grueso y gravas, con cemento ferruginoso, cementado y muy duro; conglomerado rojo a casi negro, arenas blanco-amarillentas, rojo y púrpura, con estratificación cruzada; además contiene lentes discontinuos de arcilla fina arenosa y lentes de limolita.

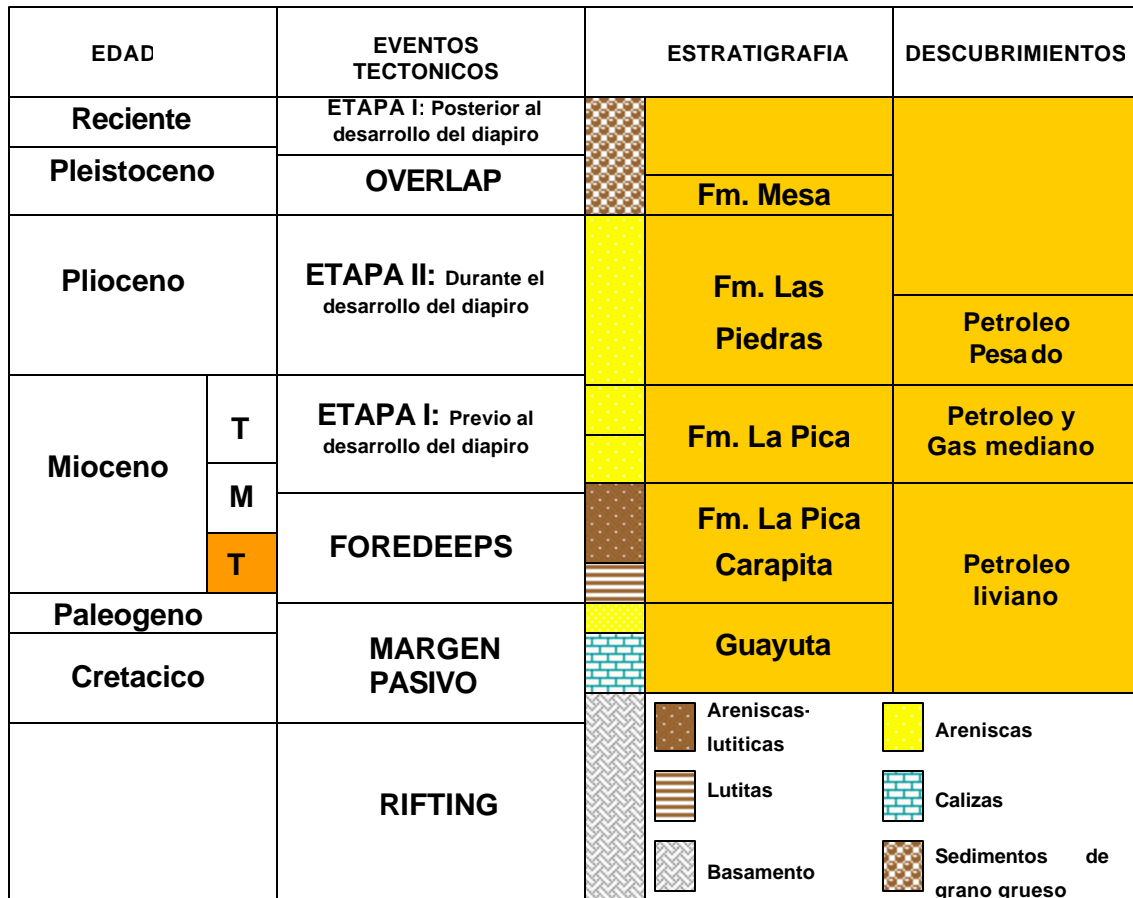


Figura 5 Estratigrafía de la zona de estudio. Existen tres secuencias de desarrollo asociadas a la evolución del diapiro.



### **3. FUNDAMENTOS TEÓRICOS**

#### **PERFIL SÍSMICO VERTICAL (VSP)**

En un Perfil Sísmico Vertical (VSP), los receptores se sitúan a determinada profundidad, dentro del pozo, y la fuente se ubica en la superficie. Para obtener un registro mediante estas técnicas, básicamente, se realizan varios disparos en superficie; ya sea la fuente un vibrador o un cañón de aire, con los detectores a determinada profundidad, los cuales captan las ondas generadas. En caso específico del siguiente proyecto la fuente utilizada fue un cañón de aire. El perfil resultante es una graficación de trazas en tiempo para una secuencia de distintas profundidades de los geófonos en el pozo. Los geófonos en el pozo reciben energía descendente directamente desde la fuente y energía ascendente reflejada en los reflectores por debajo. (Robertson, 1988)

Debido a la geometría de los perfiles sísmicos verticales, en la cual la fuente es ubicada en la superficie y los geófonos en el pozo, o viceversa, la señal viaja una menor distancia comparado con la sísmica de superficie, con lo cual los datos generalmente poseen mayor resolución. Además las ondas poseen un mayor ancho de banda, el tiempo de tránsito por la zona de baja velocidad cercana a la superficie es menor lo que hace que la señal se atenué menos en comparación con la sísmica de superficie.

Cuando se cree que un pozo no ha llegado correctamente a la zona objetivo un VSP con fuente alejada del pozo puede proveer una imagen local lateral del pozo de alta resolución que permita decidir cual vía tomar hacia la zona de interés. (Robertson, 1998).

#### **Aplicaciones principales del VSP**

Entre las aplicaciones más frecuentes y con mayor relevancia se pueden encontrar las siguientes:

- Identificación directa de las interfases elásticas.
- Identificación de múltiples.

- Evaluación del buzamiento. Los reflectores inclinados presentan un sobre tiempo por distancia, mientras que los planos son horizontales en un VSP vertical.
- Detección de estructuras cercanas al pozo.
- Refinamiento de los parámetros de procesamiento de las secciones sísmicas de reflexión, convencionales, al proporcionar información acerca de la divergencia esférica, absorción, fase de la ondícula, etc.
- Cálculo de propiedades físicas de las rocas, mediante la relación  $V_p / V_s$ .
- Medición de velocidades interválicas y velocidades promedio.
- Predicción de las zonas de presiones anómalas por debajo de la mecha de perforación.

A continuación se muestra en las Figura 6 y 9 dos modelos de capas planas con representaciones de las trayectorias de trenes de ondas ascendentes y descendentes y sus respuestas sísmicas.

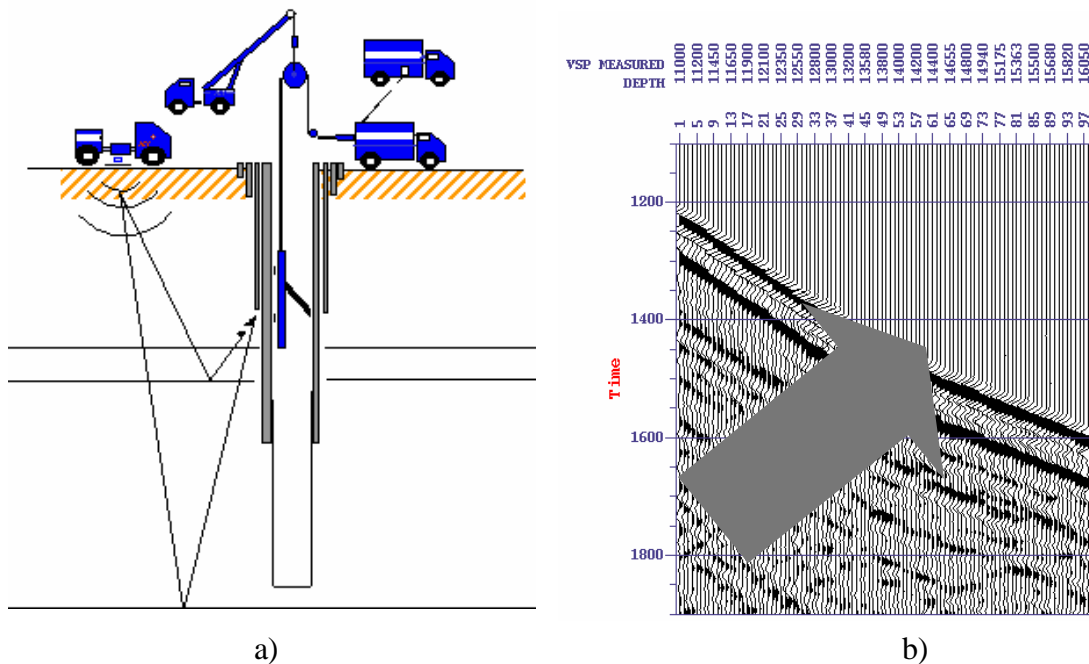


Figura 6 Modelo de capas planas con rayos ascendentes y sus respuestas sísmicas. a) Modelo de capas planas donde se observan la trayectoria de los rayos ascendentes luego de se reflejados en los reflectores. b) Respuesta sísmica. Nótese en el área sombreada azul la orientación de los eventos los cuales poseen orientación opuesta a la formada por las primeras llegadas.

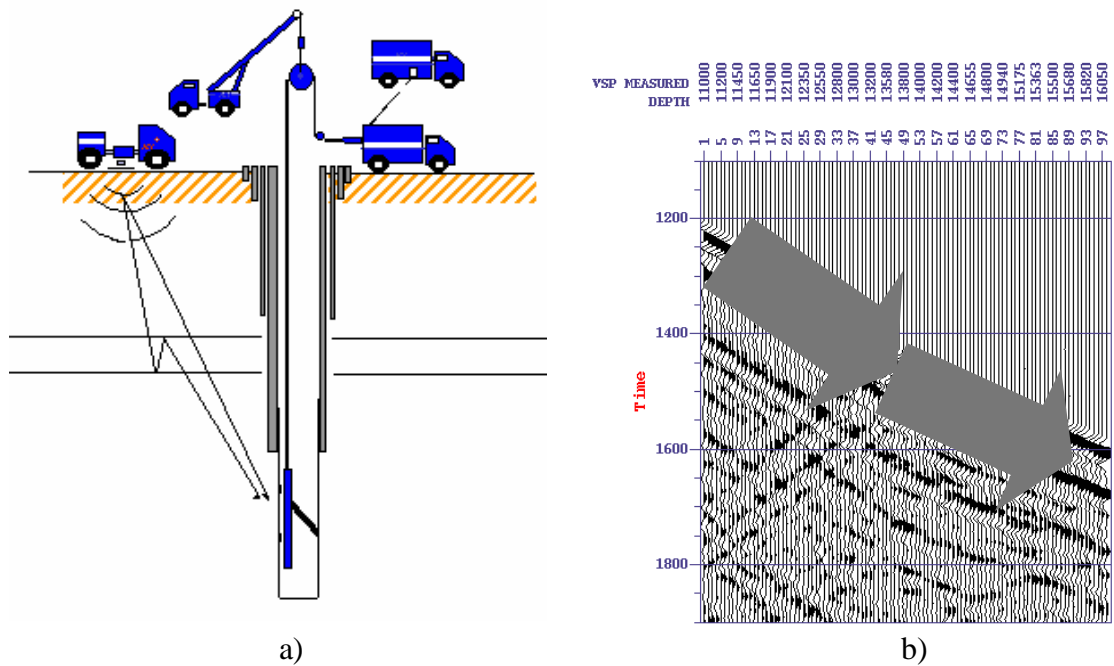


Figura 7 Modelo de capas planas con rayos descendentes directos y múltiples con sus respuestas sísmicas. a) Modelo de capas planas donde se observan la trayectoria de los rayos descendentes directos de la fuente y rayos luego de múltiples reflexiones en los reflectores. b) Respuesta sísmica. Nótese en el área sombreada roja la orientación de los eventos que corresponde con las primeras llegadas y los eventos sombreados con amarillo los múltiples.

## Geometrías de VSP

Para facilitar la comprensión de las siguientes descripciones es necesario definir que para la distancia fuente receptor se utilizara el termino “Offset”. De igual manera para perfil sísmico vertical se utilizaran las siglas VSP que en ingles significan "vertical seismic profile". Por lo tanto un perfil sísmico vertical con fuente cercana al pozo será nombrado VSP cero offset, de igual manera VSP con offset intermedio y VSP con offset lejano.

Básicamente son tres las geometrías utilizadas en la adquisición de los datos para este proyecto. De primero se puede citar la geometría con desplazamiento corto ver Figura 8; llamado comúnmente “VSP Cero Offset”. En este tipo de geometría la fuente

se mantiene a una distancia fuente-receptor fija y muy próxima al cabezal del pozo (0-700 m.), por lo cual es despreciable y se toma como nula para efectos del procesamiento.

La salida de un “VSP Cero Offset” (ver Figura 8) es una sola traza, la cual representa la respuesta acústica del subsuelo en la localización del pozo. Esta traza consiste de reflexiones primarias, y se denomina franja apilada.

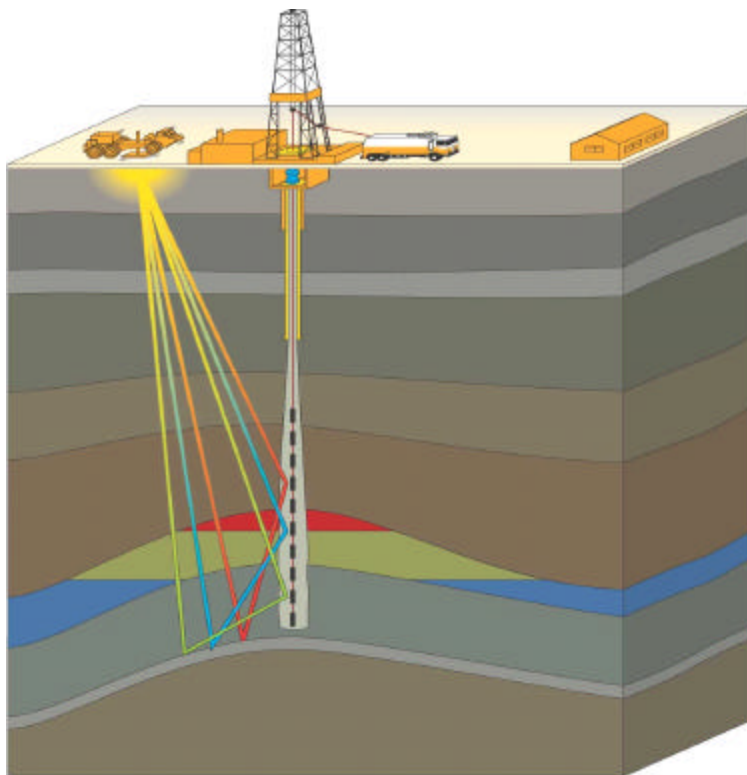


Figura 8 Adquisición VSP con fuente cercana al pozo.

En segundo lugar se encuentra la geometría VSP con desplazamiento largo de la Figura 9; generalmente llamado “Offset VSP” es actualmente una de las técnicas más usadas. Para este método se mantiene la fuente a una distancia fuente-receptor fija y considerable (mayor a 1 Km.), y se moviliza el geófono en un rango de intervalo de profundidad. (Hardage, 1993).

El VSP con fuente lejana en comparación con la sísmica de superficie presenta las siguientes ventajas:

- Mayor frecuencia de resolución debido a un menos tiempo de transito por parte de la onda.
- Se genera una imagen procesada en el dominio de la distancia fuente-receptor y la profundidad, lo que ofrece una mayor exactitud en la información geológica.
- La información puede ser convertida al dominio de la distancia fuente-receptor/tiempo para ser correlacionada con la sísmica de superficie.

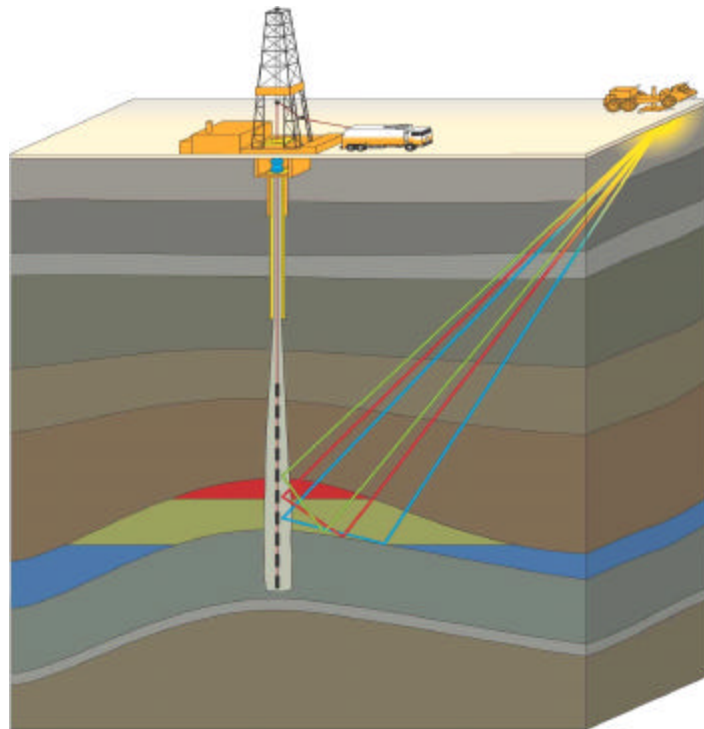


Figura 9 Adquisición VSP con fuente lejana.

## **TEORIA RELACIONADA AL PROCESAMIENTO DE DATOS VSP**

### **Hodogramas de rotación**

Un hodograma es una representación del movimiento de la partícula, proyectada sobre un plano. Se pueden generar dos hodogramas particulares de interés: horizontales y verticales. Los hodogramas horizontales se construyen en el plano horizontal definido por las componentes H1 y H2. Los hodogramas verticales son construidos sobre el plano vertical definido por las componentes V y H1.

Los hodogramas, son esencialmente, gráficos cruzados de 2 dimensiones en los cuales se comparan las amplitudes grabadas de cada muestra, entre cualquiera de los 2 pares de componentes anteriormente mencionados. Para el análisis de una señal dependiente del tiempo, el hodograma muestra la relación de un vector que se desplaza como una función dependiente de  $X$ ,  $Y$  y el tiempo. Los hodogramas nos permiten analizar la relación de amplitud entre las dos componentes, la polarización de onda y la orientación relativa de la herramienta.

### **Rotación horizontal**

Consiste en hacer coincidir la dirección de una de las componentes horizontales, H1 por ejemplo, con la dirección de la proyección horizontal del vector, rotándola un ángulo " $\alpha$ ". Este ángulo es determinado mediante autovalores, los cuales son obtenidos a través de un procedimiento matemático denominado Método de los Momentos de Inercia.

Con esta rotación se busca canalizar la mayor cantidad de energía radial en la componente H1 y la mínima en H2. Este procedimiento se realiza para todos los niveles, para conseguir que todos los receptores se encuentren referenciados a un mismo eje coordenado.

Luego de realizada la rotación horizontal, las componentes del vector original se encuentran alineadas en el plano horizontal. Una de las componentes horizontales sigue

la dirección de la proyección horizontal del vector y ahora es llamada componente radial, la cual contiene la mayor parte de la información de las ondas en el plano horizontal. La otra componente horizontal es denominada transversal. (VSFusion, 2003).

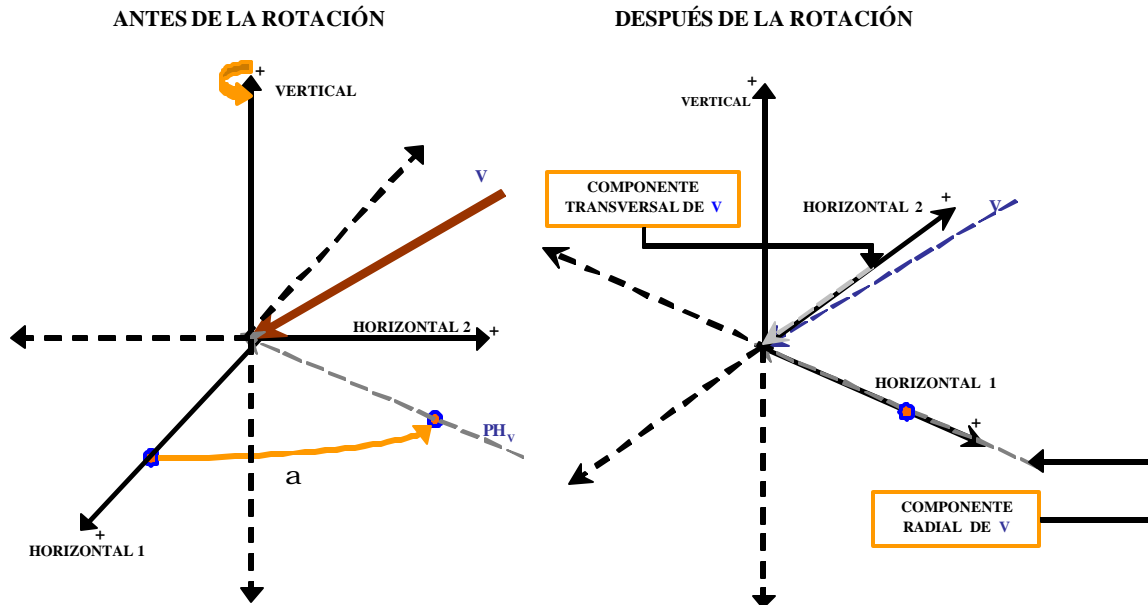


Figura 10 Rotación horizontal. a) Sistema antes de la rotación horizontal, se observa la onda directa o incidente (V) y su proyección en el plano horizontal ( $PH_V$ ). b) Después de la rotación horizontal se puede ver como el eje horizontal se hace coincidir con la  $PH_V$  (Modificado de VSFusion, 2003).

## Rotación vertical

En el momento inicial, antes de realizar la rotación vertical, se posee una componente vertical o Directa (D), y dos componentes horizontales; una componente denominada Radial y otra llamada Transversal.

Al realizar la rotación vertical, la componente Radial se orienta hacia la dirección de la energía incidente o campo de ondas descendentes, y pasa a denominarse componente Directa (D).

Para determinar este ángulo de rotación  $\beta$ , el paquete de procesamiento debe realizar, al igual que en el caso de la orientación horizontal, un análisis de polarización de las señales (en el caso del paquete procesamiento SEISLINK ® se realiza por el método de los momentos de de inercia).

La componente vertical negativa se sitúa a 90 grados, en el sentido de las agujas del reloj, de la componente Directa y pasa a llamarse componente Perpendicular (P). Por su parte, la componente transversal permanece sin variar puesto que es el eje de rotación.

(VSFusion, 2003).

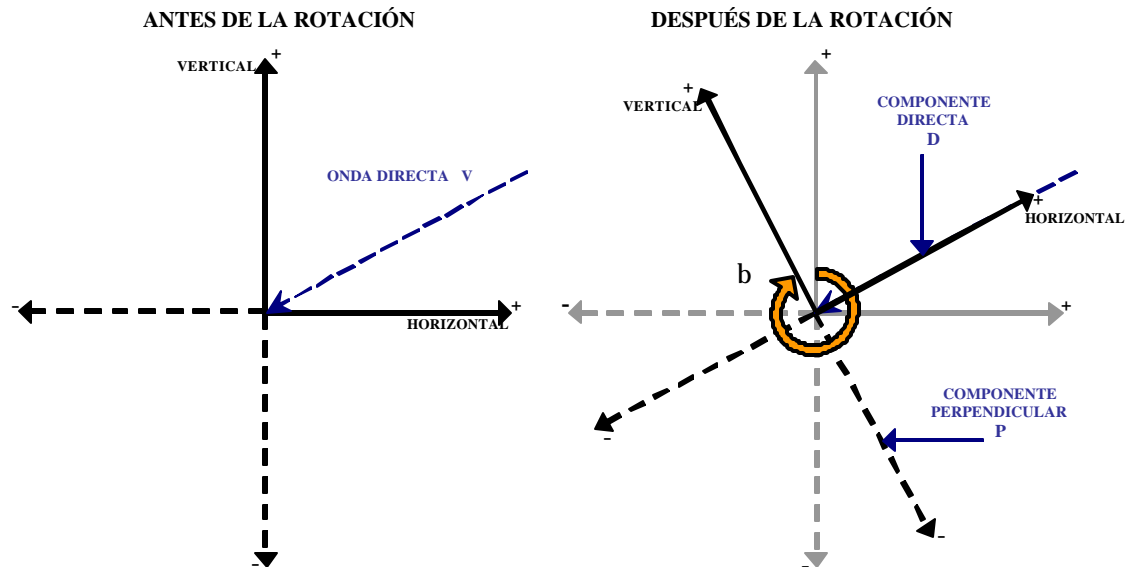


Figura 11 Rotación vertical. a) Sistema antes de la rotación vertical. b) Sistema rotado verticalmente. (Modificado de VSFusion, 2003).

## Rotación Inversa

Consiste en devolver la rotación vertical para volver al sistema de referencia justo después de la rotación horizontal y para poder realizar la rotación basada en modelo.



## **Rotación vertical basada en el modelo de velocidades**

Se busca separar el campo de ondas ascendentes P de las ascendentes P-S. Dado un modelo de velocidades se realiza un trazado de rayos sobre éste, y se calculan los tiempos de llegada a los receptores y los ángulos de incidencia de campos de ondas provenientes de reflexiones, estos ángulos son asignados a los tiempos calculados y se interpolan para las muestras restantes de las traza.

Cuando se desea extraer el campo de ondas P ascendentes se utilizan las velocidades de onda P del modelo, los ángulos y los tiempos calculados anteriormente y de este modo, la componente vertical es rotada hacia las reflexiones, por lo tanto recibirá las mejores P ascendentes. En la componente H1 queda el residual de la rotación, la otra componente no es alterada. La rotación es ilustrada en la figura 4.4, donde el ángulo de rotación es  $\theta$ , en cambio, cuando se desea extraer el campo de ondas P-S se utilizan las velocidades de onda P cuando ésta va bajando y velocidades de onda S cuando el frente de onda es reflejado y tiene una dirección ascendente, cambiando el ángulo de incidencia con respecto a las P descendentes.

## **Corrección de ganancia**

Las amplitudes grabadas por un VSP son el resultado de la transformación de la onda fuente de entrada en un tren de ondas complejo, debido a una serie de efectos físicos producidos por la Tierra, el cual actúa como filtro gigante.

Los factores más relevantes que afectan las amplitudes sísmicas en una adquisición VSP son los siguientes:

- Divergencia Esférica.
- Pérdida por Transmisión.
- Absorción.
- Alineación Fuente – Receptor.
- Acoplamiento del geófono en el pozo.
- Propiedades elásticas del material que rodea al geófono.

Los primeros cuatro factores generan una caída general de las amplitudes grabadas a medida que aumenta la profundidad. (y por lo tanto, los tiempos de viaje también aumentan). Estos procesos, se dice que afectan al campo de ondas dependiendo del tiempo. Los últimos dos, no dependen del tiempo, por lo cual su efecto sobre la traza es constante.

Los efectos ocasionados en la onda por estos fenómenos, deben ser compensados antes que sea aplicado cualquier tipo procesamiento a los datos. De los factores dependientes del tiempo, se estima que el efecto la divergencia esférica en las amplitudes grabadas, es mayor que la suma de las otras tres variables. Debido a las geometrías que caracterizan una adquisición VSP, lo más importante es corregir los efectos causados por la expansión de un campo de ondas a diferentes profundidades en el subsuelo. (VSFusion, 2003)

## Corrección por divergencia esférica

La expansión geométrica, de un campo de onda fuente, representa la mayor causa del decrecimiento de las amplitudes observadas en los datos de VSP a medida que el receptor profundiza en el pozo (Figura 12). (Hardage, 2000).

Cuando este frente de onda sísmico se expande como una esfera uniforme en un medio homogéneo, la amplitud de los primeros arribos disminuye a un factor de  $1/R$  o  $1/V*T$ , donde  $R$  es la distancia de propagación,  $V$  es la velocidad promedio de propagación, y  $T$  el tiempo de viaje.

Es una secuencia estratificada, la difracción causa un incremento de divergencia de los patrones de rayos, y el decaimiento de amplitud,  $D$  causado por la divergencia esférica está dado por:

$$D = \frac{V_0}{(V_{RMS})^2 * T}$$

Donde:

$V_{RMS}$  es la velocidad cuadrática media de las capas del subsuelo atravesadas por el frente de onda sísmico en un tiempo  $T$  (tiempo simple).

$V_0$  es la velocidad de propagación de la primera capa es un escalar.

La  $V_{RMS}$  y el  $T$  pueden ser obtenidos a partir de los datos del registro sísmico ajustado a los tiros de verificación o a través de los tiempos de los primeros quiebres obtenidos con el VSP; con el conocimiento de la posición de los receptores en profundidad se puede obtener  $V_{RMS}$  y  $V_0$  puede ser aproximado a la unidad.

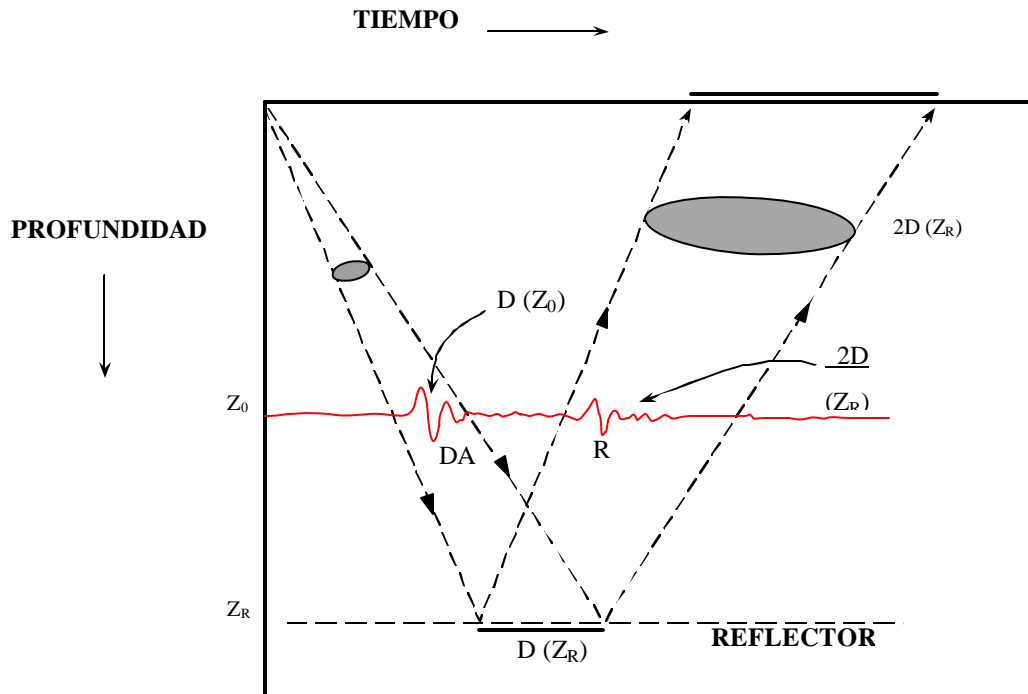


Figura 12 Efecto de pérdida de amplitud por divergencia esférica en un frente de ondas. A medida que el frente de onda viaja su área se incrementa, mientras que la energía permanece constante, por lo tanto la relación de energía por unidad de área disminuye. (Modificado de Hardage 2000).

Una traza de VSP a una profundidad dada, muestra la primera llegada más una serie de eventos (reflexiones y múltiples) que han viajado por medios con velocidades distintas y por ende poseen otros tiempos de viaje diferente a los tiempos simples. Morris (1979) propone una alternativa que presenta el decaimiento de una reflexión primaria grabada en  $Z_0$ , generada en la profundidad  $Z_r$  como:

$$D = \frac{2 * D(Z_r)}{D(Z_0)}$$

Esta ecuación expresa que el decaimiento de amplitud por divergencia esférica,  $D$ , del evento reflejado medido en superficie, es el decaimiento,  $2 D(Z_r)$ , que la señal

sísmica experimentaría sobre un patrón de viaje superficie-reflector-superficie, seguido por una restauración de ganancia,  $D(Z_0)$ , equivalente a la divergencia de la trayectoria superficie-detector. En términos de tiempo de viaje  $T_0$ : tiempo de la primera llegada, y  $T_1$ : tiempo grabado a la profundidad  $Z_0$ . El tiempo real de reflexión  $T_r$  es:

$$T_r = \frac{T_0 + T_1}{2}$$

Finalmente, la ganancia aplicada a una traza de VSP para corregir el efecto de divergencia esférica, suponiendo capas planas, es:

$$G(t) = \begin{cases} V^2 * T & \text{para } T < T_0 \\ \frac{2 * G(T_r)}{G(T_0)} & \text{para } T_0 < T < T_{\max} \end{cases}$$

Donde:

$G(T)$  es la función de ganancia.

$T_0$  es el tiempo de la primera llegada.

$T_{\max}$  el tiempo total del registro.

Algunos procesadores de VSP usan funciones de de ganancia de la forma

$$G(t) = A * T^n$$

para aproximar el inverso de la función de expansión geométrica de Newman.

Donde:

$T$  es el tiempo simple.

$A$  y  $n$  son constantes.

La función se denomina ganancia  $T$ .

Este tipo de función de recuperación de ganancia es fácil de aplicar, y puede emplearse adecuadamente para efectos de expansión geométrica en datos de VSP si el exponente  $n$  se escoge correctamente.

## **Balanceo de las trazas**

El programa calculará el valor cuadrático medio en la ventana de tiempo especificada y un escalar de balanceo de trazas es calculado para cada una lo que dará como resultado el valor para el nivel de amplitud de salida seleccionado. Estos escalares son aplicados posteriormente a los datos. La selección de este valor es arbitraria ya que todas las trazas serán llevadas al mismo valor. Después de esto, si existe una diferencia de amplitud entre las trazas será debida al mal acople de la herramienta con las paredes del pozo. (VS Fusion, 2003)

## **Separación del Campo de Ondas**

Un paso importante en el procesamiento de datos VSP es la separación del campo de ondas grabado en componentes con ondas ascendentes y descendentes. La señal de las ondas descendentes es la más fuerte del campo de ondas totales, su amplitud es aproximadamente entre 12 y 18 dB más alta.

Para separar los diferentes trenes de ondas en datos de sísmica VSP, se cuenta con el filtro de la mediana, Tau-p y F-K.

## **Filtro de la Mediana**

El filtro de la mediana es una técnica de suavizado de los datos utilizada en la separación de campos de ondas y mejoramiento de la relación señal ruido. El filtro utilizado por SEISLNK es un proceso multi-canal; este opera con tiempo constante. Un arreglo de  $N$  muestras está formado y arreglado en orden de magnitud creciente. El valor

medio ocupa la posición  $(N+1)/2$  en el arreglo. Un filtro de  $N$  puntos genera una traza de salida calculada a partir de una entrada de  $N$  trazas, tomando el valor medio de  $N$  muestras.  $N$  debe ser un número impar. La traza de salida ocupara la posición de la traza central en el filtro (ver Figura 13)

El filtro de la mediana rechaza los pulsos producidos por el ruido aleatorio. Debido a que los datos son organizados de acuerdo a la magnitud de la amplitud, un pulso casi siempre ocupara cualquier lugar distinta a la posición central en el arreglo, y por lo tanto será rechazado.

El filtro de la mediana exhibe una característica importante en el procesamiento de datos VSP; este preserva discontinuidades abruptas en la señal grabada. Estas discontinuidades abruptas se les conocen como funciones escalón. Una reflexión producto de una falla es un ejemplo de este tipo de funciones. Es importante preservar la representación espacial de estos eventos durante el procesamiento de la señal para garantizar posteriores interpretaciones precisas.

Un filtro de la mediana reorganiza una secuencia de datos en forma monótonamente creciente, y luego selecciona la muestra central del conjunto de datos como la salida o resultado del filtro.

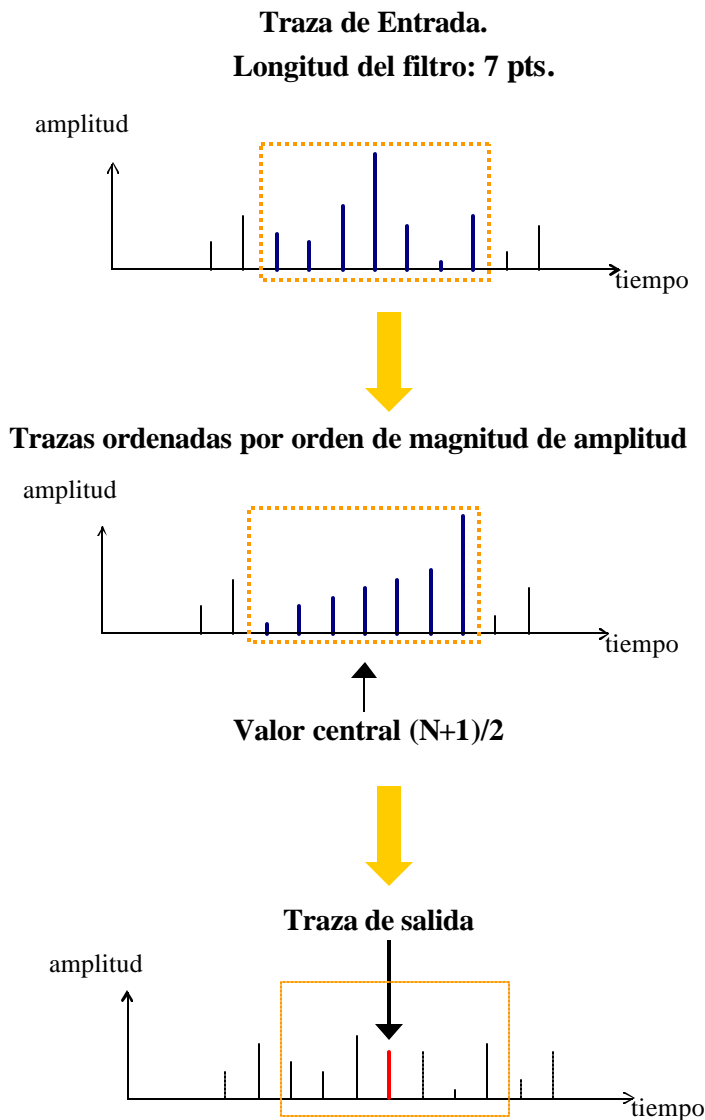
Ejemplo:

Arreglo de entrada {5,19,4,5,6,-4,4}

Arreglo Ordenado {-4,4,4,5,5,6,19}

Valor de la Mediana        5

Este es un proceso que es a tiempo constante y no lineal. La longitud del filtro se refiere al número de trazas consecutivas sobre las cuales el filtro es aplicado y se considera que ésta es dependiente de los datos.



Si se clasifican  $N$  muestras en orden ascendente de magnitud, el valor de la mediana de los datos es la muestra correspondiente en la posición  $(N+1)/2$  de la secuencia.

La traza de salida será la que corresponda al valor de la mediana de los datos  $(N+1)/2$ .

Cualquier traza con una magnitud de amplitud muy diferente al resto del conjunto seleccionado de acuerdo al largo del filtro, nunca ocupará la posición central del conjunto. De esta forma las trazas con valores de amplitud anómalos siempre serán removidas.

Figura 13 Explicación gráfica y simplificada de cómo trabaja un filtro de mediana. 1) Se define la ventana del filtro. 2) El filtro se encarga de ordenar ascendentemente los valores de las trazas que se encuentran dentro de la ventana. 3) Se elimina el valor más anómalo y se sustituye por el valor de la mediana.

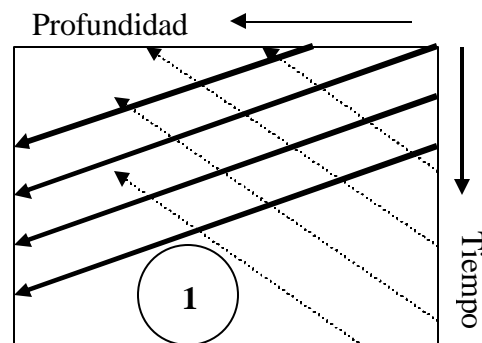


## Separación de los campos de onda con la técnica de sustracción

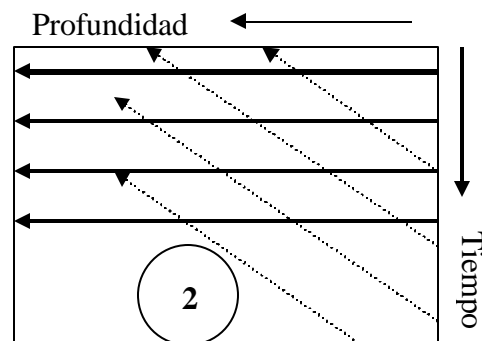
Si se puede estimar el campo de onda descendente, éste se puede sustraer del campo total de manera tal, que se puede ver fácilmente las reflexiones ascendentes débiles que se necesitan analizar. La a) y b) ilustra una técnica para llevar a cabo esta técnica de estimación y sustracción. (Hardage, 1993).

El conjunto de datos (a) representan los datos VSP en su formato original de grabado en campo, donde se muestran los eventos descendentes resaltados en líneas sólidas, muestran un desplazamiento en tiempo con respecto a profundidad, hacia abajo y hacia la izquierda y los eventos ascendentes se muestran en líneas punteadas y tienen un desplazamiento del tiempo hacia arriba y hacia la izquierda. Primero se aplica un desplazamiento negativo del tiempo de los datos igual a los tiempos de las primeras llegadas, los cuales alinean horizontalmente el tren de ondas descendentes como se muestra en el conjunto de datos (b).

1 Datos originales del VSP, mostrando el campo de ondas totales. Nótese la diferencia en amplitud entre las ondas descendentes y ascendentes representado por el grosor e intensidad de las líneas.

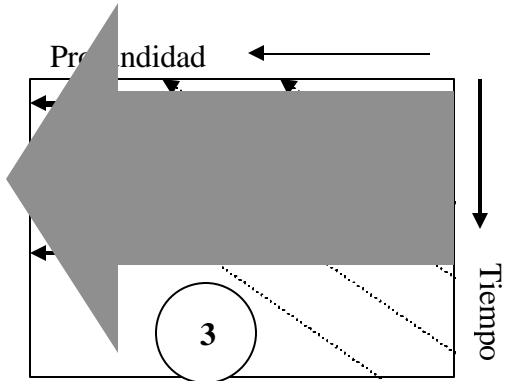


2 Alineamiento horizontal de las ondas descendentes utilizando los primeros quiebres. Desplazamiento negativo  $-1X$ , donde  $X$  es el tiempo de la primera llegada.



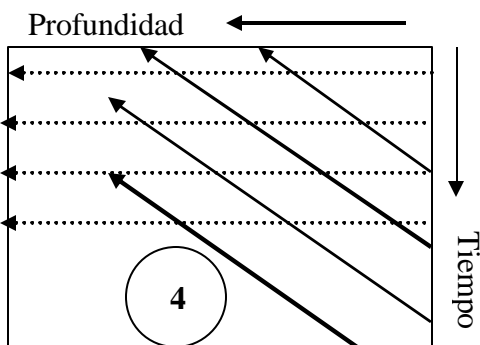
a)

Luego se aplica un filtro de la mediana en la dirección de la profundidad, a éstos datos con los tiempos desplazados, a lo largo de cada línea de tiempo constante. En este paso del filtraje, mostrado como el conjunto de datos (c), se logran dos cosas: Se atenúa el tren de ondas ascendentes. Sustrae del campo de ondas descendentes, la mayoría del ruido y hace que las ondículas se ajusten a una forma mucho más uniforme en todos los niveles de profundidad.

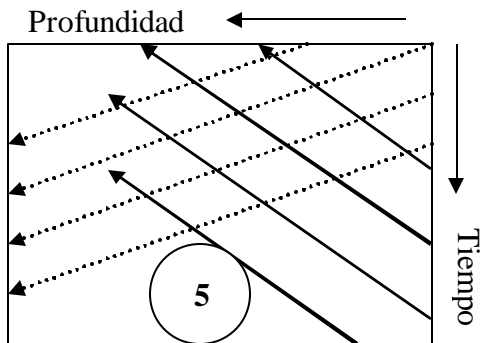


3 Aplicación del filtro de la mediana (largo) a lo largo del eje de la profundidad. Identificación y extracción de los eventos descendentes.

Con la aplicación de este filtro se logra identificar los eventos descendentes, se suavizan y se resaltan para luego traza a traza ser restados al conjunto de datos.



4 Los eventos descendentes quedan atenuados, con lo cual se logra resaltar los eventos ascendentes.



5 Se elimina el cambio del tiempo quedando como los datos originales.

b)

Figura 14 Esquema de la técnica de sustracción. (Modificado de Hardage, 1993).

Cuando el filtro de la mediana encuentra un evento no vertical, el filtro atenúa el evento buzante debido a que sus ondículas no presentan un alineamiento vertical uniforme de las fases en la dirección en que es aplicado el filtro. Estas amplitudes que no se encuentran alineadas verticalmente son, por lo general, valores anómalos que no caen en la posición de alguno de los conjuntos de datos abarcados por el filtro.

Se asume que los datos obtenidos por el filtro de la mediana en (c), son un estimado confiable del campo de ondas descendentes, el cual se puede restar traza a traza de los datos originales. Se realiza este proceso de sustracción, restando los datos (c) de los datos (b), lo que proporciona los datos (d). Esta resta atenúa los eventos descendentes, pero no afecta los ascendentes. El resultado es una separación del campo de ondas ascendentes del campo de ondas total.

### **Filtro de la Mediana Buzante**

Así como el filtro de mediana puede ser usado para filtrar una traza en tiempo, también es usado frecuentemente como un proceso espacial, es decir, es posible alinear eventos en tiempo y luego aplicar el filtro en el espectro espacial; de esta forma se atenuarán los eventos buzantes. Los buzamientos que son rechazados son una función del ancho de banda espacial del filtro y de la longitud en tiempo del evento buzante. (Stewart, 1985)

### **Filtro FK**

Una traza sísmica es un arreglo de muestras las cuales representan la amplitud de una señal como una función de los tiempos de reflexión. Es comúnmente muy útil analizar los diferentes componentes de frecuencia que conforman a una traza. Para analizar los componentes de frecuencias individualmente, la señal es convertida de una función de tiempo (t) a una función de frecuencia (f) usando una función matemática llamada Transformada de Fourier. Los datos transformados al dominio de la frecuencia contienen toda la información que se encontraba presentado en el dominio del tiempo. En

el dominio de la frecuencia, procesos como filtro pasabanda, deconvolucion y filtrado FK se pueden llevar a cabo simplemente escalando las componentes de frecuencias que conforman la traza. Los datos pueden ser convertidos de nuevo al dominio del tiempo aplicando la transformada inversa de Fourier.

Los eventos en una sección sísmica contienen un rango de buzamientos y frecuencias. Cada evento buzante en el dominio t-x tiene su correspondiente en el dominio f-k. En el dominio f-k todos los eventos con un buzamiento dado, serán graficados como una línea recta partiendo desde el origen. Eventos horizontales en el dominio t-x tienen número de onda igual a cero, por lo tanto, será graficado verticalmente a lo largo del eje de la frecuencia. Evento con alto buzamiento serán graficados cercanos al eje del número de onda. Eventos con buzamiento positivo tendrán número de ondas positivo y viceversa.

## **Filtro Tau-P**

De manera análoga a lo comentado sobre el filtro FK, resulta útil analizar los distintos componentes de lentitud que conforman un set de trazas.

La lentitud es definida como el recíproco de la velocidad ( $\text{lentitud} = 1/V$ ). para analizar individualmente cada componente, la señal como función de tiempo (t) y offset (x), es convertida a una función de tiempo de retardo intercepto (Tau) y lentitud (P) usando una función matemática llamada Tau-P

Los eventos en una sección sísmica presentan un rango de buzamientos. Cada evento buzante en el dominio t-x tendrá su correspondiente en el dominio Tau-P (ver Figura 15)

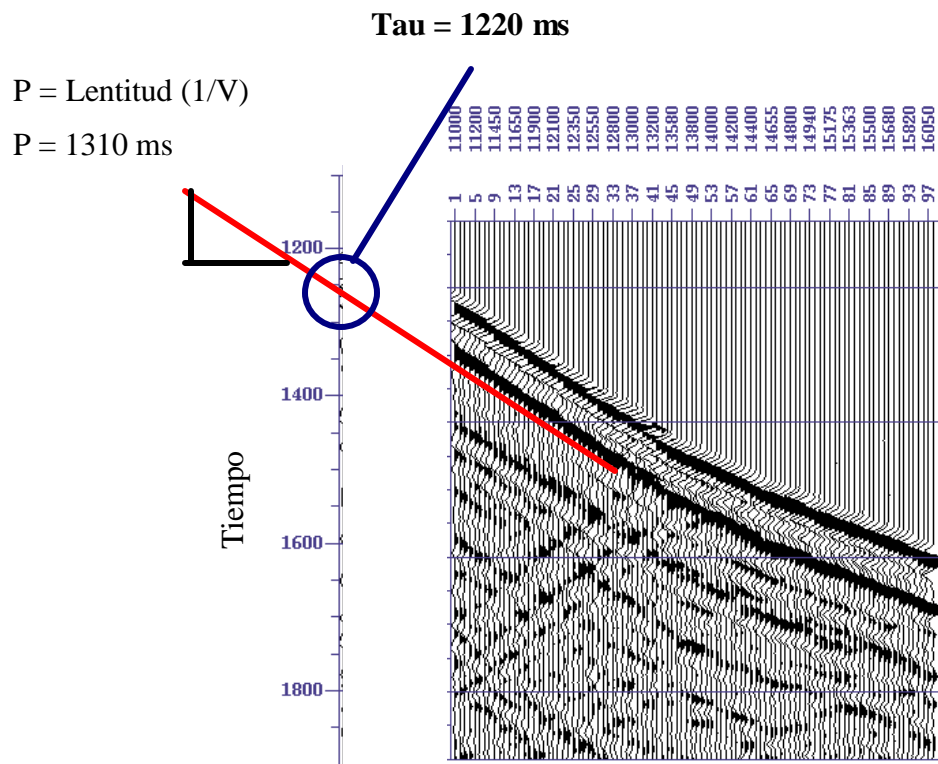


Figura 15 Parámetros Tau y P de un evento sísmico en el dominio del tiempo

Un evento lineal en el dominio  $t-x$  se transformara en un punto en el espacio Tau-P, con coordenadas (Tau,P). Toda la información contenida en el dominio de la frecuencia es preservada en el espacio Tau-P.

### Filtro Pasa Banda

El filtro pasa banda esta diseñado para dejar pasar únicamente a una banda específica de frecuencias y se elige de acuerdo con la longitud de barrido de los datos grabados en campo.

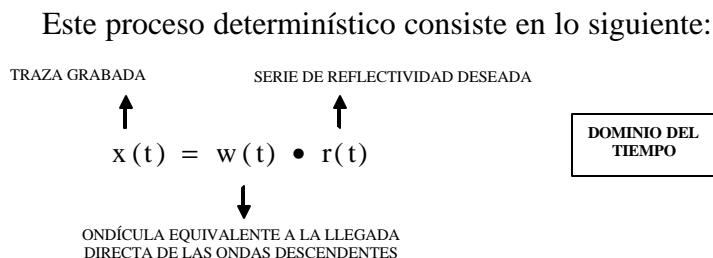
## Deconvolución

El análisis teórico de la propagación de las ondas en un plano horizontalmente estratificado muestra que para el VSP “cero offset” el campo de ondas ascendentes a cualquier profundidad, puede ser descompuesto en las contribuciones de las interfases, ambas por debajo y por arriba del receptor.

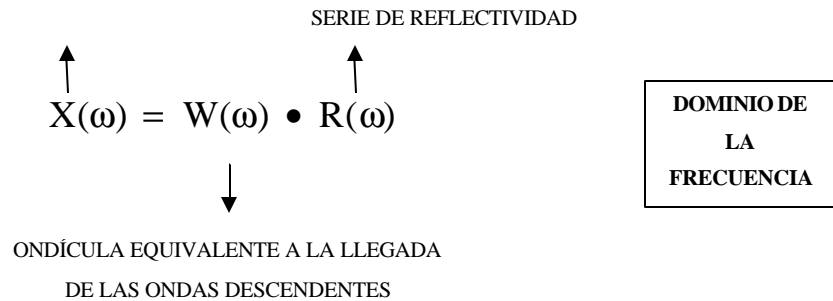
Usando esta descripción, el campo de ondas ascendentes es igual a la convolución del campo de ondas descendentes captado por el receptor con la respuesta de la reflexión del modelo del subsuelo que se encuentra debajo del receptor. Por lo tanto, convolucionando el tren de ondas ascendentes con el inverso del campo de ondas descendentes se extraerían, teóricamente, todos los múltiplos generados por encima del receptor, así como también los parámetros característicos de la fuente. Únicamente permanecerá las reflexiones generadas por debajo del receptor.

Este procedimiento de deconvolución se aplica únicamente para los VSP con desplazamiento corto, debido al hecho que la energía de las ondas descendentes choca con el receptor desde arriba y las reflexiones ascendentes chocarán al geófono desde abajo, de esta manera el tren de ondas descendentes puede ser extraído fácilmente. Esto contrasta directamente con los datos de sísmica de superficie, donde toda la energía grabada incide en el geófono desde abajo.

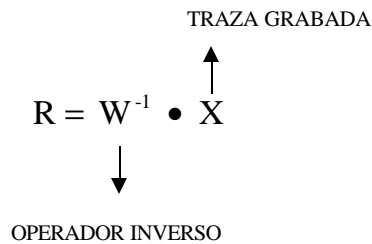
Debido a que el campo de ondas descendentes en un VSP es una medida cuantitativa y no un estimado como en el caso de la sísmica de superficie, el campo de ondas descendentes del VSP es un proceso determinístico y no un proceso predictivo. (VS Fusion, 2003).



Para obtener la serie de reflectividad, se aplica la transformada de Fourier a la ecuación anterior y se obtiene:



La serie de reflectividad viene expresada por:



A partir de esta ecuación se deriva el operador inverso,  $W^{-1}$ , para colapsar el tren de ondas descendentes a un impulso, para que este tren de ondas pueda ser aislado (proceso exclusivo de los VSP). Este operador es luego aplicado al tren de ondas ascendentes. Este procedimiento remueve reflexiones múltiples e incrementa la resolución de los datos. (Hardage, 1993).

## Deconvolución del Campo Total de Ondas

El operador inverso calculado para el filtro puede aplicársele también a los datos grabados del VSP (antes de la separación de los campos de ondas). El resultado de esta operación puede ser utilizado como un control de calidad en el proceso de separación.

Debido a que los datos grabados del VSP son el resultado de la suma de los campos de ondas ascendentes y descendentes, se puede estimar si la suma de las ondas ascendentes y descendentes obtenidas (como se realizó en el paso de separación de campos de ondas dentro del procesamiento) generará el campo de ondas grabado con un margen de error razonable.

Si la suma de ondas ascendentes y descendentes es igual al campo de ondas grabado, entonces la deconvolución de estos campos de ondas debería ser igual campo total de ondas deconvolucionado. Si éste último es muy diferente de la suma, entonces la separación de los campos de ondas no fue precisa. Sin embargo, lo que se debe recordar es que en el procesamiento no es posible extraer los componentes exactos del campo de ondas grabado. (VSFusion, 2003)

## **Diseño del operador**

Los operadores de deconvolución son diseñados a partir del campo de ondas descendentes. El objetivo esencial es generar un operador que logre comprimir el tren de ondas descendentes y llevarlo a la ondícula deseada. Si las ondas descendentes no muestran tipo alguno de reverberaciones residuales en la ventana, dentro de la cual fue aplicado el operador, entonces el proceso de diseño del operador fue exitoso y deben utilizarse para deconvolucionar el campo de ondas ascendentes. (VSFusion, 2003)

## **Transformación VSP-CDP**

Cuando se habla del concepto del apilamiento horizontal de un conjunto de datos VSP, generalmente, se suele hacer referencia a lo que comúnmente es denominado “VSP-CDP mapping” o simplemente transformación VSP-CDP. (Hardage, 2000)

Si la geometría de adquisición de un VSP es tal, que las interfases reflectoras son iluminadas por diversos radios de las zonas de Fresnel, más allá de las cercanías del pozo, entonces el trazado VSP-CDP puede ser definido como cualquier proceso que transforme



las trazas de un VSP en una sección sísmica vertical que se inicia desde el mismo pozo y se extiende lateralmente hasta el punto de reflexión más lejano que se encuentre en los datos proveídos por el VSP.

Este tipo de transformación ha recibido una considerable atención puesto que reproduce una imagen del subsuelo, que posee una mayor resolución que la que es construida a partir de los datos grabados en sísmica de superficie. Esto es el resultado de tener un receptor VSP muy cercano a la geología de la cual se quiere obtener una imagen. Este principio de reducir las zonas de Fresnel, colocando receptores muy cercanos a la superficie del objetivo que se quiere definir se usa similarmente en el perfilaje sísmico profundo en el agua.

Innumerables investigaciones han desarrollado una amplia variedad de algoritmos para esta transformación VSP-CDP tanto para VSP con desplazamiento largo y VSP con desplazamientos múltiples. Estos procedimientos de procesamiento son usados, generalmente, en el desarrollo de yacimientos donde es esencial obtener imágenes detalladas de las facies del mismo y ubicaciones precisas de las fallas.

El concepto de la Figura 16 muestra un procedimiento de transformación a CDP para una traza VSP. Para algunos intérpretes, la traza arqueada, apariencia distorsionada de un traza graficada en este formato es un tipo muy poco familiar y extraño de enseñar los datos. Por lo tanto, lo deseado es un procedimiento de transformación que logre trazas CDP verticales y uniformemente espaciadas.

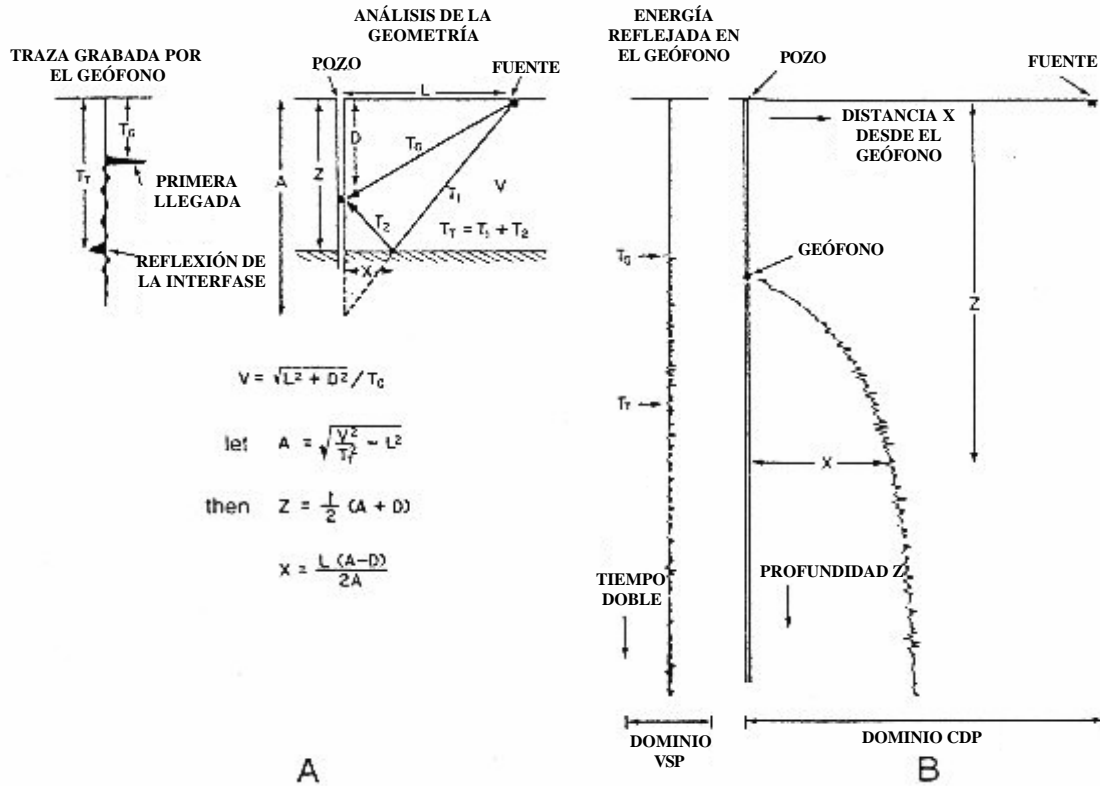


Figura 16 Dominio VSP y Dominio DCP. (A) Modelo del subsuelo de una sola capa y las asunciones que se realizan en cuanto a la trayectoria de los rayos rectos y que se toman en cuenta en la mayoría de los procedimientos de transformación VSP-CDP de primera generación. (B) Aspecto que posee una traza VSP luego de ser transformada al dominio CDP, utilizando el procedimiento señalado en A. (Modificado de Hardage, 2000).

Este tipo de visualización de las trazas puede conseguirse, introduciendo el concepto de una ventana de apilamiento en el dominio del tiempo-CDP.

Un mallado hipotético de ventanas de apilamiento verticales se muestran, en la Figura 17, sobrepuestos en una secuencia de, aproximadamente, 90 trazas VSP que se graficaron individualmente en el dominio CDP en tiempo.

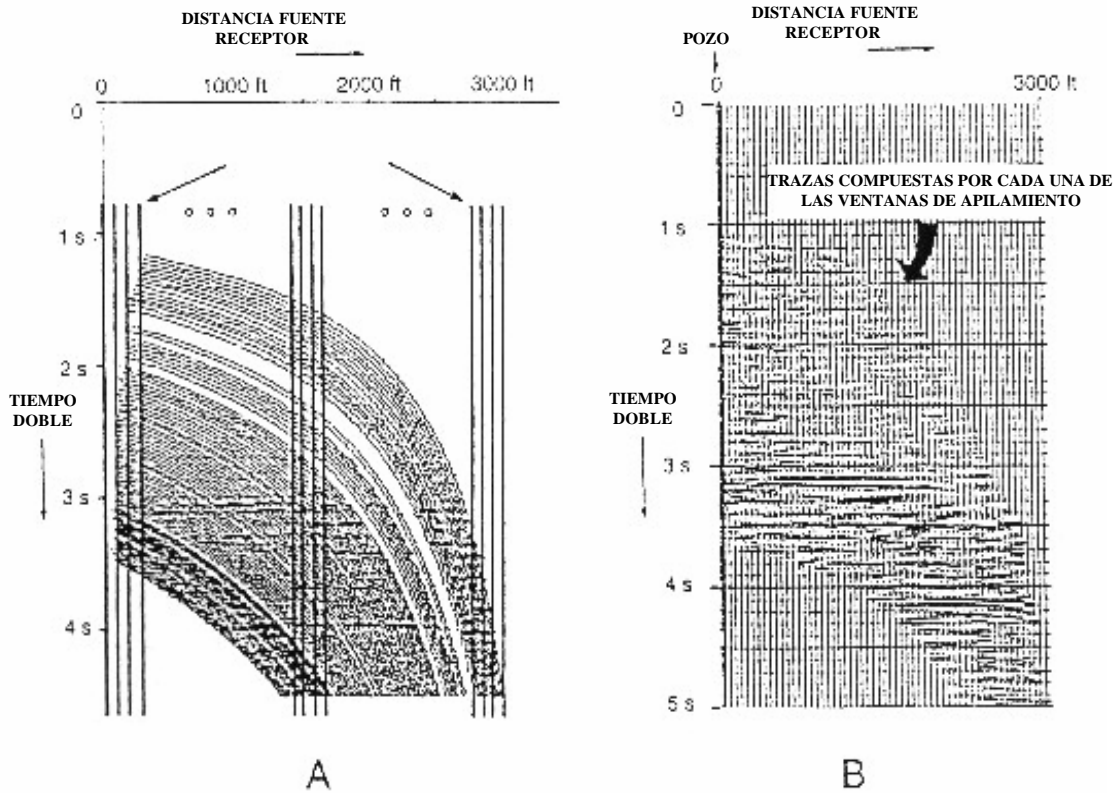


Figura 17 Presentación de una transformación VSP-CDP. Los intérpretes sísmicos se encuentran mucho más familiarizados con este tipo de presentación que con la traza arqueada mostrada en la Figura 16 y que puede lograrse mediante la introducción del concepto de ventana de apilamiento. En (A) se muestra un mallado hipotético de una ventana vertical de apilamiento puesto sobre las trazas VSP transformadas. Los datos contenidos dentro de cada ventana de apilamiento pasan a formar una traza verticalmente orientada, lo cual se muestra en (B). Esta forma de mostrar la transformación VSP es muy similar a la que se utiliza para mostrar datos apilados de sísmica de superficie. (Modificado Hardage, 2000).

El número de ventanas de apilamiento de este mallado es arbitrario y se encuentra determinado por el espaciamiento del CDP que el intérprete desee crear para obtener una traza CDP con una relación señal-ruido adecuada. En este caso, en particular, en la sección B se observan 56 trazas en la imagen CDP puesto que el procesador definió 56 ventanas a través de las trazas transformadas del VSP.

Si se observan cuidadosamente las trazas transformadas en la sección A, se percibe que la cobertura de los datos (número de trazas) con la ventana de apilamiento se incrementa con respecto al tiempo (y profundidad). Este incremento en la cobertura de apilamiento se muestra a través de las líneas más gruesas que van contando la cobertura en la Figura 18.

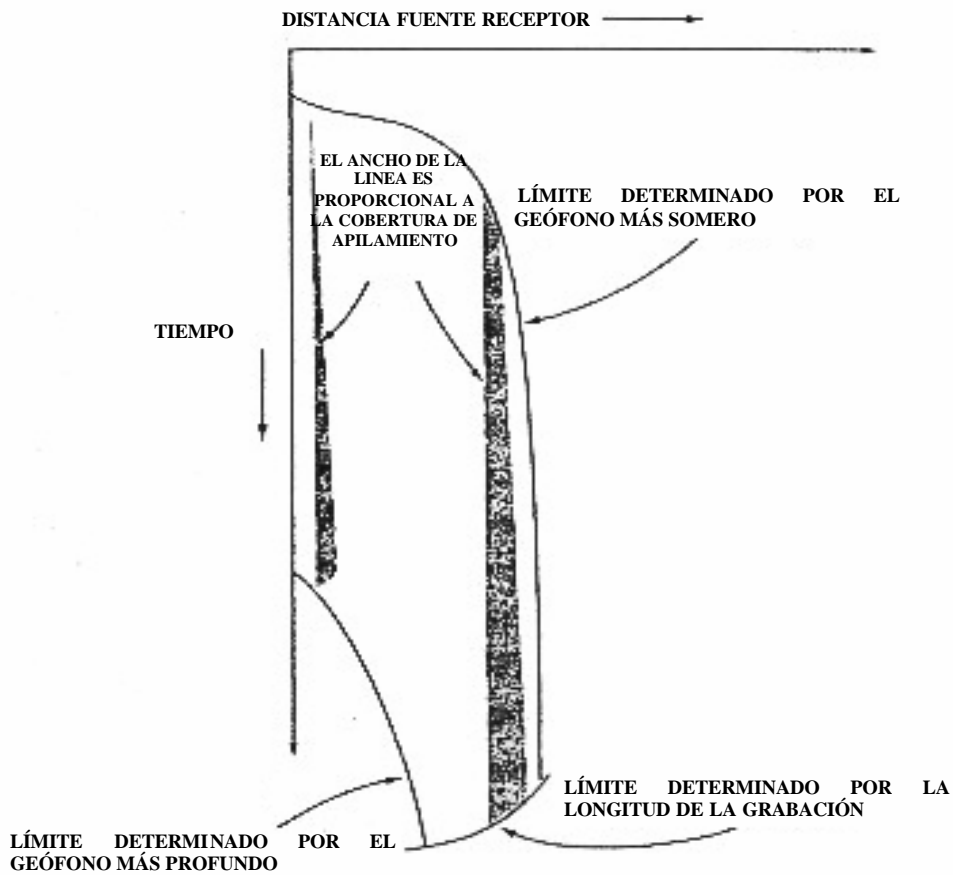


Figura 18 La cobertura de apilamiento en un proceso de transformación VSP-CDP. La cobertura varía a través de toda la imagen del subsuelo. Las dos líneas verticales y oscuras son gráficos que llevan el conteo de la cobertura y muestran el comportamiento de la cobertura de apilamiento para una distancia fuente-receptor fija. Mientras más ancha sea la línea de conteo, mayor será la cobertura. Por lo general, la cobertura de apilamiento para una distancia fija en un VSP, aumenta conforme aumenta el tiempo o la profundidad y a medida que aumenta la distancia fuente-receptor. (Modificado Hardage, 2000).

Esta cobertura de apilamiento también se incrementa con la distancia fuente receptor en el CDP para cada distancia fija fuente receptor del VSP, lo cual no se ve con facilidad en la Figura 17.

Este último incremento en la cobertura de apilamiento se muestra en la Figura 18 por un ligero engrosamiento en las líneas del conteo de cobertura para distancias mayores.

El valor interpretativo de una imagen CDP, creada de la forma en que se muestra en Figura 16 es limitado, en primer lugar, por el hecho que la construcción de la imagen se basa en un modelo de capas horizontales y un trazado de rayos recto. Algunos algoritmos permiten que las capas tengan un buzamiento diferente a cero, pero con la restricción que todas las capas tengan el mismo. Estas asunciones simplifican los cálculos matemáticos y el procedimiento de transformación, pero generalmente prohíben que los programas construyan imágenes precisas del subsuelo cuando existe una presencia cercana de estructuras geológicas complejas.

La técnica más rigurosa para realizar una transformación VSP-CDP que evada mucha de las limitaciones de los primeros algoritmos para rayos rectos, es un procedimiento de modelado que asigne una velocidad particular para cada unidad estratigráfica alrededor del pozo, lo cual permite que esas capas tengan un buzamiento variable, y luego ubica los puntos de reflexión de esa superficie en el subsuelo, iluminada por el VSP, trazando rayos por medio de esta velocidad a partir de cada ubicación de fuente hasta cada receptor.

Esos rayos se refractan, preferentemente, para cada cambio de impedancia en vez de asumir que ellos viajan como rayos rectos como en los algoritmos de primera generación. Existen ciertas situaciones donde las asunciones del programa de computación construyen un procedimiento de transformación VSP-CDP que no viola las condiciones geológicas en las cercanías del pozo, esas transformaciones VSP-CDP pueden proporcionar una imagen confiable de alta resolución del subsuelo.

Un ejemplo actual de un procedimiento de transformación VSP-CDP la cual se usa en una situación donde las asunciones del programa de computación y la geología armonizan para proporcionar una imagen de alta calidad se muestra en la Figura 19. En la Figura 20 se observa la mejora en la resolución lograda mediante el uso de la Transformada CDP comparada con la sísmica de superficie.

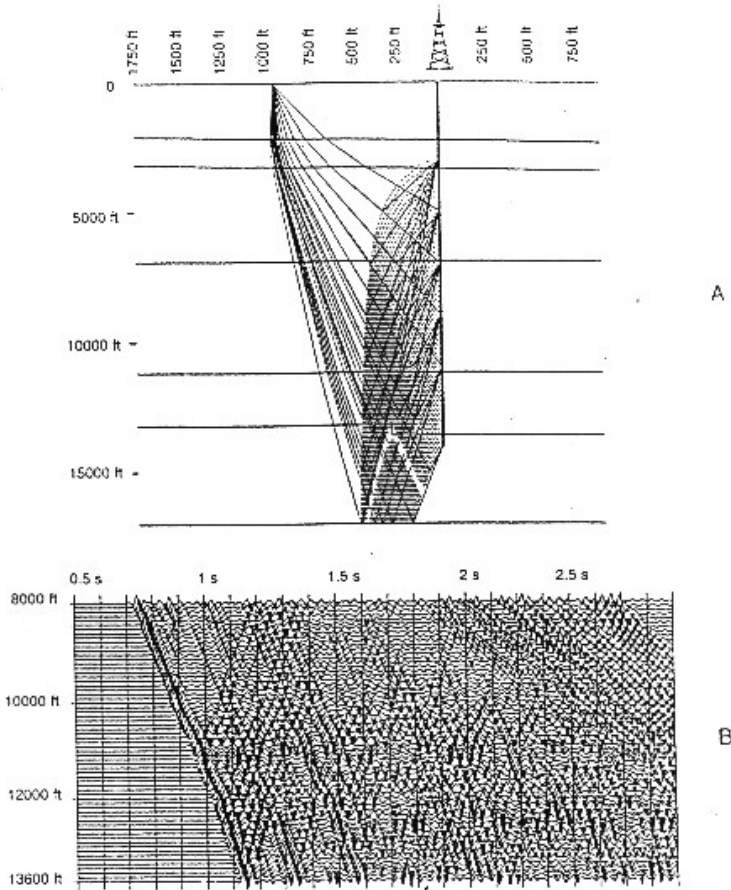


Figura 19 (A) Un modelo de trazado de rayos para un VSP con desplazamiento largo donde el objetivo era detectar una supuesta falla a una profundidad aproximada de 13000 pies. (B) Datos VSP grabados. (Modificado Hardage, 2000).

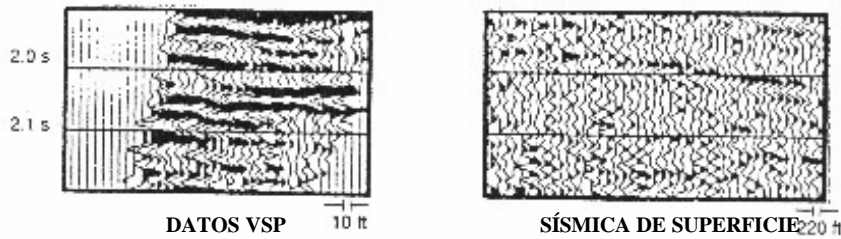


Figura 20 Comparación entre la imagen generada por los datos VSP y la originada por los datos de sísmica de superficie. (Modificado Hardage, 2000).

### **Técnicas avanzadas de migración para datos VSP**

Aunque las técnicas de transformación del VSP-CDP que se encuentran disponibles en la industria se han usado para producir imágenes del subsuelo de alta relevancia en las cercanías del pozo, diversos investigadores consideran la migración como una forma mucho más rigurosa mediante la cual se pueden generar imágenes del subsuelo a partir de datos VSP. (Hardage, 2000)

Existe, por lo menos, una distinción importante que destacar entre la migración y la transformación VSP-CDP la cual lleva a concluir lo siguiente: en el contexto en que es usado el término de migración se refiere a un proceso de canales múltiples, mientras que la transformación VSP-CDP es un proceso que manipula, únicamente, una traza a la vez. Debido a esta diferencia fundamental, se formula una migración VSP que tiene el potencial de generar una imagen de mucha mayor calidad que la producida traza a traza por la transformación VSP-CDP.

Cuando se diseña un algoritmo de migración VSP, existen variadas diferencias de importante relevancia, que se tienen en mente, entre las condiciones bajo las cuales se realiza la migración de datos de sísmica de superficie y las condiciones bajo las cuales se deben migrar los datos VSP, así como:

El perfil horizontal de la velocidad es general y razonablemente constante a través de una gran propagación de geófonos en la superficie, mientras que la velocidad a lo largo de un arreglo vertical de receptores para un VSP varía enormemente. Por esta razón, los operadores de migración para datos VSP deben ser mucho más consistentes que los operadores que migran datos de sísmica de superficie, ya que deben funcionar en un campo de velocidades que varía mucho más en las posiciones de cada receptor.

Las trazas VSP constan de una información escasa, comparadas con el número de trazas en una línea de sísmica de superficie. Por ello, los efectos de borde representan un gran problema en la imagen migrada de un VSP.

Un campo de ondas ascendentes arriba perpendicularmente a una línea de receptores ubicados en la superficie, pero se propaga paralelamente a una línea de receptores verticales como se utiliza en los VSP. Por consiguiente una migración VSP en tiempo debe propagar el campo de ondas ascendentes en una dirección perpendicular a la dirección en la que el operador de migración mueve los datos en superficie.

Como es evidente, la fuente y el receptor se encuentran bastante cercanos en la grabación de datos de sísmica, mientras que en la adquisición de un VSP se encuentran bastante separados. Esta diferencia hace que varias de las asunciones que presentan ciertos algoritmos para la migración de datos de sísmica de superficie, sean violadas cuando se aplican a datos de VSP.

Los datos VSP, generalmente, poseen eventos correspondientes a ondas P y SV difractadas lo que quiere decir que ambos campos de velocidades deben ser utilizados para migrar los datos, o en su defecto, que todos los eventos SV deben ser extraídos cuidadosamente del campo de ondas P-ascendentes antes que éste sea migrado. Una migración VSP debe operar tanto con el campo de ondas ascendentes como el descendente, mientras que en el caso de la migración de sísmica de superficie solamente el campo de ondas ascendentes se encuentra envuelto en el proceso.



Algunas de estas diferencias se pueden minimizar; restringiendo el proceso de migración VSP para un conjunto de datos grabados bajo un tipo de geometría de desplazamientos múltiples, en la cual el arreglo de receptores en el subsuelo no se extiende a lo largo de una distancia vertical. Específicamente, en un VSP de este tipo, la condición descrita en el punto a (con respecto a la variación de la velocidad a través de un despliegue vertical de receptores) y en el punto c con respecto al efecto geométrico (dirección del arribo del campo de ondas ascendentes a los receptores) se convierten en las mismas condiciones con las que los procesadores deben lidiar con la migración de datos de sísmica de superficie.

Una formulación bastante frecuente que se utiliza para migrar datos VSP es la integral de Kirchoff. De acuerdo con la teoría, los eventos ascendentes y descendentes pueden ser migrados simultáneamente en el campo total de ondas por el algoritmo de Kirchoff si el campo de ondas descendentes es migrado apropiadamente e incrementa su fase para convertirse en una señal muy fuerte de una amplitud extremadamente alta, de modo que represente la salida inicial de la fuente.

Aunque el resultado de esta migración resulta de poco interés desde el punto de vista geológico, sirve para confirmar si se cumple o no lo siguiente:

- El algoritmo fue formulado apropiadamente
- Ha sido usada la velocidad adecuada para extrapolar el campo de ondas

Los datos VSP violan alguna de las asunciones incorporadas en el cálculo matemático del proceso de migración. Estas ideas, a su vez, crean seguridad en la imagen creada mediante la migración del campo de ondas ascendentes. Por ello ciertos procesadores prefieren no migrar el campo de ondas descendentes, y primero separan los eventos ascendentes de los descendentes para luego mirar únicamente el campo de ondas ascendentes.

El hecho que los receptores puedan estar ubicados cerca de las interfases reflectoras de las cuales se quiere obtener una imagen, introduce un problema adicional en la evaluación de la integral de Kirchoff, debido que el integrando posee un término  $1/R$ , donde  $R$  es la distancia entre el receptor y el punto de difracción en el subsuelo. Esto conlleva a modificar la evaluación a medida  $R$  se hace cada vez menor.

La migración de Kirchoff para datos VSP se realiza, generalmente, en dos pasos. En primer lugar se utiliza el comportamiento de la velocidad entre la superficie y los receptores en el subsuelo (determinado a partir de las primeras llegadas obtenidas del VSP o a partir de un registro sísmico corrido en el pozo) para proyectar matemáticamente las fuentes al mismo nivel en que se encuentran los receptores en el subsuelo.

La respuesta típica del VSP se ve alterada por este proceso, de manera tal que se hace equivalente a la respuesta que tendría si las fuentes estuvieran realmente a esta profundidad. Los cambios más resaltantes en los datos son que los tiempos de viaje son menores y las reflexiones ascendentes muestran una curvatura mayor.

La importancia de este primer paso radica en una vez que la fuente y los receptores se encuentran a una misma profundidad, los algoritmos que se utilizan para sísmica de superficie pueden ser utilizados para migrar los datos VSP.

En el segundo paso, asumiendo un comportamiento de velocidad determinado para profundidades por debajo del receptor, el campo de ondas ascendentes VSP alterado anteriormente se migra hacia los puntos en el subsuelo donde se originó.

Un cambio de tiempo estático puede aplicársele a los datos migrados del VSP de forma que la imagen se observe en tiempo doble como en el caso de los datos de sísmica de superficie.

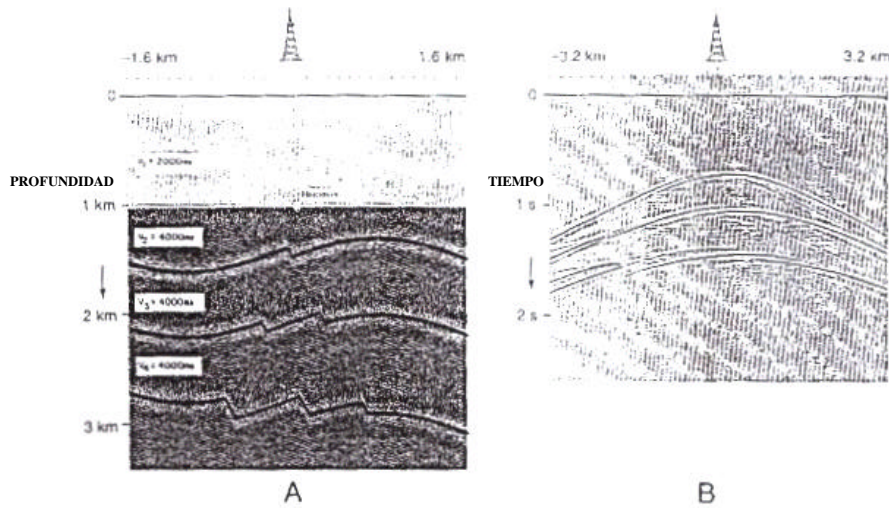


Figura 21 VSP sintético con desplazamientos múltiples. (A) Modelo estratificado sobre el cual se aplicará el VSP. (B) Campo de ondas ascendentes del VSP. (Modificado Hardage, 2000).

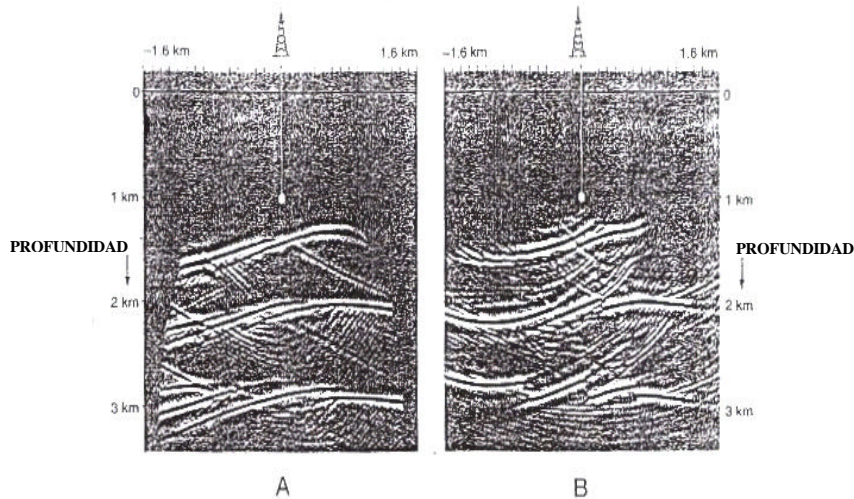


Figura 22 (A) Transformación VSP-CDP de un VSP sintético con desplazamientos múltiples. Se muestra la transformación VSP-CDP convertida a profundidad, de los datos del VSP “walkaway” mostrada en el panel B de la figura 4.10. El algoritmo que genera la transformación asume un modelo de capas planas. (B) Migración de Kirchoff, convertida a profundidad, de los datos del VSP “walkaway” mostrada en el panel B de la Figura 4.10. En este ejemplo la migración produce una imagen mucho más ajustada a la realidad de la que se presenta en el panel (A). (Modificado Hardage, 2000).

# INVERSIÓN ACÚSTICA

## EL ALGORITMO DE INVERSION: TDROV

La técnica de “simulated annealing” utiliza una simulación de Monte Carlo para la intrapolación y extrapolación de las muestras de tiempo de impedancia. Una computación de “función de costo” (o “error”) calcula la semejanza entre la traza sintética modelada y la traza sísmica, lo que permite la determinación del mínimo regional para la traza de diferencia. El algoritmo de inversión perturba los valores de impedancia del modelo inicial. El programa no se detiene con el mínimo local sino continua con valores más allá de este mínimo local. Continuará iterando hasta que encuentre un mínimo global (Figura 23). El método de simulación permite la construcción de un modelo de impedancia que genera una traza sintética que brinda la mejor similitud global con las trazas sísmicas alrededor de la localización modelada XY.

TDROV utiliza un método tridimensional verdadero (por lo general bloques de 7 por 8 líneas) y por consiguiente, no siempre se logra la coincidencia del registro de impedancia acústica en el pozo, el cual es unidimensional. La coincidencia precisa del modelo de impedancia resultante en la localización del pozo se considera hasta *poco deseable* en algunos casos, por ejemplo, cuando exista ruido sísmico local severo (múltiples por ejemplo) y/o incertidumbres en los registros de pozo. La inversión de TDROV se basa en la sísmica. Los registros de pozo no se ingresan en ningún momento de la inversión directamente en el proceso de inversión. Las reflexiones sísmicas guían la posición de los picos de impedancia. Significa que si los registros de pozo son de mala calidad, la inversión aún revelará las características mostradas por las trazas sísmicas.

Los valores de impedancia en el macro modelo acústico inicial son perturbados entre límites determinados. Estos límites definen el denominado “corredor de impedancia acústica”. También, el valor de la muestra de tiempo se varía en el cálculo. El programa calcula una traza de impedancia sintética, la convierte en reflectividad y convolucionada

esta traza de reflectividad con la ondícula de fase cero suministrada. El siguiente paso consiste en una comparación de esta traza sintética y la traza sísmica real en la misma ubicación XY. Como se mencionó anteriormente, TDROV genera una traza sintética con la mayor similitud con la traza sísmica. Esta curva de diferencia debe contener solamente valores muy pequeños (ruido). Este proceso es exitoso solamente si los datos sísmicos están realmente puestos a fase cero.

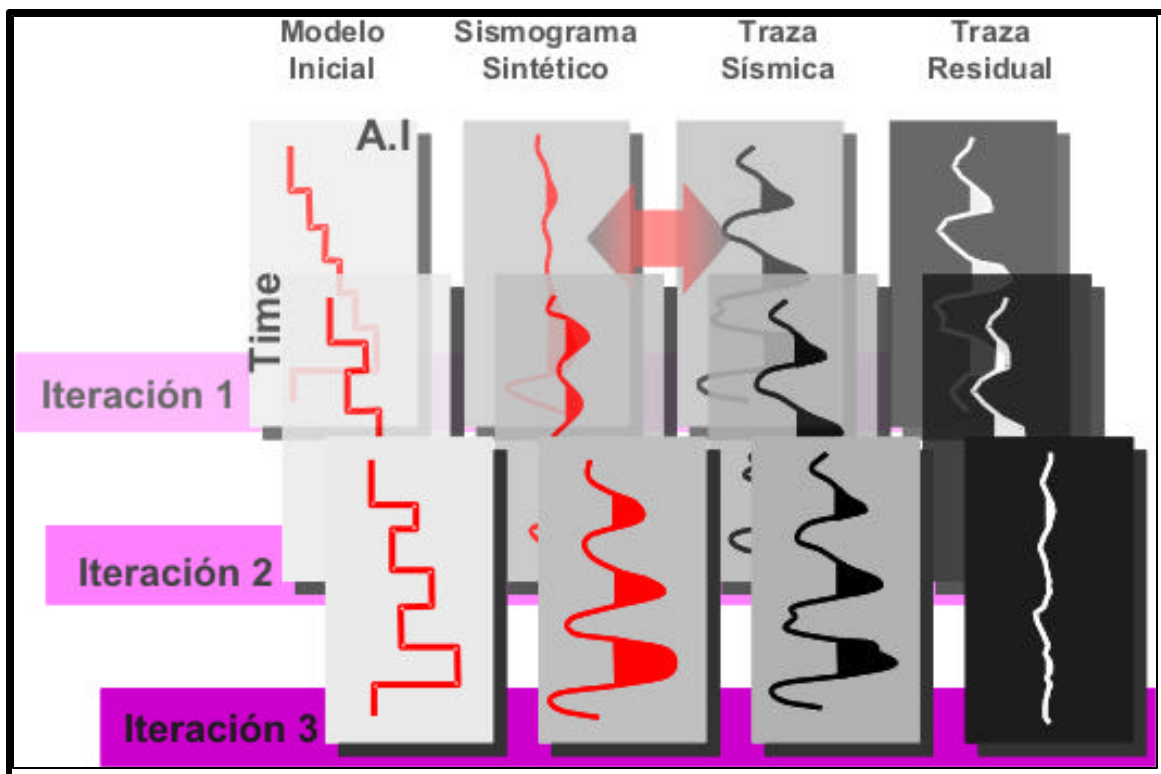


Figura 23 Técnica de modelado de inversión

## **ANISOTROPÍA**

La anisotropía constituye una de las características fundamentales del subsuelo. Es definida como la variación de las propiedades físicas del medio con respecto a la dirección de medición, enmarcando diferencias entre la velocidad horizontal y la vertical.

### **Tipos de Anisotropía**

*Anisotropía Inherente:* término que describe un sólido cuando es homogéneo y continuamente anisótropo a lo largo de todos los componentes que los constituye. Liu en 1997 hace referencia a varias de las fuentes de este tipo de anisotropía, entre las cuales se citan:

*Anisotropía Inducida:* ocurre bajo la presencia de tensiones, que causan fracturas o grietas con una orientación preferencial dentro de la roca. Las fracturas pueden contener gas, líquido o estar vacías, pero la orientación de las mismas transforman un sólido isótropo en anisótropo, a escala de la longitud de onda sísmica. Por lo tanto, los esfuerzos inducen la generación de fracturas que podrían ser orientadas en planos verticales generándose la anisotropía azimutal.

*Anisotropía por la longitud de onda:* sucede cuando la propagación en un arreglo de capas finas (con respecto a la longitud de onda) de material isótropo se simula como una propagación a través de un sólido anisótropo. Un ejemplo de esta situación, es la propagación sísmica a través de una secuencia regular de capas sedimentarias, donde el espesor de las capas es mucho más pequeño que la longitud de onda sísmica. La información crítica para este tipo de anisotropía corresponde: a los espesores de las capas y a la longitud de onda sísmica.

*Anisotropía transversal:* esta requiere de cinco parámetros elásticos para caracterizar la elasticidad. El principal efecto de la anisotropía transversal es la distorsión del frente de onda y un “moveout” no hiperbólico. Estos efectos pronunciados para la propagación a alto ángulos con respecto a la vertical e incluso podría ser un problema para el

procesamiento en el modo convertido de ondas SV. En el más simple de los casos de isotropía transversal, las ondas SH no se encuentran afectadas.

Un ejemplo de este tipo de anisotropía, es una secuencia de capas constituidas por una intercalación de lutitas y arenas como se muestra en la Figura 24 a). Otro tipo de ocurrencia común, para la anisotropía transversal son las lutitas masivas, que aparentemente no presentan estratificación interna y producen anisotropía transversal..

**Anisotropía Azimutal:** se produce cuando la velocidad de la onda varía con la dirección. Por tanto, una lutita con buzamiento e isotropía transversal podría exhibir anisotropía azimutal. Al igual que un sólido isótropo con fracturas en una o más direcciones como se observa la siguiente figura.

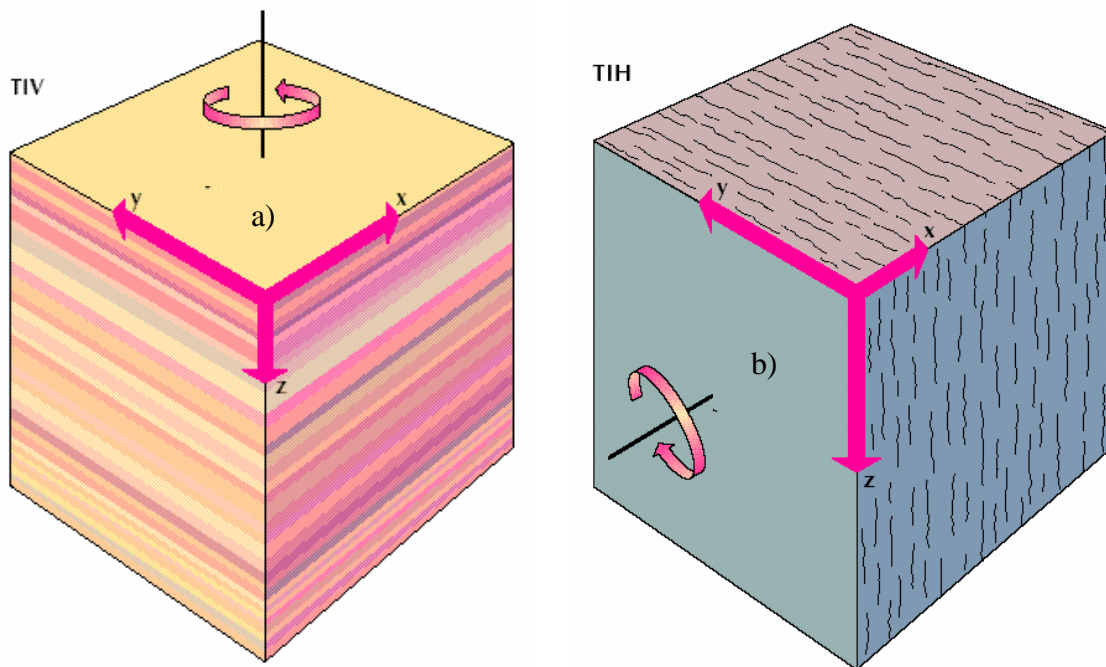


Figura 24 a) Medio con Isotropía Transversal b) Medio con Anisotropía Azimutal.  
(Modificado de Armstrong, 1994)

La anisotropía es definida simplemente como la variación de las propiedades físicas con la dirección de propagación para las ondas P o la dirección de polarización para las ondas S. Sin embargo, las ecuaciones matemáticas que la caracterizan se presentan bastante complejas. (Thomsen, 1986)

En un medio isótropo la velocidad viaja a la misma velocidad en cualquier trayectoria de viaje. Por lo tanto el frente de onda forma una semiesfera. Para un medio con anisotropía transversal y un eje vertical de simetría (caso de intercalaciones lutitas y areniscas) la velocidad vertical es superior a la horizontal nótese en la Figura 25 que la semiesfera formada en el caso anisótropo quedaría deformada debido a las diferencia entre las velocidades vertical y horizontal.

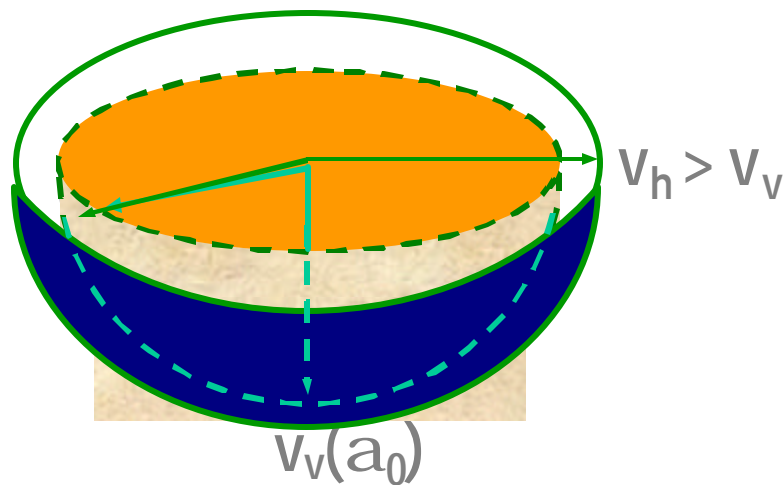


Figura 25 Diferencias entre la velocidad horizontal y vertical (Modificado de Ran Zhou, 2002)



Thomsen (Geophysics, 1986) uso dos parámetros, e (epsilon) y d (delta) para ayudar a describir el comportamiento anisótropo de las ondas P y las Sv en medios con anisotropía transversal:

$$VP_2(\theta) = a_0 [1 + e \sin^2 \theta + D^*(\theta)]$$

$$VSV_2(\theta) = \beta_0 [1 + v_{ps}^2 e \sin^2 \theta - V_{ps} D^*(\theta)]$$

$$V_{ps}^2 = a_0 / \beta_0$$

Donde:

$\theta$  = Angulo de incidencia

$a_0$  y  $\beta_0$  = Velocidades de onda P y S en incidencia normal respectivamente.

$D^*(\theta)$  = es una función de  $\theta$  y también esta relacionada a e, d y  $V_{ps}$ .

El parámetro anisótropo e mide la diferencia fraccional entre las velocidades de onda P medidas vertical y horizontalmente:

$$e = [VP(\theta/2) - a_0] / a_0$$

El parámetro d esta relacionado al coeficiente elástico en ecuación generalizada de la ley de Hooke. Si la anisotropía es causada por estratificación fina de material isótropo, entonces, entonces  $d < e$  (Berryman, 1979). Cuando la anisotropía es pequeña (menor a 20%, anisotropía débil), las velocidades sísmicas son:

$$VP(\theta) = a_0 [1 + d \sin^2 \theta \cos^2 \theta + e \sin^4 \theta]$$

$$VSV(\theta) = \beta_0 [1 + v_{ps}^2 (e - d) \sin^2 \theta \cos^2 \theta]$$

Generalmente e domina la anisotropía en propagación cercana a la horizontal ( $\theta$  grande), y d controla la anisotropía casi vertical. ( $\theta$  pequeño).

## **IMPEDANCIA ACÚSTICA**

Cada interfase en una sección litológica se supone deba generar un pulso debido a la reflexión, cuya amplitud y polaridad están determinadas por el contraste acústico a través de la interfase. La propiedad de roca que define este contraste acústico es denominada impedancia acústica.

La impedancia acústica es el producto de la densidad y la velocidad sísmica. La impedancia de una interfase se mide mediante su coeficiente de reflexión. A su vez el coeficiente de reflexión se calcula tomando la diferencia de dos impedancias acústicas divididas por la suma de estas.

## **COEFICIENTES DE REFLEXIÓN**

Los coeficientes de reflexión y de transmisión para cualquier ángulo de incidencia están completamente determinados por la densidad y las velocidades de onda P y S. Estos parámetros a su vez dependen de las propiedades físicas del medio como litología, porosidad, y contenido del fluido de los poros. Es así como las ecuaciones que representan a dichos coeficientes vienen expresadas en términos de impedancia, variando según el modo de conversión de la onda.

El coeficiente de reflexión de una onda P como función del ángulo de incidencia  $R_{pp}(\theta)$  es definido como la relación entre la amplitud de la onda P reflejada y la onda P incidente. Similarmente, el coeficiente de transmisión de la onda P  $T_{pp}(\theta)$  es la relación entre la amplitud de la onda P transmitida y la onda P incidente. Por otra parte  $R_{ps}(\theta)$  es la relación entre las amplitudes de la onda S reflejada y la onda P incidente, y  $T_{ps}(\theta)$  es la relación entre las amplitudes de la onda S transmitida y la P incidente.

En el caso de incidencia normal, no existen ondas S convertidas y el coeficiente de reflexión de onda P esta dado por:

$$R_p = \frac{I_{p2} - I_{p1}}{I_{p2} + I_{p1}} = \frac{1}{2} \frac{\Delta I_p}{I_{pA}} \approx \frac{1}{2} \ln \left( \frac{I_{p2}}{I_{p1}} \right)$$

donde  $I_p$  es la impedancia de la onda P

$I_{p1}$  = impedancia del medio 1 =  $\rho_1 V_{p1}$

$\rho_1$  = densidad del medio 1

$I_{p2}$  = impedancia del medio 2 =  $\rho_2 V_{p2}$

$\rho_2$  = densidad del medio 2

$I_{pA}$  = impedancia promedio a través de la interfase =  $(I_{p2} + I_{p1})/2$

$\Delta I_p = I_{p2} - I_{p1}$

## AMPLITUDES SÍSMICAS

Las amplitudes sísmicas son una expresión de la impedancia acústica la cual convolucionada con una señal en tiempo genera la traza sísmica. La polaridad de la misma esta vinculada según la convención que se desee utilizar. En general, si la impedancia es positiva, es decir la onda viaja en un medio donde la velocidad va en aumento, entonces la polaridad será positiva.

## PREDICCIÓN DE LA DENSIDAD

Es posible obtener una curva de densidades a partir de las velocidades de ondas sísmicas mediante la relación de Gardner :

$$\rho = a \cdot V^{1/4}$$

Donde V es la velocidad de onda sísmica  $V_p$  o  $V_s$ . y "a" es una constante cuyo valor es 0.31 para m/s y 0.23 para pie/s.

## 4. METODOLOGIA

### GENERACIÓN DEL MODELO DE VELOCIDADES

El diseño del modelo de velocidades consistió en un proceso de ensayo y error. Se comenzó creando un bosquejo de un posible modelo de velocidades restringido por datos geológicos suministrados por la compañía operadora propietaria del pozo.

El bosquejo inicial fue entonces digitalizado usando el programa de diseño de adquisición y modelado VECON. Se cargaron los datos de desviación del pozo y ubicación de los receptores y fuentes. Se corrieron diferencias finitas elásticas para obtener los tiempos modelados de las primeras llegadas a cada uno de los receptores.

Para afinar el modelo se compararon los tiempos modelados y reales de las primeras llegadas, hasta lograr una diferencia en tiempo menor a 5 ms entre datos reales y modelados. A continuación en la siguiente figura se muestra el modelo obtenido.

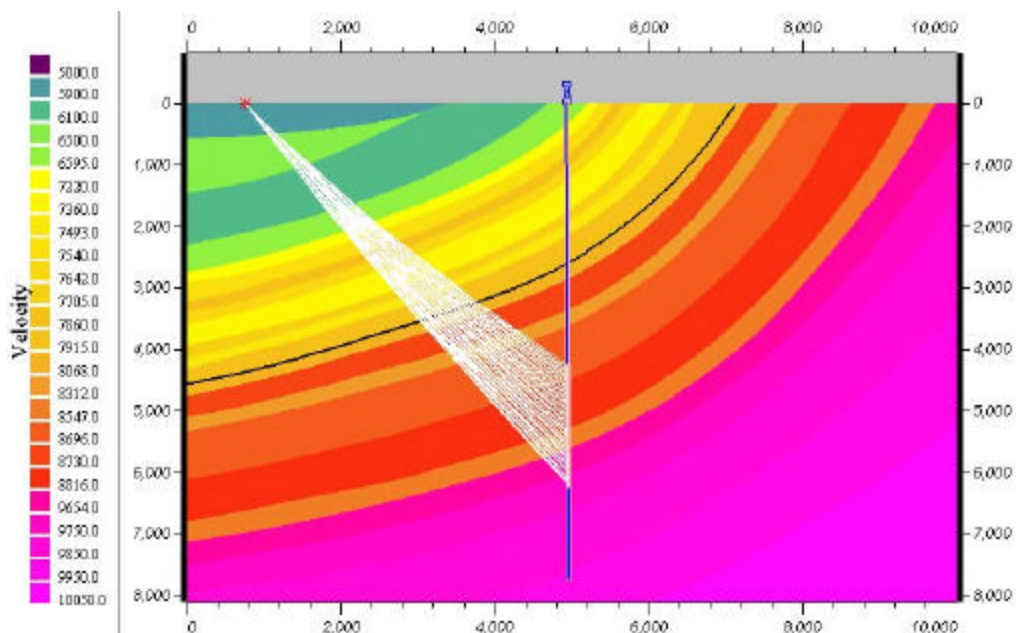


Figura 26 Modelo de velocidades complejo de capas curvas generado en VECON.

Además de este modelo creado en VECON fue necesario crear un modelo de velocidades de capas planas, debido a que algunos módulos del programa utilizado solo trabajan con base a este tipo de modelos. Específicamente en las aplicaciones para la rotación basada en modelo y la transformada VSP-CDP se utilizo el modelo de capas planas que se encuentra en la siguiente figura.

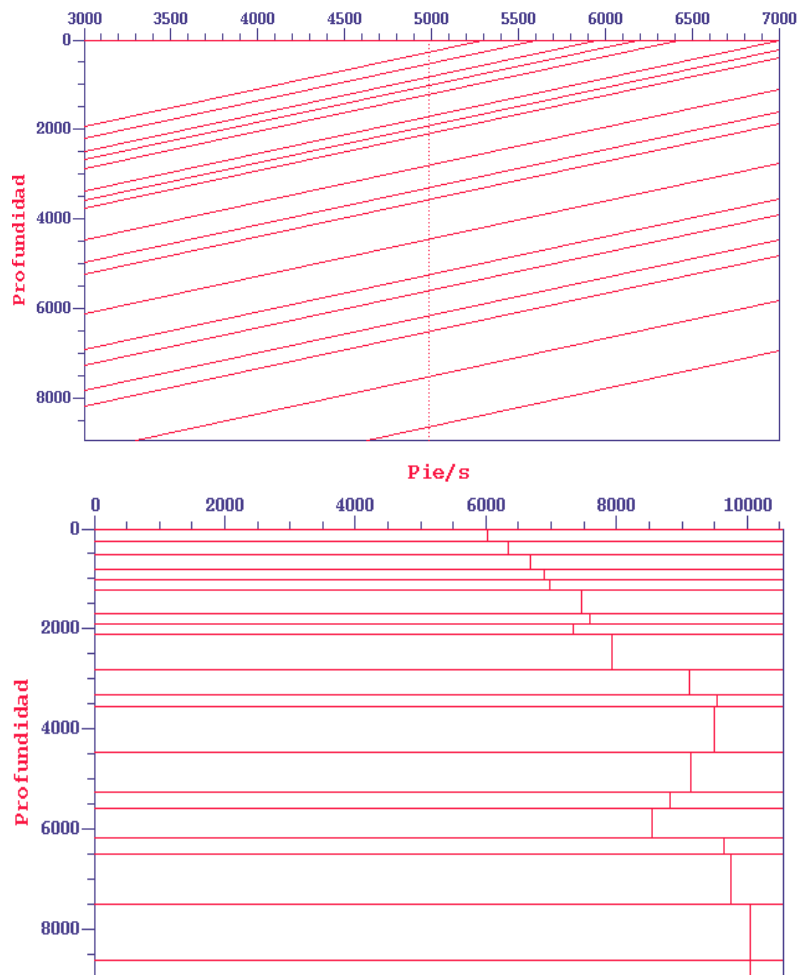


Figura 27 Modelo de velocidades simple de capas planas.

Para generar el modelo de velocidades con capas anisótropas se identificaron las capas más susceptibles a presentar anisotropía. Debido a que los registros de pozos acústico y rayos gamma se midieron de 4100 a 6150 pies, para determinar las capas con anisotropía someras solo se utilizó información aportada por el informe geológico del pozo. Se generó un modelo de velocidades anisótropo en formato Grid Model, el cual se puede observar a continuación.

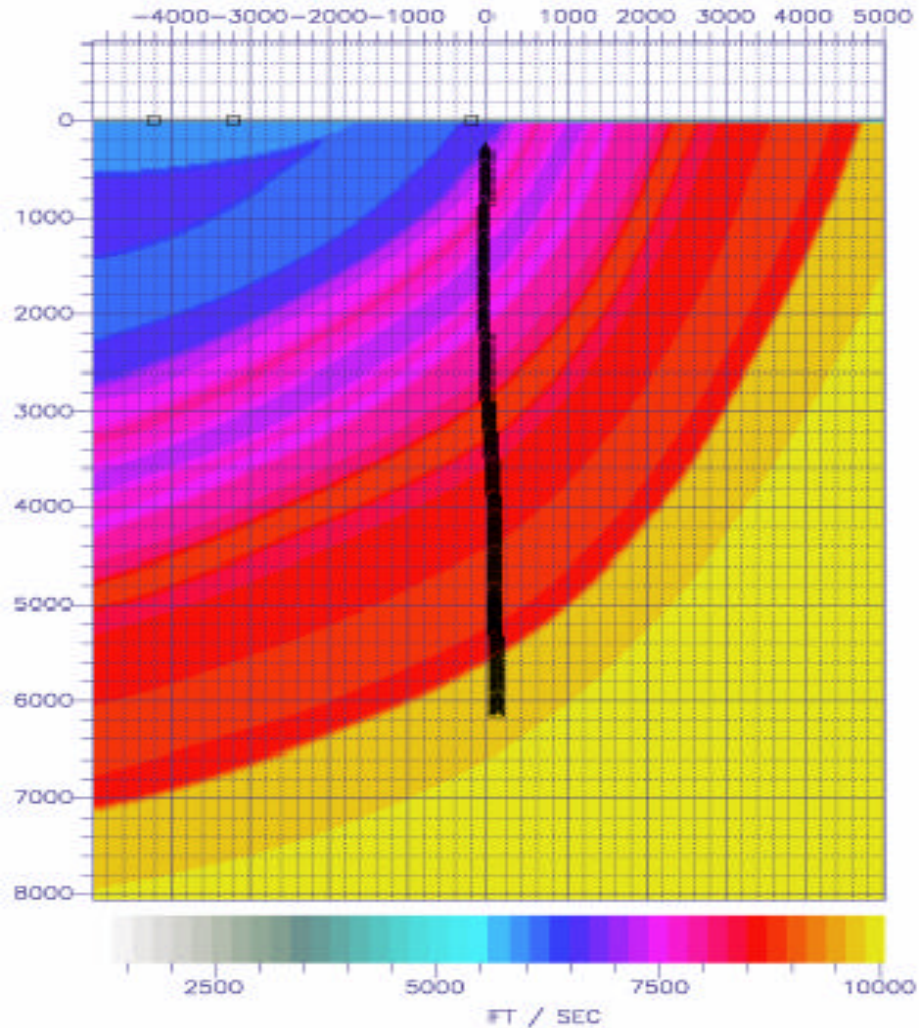


Figura 28 Modelo de velocidades anisótropo.

A continuación se muestra los registros de pozo utilizados para la identificación de las capas a las que se le incluyeron los parámetros anisótropos de Thomsen: e y d.

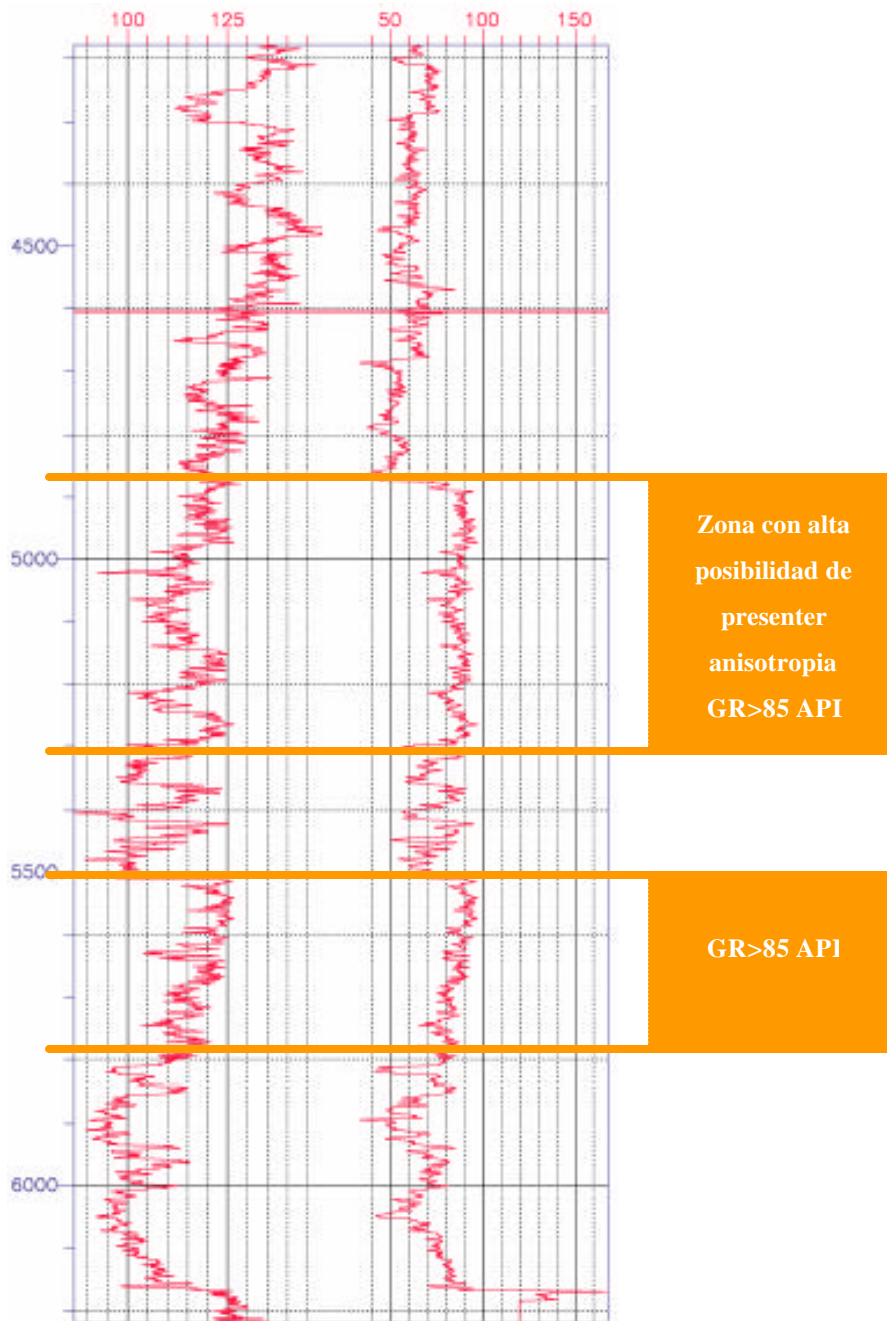
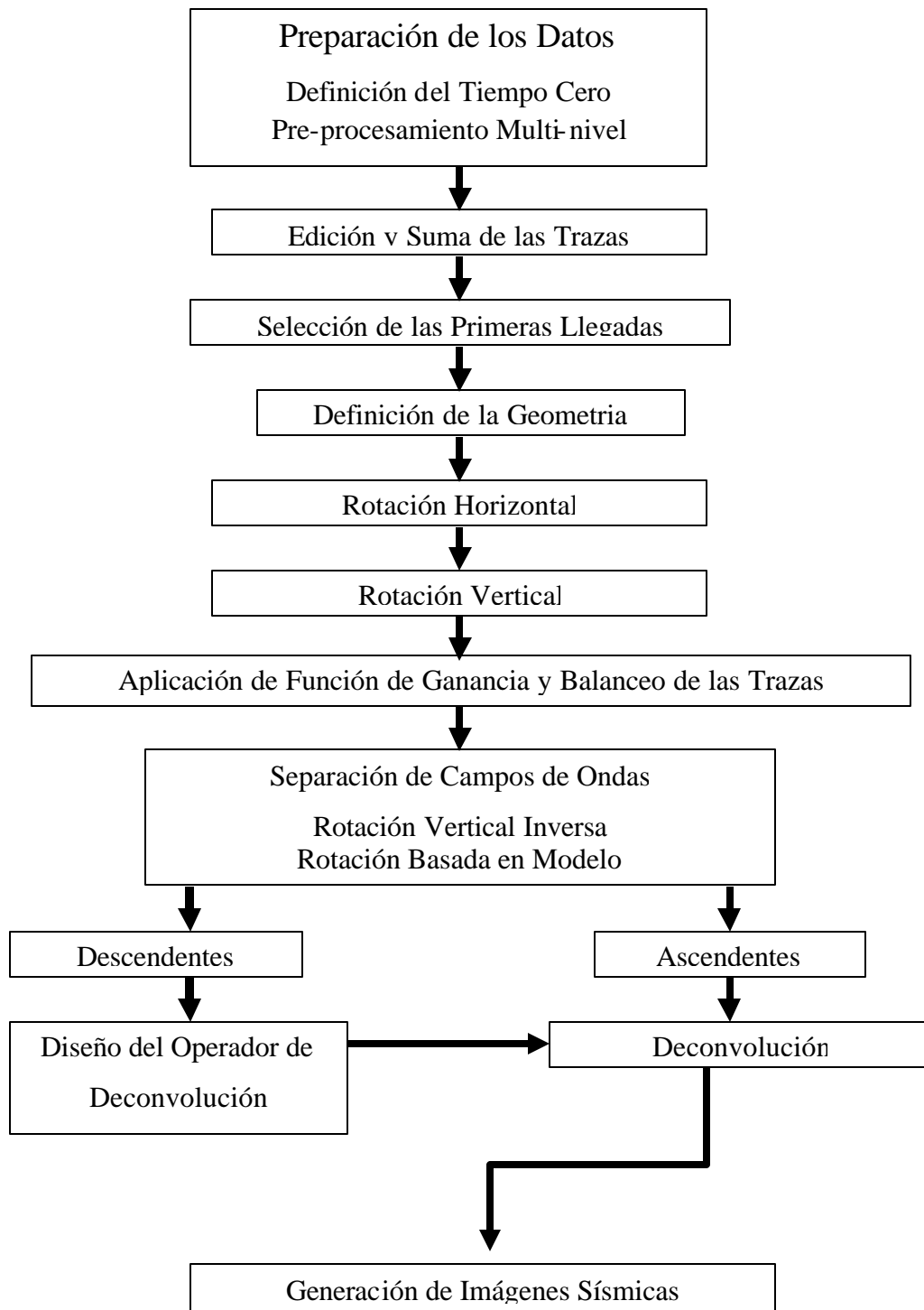


Figura 29 Registros de pozo. Izq: Acústico, Der: Rayos Gamma. Se pueden observar dos intervalos con valores de GR superior a los 85 grados API.

## Procesamiento de los Datos VSP





## PROCESAMIENTO DE LOS DATOS VSP

La metodología aplicada para la preparación de los datos para distancia fuente-receptor (offset) cercana, intermedia y lejana fue igual en los tres casos. Esta se describe a continuación:

### Definición del Tiempo Cero

Debido a que la fuente utilizada fue un cañón de aire fue necesario asignar un tiempo cero a cada una de las trazas. Una vez cargados los datos se identificaron las trazas correspondientes a los hidrófonos monitores, se extrajeron y se marcaron los tiempos de las primeras llegadas.

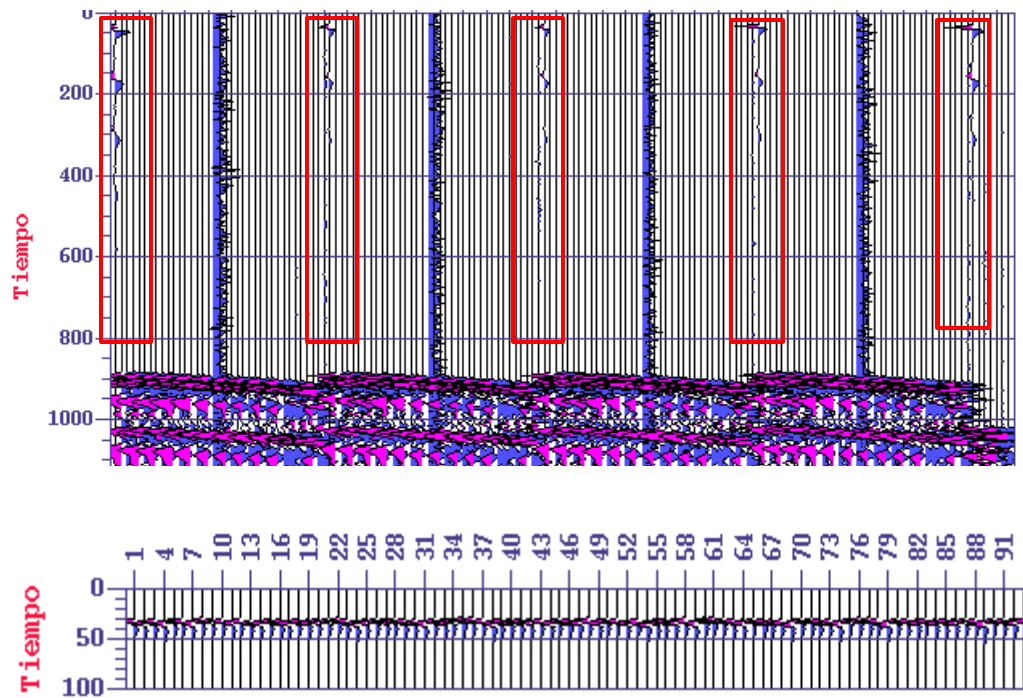


Figura 30 Señal correspondiente a hidrófonos monitores identificadas en datos crudos y luego extraídas en un archivo independiente.

Luego utilizando el modulo "External Time Break" se desplazaron las trazas en tiempo de acuerdo a la información contenida en el encabezado de las trazas de los hidrofónos monitores picados.

## **Modificaciones a los Encabezados de Trazas**

Motivado a diferencias entre los formatos del equipo de grabación y del programa de procesamiento, fue necesario realizar modificaciones en los encabezados del conjunto de datos.

## **Preprocesamiento Multi-nivel (MLR)**

Se utilizo el módulo "MLR Preprocessing", el cual es utilizado para pre-procesar datos adquiridos con herramientas multi-nivel (MLR, multi-level receivers). En este caso particular la herramienta utilizada consistía en un arreglo de 12 geófonos

## **Edición y Suma de las Trazas**

Para cada nivel de profundidad más de un disparo es grabado con la finalidad de asegurar la calidad de los datos e incrementar la relación señal-ruido. Luego es necesario sumar las trazas grabadas en cada nivel. Previamente se chequearon que las trazas presentaran una forma de onda y amplitud similares, eliminado entonces trazas ruidosas o con características muy distintas (ver Figura 31).

Se utilizaron los siguientes parámetros:

- Alineamiento de las trazas: Correlación cruzada ("Cross Correlation") y Alinear con respecto a una traza de referencia ("Align to Reference Trace").
- Tipo de Apilamiento: Se escoge Promedio Aritmético ("Arithmetic Average"), en un principio, viendo que las trazas sean de buena calidad y no presenten mucho ruido o sean defectuosas. En el caso que la mayoría de las trazas eran defectuosas, se cambió al tipo de apilamiento de Mediana Promedio ("Median Clipped Mean"); el cual se encarga de eliminar los dos valores más defectuosos de la muestra, con lo cual se logra mejorar la edición y el apilamiento de los datos.

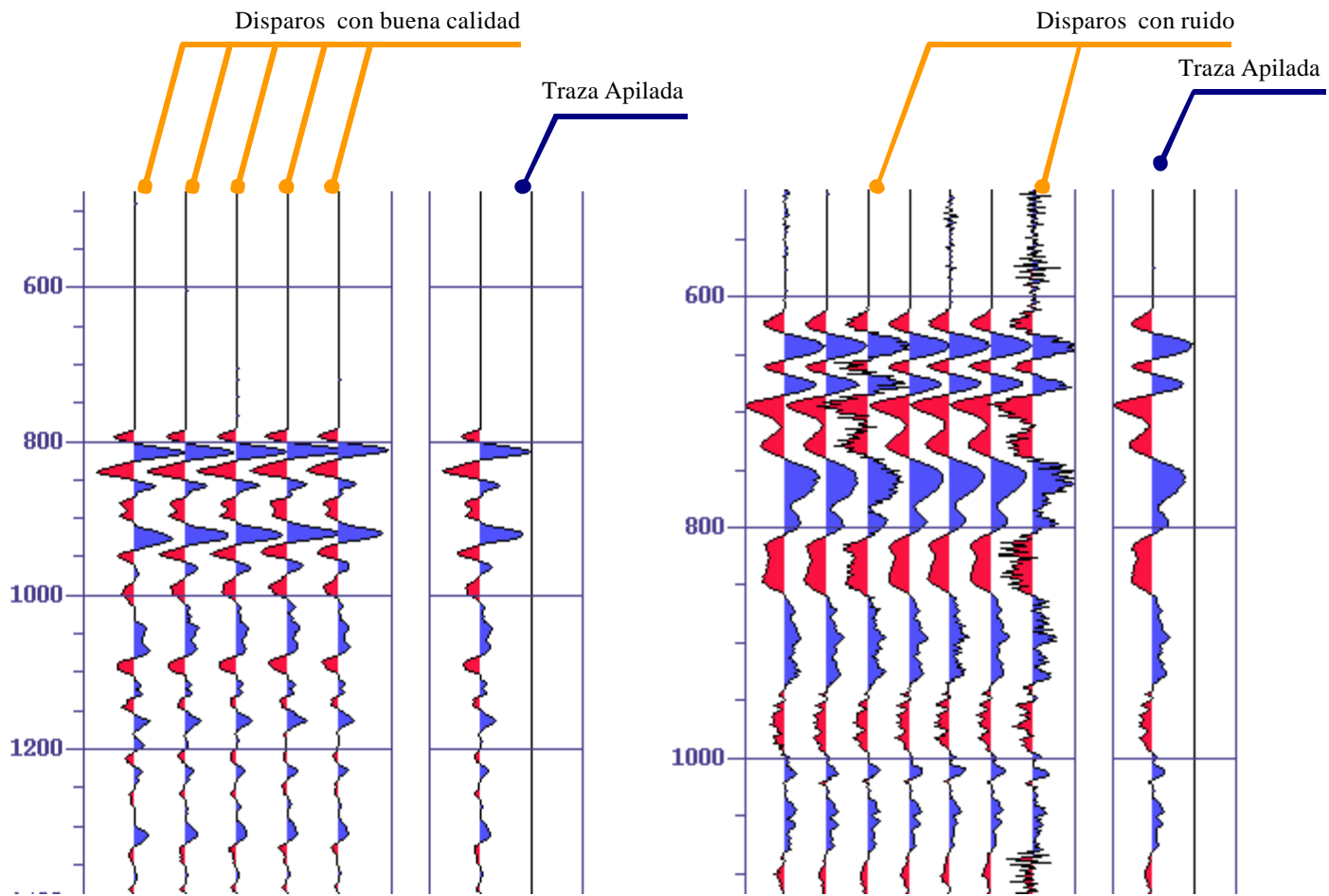
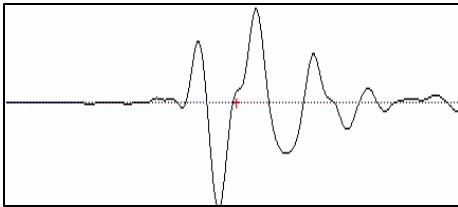


Figura 31 Edición y Suma de las Trazas.

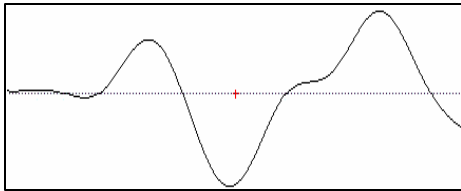
a) conjunto de trazas de buena calidad apiladas. B) conjunto con trazas muy ruidosas.

## Selección de las Primeras Llegadas

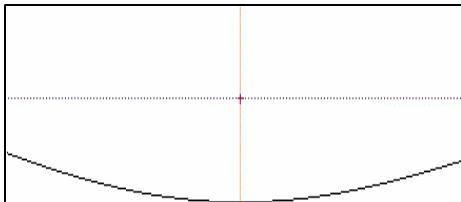
Se eligió la componente vertical, y se marcaron los tiempos de las primeras llegadas en el primer punto de inflexión el programa automáticamente copio los tiempos al resto de las componentes.



Se hace una elección manual y una interpolación lineal con lo cual se puede lograr ubicar la primera llegada lo más cerca del punto deseado.



Luego se realizan los acercamientos necesarios para poder ubicar la primera llegada en el punto deseado.



Hasta, finalmente, alcanzar el punto de máxima amplitud

Figura 32 Opción “Pick and Zoom”.

## Definición de la Geometría

Se procedió a definir la geometría estándar del VSP con base a la elevación de la mesa rotatoria, la velocidad de corrección, elevación del receptor de referencia. Este módulo del programa permite establecer las ubicaciones de cada fuente respecto al pozo mediante los parámetros azimuth y distancia fuente-pozo. Debido a que el pozo no era vertical fue necesario definir la geometría de la trayectoria del pozo mediante una tabla con datos de la desviación suministrada por la empresa operadora.

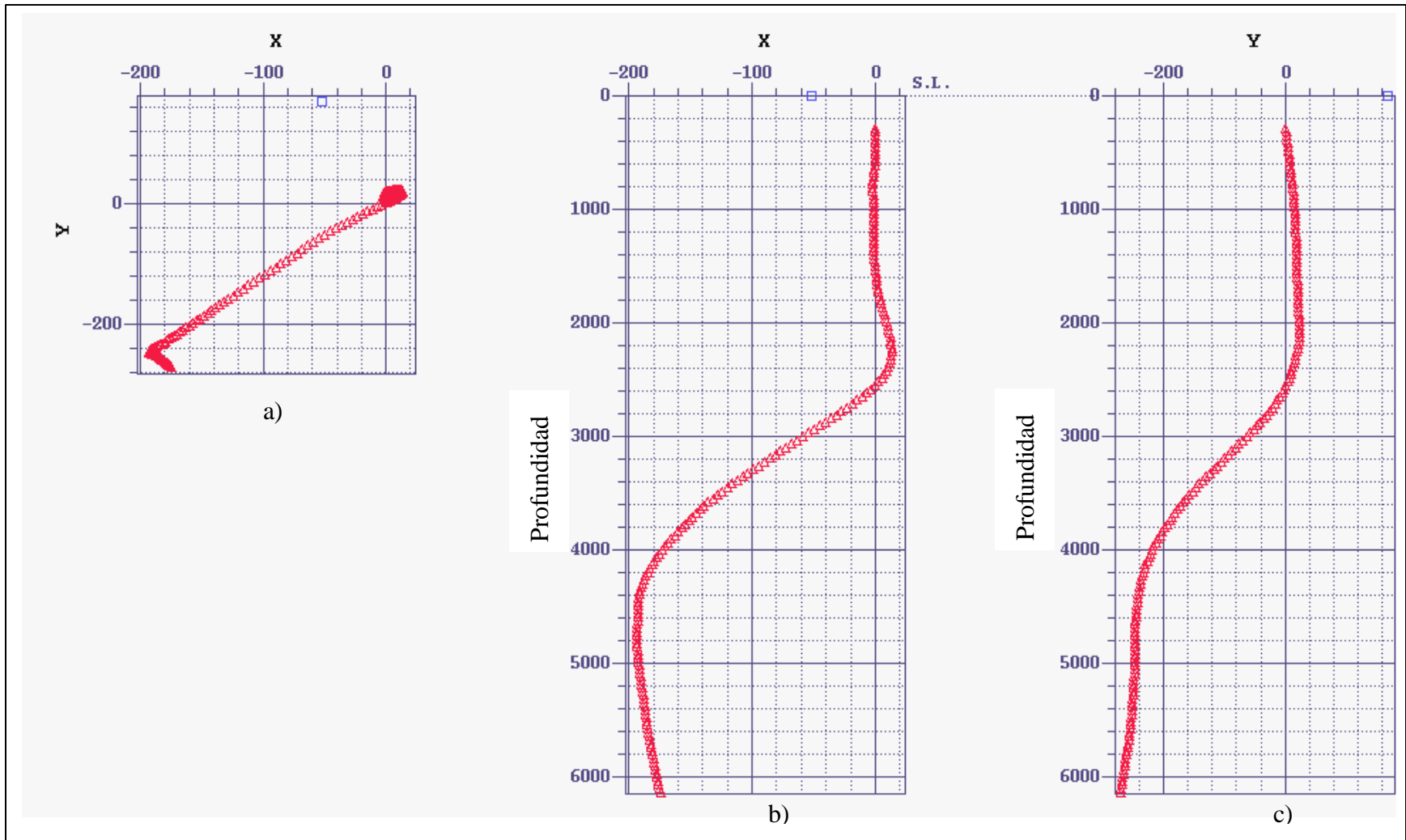


Figura 33 Geometría de adquisición. a) Vista en planta b) Proyección de los receptores en el plano Este-Oeste c) Proyección Norte-Sur

## Análisis Espectral

Se determino el espectro de frecuencias a utilizar en procesos de separación de campo de ondas así como en la deconvolución, mediante un analisis espectral de los datos para cada set de datos. A continuación se muestran para cada offset su respectivo espectro de frecuencias.

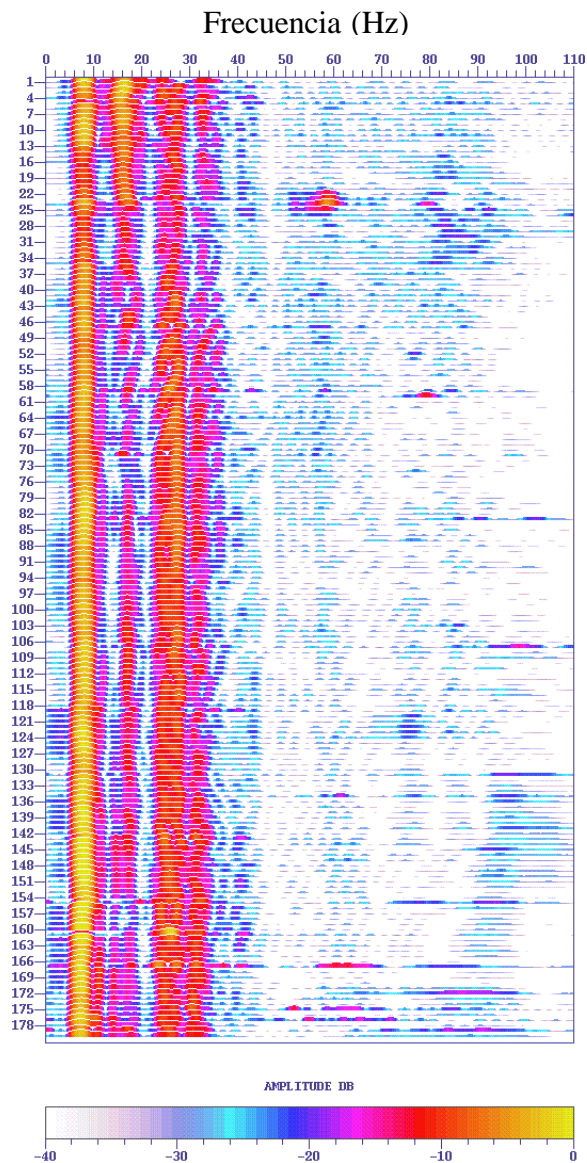


Figura 34 Espectro de frecuencias para datos con fuente cercana al pozo.

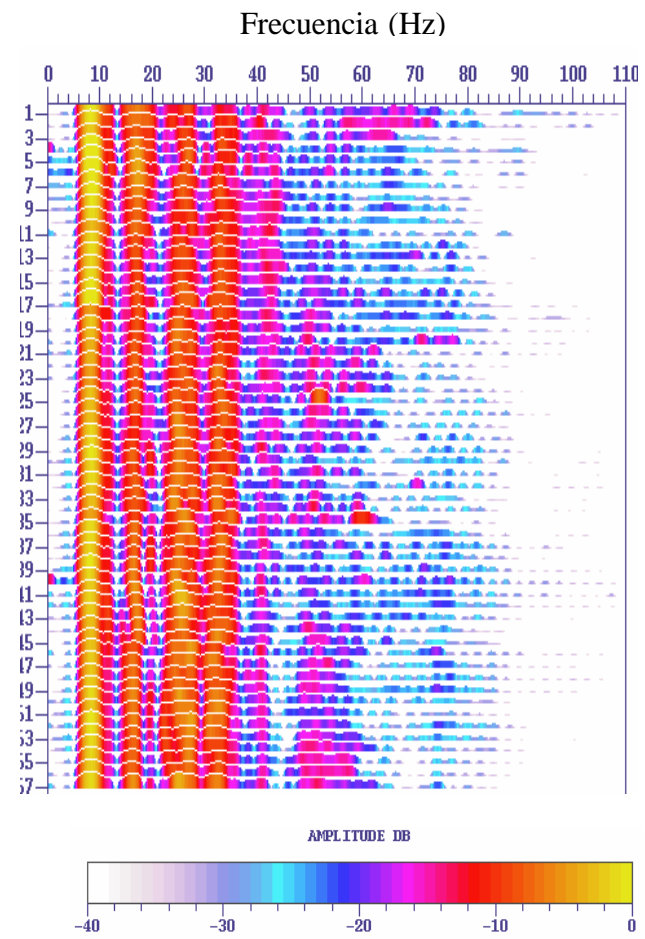
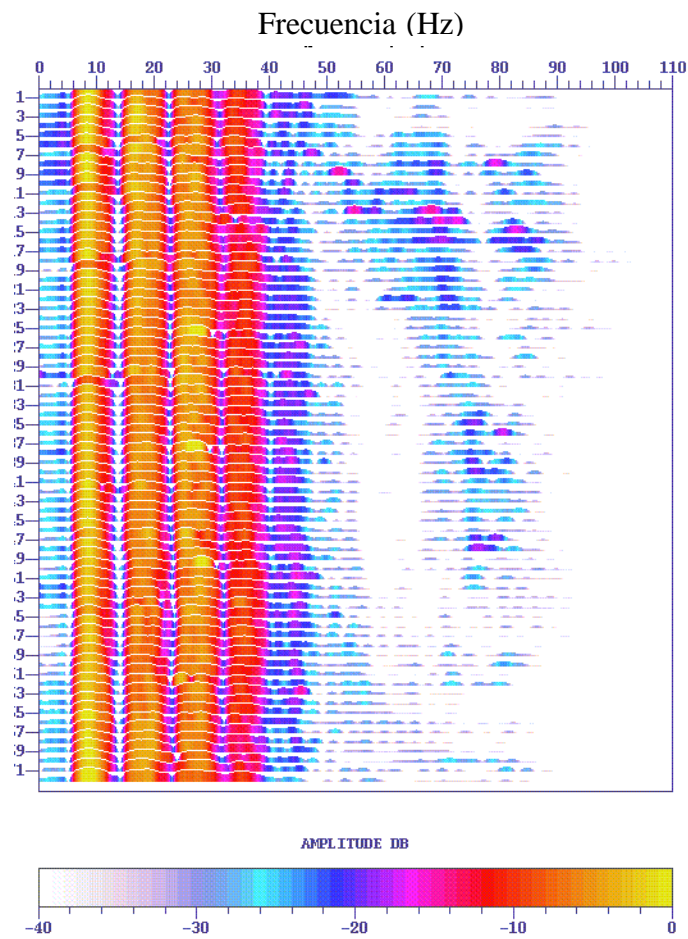


Figura 35 Espectro de frecuencias de a) Distancia fuente-receptor intermedia b) Distancia fuente-receptor lejana.

## **Separación del Campo de Ondas**

El fenómeno de la propagación de una onda sísmica es un problema tridimensional, debido a que cada componente sólo logra captar la proyección del evento a la cual es más sensible; de ahí que no se pueden recuperar las amplitudes y la forma de onda correcta del registro con grabaciones en sensores con un solo componente. Sólo se puede recuperar esta información con grabaciones multi-componentes las cuales preservan la propiedad vectorial del campo de ondas elástico generado por la fuente sísmica.

A continuación se presentan los pasos seguidos para lograr la separación del campo de ondas:

- Rotación vertical
- Rotación horizontal
- Separación de las tres componentes (Directa, Perpendicular y Transversal)
- Separación de los campos de ondas en las componentes Directa y Perpendicular
- Fusión de los campos de ondas ascendentes extraídos de las componentes Directa y Perpendicular.
- Rotación inversa
- Rotación basada en modelo

## **Rotación Horizontal y Vertical**

Los datos de VSP de tres componentes proveen la capacidad de identificar y separar ondas compresionales (P) y de cizalla (S) tomando ventaja del movimiento de las partículas en direcciones ortogonales. Los datos de tres componentes pueden además ser utilizados para determinar el ángulo de incidencia de la ondícula.



Utilizando herramientas triaxiales (3 componentes) es posible reconstruir el campo de ondas elástico completo en datos de VSP. Los tres componentes de los geófonos son comúnmente llamados H1, H2 y V. Las componentes H1 y H2 (componentes horizontales) poseen sus ejes perpendiculares al eje vertical de la herramienta y están orientados 90 grados uno al otro.

Para poder analizar los datos de las componentes horizontales, la orientación de la herramienta debe estar establecida y luego los datos son manipulados para que todos los geófonos tengan la misma orientación. Para lograr esto se utiliza un instrumento llamado Giroscopio, este servicio generalmente es muy costoso y añade una considerable longitud al arreglo de geófonos. El problema de la orientación de los geófonos puede ser resuelto mediante algoritmos matemáticos que permiten manipular los datos de forma de orientar uno de los ejes del geófono en la dirección de la fuente. En la siguiente figura se muestra una representación de las componentes vertical y horizontales de un geofono cualquiera, antes y después de rotación horizontal.

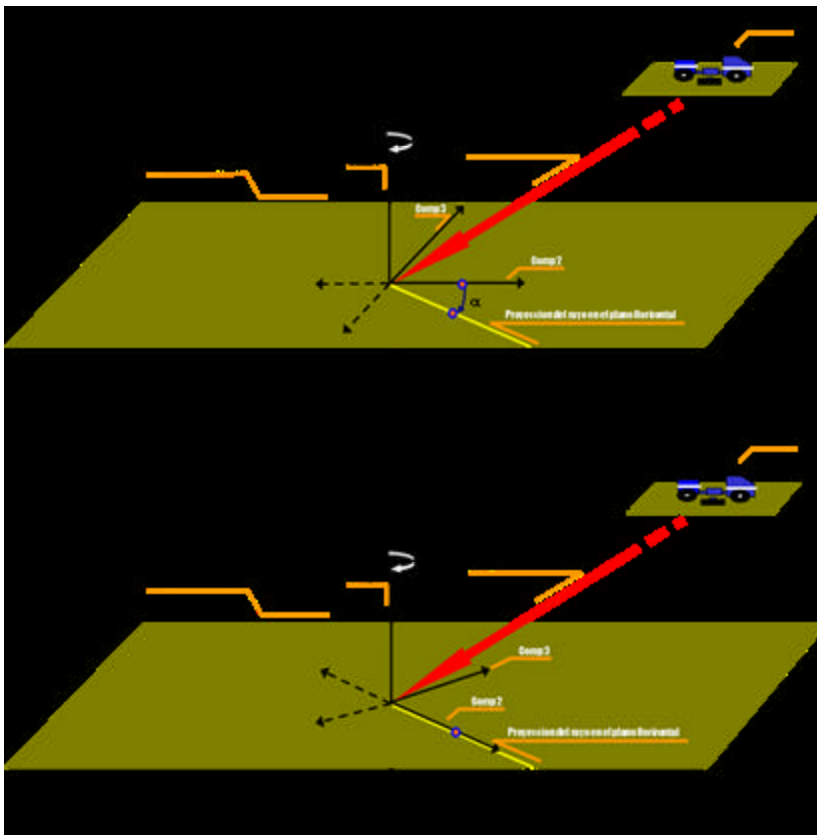


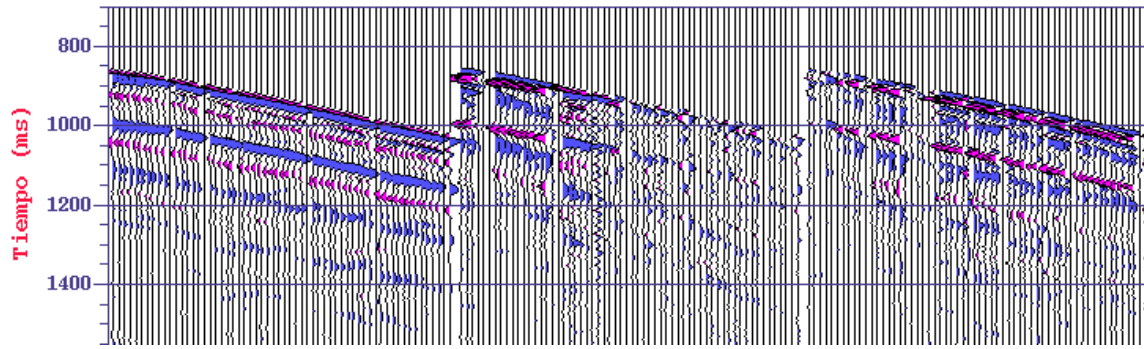
Figura 36 Rotación Horizontal. La flecha roja representa el rayo de incidencia de onda directa. Y su proyección en el plano horizontal (línea amarilla). Los ejes horizontales se rotan hasta hacer coincidir a H1 con la proyección del rayo.

Como se menciono anteriormente a menos que se haya contado con la utilización de un Giroscopio las orientaciones de los geófonos horizontales son desconocidas, y diferentes de un nivel de profundidad a otro. Para corregir esta orientación aleatoria de los ejes horizontales, matemáticamente se rotan los datos de manera que una de las componentes horizontales quede orientada en el plano vertical fuente receptor.

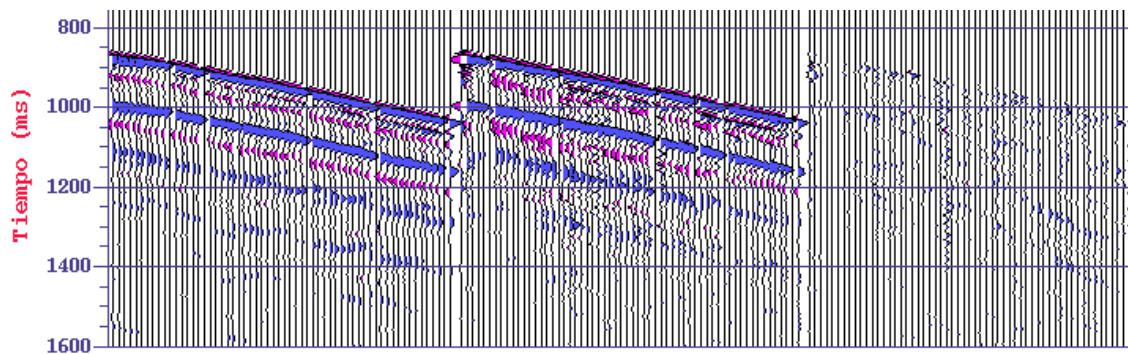
Luego de realizada la rotación horizontal, las componentes del vector original se encuentran alineadas en el plano horizontal. Una de las componentes horizontales sigue la dirección de la proyección horizontal del vector y ahora es llamada componente radial, la cual contiene la mayor parte de la información de las ondas en el plano horizontal. La otra componente horizontal es denominada transversal (VSFusion, 2003)

Para realizar la rotación horizontal, el programa realiza un procedimiento matemático de autovalores entre las dos componentes horizontales, alineando la horizontal 1 con la horizontal 2 y se obtiene la rotación horizontal en base a una ondícula completa, a partir de las primeras llegadas obtenidas anteriormente.

Debido a que ahora una de las componentes horizontales se encuentra alineada hacia la fuente se puede observar un incremento de energía en la señal contenida en esta componente, y por lo tanto, una disminución en la energía de la señal de la otra componente horizontal (transversal). Estos cambios de energía se pueden observar perfectamente en la Figura 37, donde se muestran las tres componentes antes y después de la rotación.



a)



b)

Figura 37 Conjuntos de datos antes y después de la rotación horizontal. Nótese la transferencia de energía de la componente 3 (Trasversal) a la componente 2 (Radial).

En el momento inicial, antes de realizar la rotación vertical, se posee una componente vertical y dos componentes horizontales; una componente denominada radial y otra llamada transversal.

Al realizar la rotación vertical, la componente radial se orienta hacia la dirección de la energía incidente o campo de ondas descendentes, y pasa a denominarse componente directa (D).

Para determinar este ángulo de rotación  $\beta$ , el paquete de procesamiento debe realizar, al igual que en el caso de la orientación horizontal, un análisis de polarización de las señales.

La componente vertical negativa se sitúa a 90 grados, en el sentido de las agujas del reloj, de la componente Directa y pasa a llamarse componente Perpendicular (P). Por su parte, la componente transversal permanece sin variar puesto que es el eje de rotación. (VS Fusion, 2003)

El propósito de la rotación vertical es aislar en una sola componente el campo de ondas P descendentes. Esto es posible gracias a la perpendicularidad en el movimiento de las partículas causado por el paso de las ondas compresionales (P) y de cizalla (S). En la Figura 38 sistema se encuentra rotado horizontalmente (los rayos incidentes así como las componentes H y V se encuentran en el mismo plano).

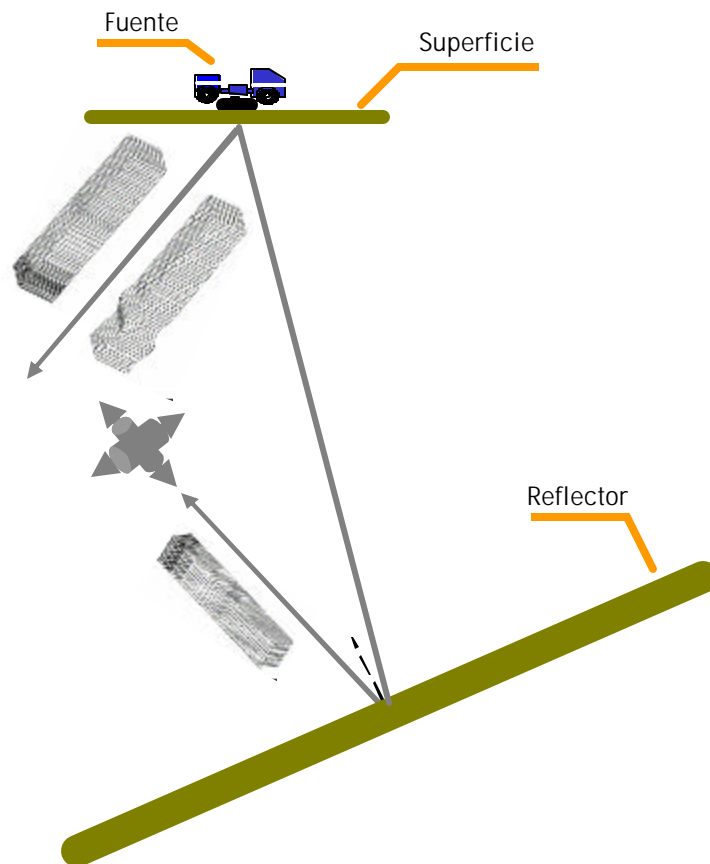


Figura 38 Movimiento de las partículas producido por el paso de ondas P y S. Las ondas P producen un movimiento en las partículas longitudinal respecto a la dirección de viaje de la onda, mientras que las ondas S (cizalla) causan un movimiento transversal.

Para poder aislar la energía de onda P descendente es necesario rotar verticalmente la componente horizontal y alinearla en dirección de la fuente como se puede apreciar en la Figura 39 la componente horizontal termina apuntando a la fuente.

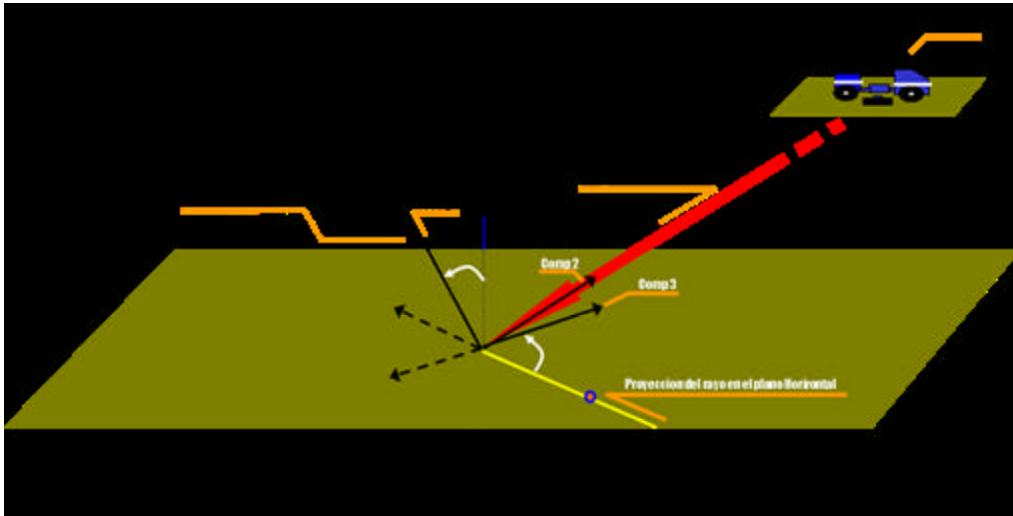


Figura 39 Rotación Vertical. Alineación de H1 con el rayo incidente.

Una vez realizada la rotación horizontal y vertical la totalidad de la energía de ondas descendentes P se encuentra aislada en la componente directa. Esto se puede apreciar en la Figura 40 donde una nueva transferencia de energía de la componente vertical a la Directa es bastante notable.

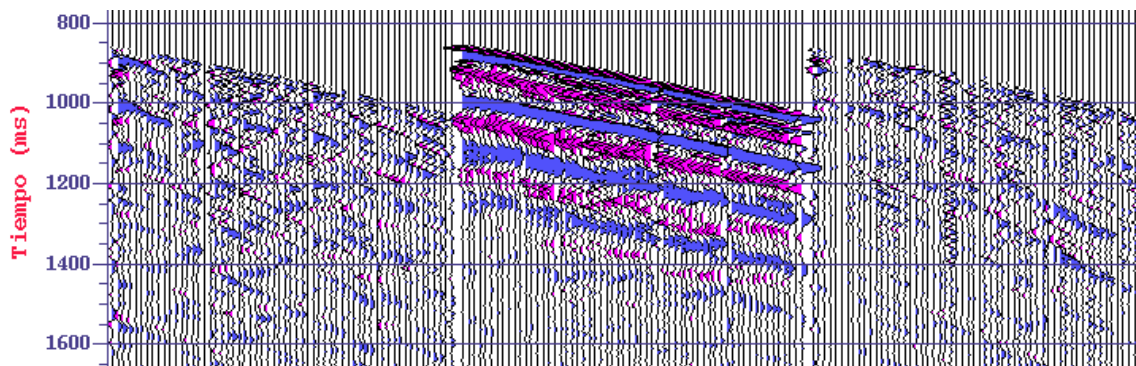


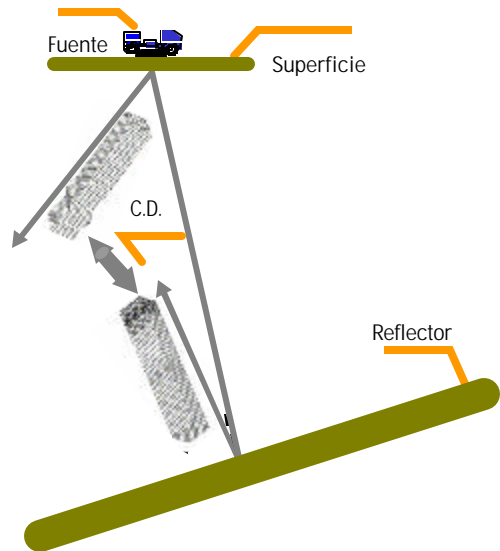
Figura 40 Conjunto de datos después de la rotación vertical. La mayoría de la energía queda aislada en la componente 2 (directa).

Debido a la característica del movimiento transversal y longitudinal de las partículas producido por el paso de las ondas sísmicas S y P los distintos campos de ondas tendrán cierta preferencia a ser grabados en determinadas componentes. Por lo tanto después de la rotación horizontal y vertical la componente directa (Vert., comp1) y perpendicular (Hor.,comp2) contendrán señal correspondiente a los campos de ondas mostrados en la siguiente figura:

Componente directa (C.D.):

(Comp. H1)

- Totalidad de onda P descendente
- Mayoría de ondas S ascendentes



Componente perpendicular (C.P.):

(Comp. V)

- Mayoría de onda P ascendente
- Mayoría de ondas S descendentes

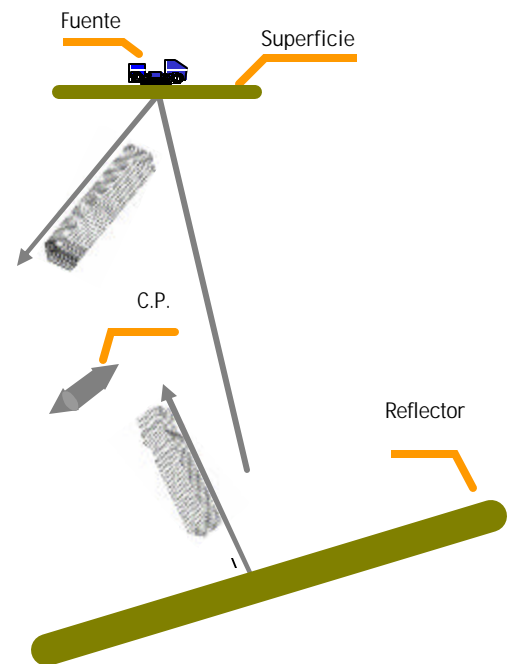


Figura 41 Distribución de los campos de ondas en las componentes directa y perpendicular

## Aplicación de Función de Ganancia y Balanceo de las Trazas

Para elegir la ganancia adecuada y eliminar el decaimiento que produce la divergencia esférica sobre las amplitudes de las ondas sísmicas, se utilizó función empírica de la forma:

$$G(t) = A * T^n$$

Donde A es la velocidad RMS al cuadrado y T es el tiempo de viaje simple. Según Hardage n varía entre 1 y 2 siendo este el exponente de la función de ganancia.

Se puede observar que el resultado se ajusta a la forma de la función propuesta por Hardage, y donde el exponente 1,2554 expresa el coeficiente de la ganancia que se debe aplicar.

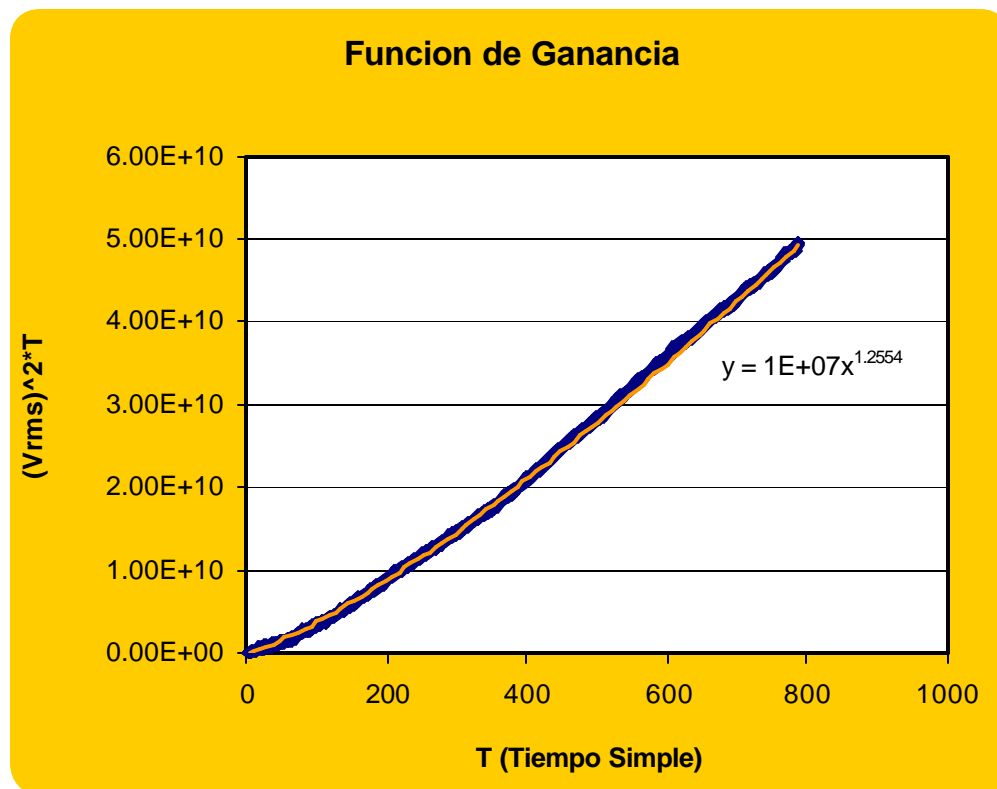


Figura 42 Cálculo de la ganancia.

## Separación de componentes y aplicación de filtros para aislar campos de ondas

Antes de comenzar con la aplicación de los filtros fue necesario separar las tres componentes (directa, perpendicular y transversal) en archivos independientes, esto para cada conjunto de datos (distancia fuente-receptor cercana, intermedia y lejana). A partir de este punto se especificara la metodología aplicada a cada conjunto de datos por separado, debido a las variaciones en el procesamiento aplicado a los datos.

### *Offset cercano: separación de campos de ondas (componente directa)*

El primer paso consistió en aislar las ondas descendientes P y ascendentes S del campo de ondas totales; las primeras necesarias para calcular el operador de deconvolución. Para lograr la separación se utilizo el filtro de la mediana con una longitud de ventana de 35 trazas. Nótese en la Figura 43 a) el campo de ondas totales de la componente directa y b) el campo de ondas P descendentes.

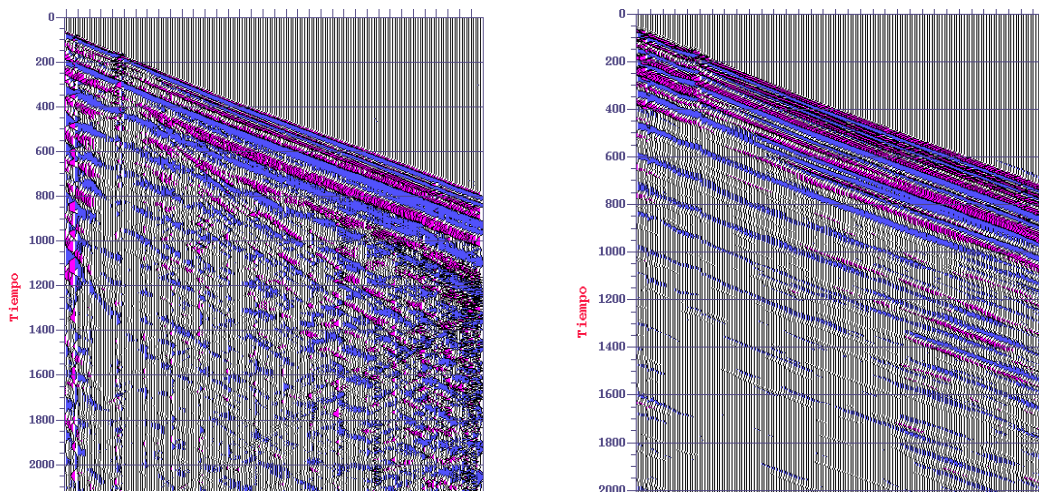


Figura 43 Extracción de ondas P descendentes. a) campo de ondas totales. b) Ondas P descendentes utilizando el filtro de la Mediana.



Después de aplicar el filtro de la mediana se obtuvieron dos archivos uno con las ondas P descendientes (ver figura anterior) y en el otro (ver Figura 44b) el campo de ondas substraído, el cual contiene ondas S ascendentes y residuos de ondas descendentes.

El próximo paso consistió en eliminar el residuo de ondas descendentes. Para lo cual se aislaron las ondas descendentes utilizando un filtro FK como se muestra en la Figura 44b, dejando pasar solo el semi-espacio correspondiente al número de onda positivo. Estas últimas fueron restadas al campo de ondas mayormente S ascendentes de la Figura 44a, obteniendo como resultado un campo de ondas solo ascendentes el cual es mostrado en la Figura 45a.

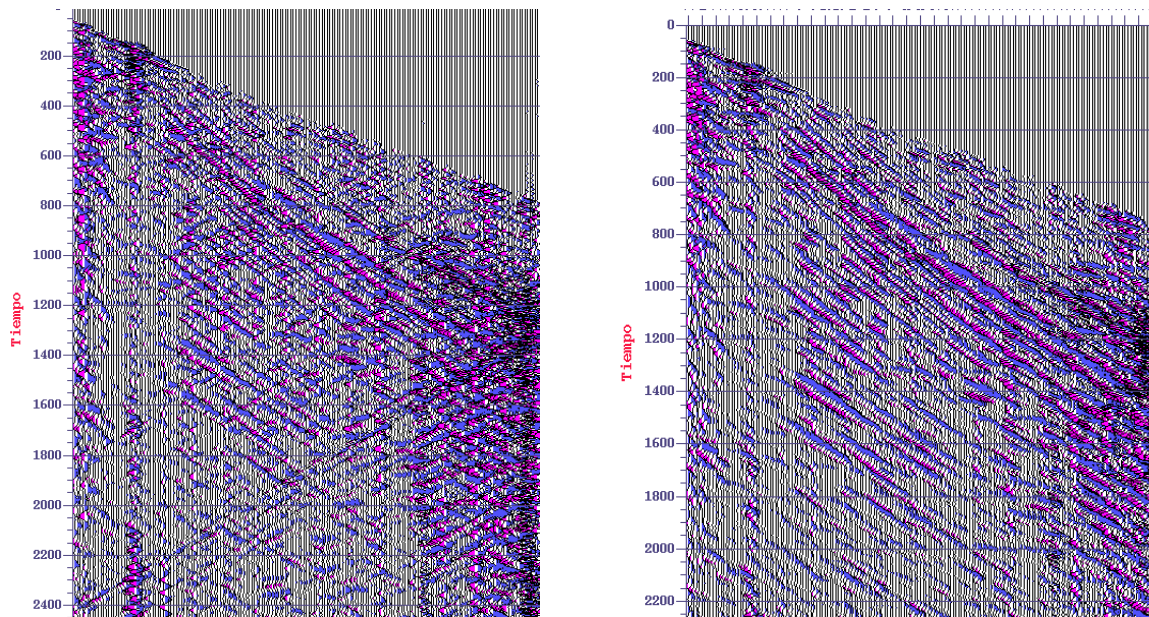


Figura 44 Campo de ondas en la componente directa. a) Campo de ondas con residuos de ondas descendentes. b) ondas descendentes residuales extraídas con filtro FK.

Se puede observar en el campo de ondas obtenido (Figura 45a) presencia de ondas tubo en aliasing. Se intento eliminarlas aplicando un filtro de la mediana bufante, en el cual se elige un evento con una determinada pendiente y al aplicar el filtro este es removido. Debido a la condición de las ondas en aliasing el filtro no fue efectivo. El ruido asociado a las ondas tubo es de alta frecuencia por lo tanto se probó aplicando un

filtro pasa banda. Se comprobó que en la parte filtrada no hubiese señal de interés. El campo de ondas filtrado se puede observar en la siguiente figura.

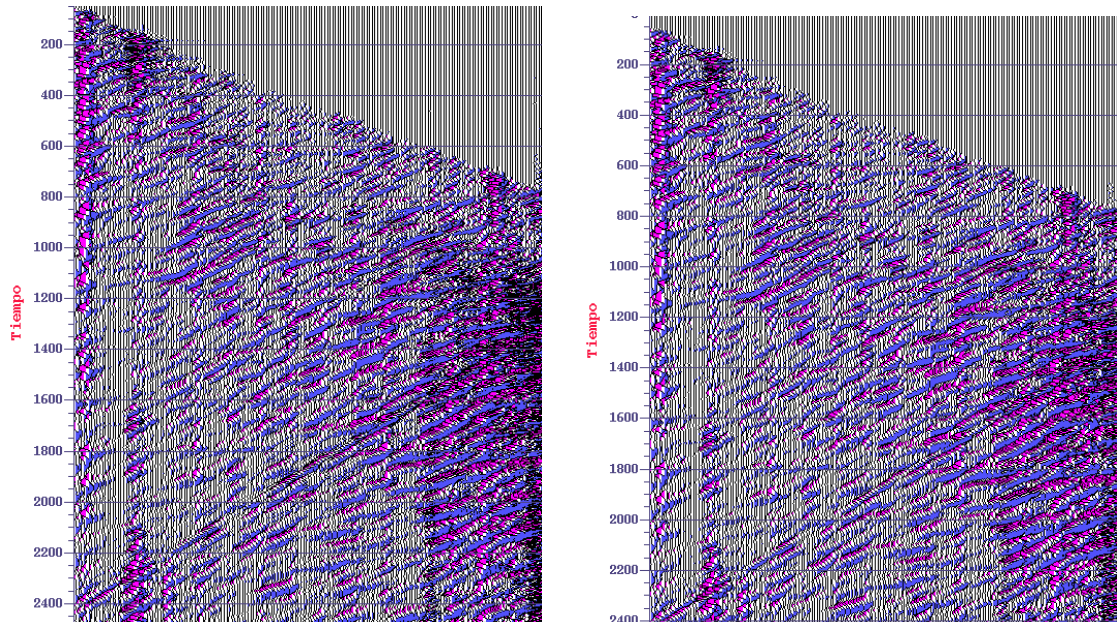


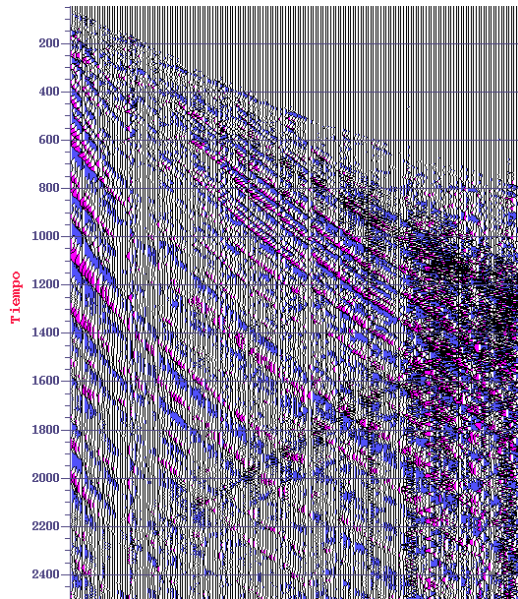
Figura 45 Campo de ondas ascendentes (componente Directa). a) Campo de ondas ascendentes, nótese el ruido introducido por las ondas tubo. b) Luego de aplicar el filtro pasabanda.

#### *Offset cercano: separación de campos de ondas (Componente Perpendicular)*

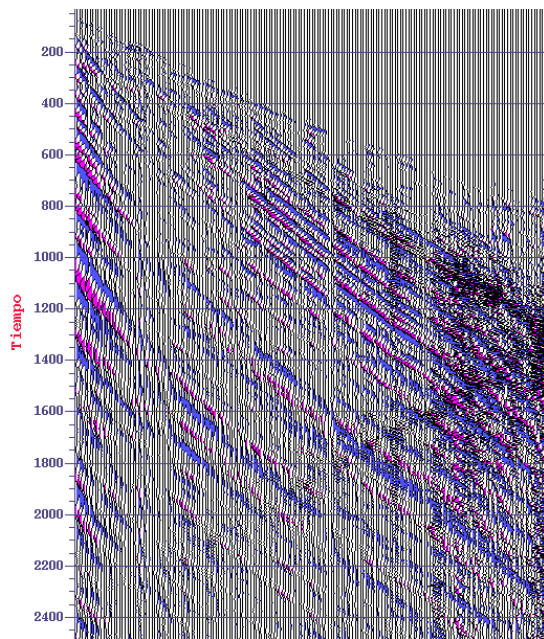
En este caso el campo de ondas descendentes (mayormente S) no tiene ninguna importancia, por lo tanto el procesamiento consistió en aislar el campo de ondas descendentes sin discriminar entre ondas compresionales o de cizalla. En Figura 46a se muestra el campo de ondas totales en la componente perpendicular. Nótese la señal ruidosa producto de las ondas tubo en aliasing.

Al igual que con la componente anterior se extrajo el campo de ondas descendentes (Figura 46b), mediante la utilización del filtro FK y luego se le resto al campo de ondas totales logrando aislar solo las ondas ascendentes como se puede apreciar en la Figura 46c

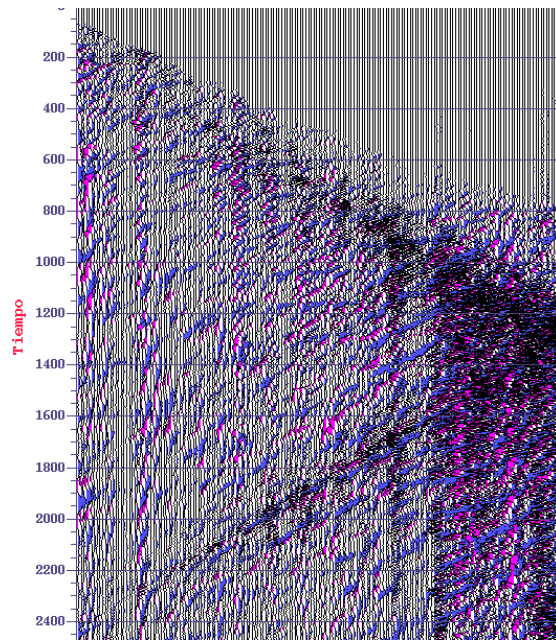




a)



b)



c)

Figura 46 Campo de ondas en la componente perpendicular. a) Campo de ondas totales. b) Campo de ondas descendentes extraidas con filtro FK. c) campo de ondas solo ascendentes.

Se llevo a cabo un análisis espectral de la señal y se determinó que la señal de interés podía ser aislada en el espectro de frecuencia de 5-45 Hz., se aplicó entonces un filtro Pasa Banda y se logro eliminar considerablemente el ruido de la señal. En la figura mostrada a continuación se encuentran el campo de ondas filtrado y el residuo en el cual solo se puede apreciar señal ruidosa sin la presencia de eventos importantes.

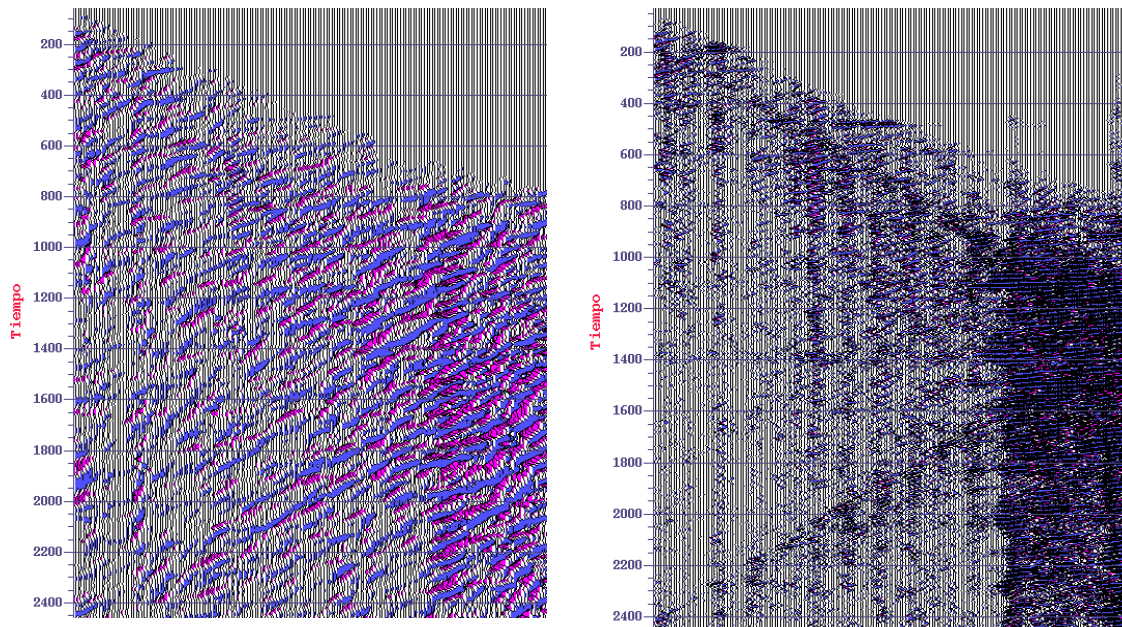


Figura 47 Campo de ondas ascendentes antes y después de aplicar filtro pasabanda. Notese como en el lado izquierdo se logro atenuar el ruido producido por las ondas tubo.

Con esto concluye el proceso de separación de ondas para el conjunto de datos de distancia fuente receptor cercana (offset cercano). Luego se tomaron los campos de ondas ascendentes extraídos de las componentes directa y perpendicular, y se fusionaron con la componente transversal.

Debido a la similitud en el procesamiento para los conjuntos de datos de distancia fuente receptor intermedia y lejana, se explicara la metodología utilizada para ambos offsets simultáneamente.

*Offset intermedio y lejano: separación de campos de ondas (componente Directa)*

El siguiente diagrama en la Figura 48 muestra los pasos seguidos en la separación de campos de ondas de la componente Directa para offset intermedio y lejano.

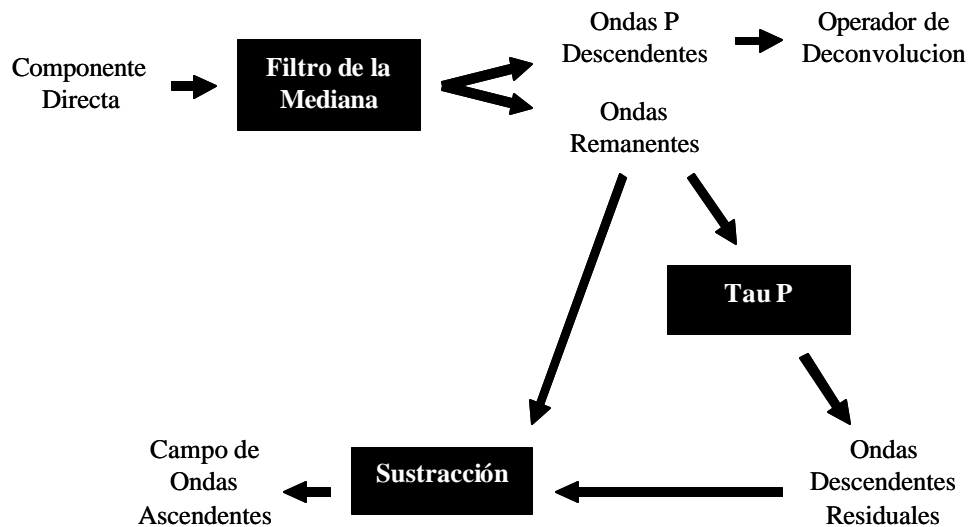


Figura 48 Esquema del procesamiento en la separación de campos de ondas para offset intermedio y lejano.

Del campo de ondas totales de la componente directa ( Figura 49a y Figura 50a ) se separaron los campos de ondas utilizando el filtro de la mediana, con un largo de 21 trazas para el offset intermedio y 23 trazas para el lejano. Se obtuvieron dos archivos distintos para cada offset, uno con las ondas P descendentes y el otro con el remanente del campo de ondas filtrado.

Luego se tomo el campo de ondas remanente y se aislaron las ondas ascendentes, para tal fin se extrajeron las ondas descendentes residuales utilizando un filtro Tau P, luego el campo de ondas descendentes extraído fue restado al campo de ondas totales residuales. Se obtuvo entonces un archivo conteniendo solo campos de ondas ascendentes P y S (Figura 49e y Figura 50e )

Figura 49 Imágenes de los campos de ondas en cada paso del proceso de separación (componente directa) para offset intermedio.

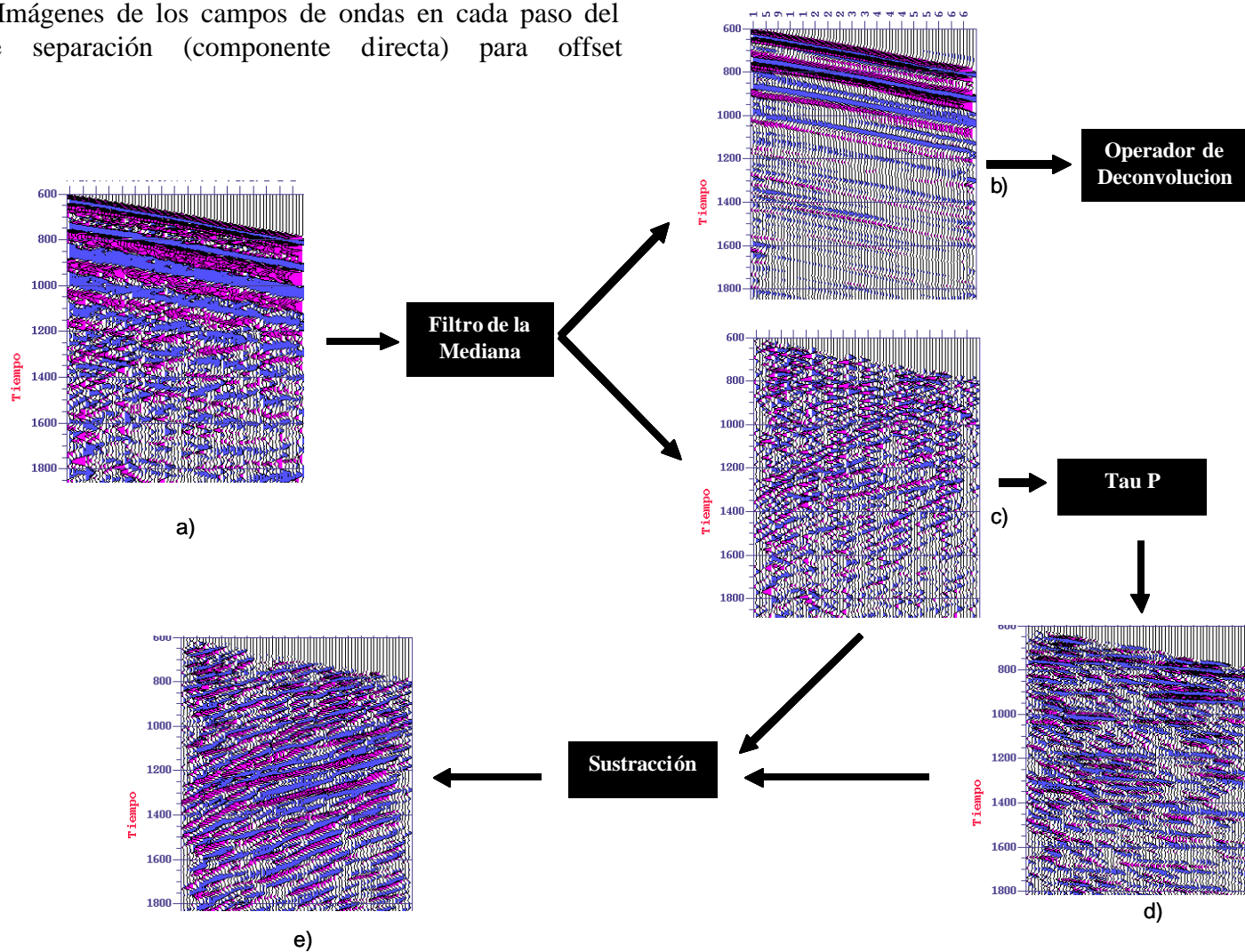
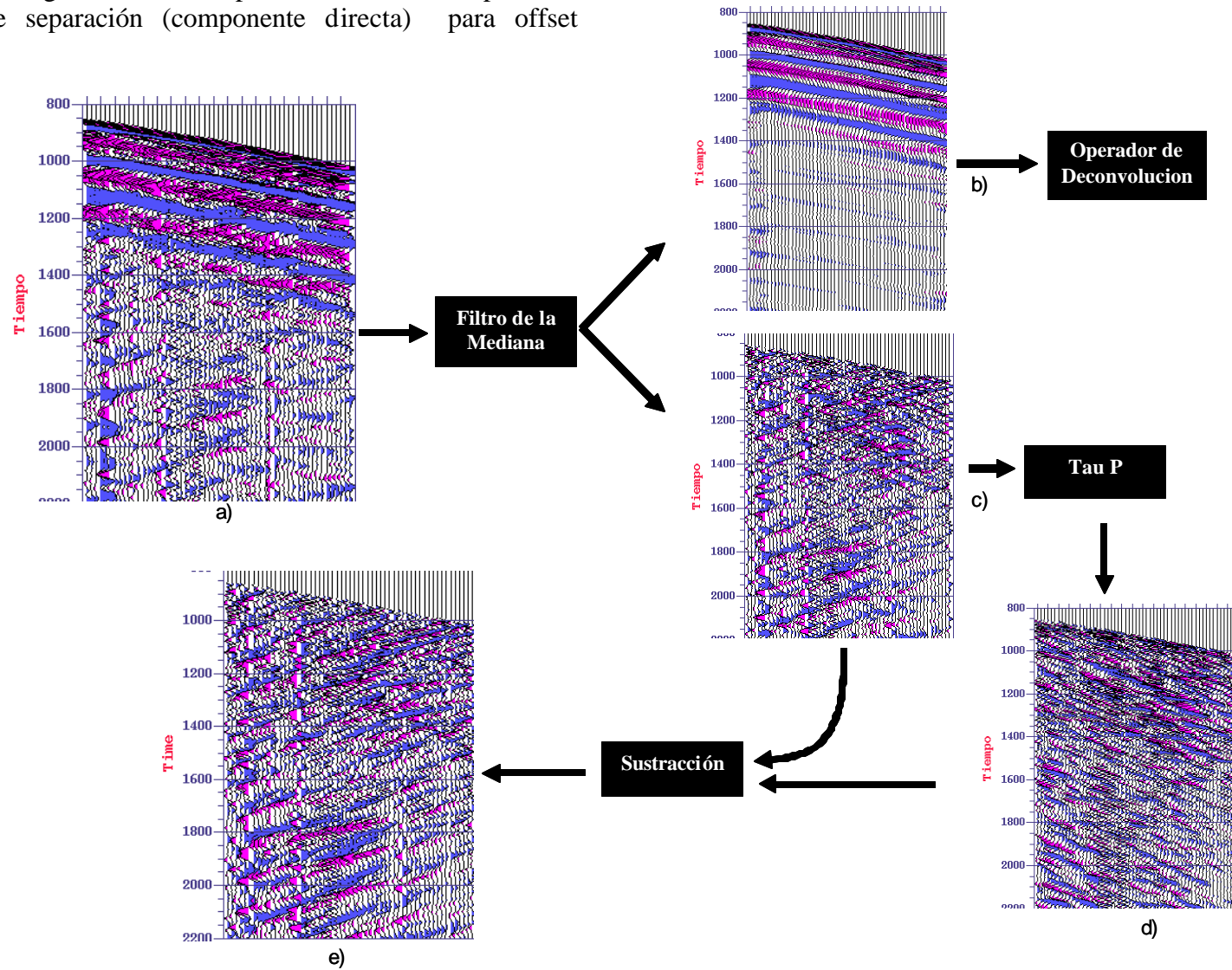




Figura 50 Imágenes de los campos de ondas en cada paso del proceso de separación (componente directa) para offset lejano.



*Offset intermedio y lejano: separación de campos de ondas (componente Perpendicular)*

El siguiente diagrama en la Figura 51 muestra los pasos seguidos en la separación de campos de ondas de la componente perpendicular.

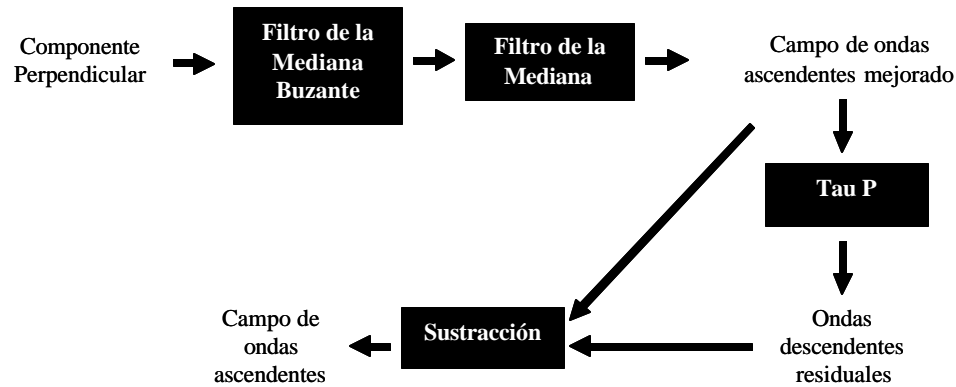


Figura 51 Esquema del procesamiento en la separación de campos de ondas de la componente perpendicular para offset intermedio y lejano.

Como en el caso anterior el campo de ondas descendentes en su mayoría  $S$  no son de interés, por lo tanto, deben ser extraídas. El procesamiento consistió entonces en aislar el campo de ondas ascendentes sin discriminar entre ondas compresionales o de cizalla. En las siguientes figuras se muestran los campos de ondas totales en la componente perpendicular

Se utilizó el filtro de la Mediana Buzante para extraer eventos descendentes puntuales así como también cualquier ruido coherente. Luego para mejorar la calidad de la señal se aplicó un filtro de la Mediana limpiando ruido aleatorio de alta frecuencia.

Al igual que con la componente directa se extrajeron eventos residuales descendentes (Figura 52c y Figura 53c), mediante la utilización de un filtro Tau P y luego se le restó al campo de ondas mejorado con los filtros de la Mediana y Mediana Buzante obteniendo un archivo con un campo de ondas libre de eventos descendentes.



Figura 52 Imágenes de los campos de ondas en cada paso del proceso de separación (componente perpendicular) para offset intermedio.

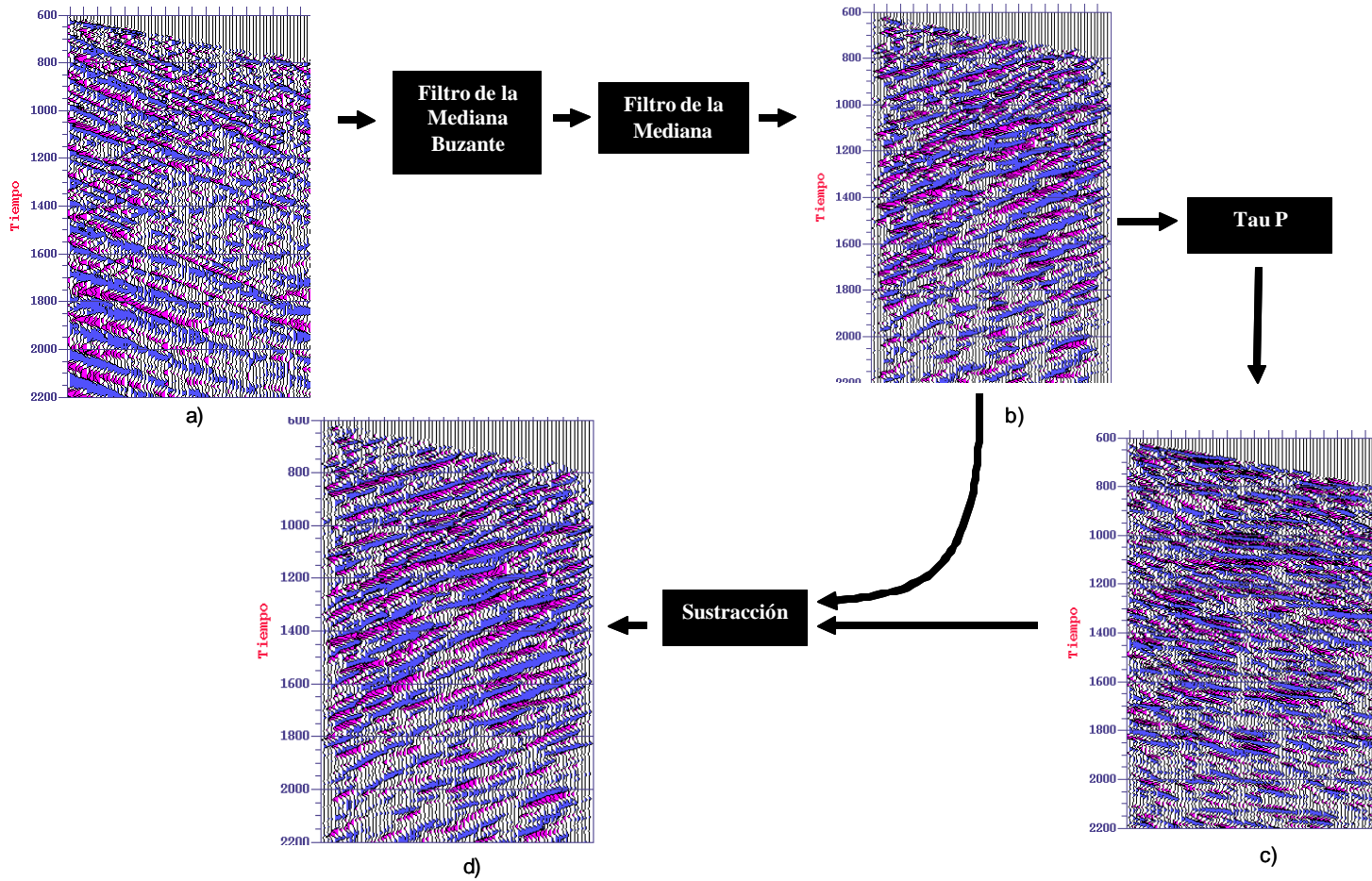
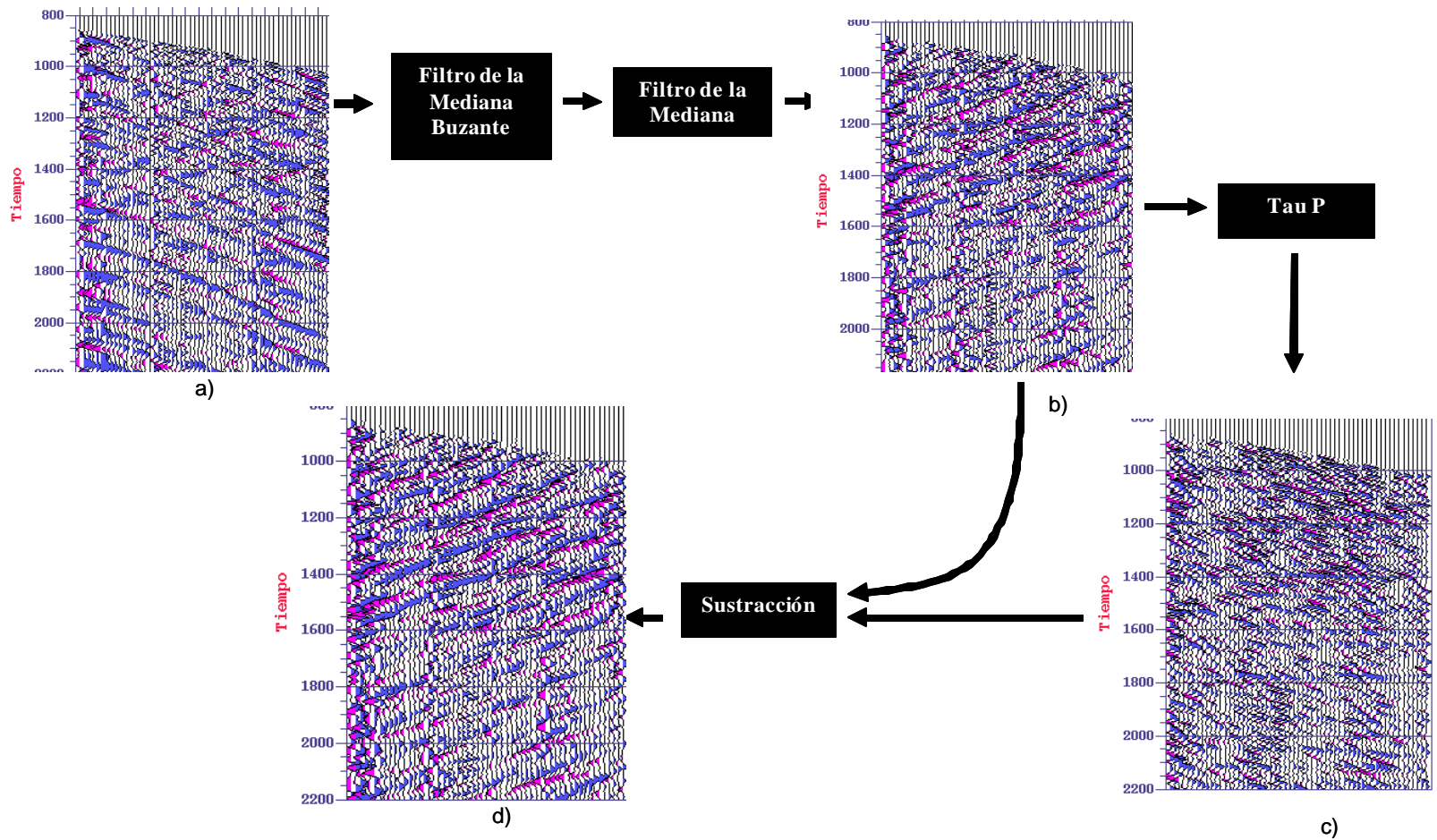


Figura 53 Imágenes de los campos de ondas en cada paso del proceso de separación para offset lejano.



## **Rotación Inversa**

Antes de ejecutar la rotación inversa se fusionaron los archivos de las componentes directa, perpendicular y transversal que contenían los campos ascendentes en un solo archivo. Luego se modificó el encabezado para identificar al archivo como uno de tres componentes.

La finalidad de rotar inversamente consiste en llevar al archivo al estado inicial justo después de la rotación horizontal, para luego aplicar rotación basada en modelo. El programa toma la información de los ángulos de los encabezados.

## **Rotación Basada en modelo**

En este paso el programa ejecuto un trazado de rayos basado en el modelo de velocidades para calcular el ángulo de incidencia de las ondas sísmicas a los receptores. El objetivo es lograr separar a las ondas compresionales ascendentes en la componente perpendicular y las de cizalla en la componente directa como se puede apreciar en la siguiente figura Figura 54

Aunque en teoría las ondas P y S deberían quedar separadas luego de la rotación basada en modelo, esto no sucedió en el caso de los conjuntos de datos de distancia fuente-receptor intermedia y lejana, en las cuales al hacer la rotación se pudo notar considerable pérdida de energía de las ondas P en la componente perpendicular.

Afortunadamente se pudo constatar (ver Figura 54 a y b) que antes de la rotación basada en modelo ya los distintos campos de ondas se encontraban satisfactoriamente aislados en sus respectivas componentes. La componente directa no mostraba energía de onda P considerable. Se decidió entonces no aplicar rotación basada en modelo para estos conjuntos de datos.

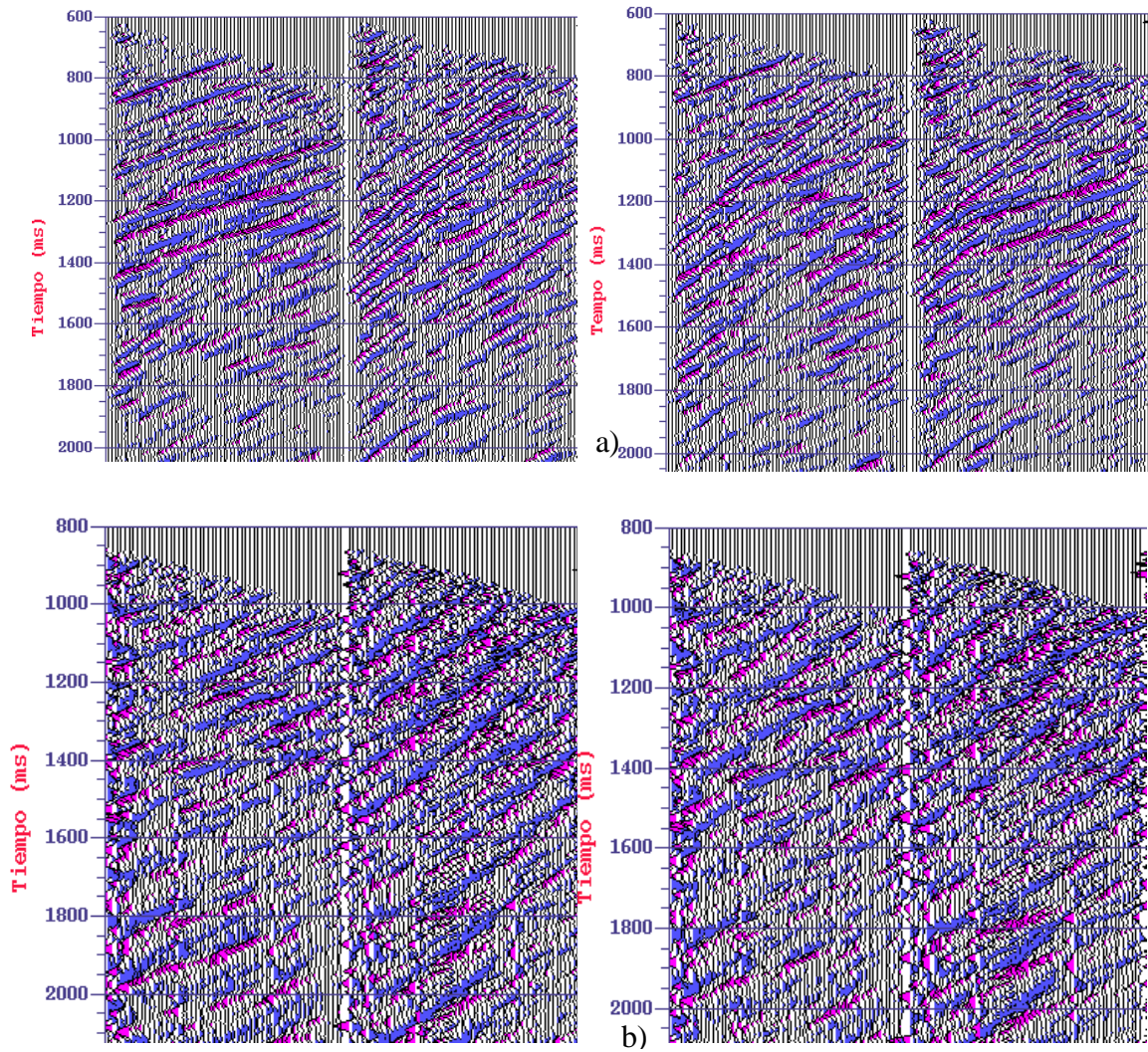


Figura 54 Componentes Perpendicular y Directa antes y después de rotación basada en modelo. a) offset intermedio b) offset lejano.

Por otro lado en el caso del conjunto de datos para offset cercano se observó una mejora en la calidad de la señal de ondas P ascendentes en la componente Perpendicular después de aplicar la rotación basada en modelo. Por esta razón se decidió tomar los datos luego de dicha rotación.



El próximo paso consistió en preparar los datos para la deconvolución. Se extrajeron en archivos separados las componentes perpendiculares (ondas P ascendentes) de cada conjunto de datos.

Para mejorar la calidad de la deconvolución se atenuó la señal por encima de las primeras llegadas para evitar que señal ruidosa que altere el proceso.

## Deconvolución

Se diseñó un filtro de deconvolución a partir del campo de ondas descendentes, para cada uno de los distintos conjuntos de datos y se utilizó un operador para cada traza

Fuente en el pozo:

Longitud del operador: 430 ms; ondícula de salida: Spike negativa fase cero, 6.5% ruido blanco y filtro pasabanda de 10 Hz a 45 Hz. En la siguiente figura el campo de ondas antes y después de la deconvolución.

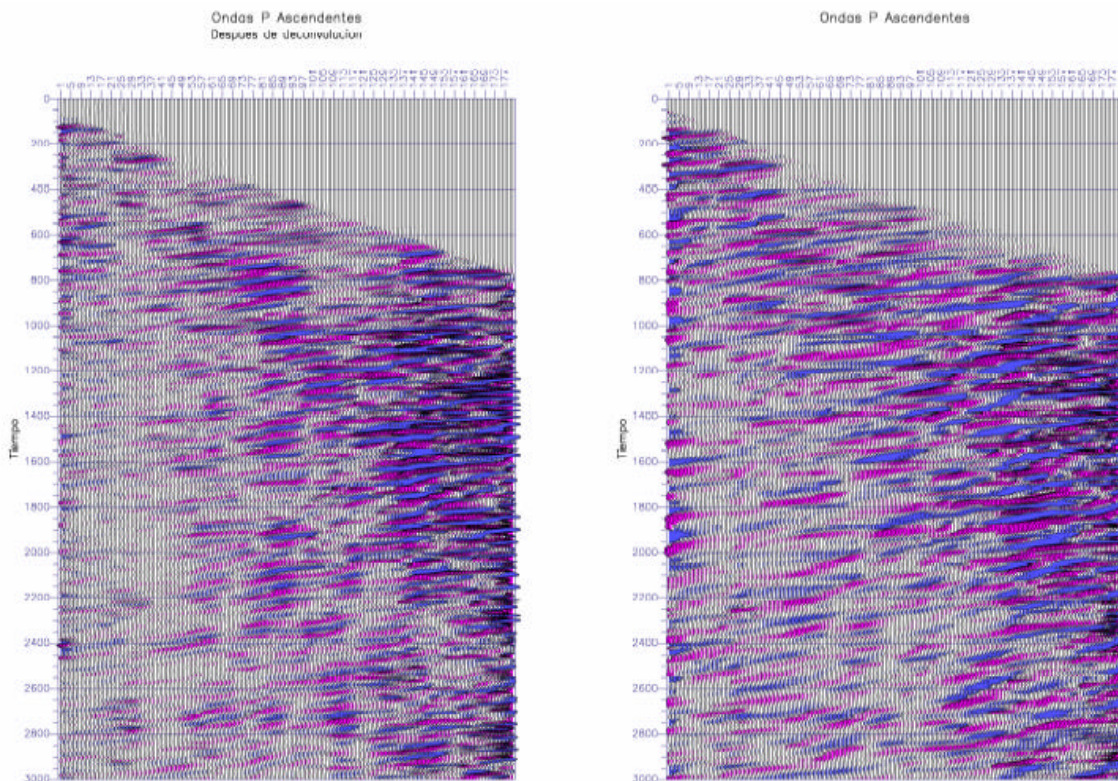


Figura 55 Campo de ondas antes y después de la deconvolución con fuente en el pozo.

Distancia fuente - pozo intermedia (3200 pies):

Longitud del operador: 335 ms; ondícula de salida: Spike negativa fase cero, 4.2% ruido blanco y filtro pasabanda de 10 Hz a 70 Hz. Nótese en la Figura 56 el evento enmarcado en rojo como se atenúa luego de la deconvolución, lo que permite discriminarlo como un multiple ascendente.

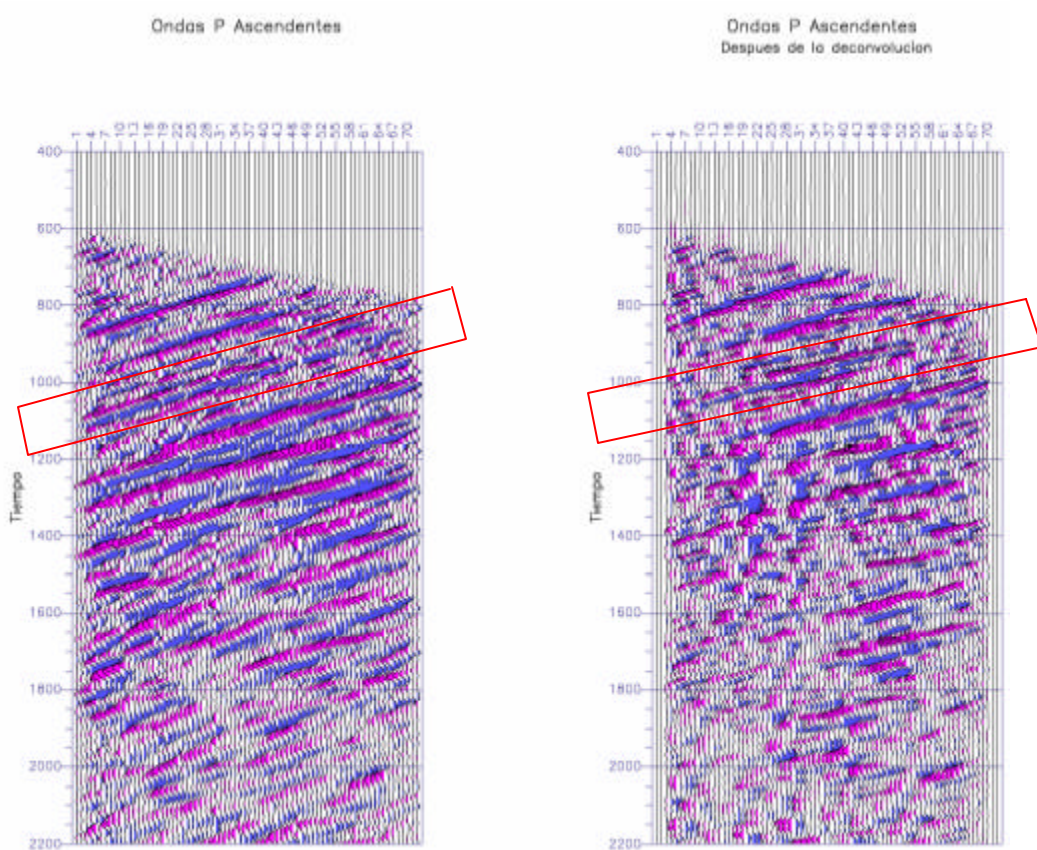


Figura 56 Campo de ondas ascendentes antes y después de la deconvolución (distancia fuente –pozo intermedia)



Distancia fuente - pozo lejana (4200 pies):

Longitud del operador: 310 ms; ondícula de salida: Spike negativa fase cero, 6.8% ruido blanco y filtro pasabanda de 10 Hz a 70 Hz. En la

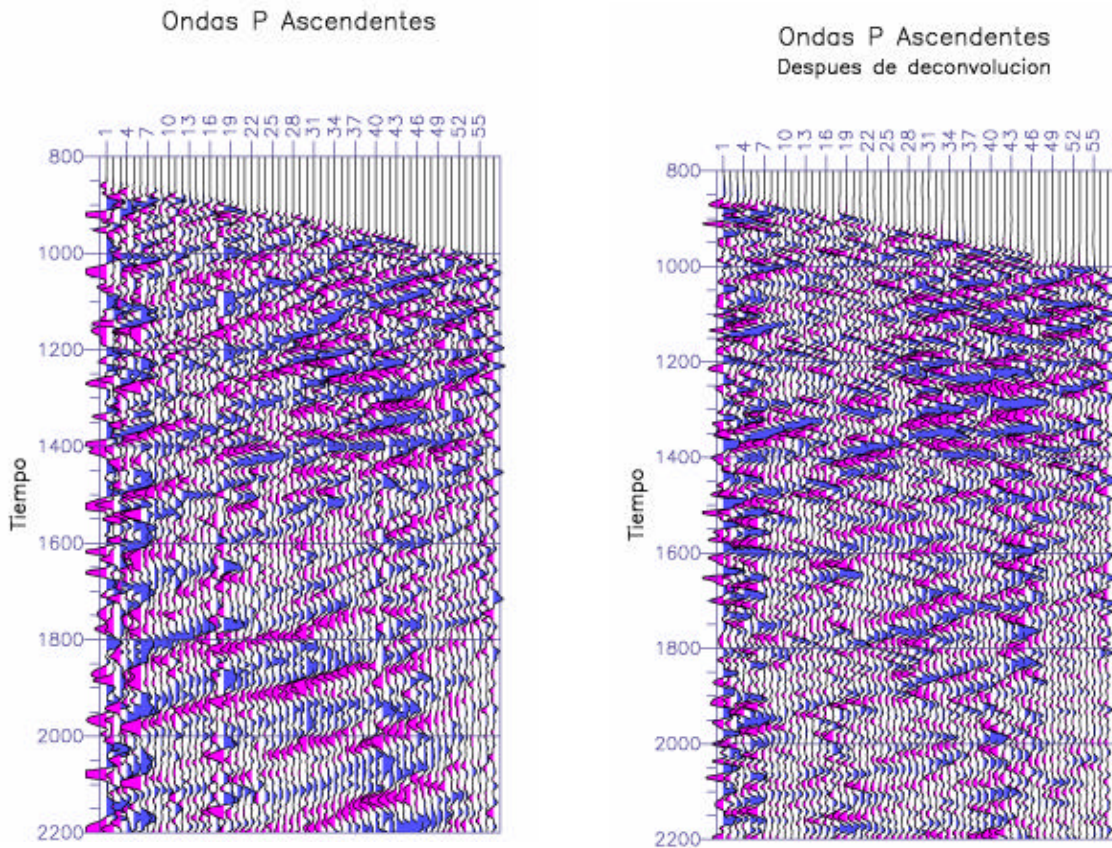


Figura 57 Campo de ondas ascendentes antes y después de la deconvolución (distancia fuente – pozo lejana)

## Generación de Imágenes Sísmicas

Existe una cantidad sustancial de información estructural en datos VSP, pero esta información no es realmente interpretable en graficaciones convencionales de Tiempo-Profundidad. Se han desarrollado algunos métodos para presentar los datos VSP en una forma interpretable, como por ejemplo la transformada VSP. La cual posiciona las trazas de acuerdo a los puntos de reflexión determinados mediante el trazado de rayos en un modelo geológico.

Para estructuras simples la Transformada presenta la información estructural de los datos VSP de manera precisa. Pero cuando la estructuras son más complejas o cuando la señal por difracción es importante la Transformada VSP-CDP presenta problemas en la generación de imágenes de las estructuras.

La zona de estudio presenta estructuras con buzamiento en el rango 40 a 50 grados. La complejidad de la zona limita la calidad de la imagen obtenida mediante la Transformada VSP-CDP. A continuación se muestra la imagen obtenida en el procesamiento realizado previo al presente trabajo.

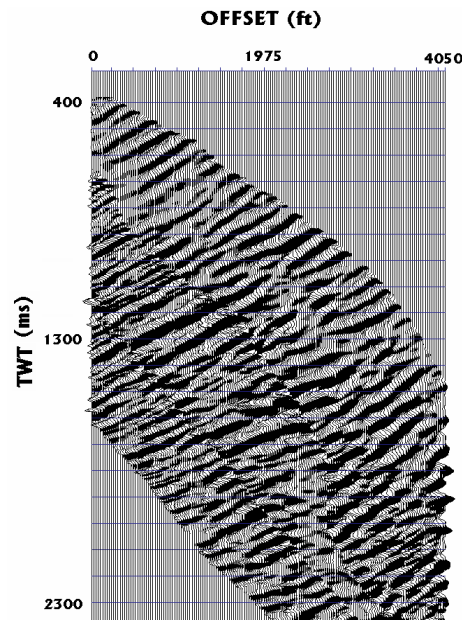


Figura 58 Transformada VSP-CDP. Obtenida en procesamiento previo



La metodología a aplicar en este trabajo consistió en generar imágenes utilizando la migración anisótropa de Kirchhoff y la Transformada VSP-CDP compleja. La preparación de los datos consistió en fusionar los conjuntos de datos para los tres offsets distintos en un solo archivo (“merge”). Los datos de entrada al programa son el archivo de datos sísmicos y el modelo de velocidades anisótropo.

Para realizar la transformada VSP-CDP SEISLINK cuenta con dos programas:

- Transformada VSP-CDP (programa original)

Utiliza modelo de capas planas

La velocidad es constante dentro de una capa

No se pueden describir capas anisótropas

- Transformada VSP-CDP compleja

Trabaja con modelos de velocidad en formato WGC (Western Geophysical Company), el cual puede contener estructuras complejas con capas no planas.

El modelo puede ser parametrizado con un gradiente vertical de velocidad.

Trabajo con parámetros anisótropos de Thomsen  $d$  y  $e$ .

En el caso de la migración también existen dos programas con las mismas características con la diferencia que el programa de migración anisótropa además de trabajar con modelos en formato WGC también admite formatos tipo “Grid Model”. Los cuales pueden ser generados en VECON y exportados al SEISLINK.

Al ejecutar la transformada CDP-VSP compleja se obtuvo un error en la ejecución de la rutina de cálculo, aparentemente ligado a errores en la interpretación por parte del SEISLINK del modelo en formato WGC. Al graficar el modelo de velocidades en el programa se observó ciertos errores en la parte somera del modelo (ver Figura 59). Se intentó editar el modelo antes de ser exportado al SEISLINK y aunque este se graficaba de manera correcta, al ejecutar el programa se obtuvo el mismo error.

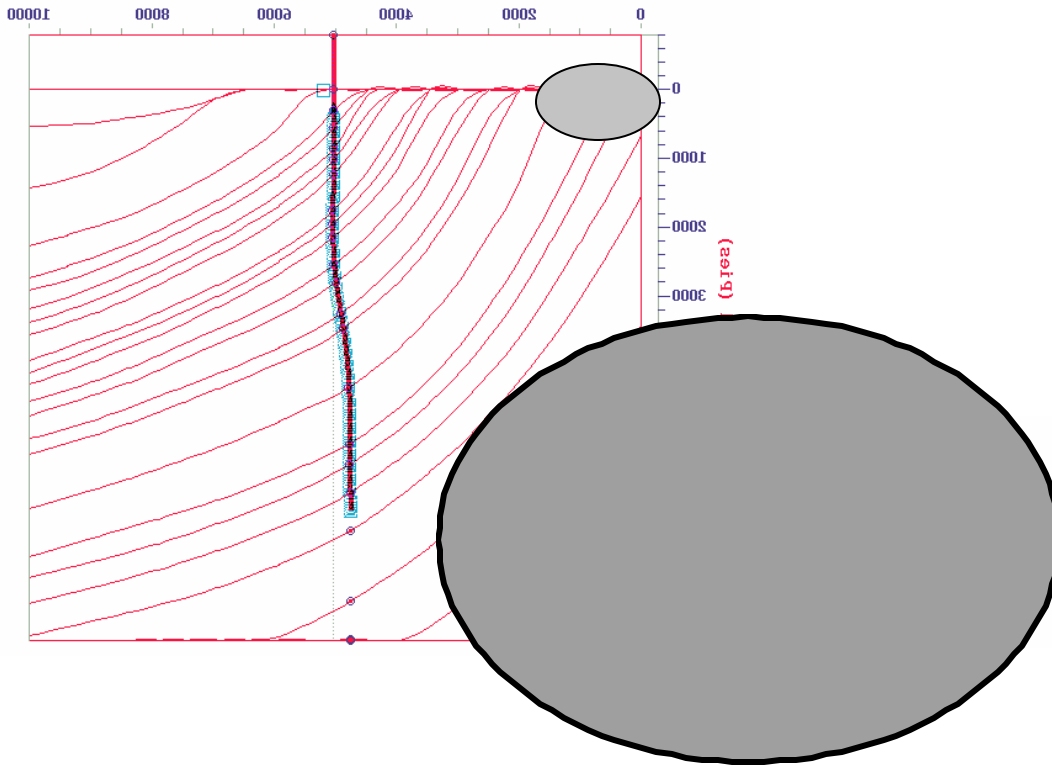


Figura 59 Modelo de velocidades creado en Vecon y exportado al Seislink con formato WGC. Nótese el error del modelo en la ampliación.

Aparentemente la causa del error se debió a la complejidad del modelo, de modo que, al exportar el modelo desde VECON al WGC se violaron ciertas normas para la correcta interpretación del modelo. Se intentó simplificar el modelo evitando que las capas se cruzaran, pero no se logró que el trazado de rayos iluminara la zona de interés en las capas más profundas. Las razones de este problema se desconocen.

Se probó utilizando el programa de transformada VSP-CDP original, pero debido a la limitante de utilizar un modelo de capas planas no se puede garantizar la calidad de las imágenes obtenidas, la cual se puede apreciar en la siguiente figura.

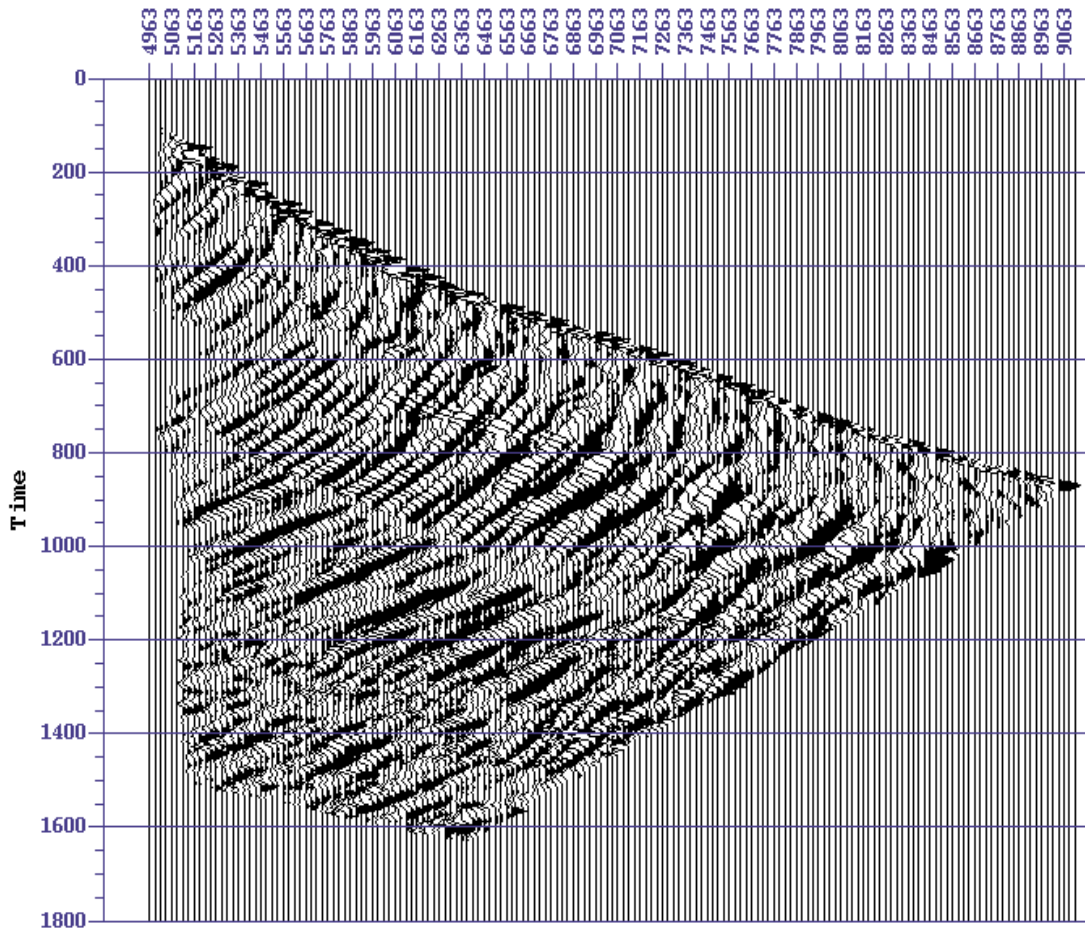


Figura 60 Transformada CDP-VSP. Basada en modelo con capas plana e isotropas.

Luego se migraron los datos utilizando modelos de velocidades con y sin parámetros anisotropos. A continuación se muestran las imágenes resultado de la aplicación de migración anisotropa de Kirchhoff.

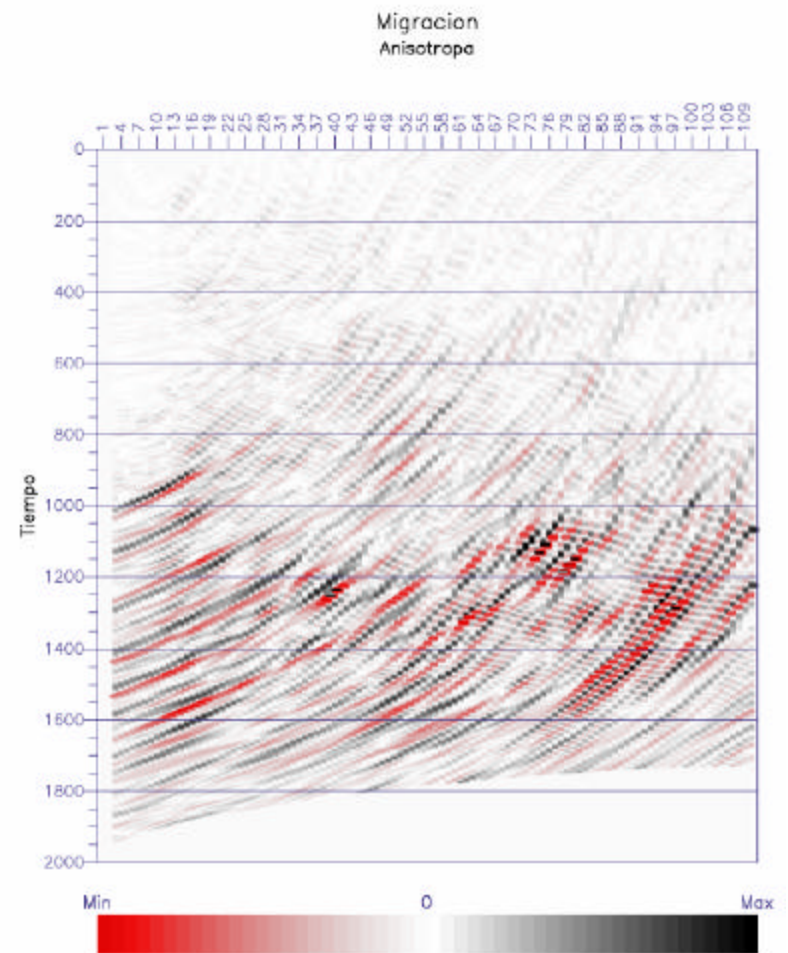
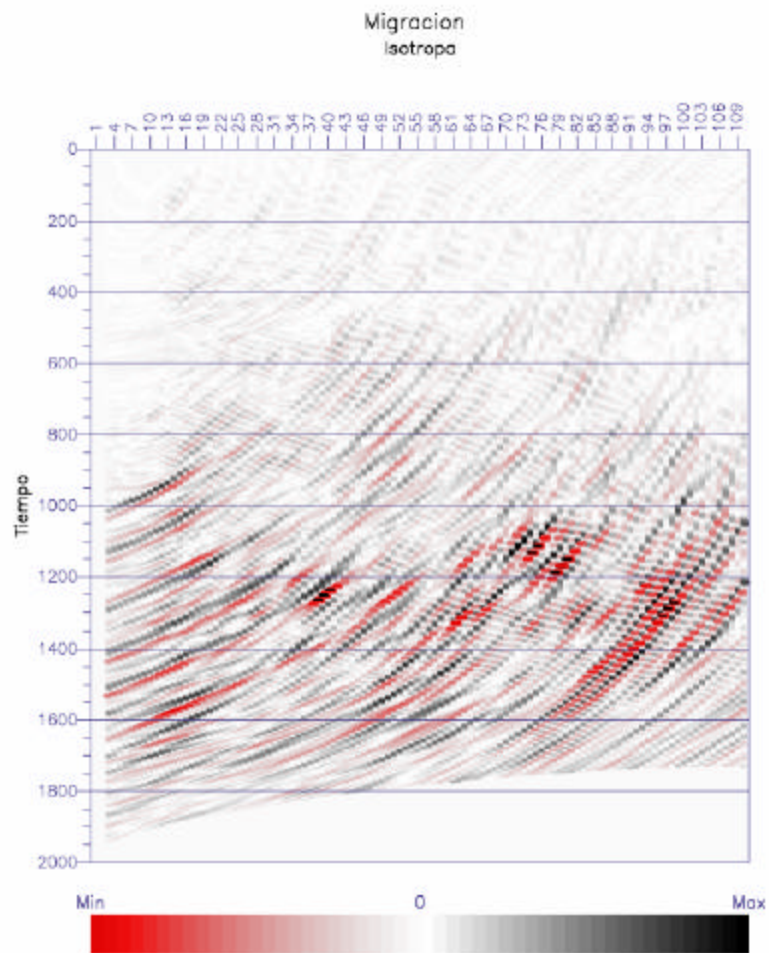


Figura 61 Imágenes migradas con base en modelos de velocidades isotrópico y anisótropo.

## INVERSIÓN ACÚSTICA

La inversión sísmica utiliza las amplitudes relativas obtenidas de los diferentes reflectores que se encuentran en el subsuelo. Estas amplitudes son originadas por los contrastes de impedancia entre una litología y otra. En el procesamiento de los datos VSP fue muy importante garantizar que se preservaran las amplitudes relativas reales, de otro modo no hubiese sido posible garantizar resultados fiables en la inversión de los datos.

Antes de realizar la inversión fue necesario dividir las litologías en dos grandes grupos arenas/lutitas, simplemente encontrado un valor de corte, que fue aplicado al Gamma-Ray. Se determinó que el valor más idóneo para realizar esta caracterización era 75 grados API.

Se calculó una curva de impedancia acústica para probar que también a partir de esta se podían discriminar las lutitas y arenas. Como no se disponía de un registro de densidad se utilizó la relación de Gardner para la estimación de la densidad. ( $\rho = 0.23 V^{1/4}$ ). Las curvas de rayos gamma e impedancia acústica utilizadas para la discriminación, así como las curvas de velocidad de onda P y densidad se encuentran en la Figura 62.

Se generó una gráfica de impedancia acústica y rayos gamma para mejorar la discriminación litológica. Las arenas generalmente presentan mayor impedancia acústica que las lutitas (ver Figura 63), aunque entre las 4400 y 4500 ( $\text{g/cm}^3 \cdot \text{m/s}$ ) se puede observar un solapamiento de los valores, se puede observar una buena diferencia litológica entre arenas y lutitas.

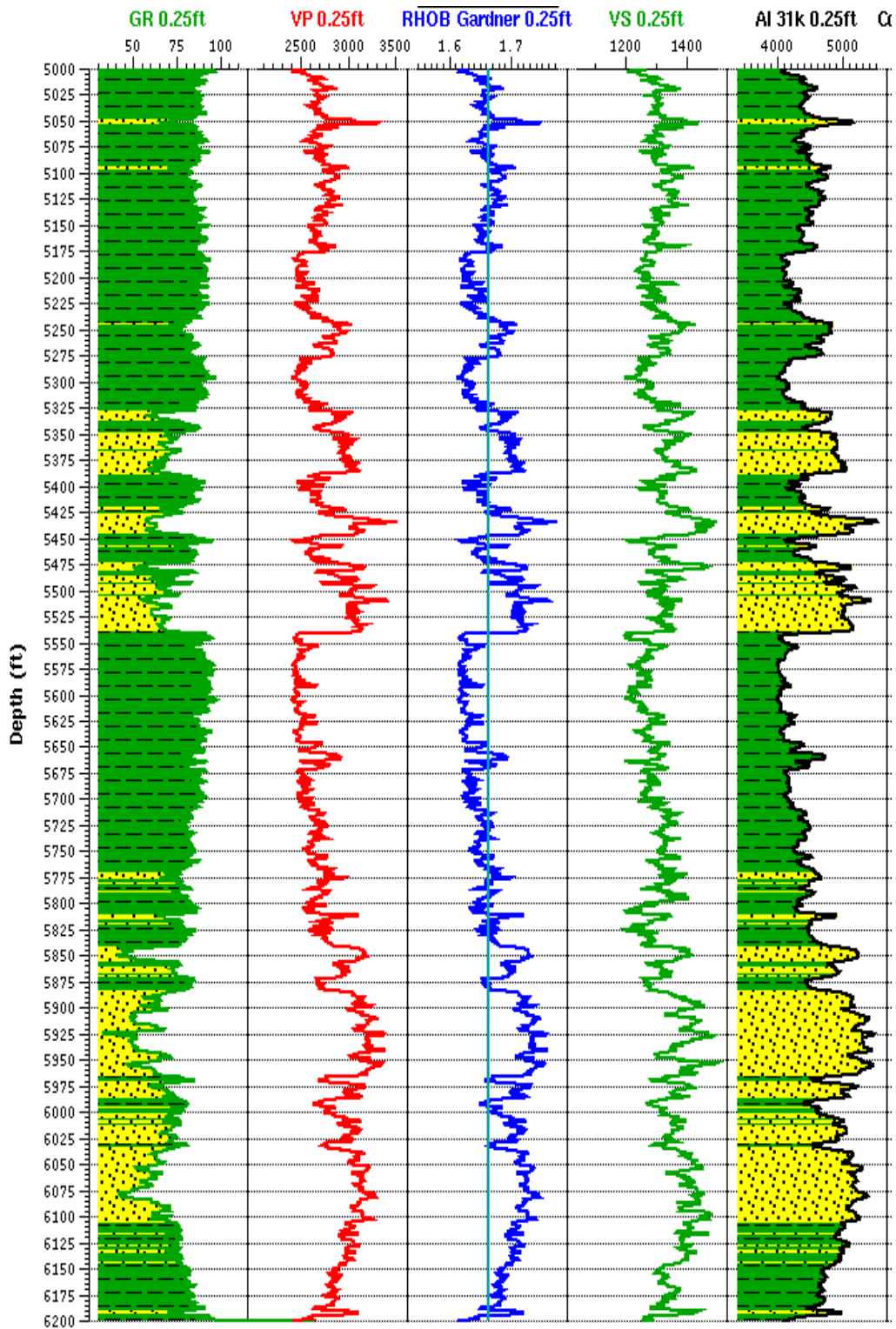


Figura 62 Curva de registros de pozo. De Izq a der. Rayos Gamma con discriminación litológica aplicando valor de corte de  $75^0$  API. Velocidad de onda P. Densidad calculada a partir de la relación de Gardner. Velocidad de onda S. Impedancia acústica.

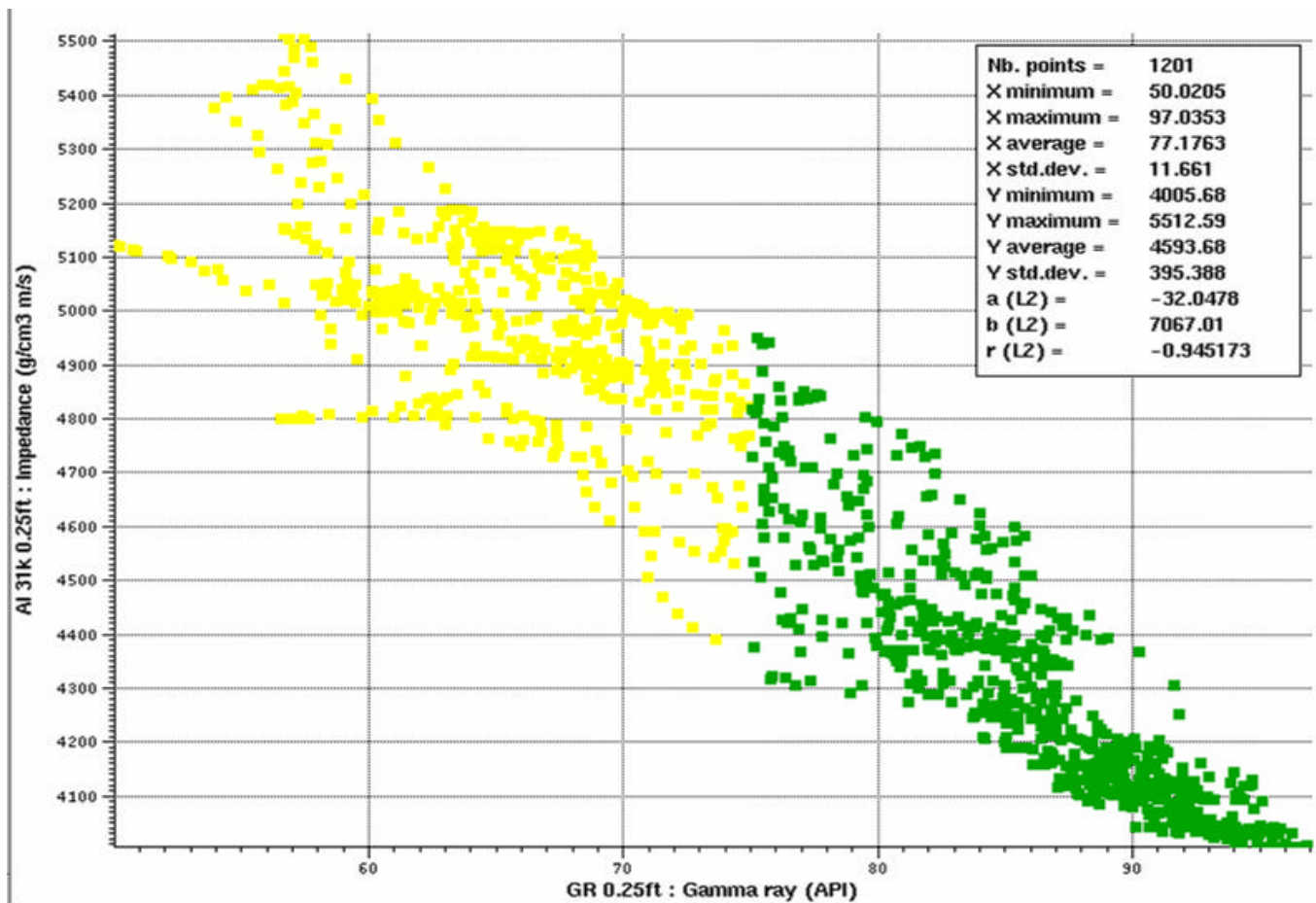


Figura 63 Grafico de rayos gamma contra impedancia acústica



El siguiente paso en la metodología consistió en preparar los datos VSP, debido al que los programas utilizados fueron diseñados originalmente para el tratamiento de sísmica de superficie 3D. Se disponía de datos de VSP migrados en tiempo y profundidad. Se elaboro una geometría artificial repitiendo el perfil hasta 10 veces para simular un cubo 3D, como se muestra en la siguiente figura.

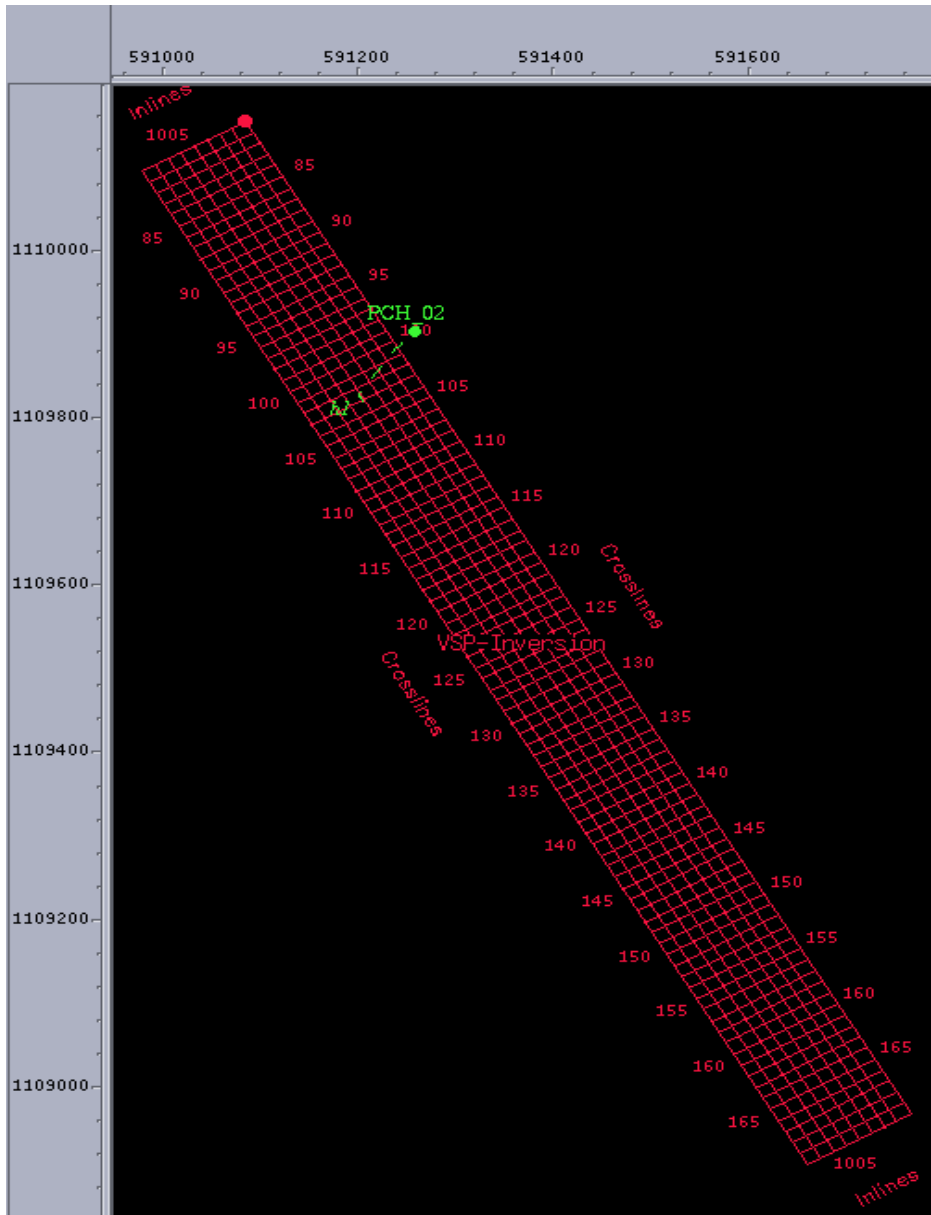


Figura 64 Vista en planta de la geometría definida a partir del perfil VSP migrado.



Los datos de entrada al modulo TDROV son un macro modelo, la sísmica y la ondícula de deconvolución utilizada como operador en el procesamiento del VSP. Para generar el macro modelo (ver Figura 66) se interpretaron dos horizontes en el VSP migrado mostrado en la Figura 65. Luego con los horizontes de tope y base se define un cubo con un valor de impedancia acústica de 4200 (g/cm<sup>3</sup>.m/s) como atributo constante en todo el modelo.

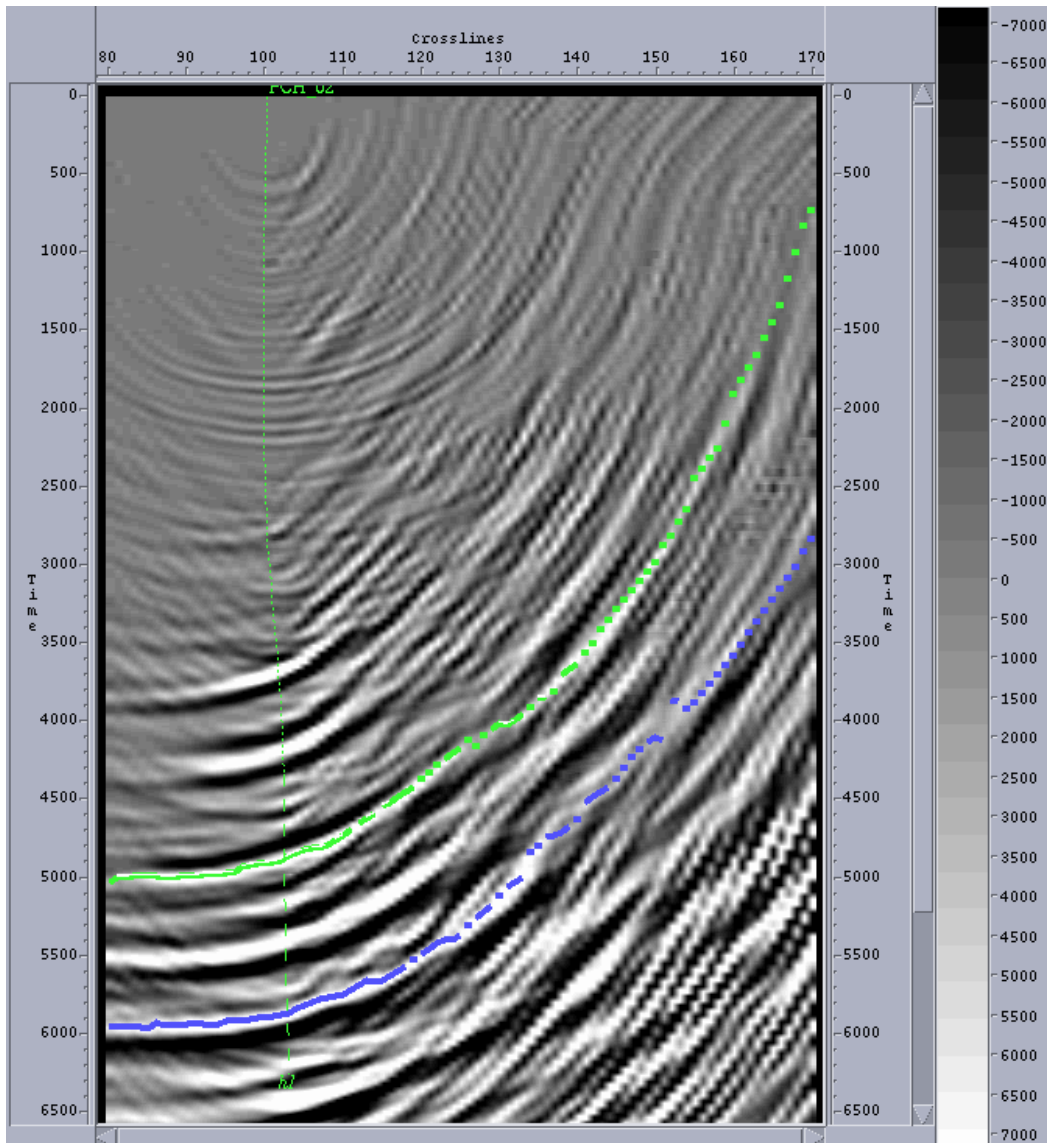


Figura 65 Perfil VSP migrado con horizontes interpretados.

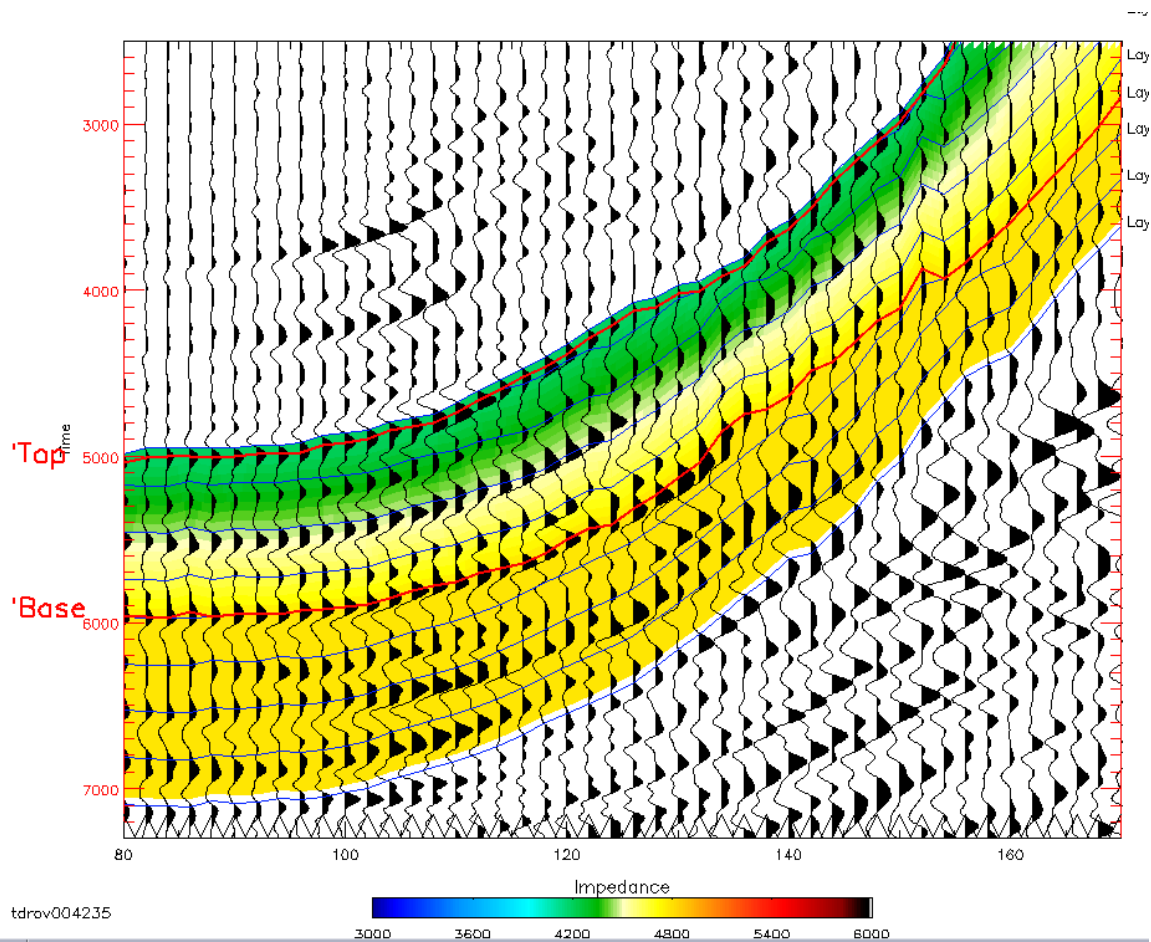


Figura 66 Macro modelo Inicial. Generado a partir de los horizontes interpretados.

La rutina utilizada para la inversión sísmica TDROV convierte datos sísmicos migrados y cero offset en valores de impedancia acústica, a través de la técnica de modelado inverso. Se comenzó introduciendo un macro modelo elaborado a partir de la litología binaria obtenida anteriormente (lutita/arenisca), información geológica como la profundidad de los topes. El programa TDROV a partir de un modelo simple, es capaz de generar un modelo de micro capas con un espectro de impedancia ancho.

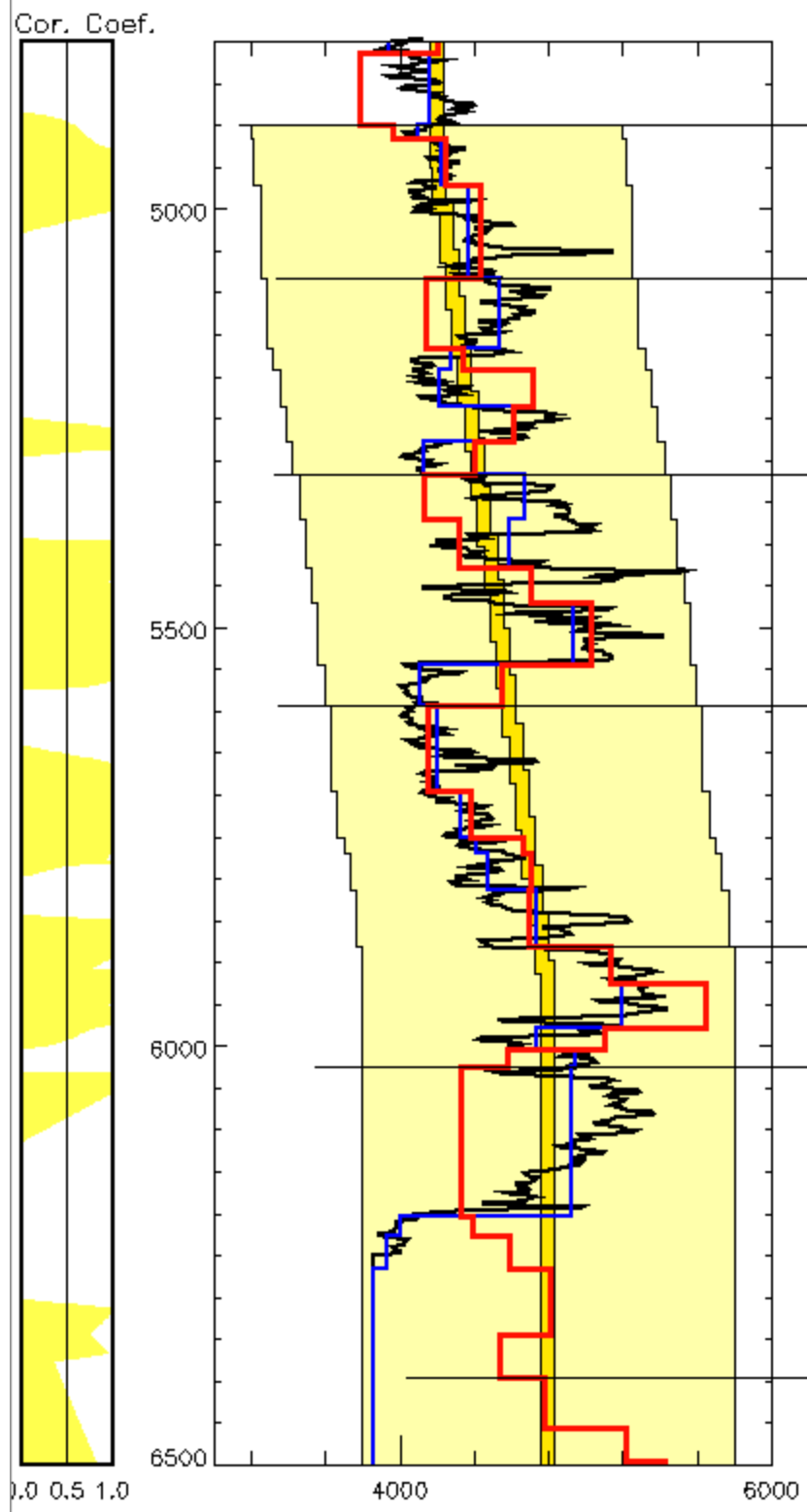


Figura 67 Curvas de impedancia acústica. En rojo la obtenida a partir de la inversión y en negro la calculada a partir de los registros de pozo.

TDROV necesita de una ondícula fase cero como dato de entrada, la cual fue obtenida a partir del campo de ondas descendientes deconvuelto. Del modelo inicial el programa calcula los coeficientes de reflexión y los convoluciona con la ondícula fase cero, obteniendo una traza sintética. Comparando la traza de la sísmica con la sintética se obtiene una residual que es minimizado iterativamente actualizando el modelo usando el algoritmo de Monte Carlo. El proceso finaliza una vez que se ha conseguido el valor residual mínimo.

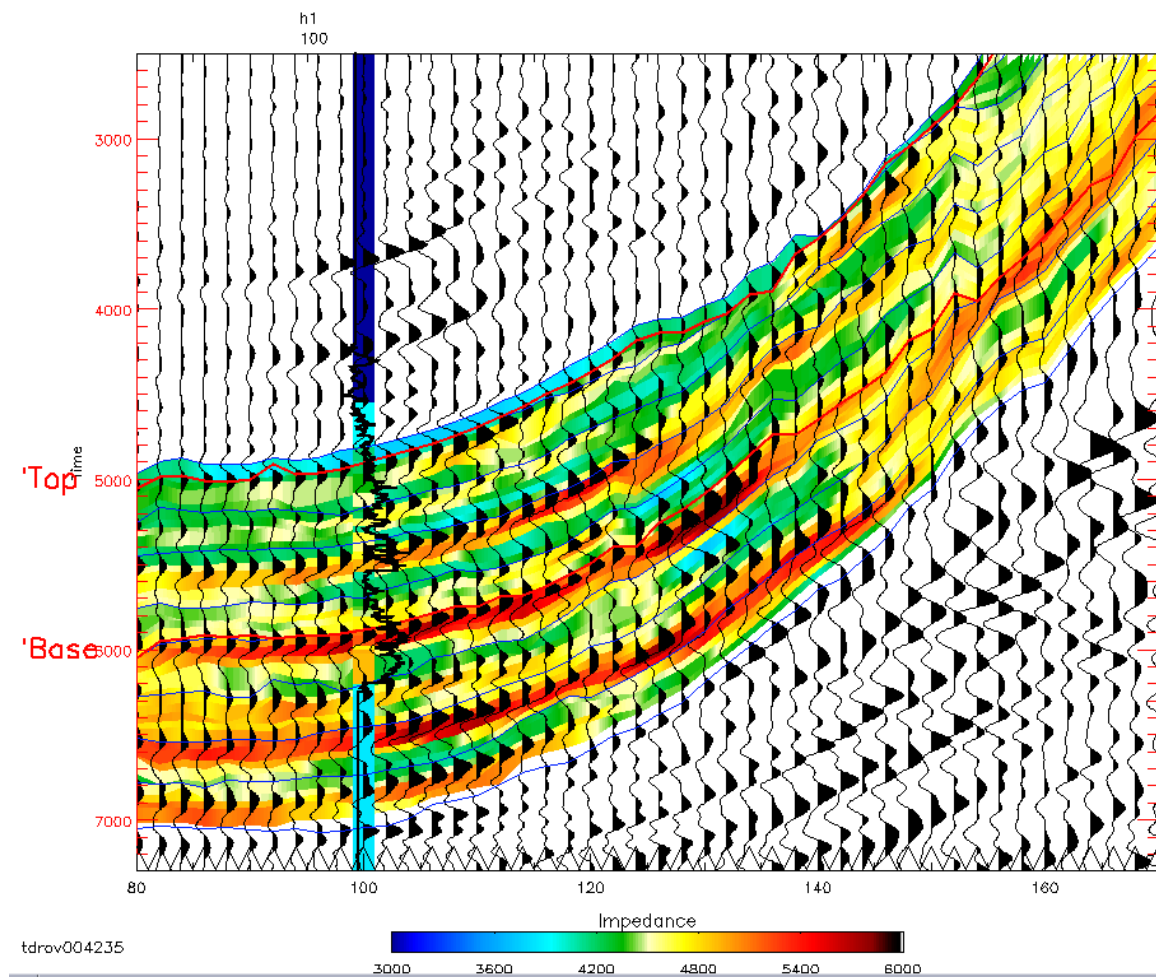


Figura 68 Inversión del VSP

La siguiente figura muestra las trazas residuales después de la inversión en el intervalo donde esta fue aplicada. La intención es hacer un control de calidad del proceso. Nótese que en el intervalo de la inversión las trazas no muestran eventos con alguna tendencia definida mas parece algún tipo de ruido aleatorio.

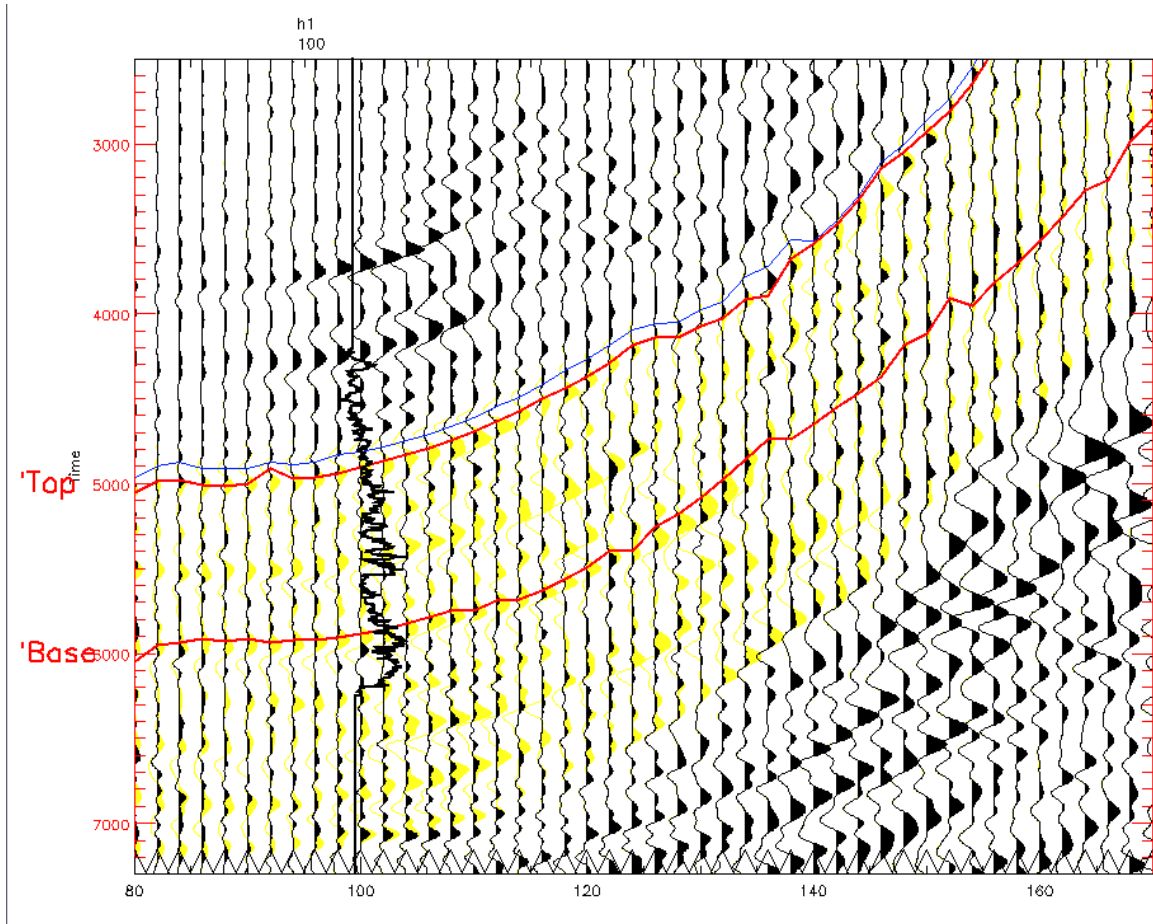


Figura 69 Trazas residuales luego de la inversión

## 5. ANÁLISIS DE RESULTADOS

### **CORRELACIÓN DE DATOS CON FUENTE CERCANA AL POZO Y REGISTROS DE POZOS**

Debido a la configuración de la zona de estudio la cual presenta capas con alto buzamiento entre 45 – 50 grados según el informe del geológico de la compañía operadora propietaria del pozo, la calibración entre el sintético y el VSP con fuente en el pozo no se realizó de la manera convencional. La manera tradicional es obtener una franja apilada y buscar eventos sísmicos que se amarren con el sintético.

Otras dificultades encontradas fueron la desviación del pozo y el intervalo del acústico, el cual se corrió entre los 4107.6 y 6146.4 pies. Por lo que no se conto con información para los niveles más someros.

Para realizar la correlación se genero un sismograma sintético 8(16) – 40(36) Hz(dB/Oct) y se migro el VSP correspondiente a los datos de distancia fuente – pozo intermedia debido a que el intervalo de profundidades del acústico coincidía con las profundidades de la imagen obtenida del VSP intermedio.

Se graficaron juntos y como se puede observar en la figura 70 dos eventos fuertes en el sintético, se correlacionan bien con otros en la migración. Denotados con círculos color naranja se encuentran los puntos donde los eventos sísmicos se amarran. El primero a aproximadamente 1060 ms. El segundo se encuentra a 1500 ms aproximado. Y desplazado hacia la derecha debido a la forma de la trayectoria de desviación del pozo, la cual se identifica con una línea roja.



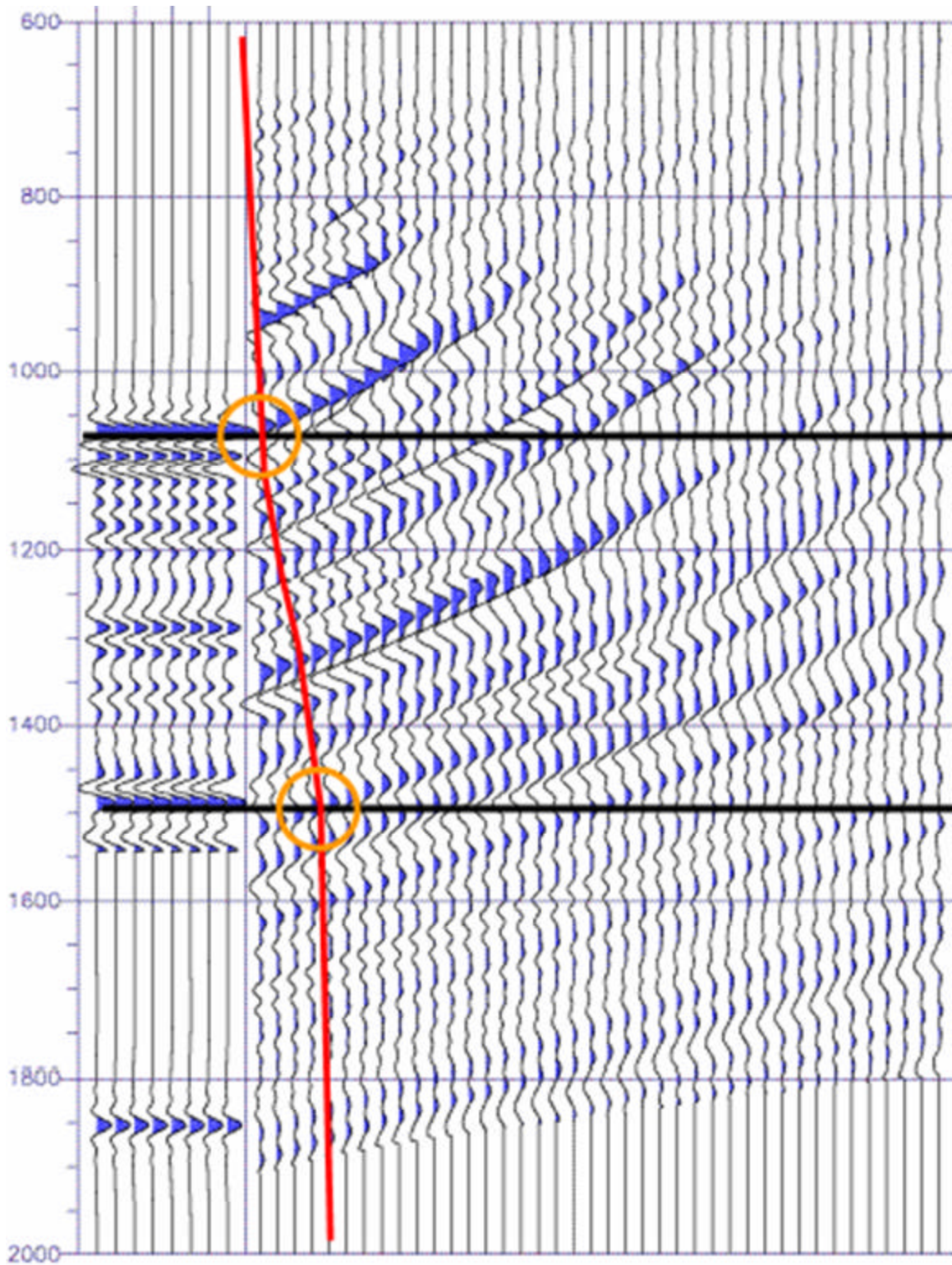


Figura 70 Correlación entre sismograma sintético y VSP migrado

## COMPARACIÓN DE LAS MIGRACIONES ISÓTROPAS Y ANISÓTROPAS

Se generaron distintas migraciones anisótropas. Se había determinado previamente que existían dos capas propensas a presentar anisotropía. Se decidió entonces migrar con parámetros anisótropos en la capa más somera (1250 – 1950 pies medidos en el pozo) y luego migrar con parámetros anisótropos en la capa más profunda (3500 – 4250 pies). Por último se realizó la migración con ambas capas anisótropa. En la siguiente figura se muestran los modelos con la ubicación de las capas a las cuales se les aplicaron los parámetros anisótropos de Thomsen.

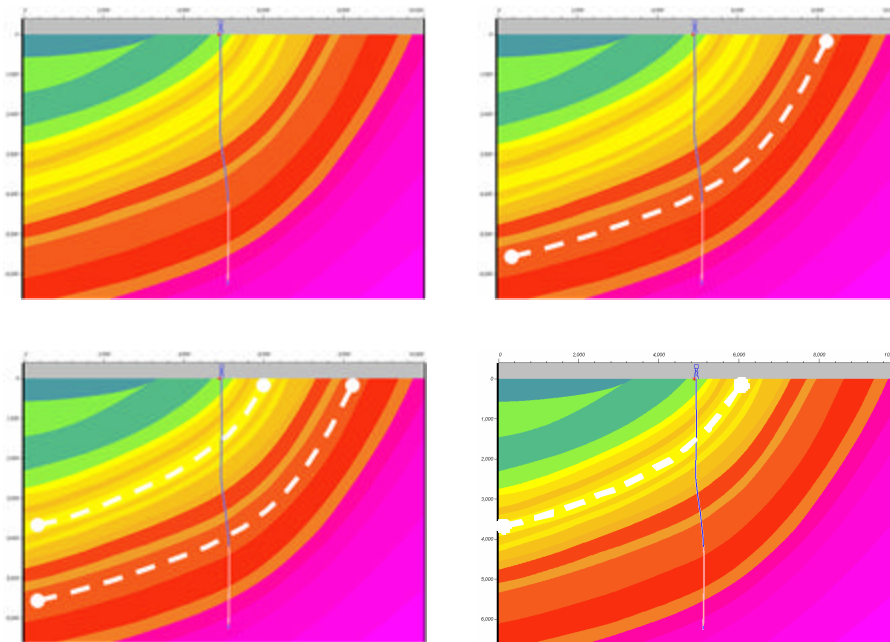


Figura 71 Modelos con identificación de capas con asignación de parámetros anisótropos

Se compararon los resultados entre las migraciones anisótropas con anisotropía en la capa somera y la profunda. No se observaron diferencias notables entre una y otra. Por otro lado al comparar las migraciones anisótropa e isótropa se encontró que al introducir parámetros de Thomsen la imagen migrada tiende a perder frecuencia especialmente en los eventos más profundos.



En las imágenes de las figuras 72a y 72b se encuentran las migraciones isótropa e anisótropa en detalle donde se encuentran las diferencias.

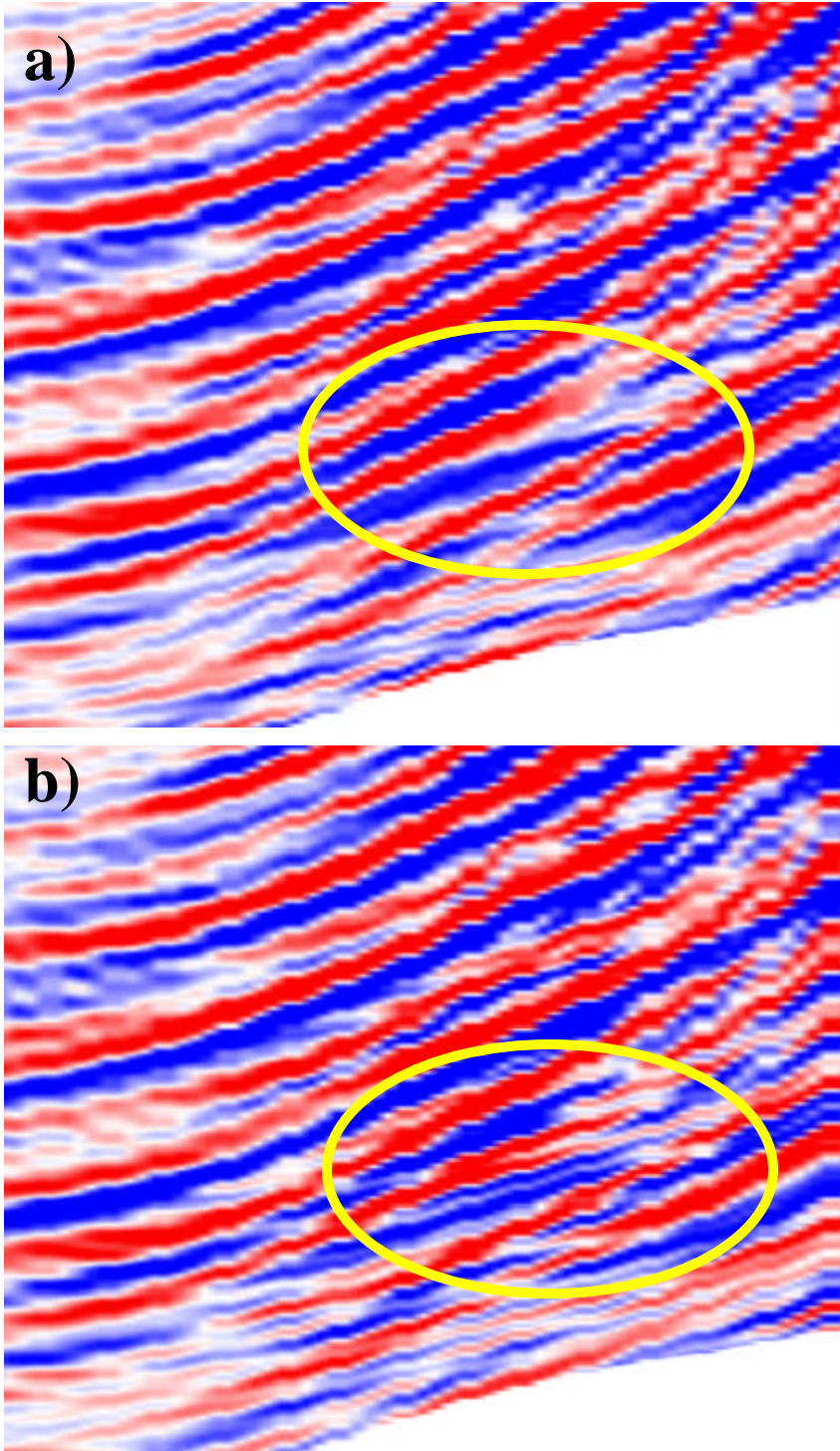


Figura 72 Migraciones a) anisótropa e b) isótropa

## CORRELACIÓN ENTRE LA SÍSMICA DE SUPERFICIE Y EL VSP MIGRADO

Para realizar la correlación entre la sísmica de superficie y la imagen generada migrando el VSP, se utilizó el paquete de visualización VISUS. Para poder cargar la migración se realizaron cambios en el encabezado y se exportaron en formato SGY.

En las siguientes imágenes se puede apreciar la buena correlación entre la sísmica y la migración del VSP, sin necesidad de realizar desplazamientos en tiempo.

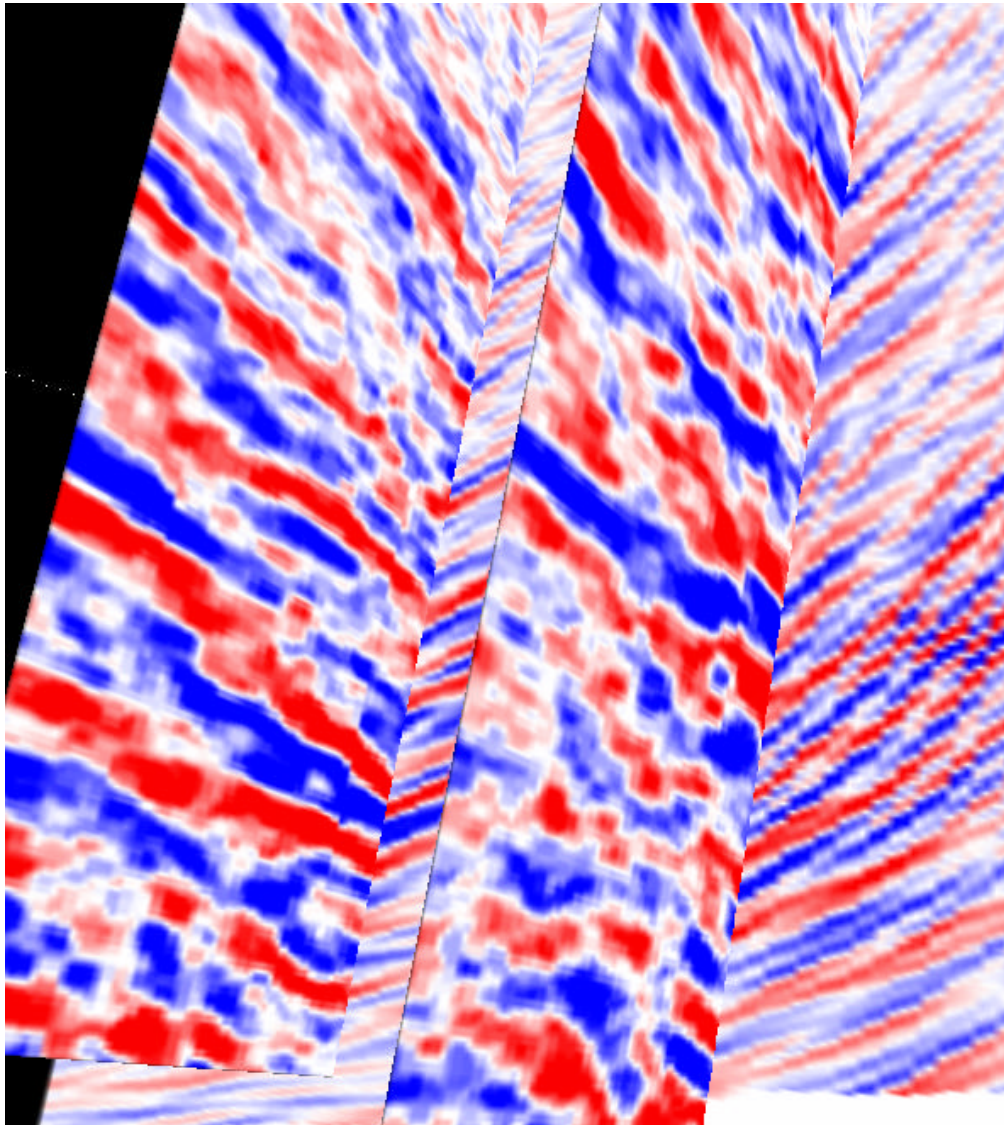


Figura 73 Correlación del VSP migrado con sísmica de superficie.



En la imagen de la figura anterior se pueden apreciar la migración del VSP (plano de fondo) y dos crossline de la sísmica de superficie. El pozo se encuentra ubicado en la intersección del plano de la migración y la crossline de la izquierda. Existe muy buena correlación de la sísmica con la crossline de la izquierda en casi todas las profundidades. En el caso de la otra crossline (lado derecho) se puede observar que la correlación no es tan buena como con la anterior. Esta parte de la migración se encuentra más alejada del pozo, por lo que la consistencia de los datos se ve reducida. No obstante existe buen amarre en la parte mas somera.

Otras vistas desde distintos ángulos se muestran en las siguientes figuras.

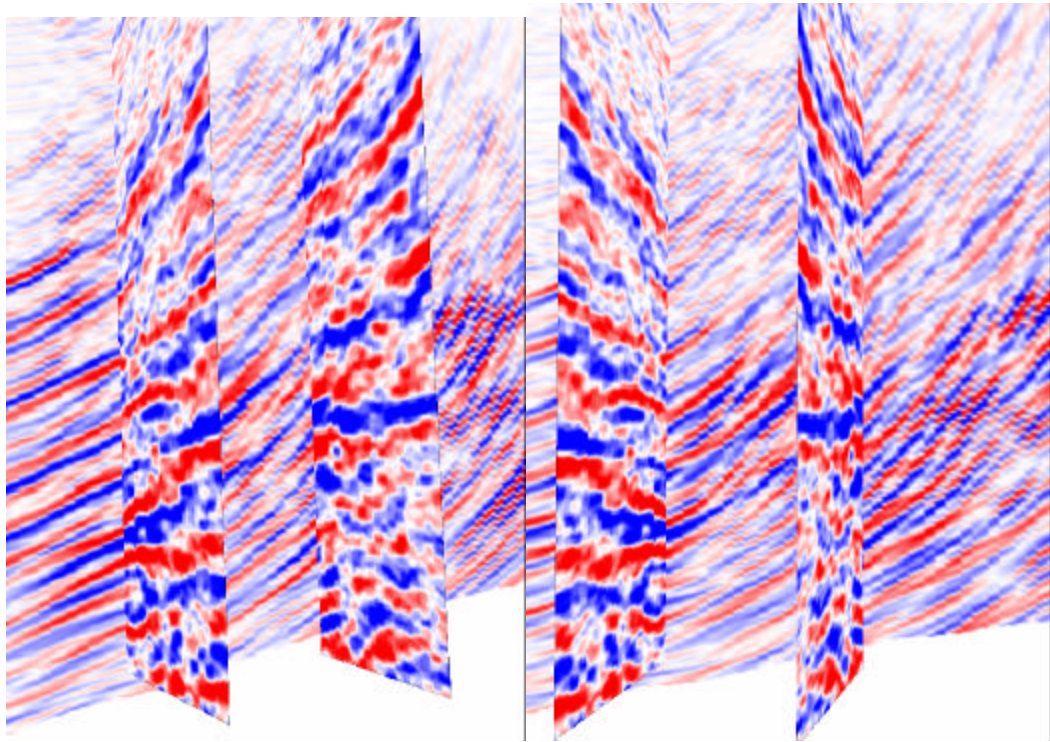


Figura 74 Otras vista de la correlación entre VSP migrado y crosslines de la sísmica de superficie

La siguiente figura muestra la correlación entre el VSP migrado y una inline de la sísmica de superficie. Se puede observar buena correlación entre los eventos de ambas imágenes, especialmente en la zona central de la migración.

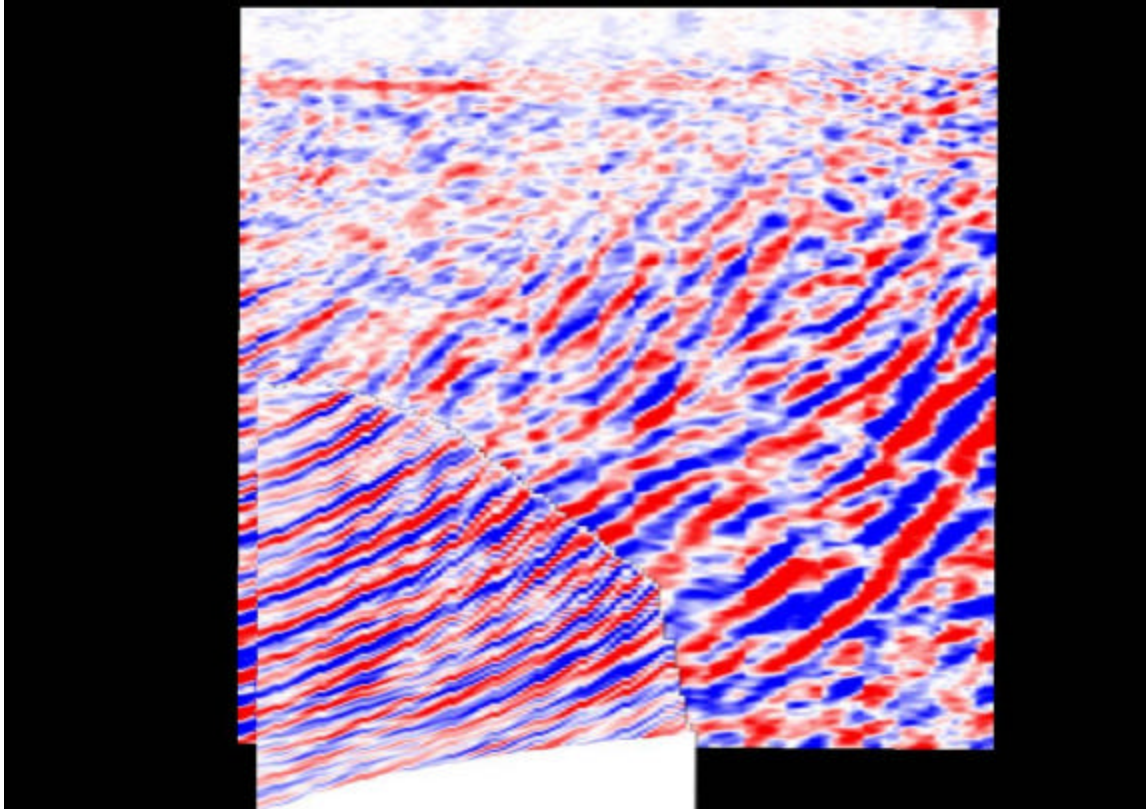


Figura 75 VSP migrado y inline de la sísmica de superficie

## **CORRELACION ENTRE LA IMAGEN GENERADA UTILIZANDO TRANSFORMADA CDP-VSP**

En este caso se correlacionan la sísmica de superficie y la transformada obtenida utilizando la transformada CDP-VSP en el procesamiento llevado a cabo previo al presente trabajo (ver Figura 76). El plano del lado izquierdo pertenece a una crossline de la sísmica de superficie. El otro plano esta formado por las transformadas de los tres conjuntos de datos para las distintas configuraciones de distancia fuente – pozo. Se puede apreciar que no existe muy buena continuidad de los eventos entre una imagen y la otra.

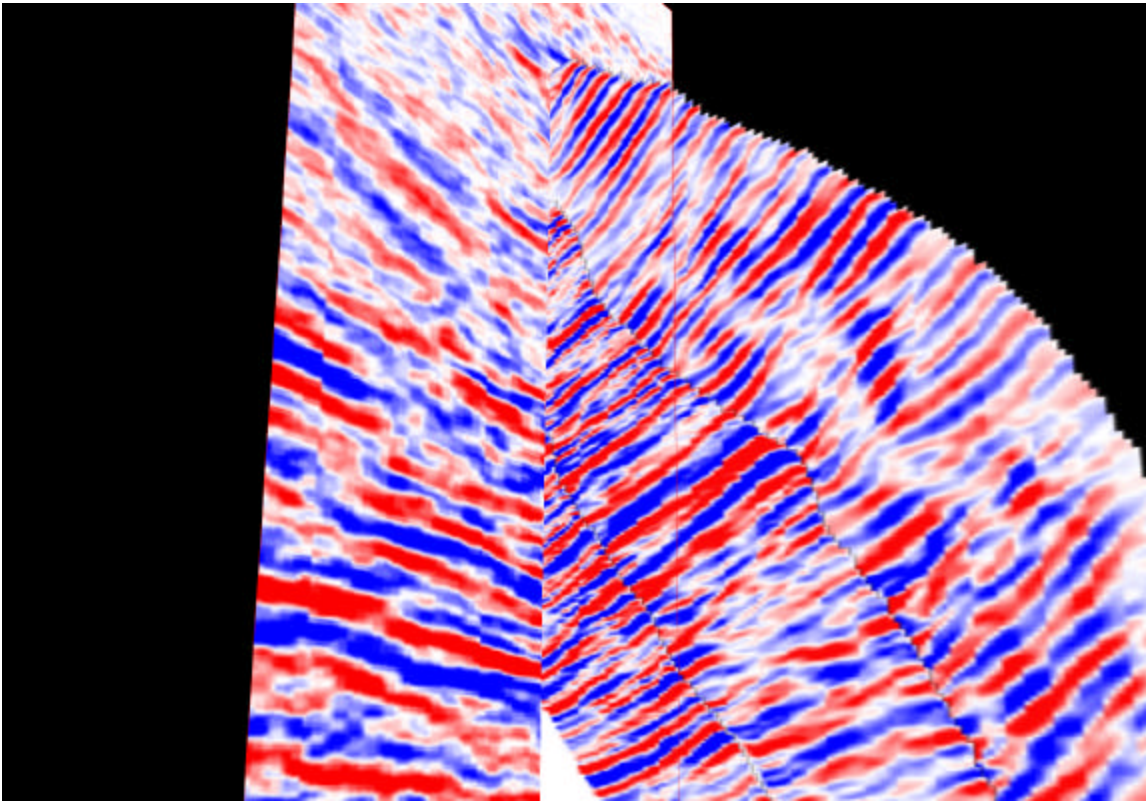


Figura 76 Sísmica de superficie y Transformada VSP-CDP

## **ANALISIS DE LOS RESULTADOS DE LA INVERSIÓN ACÚSTICA**

En la siguiente figura se presenta la correlación entre la impedancia acústica calculada a partir de los registros de pozo y la generada a partir del proceso de inversión. En las curvas del lado derecho en amarillo se encuentra la impedancia introducida en el macro modelo inicial, la cual se definió en 4200 unidades de impedancia con un gradiente que incrementa el valor con la profundidad. En negro y en rojo se encuentran la impedancia acústica calculada a partir de los registros de pozos y la obtenida mediante la inversión respectivamente. La curva azul es el promedio de la impedancia acústica en cada capa del modelo final resultado del proceso de inversión.

Como el objetivo de prospección principal son las arenas, las correlaciones se hacen en los intervalos donde estas predominan. Se pueden apreciar entonces cuatro intervalos importantes de arenas muy bien definidos por el corte litológico a partir de los rayos gamma y su respuesta acústica. Estos han sido identificados como A, B, C y D. También se encuentran identificadas con una franja naranja arenas que no fueron bien discriminadas en el proceso de inversión debido a que el espesor de estas en un rango de 25-30 pies se encuentra por debajo de la resolución de la sísmica.

En las arenas B y C la respuesta acústica de la inversión se correlaciona bastante bien con la calculada a partir de los registros de pozos, en este caso las curvas azul y roja se superponen mostrando buena correlación de ambas curvas en estos intervalos.

Sin embargo para las arenas A y D se puede observar que el comportamiento de ambas curvas de impedancia acústica no se correlaciona.



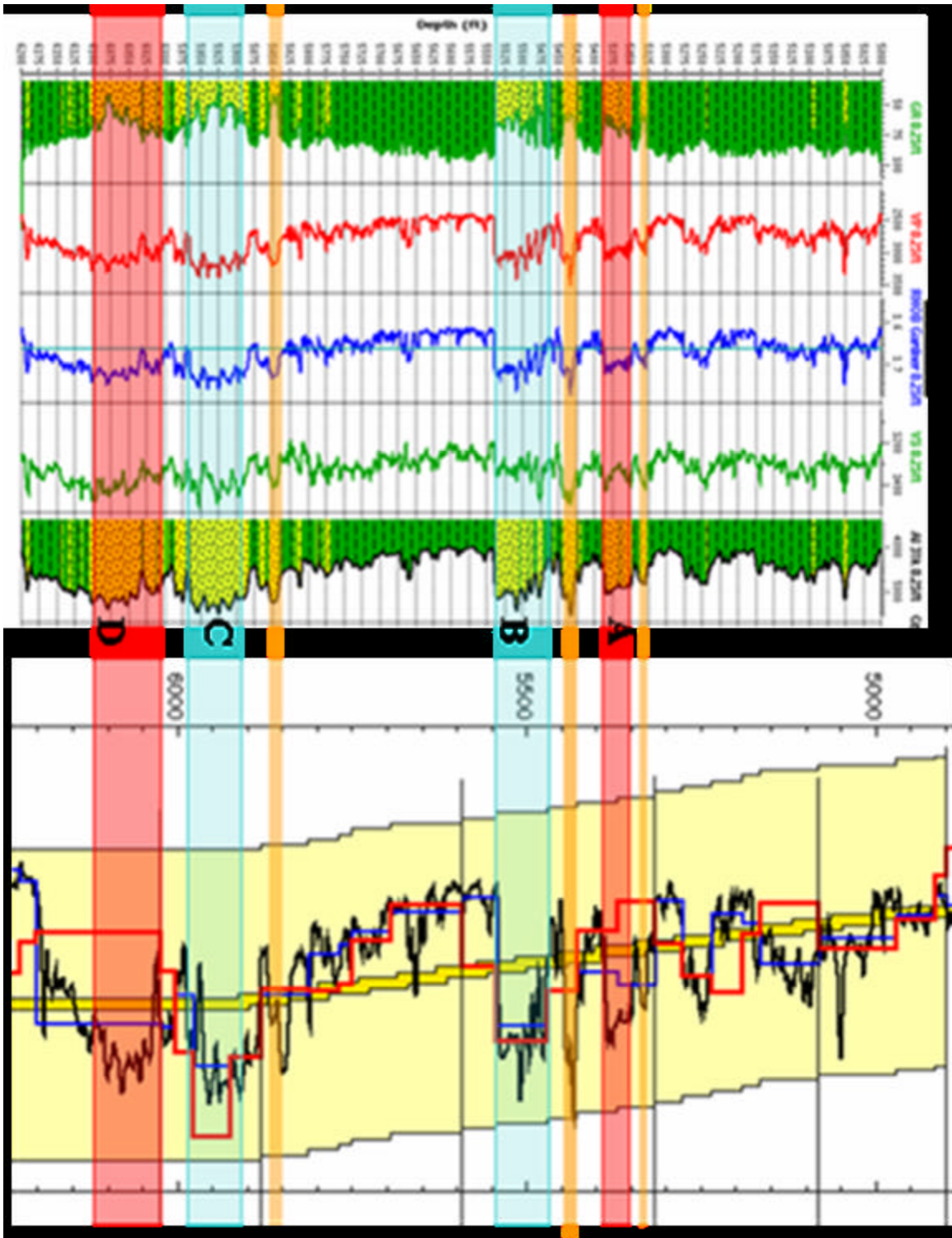


Figura 77 Correlación de curvas de impedancia acústicas generada a partir de la inversión y calculada a partir de registros de pozo.

Cabe destacar que el registro de densidad no fue corrido por lo tanto fue necesario generar una curva de pseudo densidad a partir de la relación de Gardner de modo que el comportamiento de la curva de pseudo densidad es de cierta manera un espejo del comportamiento de la curva de velocidad de onda P. Entonces un incremento en la velocidad se reflejaría como un incremento en la densidad y viceversa, lo cual no necesariamente tiene que ser siempre cierto.

Es posible que si la arena presentara un alto contenido de gas en lugar de otro fluido la densidad de esta disminuiría, lo que se traduciría como un bajo en la impedancia acústica para ese nivel. De esta manera se podría explicar la discrepancia encontrada en el comportamiento de las impedancias acústicas de las arenas A y D.

En la correlación de la impedancia acústica con la inversión del VSP mostrado en la Figura 78, las arenas denominadas anteriormente como B y C se correlacionan bastante bien con las capas de alta impedancia acústica representadas con el color rojo según la escala de impedancia acústica de la figura. Existe muy buena continuidad lateral de los eventos al alejarse del pozo.

Por debajo de la profundidad total del pozo a 6243 pies medidos verticalmente desde el nivel del mar se puede observar una capa de alta impedancia acústica con excelente continuidad lateral al alejarse del pozo.



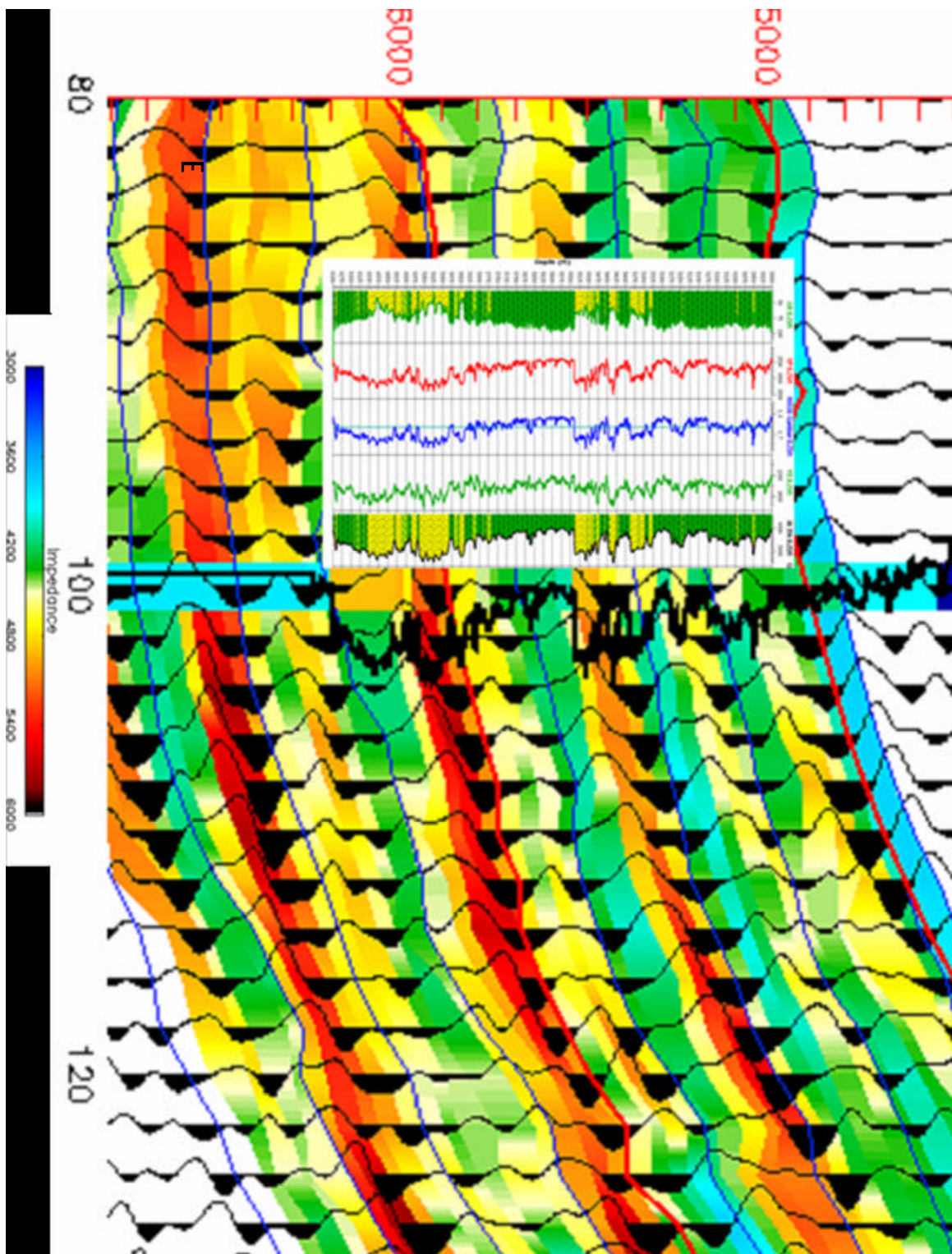


Figura 78 Correlación entre curva de impedancia acústica calculada a partir del acústico e inversión del VSP migrado.

## 6. CONCLUSIONES

De los cuatro intervalos de arenas mas importantes clasificadas como A,B,C y D las arenas B y C mostraron una respuesta acústica resultado de la inversión congruente con la impedancia acústica calculada a partir de los registros de pozos. Por lo tanto la información lateral obtenida a partir de la técnica de inversión acústica es fiable.

Las arenas A y D mostraron respuestas acústicas que discrepan con el comportamiento de la curva de impedancia calculada a partir de los registros de pozos. La razón de la discrepancia se puede deber a la utilización de la pseudo densidad generada a partir de la relación de Gardner, la cual no es una fiel representación de la verdadera densidad.

Mediante la utilización de la técnica de inversión acústica es posible obtener información de la respuesta acústica en eventos que se encuentren por debajo de la profundidad máxima del pozo, así como también información lateral al pozo.

Con la información de la respuesta acústica derivada de la inversión se podría extrapolar la información de propiedades de rocas conocidas en el pozo a distancias laterales del mismo. Esto es posible encontrando una relación entre la propiedad física y la respuesta acústica.

Se logro una buena correlación entre el sismograma sintético y los datos VSP migrados.

Para el cálculo de los parámetros anisótropos es necesario contar con datos grabados en el mismo nivel de profundidad variando la distancia pozo fuente. Este tipo de geometría de adquisición es comúnmente llamada VSP walkaway y permite conocer la velocidad sísmica del medio bajo distintos ángulos de propagación.

No se contó con un nivel de profundidad con señal grabada bajo los tres arreglos fuente - pozo, lo que impidió el cálculo de los parámetros anisótropos que consistía en uno de los objetivos específicos del presente trabajo.

La migración de Kirchhoff incluyendo parámetros anisótropos presentó pérdida de frecuencia en comparación con la isotrópica, especialmente en los eventos más profundos. Conclusiones sobre la presencia anisotropía en el área del pozo requieren de un estudio basado en datos VSP con geometría walkaway.

En geologías complejas donde existe incertidumbre acerca de las estructuras en el subsuelo la técnica de migración de Kirchhoff funciona mejor que la técnica de transformada CDP-VSP. La segunda es más dependiente de la aproximación del modelo introducido a la realidad que la primera.

## 7. BIBLIOGRAFÍA

Amstrong, P., D. Ireson (1994). The Promise of Elastic Anisotropy Oilfield Review. (Octubre) 37.

Bell, JF (1973) Mechanics of Solids, Vol 1. Berlin, Germany, Springer Verlag, pp 17

De Sisto, J., (1972) Geología del Campo LaVieja. Men., IV Cong. Geol. Venez., Caracas, Minis. Min e Hidrocarb., 5(5): 2572-2592.

Di Croce, J, De Toni, B, Ysaccis,R, Alvarez, E, Ghosh, S, Duerto, L, Porras, L, Violino, R, (2000) Key petroleum System Elements of the Venezuelan Basins in an Improved Chronostratigraphic Framework., 2000 AAPG Annual Convention. Vol. 9, página A38.

Dobrin, M.B. (1960). Introducción a la Prospección Geofísica. Editorial: McGraw Hill, New York, 446p.

Falcón, R. A. (1989). Revisión y redefinición del termino Miembro Garcia como Formación García, Cretácico Temprano de Venezuela Oriental. Esc. Geol., Min y Geof, Universidad Central de Venezuela., Caracas, Mayo. 1988.

González De Juana, C. (1980). Geología de Venezuela y sus cuencas petrolíferas. Editorial Fonovives, Caracas.

Hay, J. y R. Aymard. (1977). “El Cretácico en el Subsuelo de Anzoátegui y Parte de Monagas, Cuenca de Venezuela Oriental”. En: Espejo, A., D. Soraya, C. Key y E. Vasquez, (Eds.) V Cong. Geol. Ven., 4: 1557 – 1574. Disponible: <http://www.pdv.com/lexico>.

Hardege, B y R. Turpening. (1993) “Vertical Seismic Profiling”. Third Updated and Revised Edition. Pergamon. Elsevier Science 539p.

Hardage, B. (2000). “Vertical Seismic Profiling: Principles”. Third Updated and Revised Edition. PERGAMON. Elsevier Science 539p

Hedberg, H D., (1950) “Geology of the Eastern Venezuelan Basin (Anzoategui - Monagas - Sucre-eastern Guarico portion)”, Geol.Soc. Am., Bull 61(11): 1173 – 1216. Disponible: <http://www.pdv.com/lexico>.

Hedberg, H. D. y A. Pyre. (1944). “Stratigraphy of Northeastern Anzoategui, Venezuela”. Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol., 28(1): 1-128. Disponible: <http://www.pdv.com/lexico>.

Liddle, R. A. (1946). The geology of Venezuela and Trinidad 2 ed., Paleont. Res. Inst. Ithaca, N. Y., 890 p

Liu, Y., Crampin, S., and Main, I., 1997. Shear-wave anisotropy: spatial and temporal variations in time delays at Parkfield, Central California. Geophys. J. Int., 130, 771–785.

Morris, J.L., Jr. (1979) “Attenuation estimates from seismograms recorded in deep well: Master of Science Thesis, Texas A&M University” en: Hardage, B (2000). “Vertical Seismic Profiling: Principles”. Third Updated and Revised Edition. PERGAMON. Elsevier Science 539p

Parasnis, D.S. Principios de geofísica aplicada, (1970). Editorial: Paraninfo, Madrid; 208p.

Rod E. y W. Mayne. (1954). Revision of Lower Cretaceous stratigraphy of Venezuela, Am. Assoc. Petro. Geol., Bull., 38(2): 193-283.

Smith, P.J. (1975). Temas de geofísica. Editorial Reverte. Madrid. 286 p.

Strainforth, R. M. (1971). La Formación Carapita de Venezuela oriental. IV Cong. Geol. Venez., 1971, Memoria, Bol Geol., Caracas, Publ. Esp. 5, 1: 433-463.

Stewart, R.R., Gulati, J.S., Zhang, Q., Parkin, J.M., and Peron, J., (1998), Analysing 3C-3D VSP data: The Blackfoot Alberta survey, SEG Expanded Abstracts.

Thomsen, L. (1986). Weak elastic anisotropy Geophysics. 51 1954-1966

VSFusion – a Baker Atlas-CGG Company-. (2003) “Seislink Reference Manual”

Yilmaz, O. (1987). Seismic Data Processing. Investigations in Geophysics No. 2; SEG.

Zhou, R., Z. Patval, D.D. McAdow, S. Singh, F.D. Doherty, D.J. Dushman, y C.B.

Babaran. (2003). Anisotropy estimation using walkaway VSP data 65th Ann. Internat. Mgt., EAGE, Expanded Abstracts.