

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

CALIBRACIÓN AVO UTILIZANDO DATOS WALKAWAY

Trabajo Especial de Grado
ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela para
Optar al Título de Ingeniero Geofísico
por la Br. Daniela Cristina Sorondo Bujanda

Caracas, Mayo 2005

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

CALIBRACIÓN AVO UTILIZANDO DATOS WALKAWAY

TUTOR ACADÉMICO: Ing. José Cavada
TUTOR INDUSTRIAL: Ing. Didier Belaud

Trabajo Especial de Grado
ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela para
Optar al Título de Ingeniero Geofísico
por la Br. Daniela Cristina Sorondo Bujanda

Caracas, Mayo 2005

Caracas, 27 de Mayo de 2005

Los abajo firmantes, miembros del jurado designados por el Consejo de Escuela de Ingeniería Geofísica para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por la Bachiller Daniela Cristina Sorondo Bujanda, titulado:

“CALIBRACIÓN AVO UTILIZANDO DATOS WALKAWAY”

Consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudios conducente al Título de Ingeniero Geofísico, sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas expuestas por el autor, lo declaran **APROBADO**

Prof. Franklyn Ruiz
Jurado

Prof. Victor Casas
Jurado

Prof. José Cavada
Tutor Académico

Sorondo B., Daniela C.

CALIBRACIÓN AVO UTILIZANDO DATOS WALKAWAY

Tutor Académico: Ing. José Cavada Tutor Industrial: Ing. Didier Belaud

Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería.

Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Año 2005, p.

Resumen. En este trabajo de grado se presenta el procesamiento e interpretación de datos de un perfil sísmico vertical con desplazamientos múltiples de las fuentes (“walkaway VSP”) del pozo AKPO – 1 ubicado costa afuera en Nigeria (África) con la finalidad de analizar la respuesta de la amplitud sísmica con respecto a la distancia entre las fuentes y los receptores (AVO).

Se realizó una deducción de los parámetros de elipticidad y anelipticidad con el fin de generar un modelo anisotrópico y estudiar el efecto que estos parámetros tienen sobre la amplitud de onda sísmica.

En el pozo se grabaron registros petrofísicos, tiros de verificación sísmica “check-shot” y datos sísmicos “walkaway”. Se aplicó una secuencia de procesamiento para los datos sísmicos como se indica a continuación: Se efectuó una separación de los campos de ondas, debido a que los campos de onda P ascendentes son los que conservan la mayor cantidad de energía y por esta razón son los empleados principalmente en los análisis. Posteriormente, se aplicó una deconvolución determinística con la que se eliminaron los múltiples, seguido de la deconvolución se restauraron las formas de ondas debido a los filtrados y procesos previos. Finalmente se realizó la normalización de las trazas de donde se obtuvieron los valores de las amplitudes sísmicas correspondientes a cada distancia fuente – receptor para cada campo de onda P ascendente empleando un modelo de isotropía y un modelo de anisotropía en el proceso de separación.

Se observó la dependencia de la amplitud con respecto a la distancia fuente – receptor, basado en los parámetros de anisotropía de donde se determinó, para este caso en particular, que con la respuesta AVO es posible obtener una interpretación cuantitativa de las amplitudes de reflexiones.

A partir del registro sísmico calibrado se generó una traza sintética repetida agrupada en un registro consistente de forma repetida (sismograma sintético). De esta manera se realizó una calibración entre el sismograma sintético y los datos sísmicos. La consistencia entre los datos sísmicos y el sismograma sintético fue satisfactoria, ya que los tiempos de reflexión de la sísmica real y los sintéticos son similares, lo que garantizó que la secuencia de procesamiento realizada se ajusta a los datos sísmicos y que se conservaron las amplitudes verdaderas en tiempo.

Por otra parte se realizó un análisis de la amplitud de onda sísmica con respecto al ángulo de incidencia lo que implicó que la arena en estudio corresponde, según la clasificación de Castagna, a una arena clase 2 o 3.

Con el análisis basado en las ecuaciones de Shuey, el gráfico cruzado de atributos sísmicos determinó que el valor de gradiente e intercepto corresponde a una arena clase 2 o 3.

Cuando el estudio AVO de Young y LoPiccolo fue realizado se estipuló que la arena en estudio fue de tipo 2 o 3 lo que implica una arena consolidada.

De estos resultados obtenidos y de la geología de la zona se determinó que el reflector estudiado es una arena gasífera compactada de clase 3 a una profundidad de 3393 metros correspondiente a la Formación Agbada.

A partir de los análisis de AVO es posible la interpretación de yacimientos petroleros de gas marinos de una manera más confiable.

En vista de los resultados obtenidos con la geometría walkaway VSP y el análisis de las amplitudes nuevas posibilidades de exploración pueden ser propuestas para estudios costa afuera con el objetivo de mejorar la estimación de futuros yacimientos.

Este trabajo lo dedico a
mi padre, lo más importante de mi vida,
a mi madre y hermano que los quiero mucho.

A mi novio Cleiber que lo amo y lo adoro.
A la memoria de mi abuelo.

“Los sueños se cumplen sólo para aquellos que
tienen el valor de ir tras ellos...”

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer a la Universidad Central de Venezuela en especial a la Facultad de Ingeniería por brindarme la oportunidad de hacer mis sueños realidad. Por enseñarme los valores de la vida y por permitirme crecer como persona cada día más.

A Claudio de la Cerda por permitirme ser parte de este grupo de trabajo, por darme todas las facilidades posibles y por confiar en mi.

Un especial agradecimiento a mis tutores Didier Belaud y José Cavada por todo lo que me enseñaron, por estar siempre dispuestos a ayudarme, por hacerme parte de este proyecto. Simplemente es un orgullo haber logrado mi grado con ustedes. Gracias.

A Henry y Quetgli que estuvieron a mi lado en todo momento, en las buenas y en las malas fueron un apoyo, por todo lo que aprendí con ustedes. Siempre serán mis amigos.

A todo DCS por brindarme la oportunidad de ser uno de ustedes, por todo lo que me ayudaron y por su amistad.

Finalmente, pero no menos importante, le agradezco a Daniel, Cristina, Karen, Victor y Werner por ser mis amigos incondicionales, por estar pendientes de mi en todo momento. Siempre han sido y serán una parte importante en mi vida. Los quiero mucho.

ÍNDICE GENERAL

DESCRIPCIÓN	PAG
1 INTRODUCCIÓN	1
1.1 Objetivos	2
1.1.1 General	2
1.1.2 Específicos	2
1.2 Ubicación de la zona de estudio	3
1.3 Trabajos previos	3
1.4 Paquete de procesamiento utilizado	4
1.5 Metodología	5
2 GEOLOGÍA	6
2.1 Tectónica	7
2.2 Litología	8
2.3 Formación Akata	10
2.4 Formación Agbada	11
2.5 Formación Benin	11
3 GENERALIDADES	13
3.1 Ondas sísmicas	13
3.1.1 Efecto de propagación de ondas	15
3.2 Sísmica de pozos	15
3.2.1 Determinación del tiempo de tránsito (transit time)	15
3.2.2 Filtrado de velocidades	16
3.2.3 Deconvolución	18
3.2.4 Primarios y múltiples	18
3.2.5 Correcciones geométricas de los datos	21
3.2.6 Fuentes sísmicas	21
3.2.7 Perfil Sísmico Vertical (VSP)	23

3.2.7.1	Características del VSP	25
3.2.7.2	Beneficios del VSP	26
3.2.7.3	Tiros de Verificación Sísmica (“check shot”)	27
3.2.7.4	Diferencias entre un VSP y un Check Shot	28
3.2.7.5	Tipos de estudios con VSP	28
3.2.7.5.1	VSP Cero-Offset	28
3.2.7.5.2	Offset VSP	29
3.2.7.5.3	Walkaway VSP	31
3.3	Registro sísmico	32
3.3.1	Calibración del registro sísmico	32
3.3.2	Pasos para calibrar un registro sísmico de un check shot	34
3.3.3	Correcciones de la deriva	35
3.3.4	Impedancia acústica	36
3.3.5	Registro de impedancia acústica	36
3.3.6	Sismograma sintético	37
3.4	Herramientas	39
3.4.1	CSI (combinable seismic imager)	39
4	FUNDAMENTOS TEÓRICOS	41
4.1	Anisotropía	41
4.2	Parámetros de anisotropía	46
4.2.1	Deducción	46
4.2.2	Simetría del tensor elástico C	48
4.3	Análisis AVO	53
4.4	Atributos AVO	58
4.5	Clasificación de las arenas gasíferas	61
4.6	Procesamiento sísmico AVO	64
5	PROCEDIMIENTO	66
5.1	Esquema de trabajo	66
5.2	Cadena de procesamiento de los datos sísmicos	67

5.3 Módulos del procesamiento	68
5.3.1 Editor del cabezal de los datos de pozo	69
5.3.2 Espectro de Amplitud	70
5.3.3 Tiempo de primeras llegadas	71
5.3.4 Parámetros de anisotropía	72
5.3.5 Regularización de las trazas	73
5.3.6 Corrección por divergencia esférica y atenuación anelástica	73
5.3.7 Separación de los campos de onda	73
5.3.8 Deconvolución predictiva	75
5.3.9 Deconvolución de las formas de onda	76
5.3.10 Normalización de las trazas	77
5.3.11 Filtrado de trazas	77
5.3.12 Registros de pozo	78
5.3.13 Creación de modelos	78
6. RESULTADOS OBTENIDOS	81
6.1 Deducción matemática de los parámetros de anisotropía	81
6.2 Modelos de velocidades	82
6.3 Cálculo de la deriva y calibración del registro sísmico	83
6.4 Sismograma sintético	84
6.5 Procesamiento sísmico	86
6.5.1 Hodogramas de rotación	86
6.5.2 Datos sin procesar	87
6.5.3 Espectro de amplitud	89
6.5.4 Selección de primeras llegadas	91
6.5.5 Parámetros de anisotropía	94
6.5.6 Separación de los campos de ondas	99
6.5.7 Deconvolución	103
6.5.8 Selección del reflector de interés	107

6.5.9 Mapas AVO de isotropía y anisotropía	108
6.5.10 Registro de pozos. Datos petrofísicos	113
ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS	115
CONCLUSIONES	119
BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS	121
APÉNDICES	125

ÍNDICE DE FIGURAS

DESCRIPCIÓN	PAG
Figura 1.1. Mapa de la ubicación del pozo AKPO – 1. Nigeria, África.	3
Figura 2.1. Mapa de Nigeria donde se muestra la provincial Deltaica de Nigeria.	7
Figura 2.2. Sección estratigráfica de la cuenca de Anambra desde el Cretácico tardío a través del Eoceno y tiempo formacionales equivalente al Delta de Nigeria.	9
Figura 2.3. Columna estratigráfica mostrando las tres formaciones del delta de Nigeria.	10
Figura 3.1. Gráfico de campos de ondas ascendentes y descendentes	16
Figura 3.2. Separación de los campos de ondas ascendentes y descendentes	17
Figura 3.3. Campo de onda ascendente.	17
Figura 3.4. Esquema de trayectorias de múltiples y primarios.	19
Figura 3.5. Tipo de vibrador usado en sísmica de pozo	22
Figura 3.6. Cañón de aire utilizado en sísmica de pozo	23
Figura 3.7. Eventos sísmicos que se pueden registrar en un VSP.	24
Figura 3.8. Área cubierta por un estudio de VSP.	25
Figura 3.9. Configuración de un check-shot donde se aprecia que el registro es tomado a una profundidad en particular.	27
Figura 3.10. Configuración de un Cero–Offset VSP.	29
Figura 3.11. Configuración de un Offset VSP.	30
Figura 3.12. Configuración de las fuentes y receptores para un estudio Walkaway VSP.	31
Figura 3.13. Conversión en profundidad del registro sísmico. A la derecha se observa los puntos de referencia a los que será ajustado el registro de velocidad.	33

Figura 3.14. Configuración de la herramienta CSI.	39
Figura 4.1. Cubo de isotropía transversal.	42
Figura 4.2. Geófono multi-componente, donde se observan las tres orientaciones de cada una de sus componentes.	44
Figura 4.3. Ondas S y P determinadas por su dirección de propagación.	44
Figura 4.4. Frente de onda VTI, donde se observan como afectan los parámetros de anisotropía a un frente de onda .	45
Figura 4.5. Esquema de onda P reflejada y refractada al paso por un medio con propiedades elásticas variables.	54
Figura 4.6. Clasificación de Rutherford y Williams modificada por Castagna en 1997	58
Figura 4.7. Gráfico cruzado de gradiente e intercepto para arenas gasíferas	60
Figura 4.8. Tipos de AVO	63
Figura 5.1. Esquema de formato de datos y módulos utilizados en el desarrollo del proyecto de grado.	66
Figura 5.2. Secuencia de procesamiento de los datos sísmicos de pozo walkaway.	67
Figura 5.3. Ubicación de la geometría de la adquisición walkaway VSP.	69
Figura 5.4. Gráfico donde se muestra la configuración de un cabezal de datos de pozo y cada uno de los parámetros geométricos empleados para el procesamiento.	70
Figura 5.5. Parámetros empleados en la generación del espectro de amplitud.	71
Figura 5.6. Gráfico donde se muestra el módulo para la selección de los tiempos de primeras llegadas y el esquema de los parámetros utilizados.	72

Figura 5.7. Gráfico donde se muestra el resultado de la separación de los campos de ondas P y S ascendentes y descendentes posterior a la aplicación del módulo “Wavana-pro”.	74
Figura 5.8. Parámetros utilizados en la deconvolución predictiva.	75
Figura 5.9. Gráfico que representa el módulo de deconvolución de los campos de ondas y los parámetros empleados para la misma.	76
Figura 5.10. Parámetros usados para el proceso de filtrado de los datos.	78
Figura 6.1. Esquema del modelo utilizado en el procesamiento de los datos sísmicos de pozo.	82
Figura 6.2. Representación del cálculo de la deriva y del registro sísmico antes y después de su corrección.	83
Figura 6.3. Sismogramas sintéticos de 25 y 30 Hz generados a partir de la calibración del registro sísmico.	84
Figura 6.4. Sismogramas sintéticos de 35 y 45 Hz generados a partir de la calibración del registro sísmico.	85
Figura 6.5. Ondícula de Ricker de fase cero	85
Figura 6.6. Configuración de las componentes de un receptor triaxial	86
Figura 6.7. Componente Z del estudio walkaway VSP sin procesar. (pozo AKPO –1).	87
Figura 6.8. Componente HMX del estudio walkaway VSP sin procesar. (pozo AKPO –1).	88
Figura 6.9. Componente HMN del estudio walkaway VSP sin procesar. (pozo AKPO –1).	89
Figura 6.10. Espectro de amplitud determinada para la componente Z de los datos sísmicos sin procesar.	90
Figura 6.11. Tiempo de primeras llegadas de la componente Z del estudio walkaway VSP. (pozo AKPO –1).	91
Figura 6.12. Tiempo de primeras llegadas de la componente HMX del estudio walkaway VSP. (pozo AKPO –1).	92

Figura 6.13. Tiempo de primeras llegadas de la componente HMN del estudio walkaway VSP. (pozo AKPO –1).	93
Figura 6.14. Ubicación de las fuentes y los receptores del estudio walkaway VSP (pozo AKPO –1).	94
Figura 6.15. Gráfico de primeras llegadas para cada uno de los receptores con respecto a cada fuente.	95
Figura 6.16. Gráfico de lentitudes verticales y horizontales de onda P con respecto a la distancia fuente – receptor.	96
Figura 6.17. Grafico de ajuste de lentitudes horizontales y verticales, de donde los parámetros de anisotropía son estimados.	97
Figura 6.18. Cuadro obtenido a partir del módulo “Walkaway TI Inversion”, donde se observan los parámetros de anisotropía.	98
Figura 6.19. Campo de onda P ascendente para el medio isotrópico a la profundidad de 3187 m. (Pozo AKPO –1).	99
Figura 6.20. Campo de onda P descendente para el medio isotrópico a la profundidad de 3187 m. (Pozo AKPO –1).	100
Figura 6.21. Campo de onda P ascendente para el medio anisotrópico a la profundidad de 3187 m. (Pozo AKPO –1).	101
Figura 6.22. Campo de onda P descendente para el medio anisotrópico a la profundidad de 3187 m. (Pozo AKPO –1).	102
Figura 6.23. Campo de onda ascendente P deconvolucionado para el medio isotrópico a la profundidad de 3187 m. (Pozo AKPO –1).	103
Figura 6.24. Campo de onda descendente P deconvolucionado para el medio isotrópico a la profundidad de 3187 m. (Pozo AKPO –1).	104
Figura 6.25. Campo de onda ascendente P deconvolucionado para el medio anisotrópico a la profundidad de 3187 m. (Pozo AKPO –1).	105
Figura 6.26. Campo de onda descendente P deconvolucionado para el medio anisotrópico a la profundidad de 3187 m. (Pozo AKPO –1).	106
Figura 6.27. Reflector de interés seleccionado para el medio isotrópico.	107

Figura 6.28. Reflector de interés seleccionado para el medio anisotrópico.	108
Figura 6.29. Tiempos de llegada de la onda P en el medio isotrópico y anisotrópico.	109
Figura 6.30. Diferencia entre los tiempos de llegada de la onda P en el medio isotrópico y anisotrópico.	110
Figura 6.31. Gráfico de AVO para el medio isotrópico y anisotrópico.	111
Figura 6.32. Gráfico de amplitud en función del ángulo de incidencia	112
Figura 6.33. Gráfico cruzado gradiente – intercepto donde se observa la respuesta isotrópica y anisotrópica con respecto a la tendencia de la lutita	113
Figura 6.34. Registros de pozo donde se ubica el reflector de estudio a 3393 m de profundidad.	114

CAPÍTULO 1

1 INTRODUCCIÓN

El análisis de amplitud versus la distancia fuente – receptor de datos sísmicos de superficie es una técnica de procesamiento que ha sido extensamente utilizada durante décadas en la prospección de hidrocarburos.

Autores como Castagna et al (1993) han desarrollado por varios años esta técnica de análisis de amplitud mediante el uso de los coeficientes de reflexión y transmisión. Su éxito ha sido diverso y el uso de datos de registros de pozo para modelos esperados de anomalías AVO no siempre ha resultado satisfactorio en la explicación de la respuesta AVO observada en los registro CMP.

En exploración petrolera el estudio de las propiedades físicas y elásticas de las rocas en función del ángulo de incidencia y de las amplitudes sísmicas ha sido empleado como herramienta principal del análisis amplitud. La técnica AVO “walkaway” proporciona una medida intermedia e independiente de la amplitud, con modelado de ondas planas, que permite estudios de AVO y de anisotropía a nivel de reservorio.

De acuerdo con Coulombe, Stewart y Jones (1996) el análisis AVO, es un tipo de estudio que permite realizar un análisis mas detallado y preciso de una zona de interés ya que corrige efectos de propagación de ondas, divergencia esférica, atenuaciones y anisotropía, entre otras.

Es así como este tipo de análisis de sísmica de pozos es un importante aporte a la exploración y el desarrollo de campos petrolíferos y/o gasíferos. De esta manera se propone en este proyecto aplicar esta técnica en un conjunto de datos existentes de Nigeria y estudiar su aplicabilidad en Venezuela.

1.1 Objetivos

1.1.1 General

- Realizar un análisis de AVO mediante la aplicación del método walkaway a un grupo de datos pertenecientes al delta de Nigeria, África.

1.1.2 Específicos

- Analizar las curvas de AVO para los datos sísmicos y los parámetros de anisotropía.
- Analizar los mapas de atributos AVO.
- Interpretar los datos de AVO con respecto a la sísmica obtenida.

1.2 Ubicación de la zona de estudio

La zona de estudio para el desarrollo de este proyecto de grado se encuentra localizada en Nigeria, África. En la figura 1 se muestra un mapa de la zona de estudio, donde se observa la ubicación del pozo AKPO – 1.



Figura 1.1. Mapa de la ubicación del pozo AKPO – 1. Nigeria, África. [http// mapquest.com](http://mapquest.com) [Consulta: 2005, Enero 17].

1.3 Trabajos previos

El trabajo previo utilizado como referencia para este proyecto de grado fue un prospecto petrolero perforado costa afuera de Nigeria (Leaney and Hope, 2002). Este trabajo basó su estudio en el desarrollo de un cubo sísmico empleando la técnica “walkaway”, en donde se analizó la variación de las amplitudes sísmicas en función de la distancia desde la fuente hasta el receptor.

1.4 Paquete de procesamiento utilizado

Para el procesamiento de los datos sísmicos se empleó un software único y varias aplicaciones del mismo, a continuación se definen cada una de ellas.

Geoframe 4.0.4 Software empleado para el procesamiento e interpretación de diferentes tipos de datos de pozo, entre los que predominan la geofísica, la geología, la petrofísica y la ingeniería de reservorio.

Para el procesamiento sísmico se empleó el programa “Borseis”, mientras que para la generación de los modelos isotrópico y anisotrópico se utilizó el “Bormod”, otro programa empleado fue el “Welledit” para los análisis de los registros de pozo; estando los tres contenidos dentro del Geoframe 4.0.4.

Borseis Constituye a una cadena completa de procesamiento para datos de sísmica de pozos (VSP), desde la edición los datos de campo (sin editar) hasta la representación detallada de la imagen del subsuelo.

Bormod La principal contribución de este programa consiste en la construcción de un modelo de velocidades 2-D, el cálculo del trazado de rayos, y la representación de los resultados obtenidos.

Welledit Con esta aplicación del Geoframe 4.0.4 es posible mostrar los registros de pozos, permitiendo un análisis petrofísico de los mismos, calibración del sónico para sismogramas sintéticos, entre otros.

1.5 Metodología

La metodología del procesamiento se puede sintetizar como sigue:

Recopilación bibliográfica. Revisión de diversas fuentes bibliográficas.

Recopilación bibliografía acerca de:

Procesamiento de datos VSP.

AVO walkaway VSP.

Análisis AVO.

Parámetros de anisotropía.

Geología de la zona.

Familiarización con el programa de computación Geoframe 4.0.4. Revisión y estudio de cada una de las partes del programa que se emplearan en el proyecto de grado.

Geoframe 4.0.4: Es un programa de computación, que sirve para procesar datos de sísmica de pozo, así como realizar análisis AVO y otras aplicaciones.

Procesamiento de los datos VSP del pozo. Mediante una secuencia típica de procesamiento se preparan los datos para su posterior análisis.

Descarga y revisión de los datos.

Procesamiento de los datos, en la zona de interés, para el análisis AVO.

Generación de curvas AVO.

Análisis AVO.

Procesamiento de los CRG (Common Receiver Gathers).

Análisis y selección de la ventana de interés.

Modelado AVO.

Interpretación de los modelos AVO generados.

CAPÍTULO 2

2 GEOLOGÍA

La provincia deltaica de Nigeria se encuentra definida como un sistema petrolero del Terciario. Este delta se formó luego de la separación del Atlántico sur debido a un rift expansivo que comenzó a formarse en el Jurásico tardío y continuo hasta el Cretácico. (Tuttler et al., 1999).

El delta de Nigeria se encuentra situado en el Golfo de Guinea y se extiende hasta la provincia de Nigeria. En términos geológicos el delta ha ido progradando hacia el sur a partir del Eoceno formando una cadena de depocentros. Esta cadena presenta un espesor de sedimentos aproximados de 10 km que lo caracteriza como una posible zona activa de producción. El límite de costa de esta provincia se encuentra representado por la línea volcánica de Camerún al este, y por un área de sedimentos de dos kilómetros de espesor hacia el sur y el suroeste.

Entre las formaciones que constituyen este delta se encuentra la formación Akata formada por lutitas prodelta, ubicada en la parte superior, siendo esta la principal roca generadora. Esta se encuentra caracterizada por una facies marina con la contribución sedimentológica de la intercalación de lutitas marinas con la facies de arena de la formación Agbada. Sobre la formación Akata se encuentra una depositación de arenas turbidíticas que constituyen una gran fuente de producción de hidrocarburos costa afuera. Este proceso comenzó a formarse en el Eoceno con la acumulación de los sedimentos.

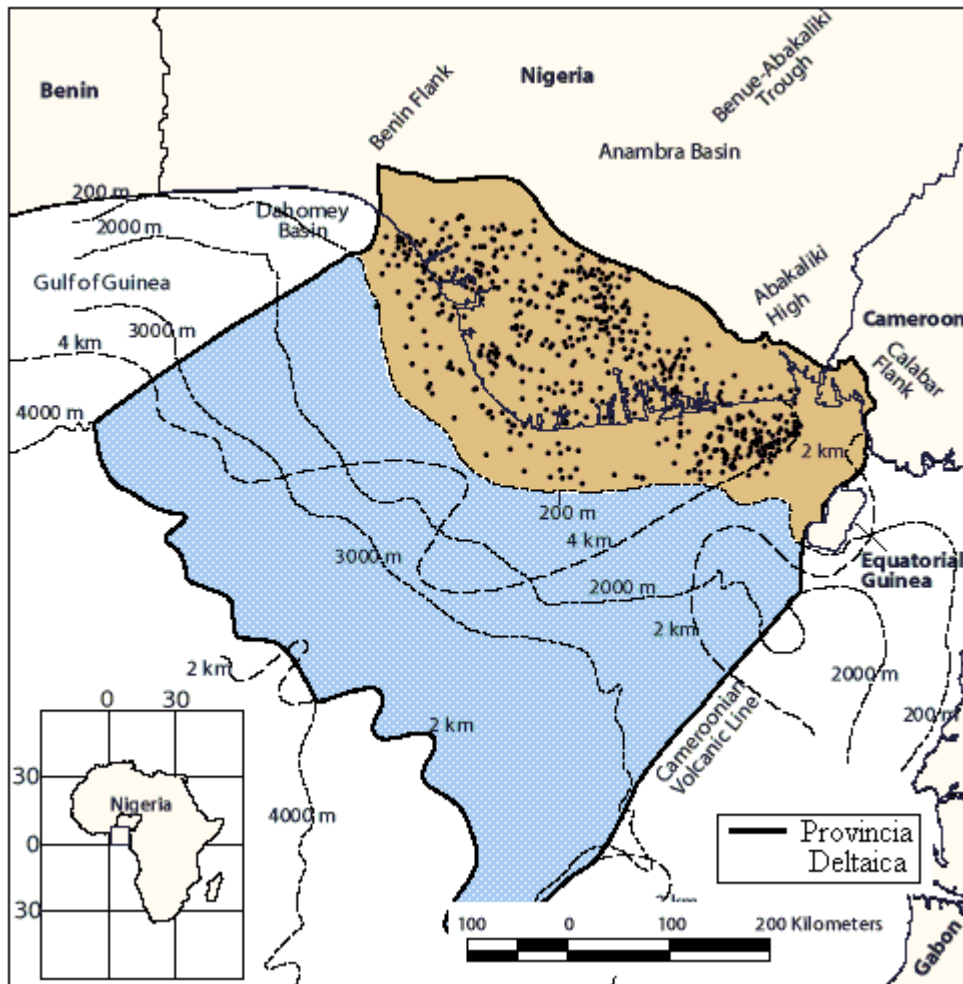


Figura 2.1. Mapa de Nigeria donde se muestra la provincial Deltaica de Nigeria.

2.1 Tectónica

El marco tectónico de la costa ecuatorial Africana es controlado por zonas de fractura, del Cretácico, expresado como trincheras y cordilleras en las profundidades del Atlántico. Estos procesos de deformación comenzaron una vez que el rift cesó su expansión. En primer lugar la formación de diapiros de arcillas ocasionados por la compactación, la sobrepresión y desarrollo de arcillas prodelta debido a la alta densidad del frente de arena de la formación Agbada permitieron el desarrollo de la formación Akata. En segundo lugar, la inestabilidad ocurrida debido a la falla lateral, hacia la cuenca, soportado por la compactación del desarrollo de arcillas en

el delta (Formación Akata), ocasionó una deformación interna induciendo a una movilización de las arcillas.

2.2 Litología

Las rocas del Cretácico fueron depositadas sobre el basamento del delta de Nigeria. El tipo de sedimentación predominante en este periodo geológico fue el deltaico ocurrido durante la transgresión y otro por predominio de procesos fluviales durante la regresión.

En el Paleoceno, ocurrió una transgresión que comenzó con la depositación de la lutita Imo al suroeste de la cuenca. En el Eoceno, la forma de la línea de costa comienza a curvarse de manera convexa, la deriva del mar adentro es cambiada por divergencia y la sedimentación cambia a dominio de ola. En este momento la depositación de sedimentos parálicos en la cuenca Deltaica de Nigeria a progradado hacia el sur, la línea de costa se convierte progresivamente más convexa hacia el mar. Los depósitos clásticos marinos, pocos profundos, se encuentran representados por lutitas.

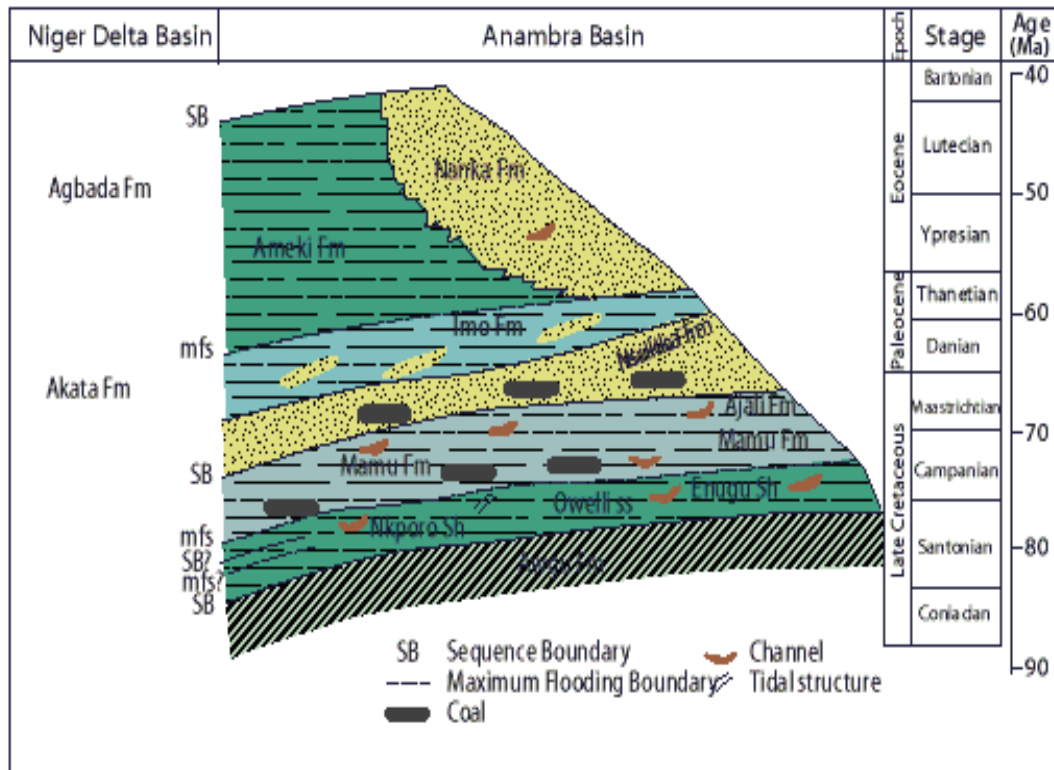


Figura 2.2. Sección estratigráfica de la cuenca de Anambra desde el Cretacico tardío a través del Eoceno y tiempo formacionales equivalente al Delta de Nigeria. (Tomado de Tuttlar, Charpentier and Brownfied, 1999).

En la actualidad la sedimentación en el delta es dominada por olas. La sección terciaria del delta de Nigeria se encuentra dividido en tres formaciones representadas por las facies progradadas depositacionales que generalmente son distinguidas en la cuenca por la relación de arena-lutita.

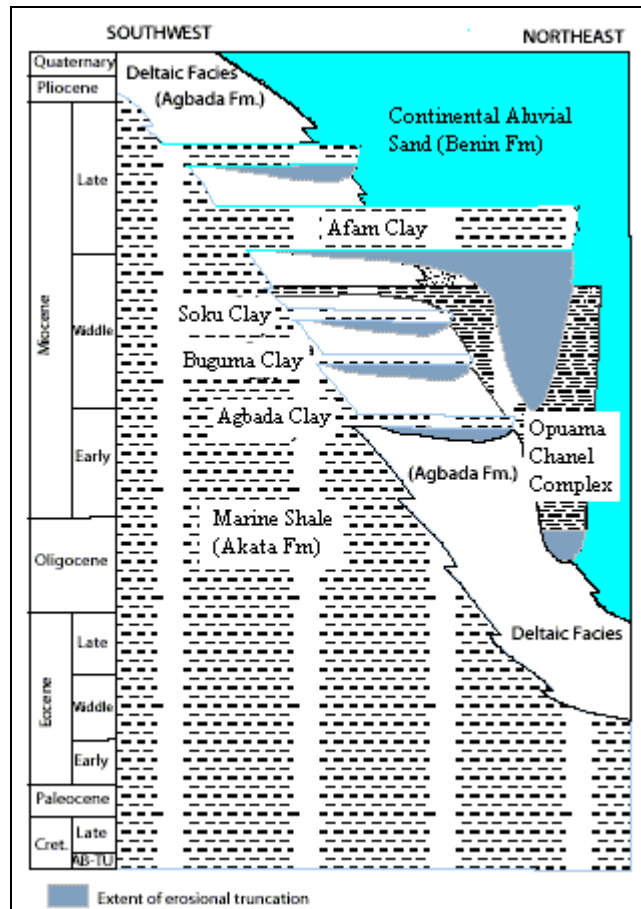


Figura 2.3. Columna estratigráfica mostrando las tres formaciones del delta de Nigeria. (Tomado de Tuttlér, Charpentier and Brownfied, 1999).

2.3 Formación Akata

Esta formación subyace a la formación Agbada, es de origen marino y está compuesta de una secuencia delgada de lutitas, arenas turbidíticas y con menor cantidad de arcilla y limonitas que la formación Agbada. Las arenas turbidíticas corresponden a reservorios potenciales en aguas profundas. La secuencia de lutitas es considerada como roca generadora potencial y el espesor aproximado de esta formación es de 7000 m .

A partir del Paleoceno hasta el Reciente, la formación Akata ha sido constituida durante una etapa de calma cuando materiales orgánicos terrestres y arcillas fueron transportados a aguas profundas caracterizadas por condiciones de

baja energía y ambiente anóxico. Esta formación se encuentra completamente en la parte más profunda de la cuenca donde es sobrepresionada por las formaciones suprayacentes.

2.4 Formación Agbada

Esta formación se encuentra compuesta por turbiditas depositadas encima de la formación Akata; la formación consta de arenas consolidadas que constituyen una unidad petrolera que comenzó su formación en el Eoceno y continúa en el Reciente. Con siliciclastos mayores de 3700 m de espesor, representa la mayor parte de la secuencia del delta.

La depositación ocurrió bajo un frente deltaico dominado por olas, y consistió en una progradación costa afuera de bajo grado finalizada por una secuencia menor de borde.

En la zona menos gruesa la depositación de las capas de lutitas y areniscas son de igual porción, sin embargo, las capas superiores se encuentran mayormente constituidas por arenas con menor cantidad de lutitas intercaladas.

2.5 Formación Benin

Finalmente la formación Benin se encuentra sobre la formación Agbada. Esta formación comenzó su desarrollo en el Eoceno y continúa en el Reciente. El espesor de este depósito aluvial continental es un poco mayor de 2000 m .

La depositación de estas tres formaciones en la zona Deltaica de Nigeria ocurrió de forma cíclica con capas de sedimentos silisiclásticos de aproximadamente 30 a 60 kilómetros de ancho. Este proceso se presenta como una progradación hacia el suroeste de aproximadamente 250 kilómetros sobre la corteza oceánica sobre el Golfo de Guinea.

Cada ciclo es separado en unidades que corresponden a una caída en el buzamiento regional del delta caracterizado por fallas fuera de la línea de costa. Cinco de todos los ciclos que han sucedido son reconocidos donde cada uno presenta su propia sedimentación, deformación e historia petrolera.

La distribución de los sistemas petroleros en este sistema deltaico se encuentran en la formación Agbada. La distribución de éste se extiende desde el área costa afuera noroeste hasta el área del Puerto Harcourt, exactamente la zona donde ocurre la transición entre la corteza oceánica y la continental. Se ha determinado que la posible contribución de hidrocarburo proviene de las capas de lutitas marinas de las formaciones Akata y Agbada formadas entre el Paleoceno y el Reciente y de las lutitas del Cretácico.

CAPÍTULO 3

3 GENERALIDADES

3.1 Ondas sísmicas

La energía de deformación elástica liberada por una fuente sísmica propaga por el subsuelo mediante ondas y estas ondas dependiendo del espacio donde se propagan adoptan diversas características. Según el espacio en que se propagan existen ondas superficiales y ondas de cuerpo. Las ondas superficiales sólo se originan y propagan cerca de la superficie entre dos medios con propiedades elásticas distintas. Las más importantes son las que se propagan cerca de la superficie del suelo y entre las que se encuentran las ondas Rayleigh y las ondas Love. Las ondas de cuerpo se propagan a través de todo el volumen de material elástico. Cuando el material del subsuelo es isotrópico sólo pueden propagarse dos tipos de ondas de cuerpo: las ondas P y las ondas S.

Las ondas P, también conocidas como ondas primarias, ondas irrotacionales u ondas compresionales; presentan mayor velocidad que las ondas S y que las ondas superficiales, son siempre las primeras en llegar a cualquier distancia entre la fuente y el receptor. En materiales isotrópicos las ondas P se caracterizan porque el movimiento de las partículas del suelo al paso de la onda sigue la misma dirección en que ésta se propaga.

Las ondas S también conocidas como ondas secundarias, ondas de corte u ondas equivolumentales tienen menor velocidad que las ondas P y las partículas del suelo se mueven en una dirección ortogonal a la dirección en que se propaga la onda. Estas ondas S se encuentran relacionadas a las deformaciones por cizallamiento.

Otro tipo de onda es el cuasi-longitudinal o cuasi-transversal, la característica se basa en el hecho de que las partículas del medio por donde se propagan no oscilan exactamente en la dirección de propagación de la onda ni en el plano perpendicular a éste, respectivamente.

En materiales homogéneos la velocidad de las ondas P y S se pueden expresar en función de los parámetros elásticos mediante las siguientes fórmulas:

$$V_P = \sqrt{\frac{\lambda+2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{\kappa+4/3\mu}{\rho}}$$

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

V _p : velocidad de onda P	μ: módulo de rigidez
V _s : velocidad de onda S	κ: módulo de volumen
λ: parámetro de Lamé	ρ: densidad

De donde se observa que la velocidad de propagación de ondas sísmicas es independiente de la potencia de la fuente y que sólo depende de las propiedades del material por el que viajan. Esto simplifica la caracterización de los estratos geológicos del subsuelo por sus velocidades. En cambio, la amplitud del movimiento del terreno al paso de una onda sísmica sí depende de la potencia de la fuente y también de otros factores como la distancia de la fuente al receptor y de las propiedades de atenuación de los materiales atravesados. Otro tipo de ondas que deben ser tomadas en consideración son las ondas de tubo, estas constituyen a una de las fuentes de ruido de mayor importancia, ellas se propagan con una velocidad mucho menor que la velocidad del fluido.

3.1.1 Efecto de propagación de ondas

- a. Divergencia esférica; a medida que se profundiza, el radio del frente de onda aumenta y la amplitud de las ondas se atenúan.
- b. Atenuaciones inelásticas, con respecto a la profundidad.
- c. Pérdida por transmisión, al paso de una capa a otra.
- d. Conversión de ondas, las ondas según las ecuaciones de Zoeppritz se convierten al pasar de un medio a otro, existe la llamada conversión de modos (que puede ser parcial o total).
- e. Atenuación por arreglo de detectores y/o fuentes.

3.2 Sísmica de pozos

En la sísmica de pozos, la respuesta sísmica de la sección geológica entre la superficie y la profundidad total del pozo (TD) puede ser observada como una función del tiempo y la profundidad, ya que se sabe que tipo de señal y a que profundidad se está grabando. Esto permite diferenciar las reflexiones primarias de las múltiples, la naturaleza de la atenuación de la señal y las discontinuidades presentes.

3.2.1 Determinación del tiempo de tránsito (transit time)

Una onda presenta un tiempo de tránsito característico debido a la velocidad y espesor que se presenta entre los diferentes niveles por los que ella viaja. Estos registros que se realizan en pozo permiten hacer la conversión del tiempo de tránsito a profundidad.

Con los datos obtenidos del “check-shot” se calibran los registros sísmicos sobre un intervalo de propagación derivando un tiempo de tránsito del pozo para cada profundidad. Se deben tomar en cuenta los factores que afectan al tiempo de

tránsito: los receptores (el tipo y la ubicación), el tiempo de detonación de la fuente y su tipo.

Es necesario definir donde se va a comenzar el tiempo de primera llegada, ya que éste puede ser en una deflexión positiva o una negativa de la ondícula sísmica. Este es el primer paso del procesamiento de un VSP.

3.2.2 Filtrado de velocidades

En un registro VSP es posible grabar tanto el campo de ondas ascendentes como descendentes. Esto es importante ya que dependiendo de la información se desea obtener se utiliza uno u otro campo mediante la aplicación de un “filtro mediano”.

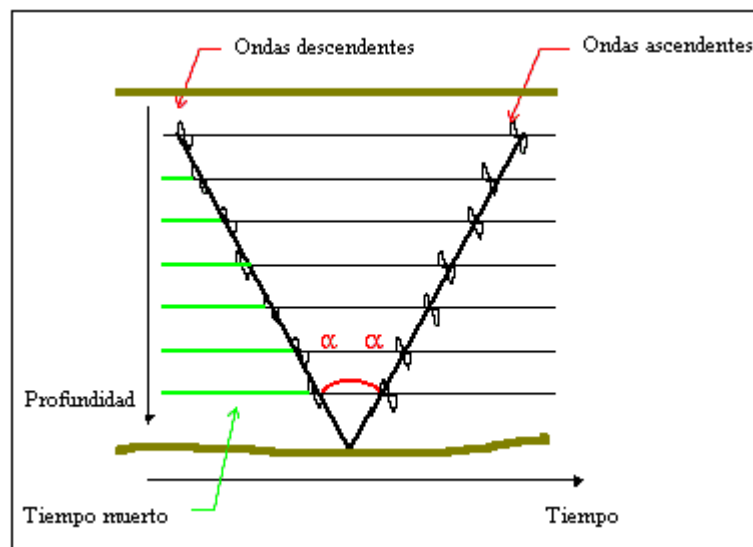


Figura 3.1. Gráfico de campos de ondas ascendentes y descendentes. (Modificado de slb.com).

En primer lugar se obtiene el campo de ondas descendentes, para esto el tiempo muerto es sustraído mediante un filtro medio, de esta manera los tiempos de primeras llegadas de onda P quedan alineados verticalmente y colocados en fase.

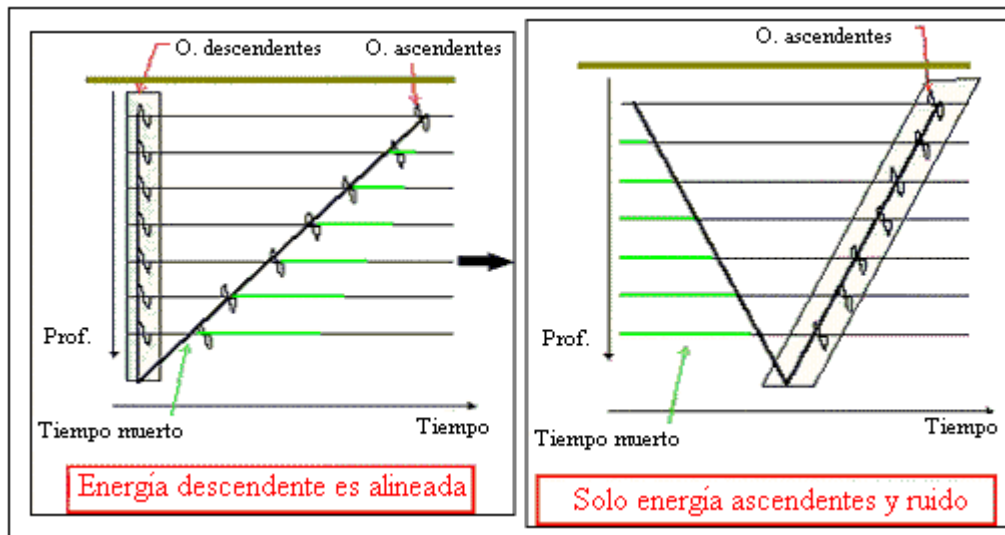


Figura 3.2. Separación de los campos de ondas ascendentes y descendentes (Modificado de slb.com).

Se puede obtener un campo de ondas que contenga únicamente ruido de fondo y trazas de ondas ascendentes; para esto sólo se necesita sustraer el campo de ondas descendentes y levantarlos a su posición desde el campo de ondas sísmicas original. Una vez en fase verticalmente, se aplica un filtro promedio con el cual se removerá cualquier ruido remanente.

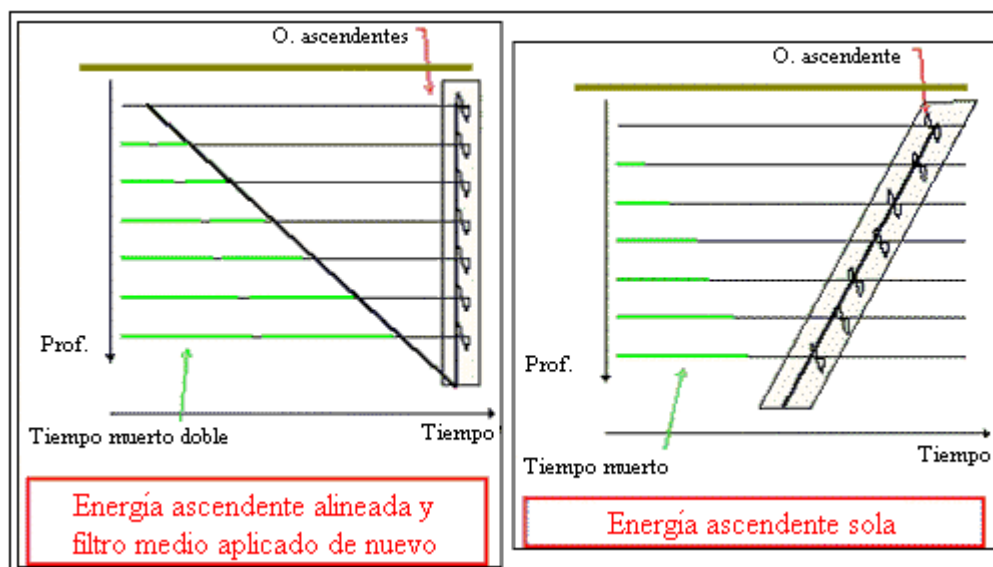


Figura 3.3. Campo de onda ascendente. (Modificado de slb.com).

3.2.3 Deconvolución

Los objetivos fundamentales de la deconvolución son los siguientes:

a. Remover múltiples de la traza sísmica:

La energía sísmica es reflejada un cierto número de veces y estos múltiples deben ser eliminados para poder obtener las reflexiones primarias y la correspondiente serie de reflectividad.

Esta técnica matemática predice el valor y el tiempo de los múltiples y los elimina. La deconvolución de múltiples se basa en la autocorrelación del campo de ondas descendentes. Este operador diseñado es posteriormente aplicado al campo de ondas ascendentes.

b. Mejorar la resolución de la señal sísmica:

En este caso se aplica una deconvolución en forma de onda para corregir la distorsión y la atenuación debido a la propagación.

Este proceso se diseña usando el campo de ondas descendentes para aplicarlo posteriormente al campo de ondas ascendentes.

3.2.4 Primarios y múltiples

En las interfases de la formación se originan las reflexiones de las ondas directas, estas reflexiones son llamadas reflexiones primarias y se encuentran asociadas a los coeficientes de reflexión sin pérdida de energía en su transmisión.

La cantidad de energía en cada onda se va reduciendo a medida que se transmite y se atenúa y esto sucede bajo un factor de:

$$A = 1 - R_2 \text{ (coeficiente de reflexión de la segunda capa).}$$

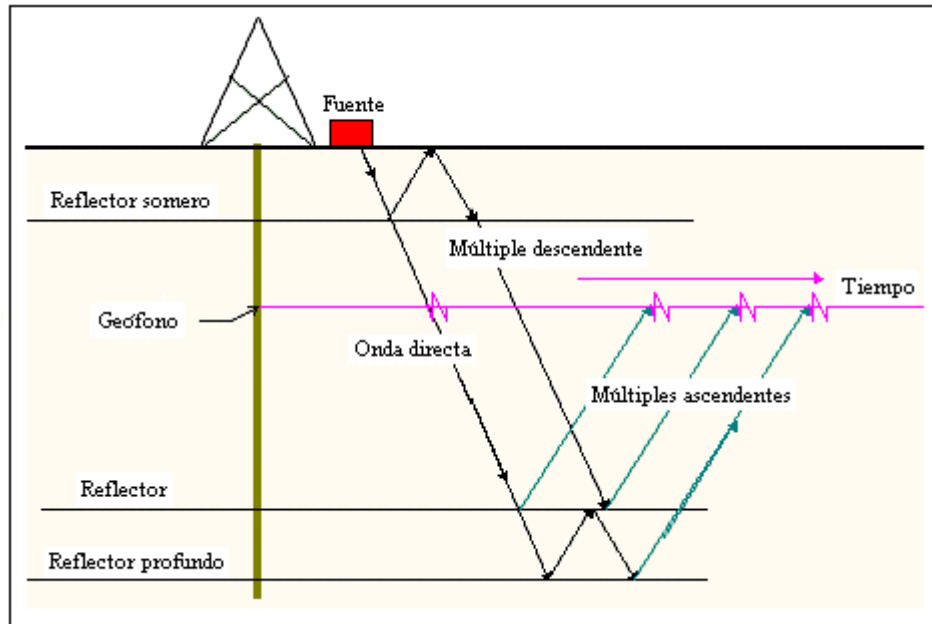


Figura 3.4. Esquema de trayectorias de múltiples y primarios.

Los campos de ondas al cruzar las interfases de un medio dan como respuesta los respectivos coeficientes de reflexión y transmisión de donde se determina la amplitud, tanto de los primarios como de los múltiples.

Una onda que entra en el subsuelo con una amplitud A_0 sale con una amplitud diferente; para determinar la variación en la amplitud es necesario estudiar lo que ocurre en las interfases: transmisión - reflexión - transmisión. Estos coeficientes de reflexión y transmisión son generados a partir de la incidencia normal del campo de onda con la interfase. Los coeficientes de reflexión se consideran por pares y dependen de la densidad, de la velocidad de los medios y del ángulo de incidencia de cada onda.

Para analizar el efecto de conversión de modos, es necesario que los receptores registren las tres componentes del campo de onda, independientemente de que la incidencia sea normal u oblicua.

Los registros sísmicos de pozo (borehole) contienen los campos de ondas ascendentes y descendentes. Aquí se incluyen tanto las llegadas directas como los múltiples generados por los reflectores en los alrededores de la herramienta. A partir de los coeficientes de reflexión es posible calcular múltiples y primarios; para obtener sólo los múltiples es necesario sustraer los primarios calculados previamente de la respuesta obtenida.

Las amplitudes sísmicas pueden verse afectadas por ruido coherente o aleatorio si dependen de la fuente o no, respectivamente. Por otra parte, las amplitudes también son afectadas en el momento de la adquisición donde un deficiente acoplamiento de la herramienta en el pozo puede ocasionar que la señal emitida por la fuente y registrada por los receptores no sea de buena calidad.

Independientemente del tipo de sísmica de pozo realizada, para todos ellos se emplea el mismo principio: se utiliza una fuente vibradora o impulsiva, ubicada en o cerca de la superficie, capaz de generar una onda que se propague a través del subsuelo que será registrada por la herramienta sísmica anclada, conformada por sensores o geófonos, a diferentes profundidades dentro del pozo.

La herramienta anclada en el pozo presenta, entre otros sistemas, geófonos o receptores incorporados que son sensibles a la vibración; estas ondas al transcurrir el tiempo y el paso a través del subsuelo pierden energía y contenido de altas frecuencias, ya que la tierra actúa como un filtro. Son por estas razones que se deben tomar en consideración ciertos aspectos geométricos (ubicación de la fuente y de los receptores de cada dispositivo en particular) a la hora de realizar los diseños de cada uno de los diferentes tipos de sísmica de pozos, ya que son necesarios para la correspondiente corrección geométrica.

Los tiros de verificación sísmica (mejor conocidos como “check shots”), el perfil sísmico vertical (VSP) tanto cero-offset como offset y otras variantes de este como: el walkaway VSP, VSP desviado (walkabove) perfil sísmico multi-offset y el 3D VSP; junto con los registros sónicos corresponden a las modalidades más empleadas en la sísmica de pozos.

3.2.5 Correcciones geométricas de los datos

La finalidad de esta corrección se establece en el hecho de convertir el tiempo de tránsito entre la fuente y el geófono en tiempo sísmico con un viaje vertical a lo largo del pozo.

Esta corrección deber ser referenciada a un datum sísmico, generalmente se toma el nivel medio del mar (MSL). Por otra parte la ubicación de fuentes y receptores (sean hidrófonos o geófonos) deben estar claramente definida.

3.2.6 Fuentes sísmicas

Entre las fuentes aplicadas para sísmica de pozos tenemos los camiones vibradores (vibro seis), los explosivos y el cañón de aire. Para el caso de desarrollos offshore con geometría walkaway la fuente sísmica comúnmente utilizada es el cañón de aire.

Camión vibrador: consiste en un camión de grandes dimensiones que presenta acoplado en su base una fuente vibradora generadora de energía, esta fuente mecánica es ubicada en la superficie y transmite una señal.

El camión vibrador trabaja en un rango de frecuencia entre 5 y 120 Hz y el tiempo de duración de la señal emitida es de hasta 14 segundos. El vibroseis presenta la facilidad de desplazamiento de un sitio a otro, el contenido frecuencial es

fácilmente manipulable y permite obtener una mejor relación señal/ruido debido al proceso de correlación del barrido de los datos obtenidos



Figura 3.5. Tipo de vibrador usado en sismica de pozo (tomado de www.slb.com).

Explosivos: este tipo de fuente es empleado, generalmente, en aquellas zonas donde es imposible la instalación de un camión vibrador. Consiste en detonar una carga de dinamita (entre 20 y 500 gramos) dentro de un hoyo perforado para tal fin.

Cañón de aire: este cañón funciona mediante la descarga de aire comprimido a alta presión dentro del agua, este es disparado a alta velocidad (presión) por lo que una burbuja choca contra un frente acuoso externo produciendo así una onda compresional que viajará en el subsuelo.

Este equipo es pequeño y portátil, puede trabajar sumergido en agua o lodo, de ahí el hecho de que comúnmente es empleado en sismica de pozo. Este puede ser empleado sólo o como combinación de varios de ellos para así obtener mayor penetración de la energía. La desventaja que presenta es que la fosa donde es detonado no es reutilizable en otra ocasión ya que esta quedará destruida. Por esta razón el cañón de aire se emplea, mayormente, en pozos costa afuera con desplazamientos repetidos de la fuente (como el caso del VSP walkaway).

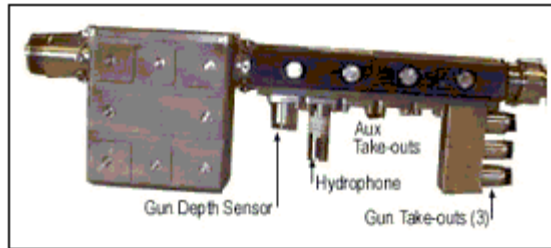


Figura 3.6. Cañón de aire utilizado en sismica de pozo (tomado de www.slb.com).

3.2.7 Perfil Sísmico Vertical (VSP)

A través del perfil sísmico vertical (VSP) se obtiene una sección sísmica detallada del subsuelo que permite estudios de prospectos petroleros. Esta sección sísmica presenta como principal elemento la traza sísmica; del conjunto de trazas obtenidas para generarla es posible registrar tanto el campo de ondas ascendentes como el campo de ondas descendentes propagadas a través de una sección estratigráfica.

Para este tipo de adquisición de sismica de pozos, al igual que para el check-shot, la herramienta es colocada dentro del pozo ubicada por encima de la zona de interés y la fuente en superficie (mar o tierra). Posteriormente la herramienta es deslizada en el interior del pozo con un desplazamiento de profundidad constante (para el caso del VSP) y a profundidades variables (cuando se habla de check-shot) dependiendo del objetivo.

Diferentes estudios de VSP pueden ser aplicados en una adquisición de sismica de pozo, siempre y cuando se definan claramente la ubicación de la fuente, de los receptores y la distancia que existe entre ellos. De esta manera se definen tres geometrías: VSP sin separación entre la fuente y el receptor, VSP con una distancia medida fuente – receptor y walkaway VSP. La geometría empleada para cada estudio dependerá de las condiciones del pozo, de las condiciones del terreno y del objetivo del estudio.

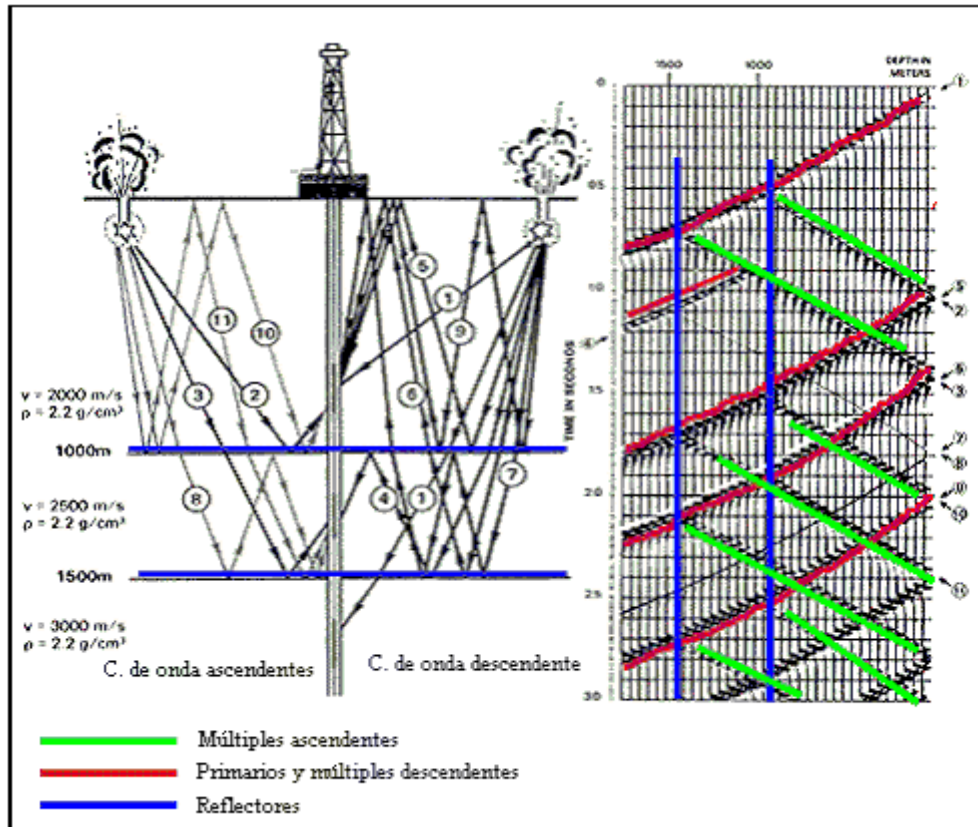


Figura 3.7. Eventos sísmicos que se pueden registrar en un VSP. (Modificado de slb.com).

Las fuentes de energía sísmica proporcionan un pulso de onda compresional que es registrado por los sensores dentro del pozo; en el momento en que esta señal es grabada además del campo de onda ascendente y descendente otros campos de ondas tales como: ondas de cizalla, múltiples o reverberaciones, ruido originado dentro del pozo y ondas de tubo son incluidas afectando los datos sísmicos en la interpretación y análisis de ellos. Para esto es necesario realizar un procesamiento de los datos y así filtrar todos los campos de ondas innecesarios para cada estudio en particular.

Cada una de estas proporcionan un tipo de información en particular, pero para poder analizarlas es necesario previamente separarlas.

Con el campo de ondas descendentes se observa el efecto de propagación de la onda y es posible remover los efectos de los múltiples en el campo ascendente mediante el operador de deconvolución. Del campo de ondas ascendentes se obtiene información de la impedancia acústica y estructuras. Para el estudio de estos campos de ondas es necesario aislar a cada uno por separado para obtener la respectiva información ya que un campo oculta y afecta la información del otro.

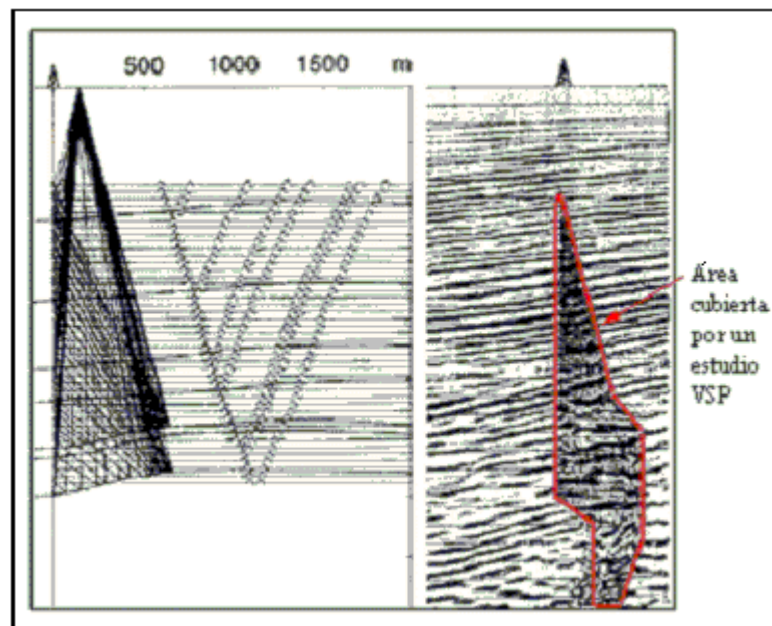


Figura 3.8. Área cubierta por un estudio de VSP. (Modificado de slb.com).

3.2.7.1 Características del VSP

- a. Es posible registrar en el pozo la traza sísmica real, obteniendo así una sección sísmica del pozo.
- b. Del perfil sísmico obtenido es posible registrar tanto el campo de ondas ascendentes como descendentes.
- c. Con los datos de VSP se correlaciona la sísmica de superficie con los datos sísmicos de pozo.
- d. Es posible registrar la señal de un reflector en el subsuelo.

- e. Mejora el contenido de altas frecuencias ya que la señal atraviesa las capas de menor velocidad cerca de la superficie sólo una vez.
- f. A partir del sismograma sintético y comparándolo con la sísmica de superficie es posible detectar los principales reflectores.
- g. Proporciona una curva tiempo-profundidad.
- h. La señal al viajar menos tiempo por la zona de baja velocidad, estos datos presentan una mejor relación señal/ruido ya que poseen un mayor ancho de banda (el efecto de atenuación de ondas es menor).

3.2.7.2 Beneficios del VSP

- a. La imagen obtenida es de mejor resolución que la obtenida con la sísmica de superficie.
- b. Permite determinar y seleccionar con mayor precisión los reflectores (interfases elásticas) que no se distinguen con la sísmica de superficie.
- c. Facilita los parámetros de procesamiento ya que se obtiene información mas detallada acerca de la atenuación, divergencia esférica y absorción.
- d. Permite la caracterización de yacimientos cuando se combina con los sismogramas sintéticos, ya que permite su correlación con la sísmica de superficie.
- e. Determinación de la relación V_p/V_s lo que permite el cálculo de las propiedades físicas de las rocas.
- f. Permite tener una sección estratigráfica más detallada, ya que con el VSP es posible reprocesar la sísmica de superficie.
- g. Medición de velocidades promedio e interválicas.
- h. Es posible estudiar múltiples.

La resolución y la calidad de los datos obtenidos va a depender de la ubicación de los sensores, la potencia de la fuente, la distancia que exista entre la fuente y el receptor y la condición geológica de la zona de estudio.

3.2.7.3 Tiros de Verificación Sísmica (“check shot”)

También son conocidos como estudios de velocidades, los “check shots” son el tipo de sísmica de pozos más sencilla. Consiste en registrar el tiempo de tránsito de las ondas sísmicas, emitidas por la fuente que es detonada en superficie, que se propagan directamente hasta los receptores de la herramienta.

El registro tipo “check shot” o tiros de verificación sísmica proveen, para un número de niveles, un tiempo de viaje asociado a cada profundidad a partir del cual se toman los datos de velocidades interválicas con los cuales se construirán modelos de velocidades.

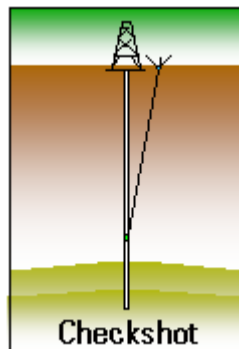


Figura 3.9. Configuración de un check-shot donde se aprecia que el registro es tomado a una profundidad en particular. (tomado de slb.com).

Estos tiros de verificación sísmica presentan como características geométricas el hecho de que la fuente se mantiene fija en todo momento y los receptores se ubican a lo largo del pozo; siendo la distribución y distancia entre los receptores no constante.

Previo a dichos tiros se seleccionan los distintos niveles de profundidad a los que serán medidos los registros; la herramienta se ubica dentro del pozo, en la máxima profundidad, se ancla la herramienta y se dispara la fuente en superficie (se graba la señal), se cierra la herramienta y se desplaza al siguiente nivel de interés seleccionado.

A partir de los registros del check-shot es posible obtener secciones sísmicas calibradas en el entorno del pozo, construir una curva tiempo - profundidad con la onda directa, predecir los tiempos formacionales y la correlación con la sísmica de superficie.

Con los tiros de verificación sísmica se obtienen las respectivas profundidades y los tiempos de tránsito correspondientes a un cierto número de estaciones. A partir de estos datos registrados es posible la realización de la calibración del registro sísmico.

3.2.7.4 Diferencias entre un VSP y un check shot

- a. El VSP requiere de muestreo considerable en profundidad y se completa cuando todos los niveles (separados a una distancia constante) son registrados. Por el contrario los tiros de verificación se realizan a un número de niveles predeterminados dependiendo de las condiciones del prospecto y de las zonas de interés.
- b. Con el perfil sísmico vertical se obtiene tanto el tiempo de tránsito como las tres componentes del campo de ondas, mientras que con los tiros de verificación sísmica sólo se registra el tiempo de tránsito.

3.2.7.5 Tipos de estudios con VSP

3.2.7.5.1 VSP Cero-Offset

Manteniendo una separación constante de un muestreo homogéneo en profundidad, se realiza cierta cantidad de mediciones para un número preestablecido de niveles. Es importante mantener el muestreo regular ya que de esta manera se puede garantizar una separación efectiva del campo de ondas (ascendentes y descendentes). La ubicación de la fuente se encuentra a pocos metros del cabezal del

pozo en superficie, lo que se considera relativamente cercano como para no tomarla en consideración al momento de realizar el procesamiento.

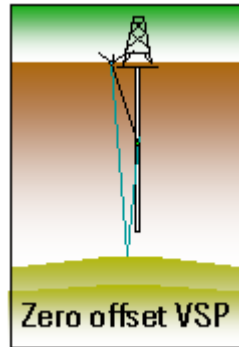


Figura 3.10. Configuración de un Cero-Offset VSP. (tomado de slb.com).

El tiempo de grabado de la onda propagada a través de la tierra por el receptor está en el orden de los tres segundos, aproximadamente. Por cada nivel es necesario obtener un número, que varía entre 4 o 5 de buenas señales, debido a que el ruido puede afectarlas; esto debe ser implementado hasta obtener un alto nivel de calidad en las señales adquiridas. En cuanto a los niveles seleccionados para la adquisición, se puede decir que el número va a depender directamente del objetivo a estudiar, generalmente es entre 30 y 100 niveles.

Con este tipo de geometría es posible predecir las zonas de sobre-presión, la identificación de múltiples, así como la correlación con la sísmica de superficie y su correspondiente estudio de velocidades en las formaciones.

3.2.7.5.2 Offset VSP

El principio del Offset-VSP es el mismo que el del VSP, la diferencia geométrica se basa en el hecho de que la fuente se encuentra ubicada a mayor separación del pozo, que va a depender de la profundidad del objetivo a prospectar. De igual manera la fuente permanece fija y la herramienta sísmica es subida a

medida que se graban las trazas sísmicas, para este caso el registro es tomado en un cierto intervalo de profundidad.

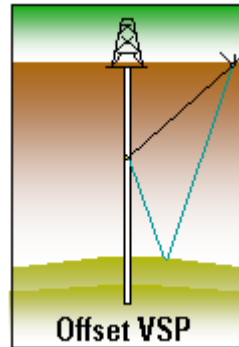


Figura 3.11. Configuración de un Offset VSP. (tomado de slb.com).

Con este tipo de configuración se amplía la cobertura en el subsuelo, se identifican fallas y buzamientos, permite el análisis de ondas de cizalla (o corte) y de igual manera, que con el VSP, se correlaciona con la sísmica de superficie.

Para trabajos de offset-VSP es recomendable plantear modelos de velocidades 2D ya que estos deben ser, posteriormente, calibrados utilizando los datos de velocidades obtenidos en el procesamiento (se invierte por mínimos cuadrados las velocidades iniciales utilizando los tiempos observados).

En el caso de estudios con este tipo de geometría se debe tomar en consideración, en el momento de realizar el procesamiento, que los rayos ya no son verticales y por consiguiente las reflexiones producidas no ocurren con incidencia normal ocasionando así una conversión de modos, es por esta razón que es necesario registrar las tres componentes del campo de onda.

Para análisis con geometrías offset-VSP es necesario la recuperación de las amplitudes verdaderas de las trazas, esto se obtiene mediante la normalización de todas ellas para así poder compensar las variaciones por divergencia esférica y así

poder obtener amplitudes homogéneas; para esto es necesario basarse en un modelo de trazado de rayos.

Entre los tipos de offset-VSP que se emplean se tiene el VSP desviado (“walkabove”), multi-offset VSP, 3D VSP y walkaway VSP; donde este estudio en particular se empleará la geometría walkaway.

3.2.7.5.3 Walkaway VSP

La herramienta posee un arreglo de múltiples geófonos con el fin de reducir el tiempo operacional; ésta es ubicada a una profundidad específica y la fuente se va detonando en una línea recta (alejándose del pozo) cada 25 a 30 m aproximadamente, esta fuente se ubica a lo largo de una línea en superficie o costa afuera, siendo esta la mayormente empleada en la actualidad.

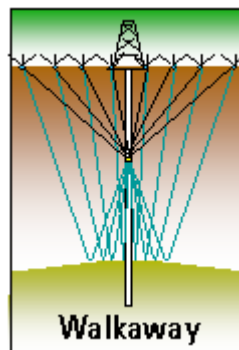


Figura 3.12. Configuración de las fuentes y receptores para un estudio Walkaway VSP. (tomado de slb.com).

Una vez realizados todos los registros para esa profundidad la herramienta se sube y se repite el procedimiento. Gracias a la configuración de la herramienta es posible grabar varios niveles al mismo tiempo.

Fundamentalmente, este tipo de estudios proporciona el registro de lentitudes de la componente horizontal y vertical de los campos de ondas. Así una sección en

2D, en los alrededores del pozo, es obtenida con mayor resolución que la sísmica de superficie permitiendo de una manera más fiable la identificación y delimitación de fallas y calibraciones tiempo-profundidad de reflectores de interés. Para este tipo de procesamiento es importante situar los receptores encima del reflector de interés ya que éste registra el campo de ondas ascendentes y descendentes en el momento de generar una imagen lateral del pozo.

Con este diseño de adquisición sísmica es posible obtener respuesta confiable para un posterior análisis de AVO y la creación de un modelo elástico para una secuencia específica, dando un mejor estimado de la reflectividad ángulo-dependiente; permitiendo de igual manera la determinación de parámetros de anisotropía.

3.3 Registro sísmico

3.3.1 Calibración del registro sísmico

La calibración del registro sísmico tiene como finalidad fundamental la creación de un sismograma sintético calibrado del sísmico y crear una relación tiempo/profundidad continua del pozo.

Tomando un cero en el tope del registro sísmico, el tiempo de tránsito es integrado en un registro de velocidad a través la siguiente expresión:

$$Velocidad (m / s) = \frac{0,3048 \cdot 10^6}{\Delta T (\mu s / ft)}$$

Este registro es, entonces convertido en un registro de profundidad corregido y ajustado con los datos de profundidad obtenidos del “check-shot”.

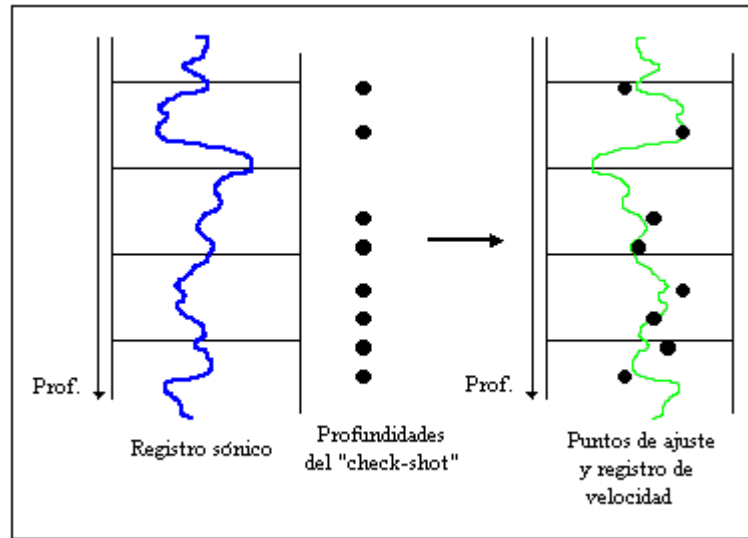


Figura 3.13. Conversión en profundidad del registro sónico. A la derecha se observa los puntos de referencia a los que será ajustado el registro de velocidad. (Modificado de slb.com)

El tiempo de tránsito del registro sónico integrado será comparado con los tiempos de la respuesta sísmica. Los datos del check shot son usados como puntos de ajuste para calibrar la conversión tiempo – profundidad.

Los registros en el pozo permiten la conversión del tiempo de tránsito en profundidad. Estos son corridos en el intervalo de interés a lo largo del pozo para obtener el tiempo como una función de la profundidad y proporcionar valores de velocidad intervállica en la formación.

A partir del sónico calibrado se calculan los coeficientes de reflexión y posteriormente los valores de impedancias acústicas; permitiendo así generar el sismograma sintético.

Para la calibración del registro sónico es necesario corregir los tiempos del sónico con los tiempos del check shot, de donde se determina la deriva para dicha corrección. Así el tiempo integrado del sónico es corregido y calibrado con lo datos

del check shot, siendo convertido de profundidad a tiempo doble de viaje de manera de colocar el registro sónico en escala de tiempo.

Cuando se analizan y comparan las medidas del sónico y del check shot se observan diferentes características en cada una de ellas:

- Los rangos de frecuencias en que se miden son diferentes. El rango para los datos del check – shot son mucho menores que los del sónico.
- La respuesta en tiempo del registro sónico y el del check – shot son diferentes.
- La cobertura lateral de cada uno de los registros es diferente (el sónico lo realiza de manera continua a lo largo del pozo mientras que el sísmico presenta separación entre los geófonos).

Esta diferencia en tiempos se produce por una gran cantidad de razones.

- Invasión del fluido de perforación a la formación.
- Efectos geométricos en el pozo como cavidades que no permiten que la sonda se mantenga completamente vertical.
- Radio de investigación del sónico relativamente más pequeño que el de sísmica.
- Dificultad a la hora de marcar el tiempo de tránsito en el registro sónico debido a que pueden ocurrir saltos de ciclos.

3.3.2 Pasos para calibrar un registro sónico de un check shot

1. Cargar registros:

Se realiza con el módulo “Welledit”. Se debe asegurar que los registros de sónico, densidad, gamma ray, resistividad, neutrón, estén cargados ya que estos son los que usualmente se utilizan.

2. Selección del nivel de referencia:

Esta será la profundidad de referencia para calcular la deriva del sónico; el nivel de referencia debe estar por debajo del tope del registro sónico.

3. Cálculo de deriva:

Mediante la relación que exista entre el tiempo sísmico y el tiempo sónico.

$$\text{Deriva} = \text{tiempo sísmico vertical} - \text{tiempo sónico in.tegrado}$$

La deriva es causada por la diferencia en los tiempos de llegada del registro sónico y del check – shot. Se habla de deriva larga cuando la diferencia entre estos tiempos es grande, cuando la diferencia entre los tiempos no es muy grande se denomina deriva corta.

3.3.3 Correcciones de la deriva

Para la corrección de la deriva el tope del registro del check – shot se considera como punto base para el cálculo de la misma. Posteriormente los datos del check-shot son divididos de acuerdo a pendientes constantes de deriva, donde a los límites de estas secciones son llamados puntos de inflexión. Esta curva de deriva representa el ajuste que existe entre el tiempo de tránsito del sónico y el tiempo sísmico. Generalmente un punto de inflexión corresponde a un cambio en la litología.

Dos situaciones son posibles en el cálculo de la deriva: que sea positiva (caso de dispersiones sísmicas y arenas gasíferas) o negativa (zonas de derrumbe o invasión de lodo en las arcillas). Para el primer caso, los tiempos del registro sónico son desplazados con un valor constante en la deriva.

Cuando la deriva es negativa a los tiempos del registro sísmico se les aplica un factor de reducción computado de la deriva. El método empleado es el "método Delta-T Mínimo".

3.3.4 Impedancia acústica

La impedancia acústica es el producto de la velocidad por la densidad. El pulso sísmico a través de la propagación del frente de onda en la tierra es afectado a medida que cruza interfases litológicas. La energía sísmica es reflejada en la interfase entre formaciones con diferentes impedancias acústicas.

3.3.5 Registro de impedancia acústica

La impedancia acústica de una formación (Z) esta definida como:

$$Z = \frac{\rho_2 V_2 - \rho_1 V_1}{\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1}$$

Donde:

ρ = densidad del medio.

V = velocidad del medio

1 es el medio que se encuentra ubicado por encima del medio 2.

La cantidad de energía reflejada por incidencia normal en una superficie depende directamente de la impedancia acústica que exista entre dos capas.

El registro de impedancia acústica puede ser obtenido mediante la inversión y la deconvolución de las formas de ondas del VSP. Una vez realizado esto la serie de reflectividad se extrae y se calcula la impedancia acústica. Con esto es posible identificar casos de sobrepresión.

3.3.6 Sismograma sintético

De los registros de densidad y sónico se obtiene la respectiva serie de coeficientes de reflexión que posteriormente serán convolucionados para la elaboración del sismograma sintético. Luego de la convolución la traza sísmica obtenida es agrupada en un panel de 10 trazas y se obtiene el sismograma sintético que presenta la apariencia de una sección sísmica de superficie.

Para poder establecer la serie de los coeficientes de reflexión es necesario tener acceso a los registros de velocidades, que sólo se registran cuando el pozo es perforado, ya que dicha curva de velocidades se obtiene del registro sónico; esta curva viene dada en milisegundos por pie (ms/ft) y las lentitudes en segundos por pie (s/ft). Por otra parte para el registro de densidad (g/cm^3) de la formación (RHOB) se emplea directamente el registro del pozo.

El sismograma sintético se presenta con una escala tiempo/profundidad, donde se muestran los registros sónicos y de densidad, los coeficientes de reflexión y diferentes combinaciones computadas de los primarios y múltiples.

Es posible establecer una relación entre un posible cambio en los datos sintéticos y los de sísmica de superficie correlacionándolos, de donde se establece que los eventos en los datos sísmicos se pueden representar en términos geológicos.

Con el sismograma sintético es posible convertir las propiedades de las rocas (del registro de pozo) en una traza sísmica sintética de donde se puede deducir cierta información como espesor, profundidad, estructura de un reservorio.

Principales usos del sónico calibrado y los sintéticos

- a. Proporciona relaciones tiempo/profundidad continuas y calibradas.
- b. Amarra marcadores geológicos.
- c. Establece una traza de referencia ideal para la sísmica de superficie.
- d. Identifica eventos sísmicos primarios.
- e. Identifica eventos múltiples generados por encima de la profundidad total del pozo.
- f. Correlaciona la información de la sísmica con los registros de pozos.
- g. Emplea velocidades interválicas para el procesamiento de sísmica de superficie.

El resultado del sismograma sintético es representado en “Geogram” y este es graficado en TWT (tiempo doble de viaje). Este sismograma presenta una alta resolución debido a que los datos con los que se realiza son bastante confiables ya que son obtenidos a pocos centímetros de la formación y no se ven afectados ni por atenuación de energía ni se ven influenciados por múltiples.

Si existe un incremento en la impedancia acústica el coeficiente de reflexión es positivo y es representado de color blanco en el sismograma sintético, por el contrario si decrece la impedancia acústica el valor se toma como negativo y su representación es color negro.

3.4 Herramienta

La herramienta sísmicas empleada en la adquisición de los datos sísmicos fue: el CSI (combinable seismic imager) empleada para los datos del “check-shot” y los datos del walkaway.

3.4.1 CSI (combinable seismic imager)

También es conocida como CSAT. Esta herramienta de adquisición de sísmica de pozos es triaxial, por lo que es necesario reorientarla de manera de evitar irregularidades en los registros de amplitud y polarización al igual que es una manera de realzar las ondas registradas (P y S) ascendentes y descendentes.

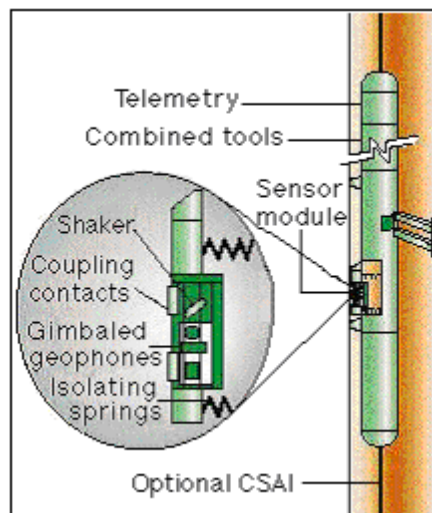


Figura 3.14. Configuración de la herramienta CSI.

Con esta herramienta es posible obtener datos sísmicos de buena calidad con poca presencia de onda de tubo, permite confirmar reflectores de la sección sísmica por debajo de la profundidad total del pozo. Por otra parte detecta las ondas de cizalla y es aplicable a pozos profundos, permite la identificación y análisis de capas delgadas y registra el tiempo y amplitudes de los múltiples.

Esta herramienta posee un arreglo de 8 niveles diseñada para operar en cualquier tipo de pozo (con o sin revestimiento). La separación entre los receptores va a depender de la velocidad esperada en el campo, comúnmente 15 metros de separación.

El paquete de sensores que graba la señal consiste en geófonos con acelerómetros de componente triaxial los cuales presentan una respuesta de frecuencia entre 3 y 200 Hz . Con esta herramienta es posible registrar archivos de impedancia acústica de baja frecuencia en un campo de ondas de un VSP.

CAPÍTULO 4

4 FUNDAMENTOS TEÓRICOS

4.1 Anisotropía

La anisotropía sísmica es definida como:

“La dependencia de la velocidad sísmica de la dirección en el espacio”
(Thomsen, 2002).

La anisotropía está referida a la variación de las propiedades físicas de las rocas, el tiempo de llegada del frente de onda, la velocidad sísmica y la amplitud. Estas variaciones en las propiedades físicas existen debido a los esfuerzos y deformaciones que controlan la propagación de la onda sísmica. El estudio de anisotropía puede ser empleado para obtener una mejor definición del yacimiento, permitiendo conseguir una mejor resolución de la sección sísmica del pozo lo que conlleva a una mejor ubicación del objetivo a perforar; esta anisotropía sísmica se encuentra relacionada con la velocidad de onda lo que permite, por lo tanto, realizar estudios y análisis de NMO y de AVO principalmente. Es beneficioso incluir la anisotropía en casos de baja resolución, medidas de offset VSP y para análisis de onda P ya que así se obtiene una mejor definición de reservorio.

En la actualidad se han empleado receptores multicomponentes que mejoran la detección de componentes de ondas convertidas aportando mayor cantidad de información que los datos sísmicos convencionales.

Si se supone que la tierra (en particular las rocas sedimentarias) no se comporta como un medio isotrópico por presentar estratificación y se toma en consideración que las propiedades elásticas, verticales y horizontales, no son iguales

es válido especular que la trayectoria de los frentes de ondas no es simétrica. La onda al atravesar los diferentes estratos de un medio con ángulos de incidencias diferentes se ven afectados por la anisotropía.

En el caso en que el eje de simetría es vertical se refiere a isotropía transversal (VTI), y es conocida como anisotropía polar. La isotropía transversal implica que dos de los tres ejes de propagación son equivalentes. Cuando el ángulo de incidencia es cercano al eje de simetría, generalmente, se registran velocidades de onda P y onda S; por otra parte cuando la propagación del frente de onda se realiza en el mismo sentido de la estratificación se observa una tercera velocidad, la velocidad compresional, la polarización de corte horizontal y la polarización de corte vertical.

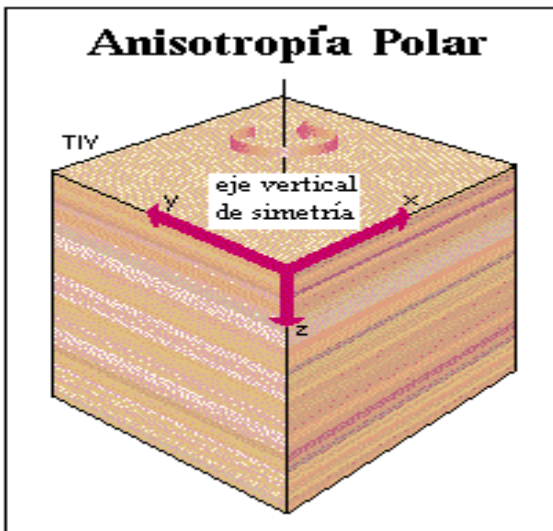


Figura 4.1. Cubo de isotropía transversal. (Modificado de slb.com)

Otro caso particular de anisotropía que existe es la anisotropía azimutal (HTI) conocida por su relación en estudios de análisis de dirección de fracturas (fractura inducida). Este tipo de anisotropía presenta como característica principal un eje de simetría horizontal. Este tipo particular de anisotropía puede suceder en aquellos casos en los que se observa una variación en la velocidad con respecto a la

dirección del ángulo azimutal. Las propiedades de un medio con esta característica varían en el plano XY y sus respectivos esfuerzos de deformación llevan a la fractura de capas.

Para un medio isotrópico se debe tomar en consideración que tanto el vector unitario de velocidad o de desplazamiento y el vector unitario de propagación del frente de onda coinciden en dirección si es onda P, y son ortogonales si es onda S. En medios anisotrópicos estos vectores no coinciden en dirección (para onda P) ni son ortogonales (para ondas S) excepto en las direcciones de isotropía.

Por lo tanto, un medio es anisotrópico cuando presenta estratificación periódica, cuando las fracturas encontradas están alineadas (son paralelas); otros factores que afectan un medio convirtiéndolo en anisotrópico es la presencia de minerales con orientación preferencia y las fracturas inducidas.

El paso de un frente de ondas en un medio anisotrópico puede ser representado como un frente con tendencia elíptica, esto ocurre debido a que los frentes de onda toman el tiempo mínimo de viaje a través de las capas que forman el medio; efecto que no puede ser observado en distancias fuente – receptor cercanas debido a que en esta situación los rayos viajan de forma casi vertical.

Para un análisis de anisotropía los datos deben ser multicomponentes, lo que implica que se deben registrar varias componentes de los frentes de ondas generados. Para obtener esto los datos pueden ser adquiridos si se manipula la fuente de manera tal que sea estimulada en direcciones ortogonales, o a partir de receptores multicomponentes. Por dato multicomponente se entiende aquel que puede ser descompuesto en las tres componentes del movimiento (X, Y y Z) y que permite ubicar la partícula del movimiento de manera vectorial. Otra consideración que debe ser tomada en consideración es en la geometría del proyecto; la separación

entre la fuente y los receptores debe ser considerablemente amplia como para que exista una buena relación ángulo/distancia ya que para la medida de anisotropía el factor influyente es la distancia fuente - receptor.

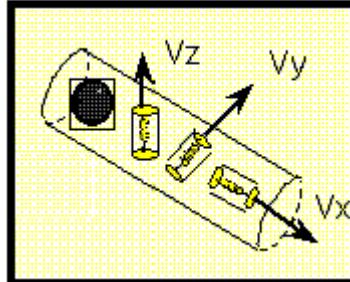


Figura 4.2. Geófono multi-componente, donde se observan las tres orientaciones de cada una de sus componentes. (Modificado de slb.com)

Una vez que los datos son registrados se obtienen las tres componentes de cada uno de estos frentes de onda. A partir del frente de onda S polarizado se obtendrán dos componentes de este frente (S_v y S_H); S_H orientado en el plano paralelo al reflector donde se origina (no necesariamente horizontal) y S_v es perpendicular a S_H y a P y este (el campo de onda P) a su vez va a depender del ángulo de incidencia de la onda en el terreno.

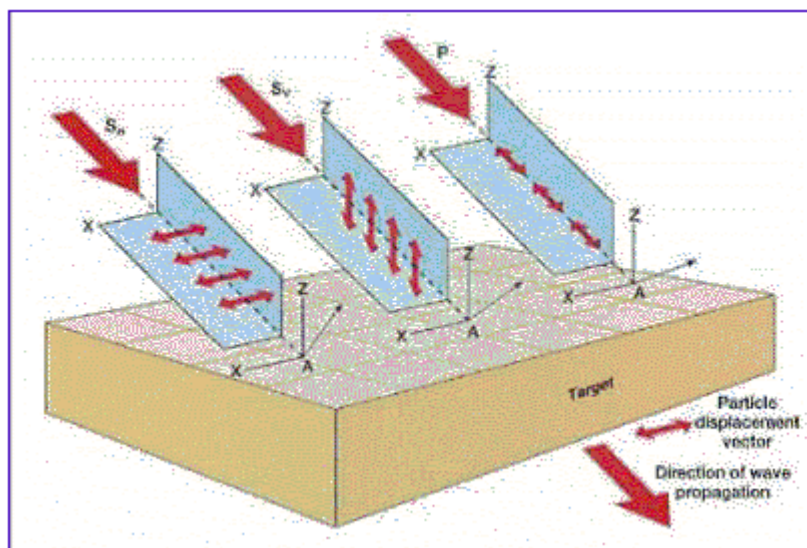


Figura 4.3. Ondas S y P determinadas por su dirección de propagación. (tomado de slb.com)

Thomsen analiza los parámetros de anisotropía (elipticidad y anelipticidad) para estudiar medios transversalmente isotrópicos, explicando como afectan estos en la propagación de un frente de onda.

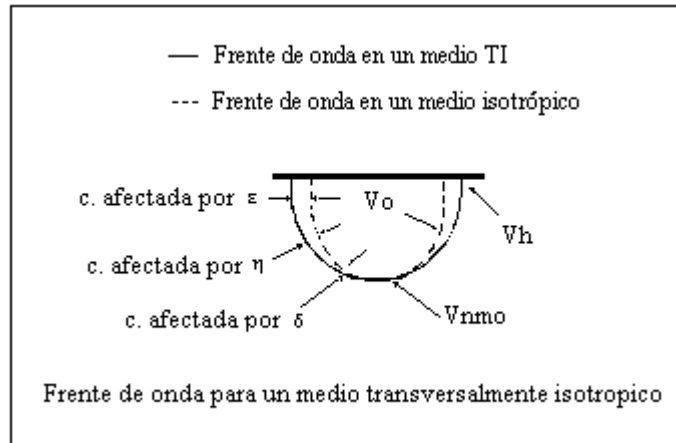


Figura 4.4. Frente de onda VTI, donde se observan como afectan los parámetros de anisotropía a un frente de onda . (Modificado de slb.com).

El significado físico de estos parámetros indica que la elipticidad se encuentra referida a la variación del frente de onda esférico a frente de onda elíptico siendo el parámetro de anelipticidad el que afecta en mayor proporción este frente.

Cuando se estudian las velocidades del subsuelo para un medio isotrópico las expresiones matemáticas son más sencillas que para el caso de un medio anisotrópico, ya que las trayectorias pueden ser representadas por una hipérbola fácilmente parametrizada, mientras que en el caso anisotrópico la descripción de la propagación del frente de onda es más complejo. Aun en el caso más sencillo de anisotropía (VTI) la trayectoria del movimiento es complicada.

Mediante la medición de las constantes elásticas es posible caracterizar un medio de acuerdo a sus propiedades elásticas; es posible relacionar estas constantes independientes con la velocidad de fase de ondas elásticas determinando así ecuaciones generales para las ondas P, Sv y SH. Estas ecuaciones son desarrolladas

en función de la propagación de la onda de manera transversal al plano de isotropía, lo que permite analizar el comportamiento elástico en materiales anisotrópicos.

Cada una de estas constantes elásticas puede ser obtenida de dos maneras diferentes: a partir de ensayos estáticos o dinámicos. Los estáticos a partir de ensayos de esfuerzo-deformación basados en muestras de núcleos, mientras que los dinámicos son obtenidos con medidas ultrasónicas de velocidades de onda.

4.2 Parámetros de anisotropía

4.2.1 Deducción

Un medio se considera elástico si al suprimir las fuerzas externas aplicadas sobre este, las deformaciones elásticas producidas por ellas desaparecen. Esta condición es conforme a la Ley de Hooke que expresa que las acciones externas que provocan las deformaciones elásticas son directamente proporcionales a dichas deformaciones.

El tensor de elasticidad se encuentra definido bajo los parámetros que rigen la primera Ley de Newton para un medio elástico continuo 1-D. La relación entre esfuerzo y deformación viene representada por:

$$\tilde{\tau} = \tilde{C} \tilde{E}$$

Donde:

$\tilde{\tau}$ = esfuerzo.

\tilde{C} = tensor de elasticidad.

\tilde{E} = deformación.

Generalizando esta ecuación para un caso en tres dimensiones se tiene que:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \sum_{j=1}^3 \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} \quad i = 1,2,3$$

Rescribiendo la ecuación anterior en forma de notación indicial se tiene:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j}$$

Para obtener la ecuación de onda a partir de la ecuación de movimiento generalizada se necesita definir el vector deformación (su parte simétrica) y relacionar este vector con el de esfuerzo para así obtener la Ley de Hooke generalizada para un medio elástico, lineal y anisotrópico. El tensor de deformación infinitesimal E está dado por:

$$E_{mn} = 1/2 \left(\frac{\partial u_m}{\partial x_n} + \frac{\partial u_n}{\partial x_m} \right)$$

$$\tau_{ij} = \sum_{m,n} C_{ijmn} E_{mn}$$

Y en notación indicial es representado por:

$$\tau_{ij} = C_{ijmn} E_{mn}$$

Esta ley generalizada implica que las deformaciones y los esfuerzos son directamente proporcionales.

En principio, el tensor elástico de rigidez está basado en las leyes de transformación tensorial de cuarto orden donde sus ochenta y un componentes no son todas independientes.

Basándose en el principio de simetría de las deformaciones y de los esfuerzos, se tiene que:

$$E_{mn} = E_{nm} \quad \tau_{ij} = \tau_{ji}$$

Y en consecuencia:

$$C_{ijmn} = C_{jimn} = C_{ijnm} = C_{jinm}$$

De aquí el hecho que el número de constantes independientes del tensor se reduce a treinta y seis. Por otra parte una nueva reducción a veintiún constantes independientes es dada por un potencial de energía de deformación. Siendo este el máximo valor posible de constante independientes para un medio.

$$C_{ijmn} = C_{mnij}$$

4.2.2 Simetría del tensor elástico C

El tensor de elasticidad se encuentra constituido por cuatro componentes de esfuerzo y dos de deformación. De esta manera este tensor puede ser redefinido como una matriz 6x6. Con esta matriz de 6x6 ($C_{\alpha\beta}$) es posible representar las condiciones de un medio elástico anisotrópico, donde la mayoría de sus elementos tienen un valor cero y los demás no son todos linealmente independientes.

El caso particular que interesa en este estudio es el de simetría polar, definido como un eje simple de rotación implicando, así que dos de los ejes “x” y

“y” son equivalentes uno del otro (plano de estratificación o plano de isotropía) y que el tercero “z” (eje de simetría o eje vertical) es diferente de los otros dos.

Para este caso de anisotropía se tienen cinco constantes elásticas independientes para poder definir en materiales transversalmente isotrópicos la relación de esfuerzo y deformación, al contrario que para la isotropía que son necesarias solo dos constantes.

De donde se deduce que cada componente de la deformación de un material es directamente proporcional a cada componente del esfuerzo. De esta manera sustituyendo la ecuación de deformación en la ecuación de movimiento se obtiene que:

$$\frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \frac{C_{ijmn}}{\rho} \frac{\partial^2 u_m}{\partial x_n \partial x_j}$$

Lo que permite determinar la velocidad en función de la dirección. De esta manera se obtiene una velocidad de onda P y dos velocidades de onda S (vertical y horizontal).

La anisotropía polar es generalmente llamada “isotropía transversal” (TI). Cuando el eje de simetría es vertical se emplea el nombre de (VTI) “isotropía transversal vertical” refiriéndose a un tipo especial de anisotropía. Limitando así la isotropía al plano horizontal.

$$\tilde{\mathbf{C}} = \begin{bmatrix} C_{11} & (C_{11} - 2C_{66}) & C_{13} & & & \\ (C_{11} - 2C_{66}) & C_{11} & C_{13} & & & \\ C_{13} & C_{13} & C_{33} & & & \\ & & & C_{44} & & \\ & & & & C_{44} & \\ & & & & & C_{66} \end{bmatrix}$$

Tensor de simetría polar (cinco elementos diferentes, eje 1 y 2 equivalentes)

$$V_{P(0)} = \sqrt{\frac{C_{33}}{\rho}} \quad V_{S(0)} = \sqrt{\frac{C_{44}}{\rho}}$$

$$\frac{V_{P(90)}}{V_{P(0)}} = \sqrt{\frac{C_{11}}{C_{33}}} \quad C_{66} = \frac{1}{2}(C_{11} - C_{12})$$

Donde:

$V_{P(90)}$ = velocidad horizontal de onda P.

$V_{P(0)}$ y $V_{S(0)}$ = velocidad vertical de onda P y onda S respectivamente
(dirección del eje de simetría).

Con estos nueve módulos elásticos que conforman la matriz, se representan diferentes combinaciones de ellas las cuales permiten determinar los parámetros de anisotropía (Thomsen, 2002); quedando expresados de la siguiente manera:

$$\delta = \frac{(C_{13} + C_{44})^2 - (C_{33} - C_{44})^2}{2C_{33}(C_{33} - C_{44})} \quad \text{parámetro de aneipticidad}$$

$$\varepsilon = \frac{C_{11} - C_{33}}{2C_{33}} \quad \text{parámetro de elipticidad de onda P}$$

$$\gamma = \frac{C_{66} - C_{44}}{2C_{44}} \text{ parámetro de elipticidad de onda } S$$

Los parámetros de anisotropía determinados en los cálculos previos para la formación seleccionada presentaron valores menores a cero, lo que permite referirse a ella como anisotropía débil. De esta manera el parámetro de anisotropía puede ser redefinido como:

$$\delta = \frac{C_{13} - C_{33} + 2C_{44}}{C_{33}}$$

Los receptores ubicados en la herramienta CSI (combinable seismic imager) fueron geófonos multi-componentes; así que es posible determinar que componentes corresponde de cada velocidad. Dependiendo de su ubicación y orientación dentro del pozo se determinó que la componente Z (componente vertical) corresponde a la V_p , HMX (componente horizontal de máxima energía) a V_{SH} y finalmente HMN (componente horizontal de mínima energía) a V_{sv} .

Otro elemento a tomar en cuenta es la relación distancia-profundidad (distancia fuente – receptor máxima y profundidad del objetivo) de la geometría de la adquisición; ya que dependiendo de la distancia fuente – receptor el campo de onda registrado por cada componente del geófono recibe una contribución importante de energía de otras componentes; es por esto que, previo al procesamiento realizado, los datos se rotaron en dos pasos.

Una vez determinado el campo de onda registrado en cada componente del geófono se calcula la velocidad de cada una de las ondas. Para determinar cada una de estas velocidades necesarias para el cálculo de los parámetros de anisotropía se utilizó un archivo ASCII obtenido de la separación de los campos de onda mediante el módulo Wavana-Pro. Este archivo contenía los valores de primeras llegadas para

cada una de las ondas, los ángulos de incidencia y las velocidades y lentitudes para los campos ascendentes y descendentes de ondas P y S.

Con la velocidad de onda S y con el ángulo de incidencia se determina la V_{sv} y V_{sH} (velocidad de onda S vertical y horizontal respectivamente). Una vez que se tienen calculadas las tres velocidades (V_{sv} , V_{sH} y V_P) para cada ángulo de incidencia, para cada offset y para cada profundidad se emplean las ecuaciones de las velocidades de fase de ondas cuasi-longitudinales (V_P), transversal (V_{sH}) y cuasi-transversal (V_{sv}) para medios transversalmente isotrópicos.

$$V_P(\theta) = \left(\frac{C_{11}\text{sen}^2\theta + C_{33}\cos^2\theta + C_{44} + \sqrt{[(C_{11} - C_{44})\text{sen}^2\theta - (C_{33} - C_{44})\cos^2\theta]^2 + (C_{13} + C_{44})\text{sen}2\theta}}{2\rho} \right)^{1/2}$$

$$V_{sv}(\theta) = \left(\frac{C_{11}\text{sen}^2\theta + C_{33}\cos^2\theta + C_{44} - \sqrt{[(C_{11} - C_{44})\text{sen}^2\theta - (C_{33} - C_{44})\cos^2\theta]^2 + (C_{13} + C_{44})\text{sen}2\theta}}{2\rho} \right)^{1/2}$$

$$V_{sH}(\theta) = \left(\frac{C_{66}\text{sen}^2\theta + C_{44}\cos^2\theta}{\rho} \right)^{1/2}$$

Por métodos matemáticos se obtienen los valores de cada una de las constantes elásticas (C_{11} , C_{33} , C_{44} , C_{13} y C_{66}) para cada ángulo de incidencia. Una vez obtenidos estos valores se emplean las fórmulas de ε y δ y se obtienen los parámetros de anelipticidad y elipticidad de anisotropía que serán utilizados para la creación del modelo de velocidades.

Para comprobar los valores de anisotropía determinados se empleó el módulo “walkaway TI inversion” dentro del “Borseis”, a partir del cual es posible determinar los parámetros de anisotropía. Una vez que fueron determinados los

parámetros por ambos métodos se procedió a la creación del modelo de anisotropía para el posterior análisis de AVO.

4.3 Análisis AVO

Para hablar de AVO es necesario tomar en consideración ciertos conceptos y principios. Cuando un análisis de este tipo es realizado el medio estudiado debe ser considerado como no-homogéneo, esto implica que las propiedades físicas del medio varían con la ubicación en el espacio.

“La variación en la amplitud de la reflexión sísmica con respecto a la distancia fuente-receptor depende de la velocidad, densidad y contraste de Poisson. Así el análisis de AVO es usado como un indicador de hidrocarburo para gas por el fuerte cambio en el contraste de Poisson (como ocurre cuando el fluido en poros es gas) tiende a producir un incremento en la amplitud con el offset” (www.slb.com)

Los parámetros intrínsecos de las rocas como la velocidad de onda compresional (V_p), la densidad, la velocidad de onda de cizalla (V_s) y la atenuación determinan la variación de la amplitud de las reflexiones sísmicas con respecto a su distancia fuente-receptor (offset). Un análisis de AVO expresa el estudio de la variación de las amplitudes de reflexión para un registro CDP (punto común de profundidad) con respecto a la distancia fuente receptor obteniendo un valor de la medición de las propiedades físicas del medio.

AVO es una función entre otras variables, del ángulo de incidencia, el cual es, dependiente del offset entre la fuente y el receptor. Las técnicas AVO analizan las variaciones de la amplitud de reflexión sísmica en función del ángulo de incidencia. Este estudio de amplitudes analiza el crecimiento y decrecimiento de las amplitudes sísmicas con respecto a la variación entre las fuentes y los receptores.

El análisis AVO en sus inicios fue propuesto con la finalidad de estudiar las amplitudes de las respuestas sísmicas en arenas gasíferas (Ostrander, 1984), basados en los coeficientes de reflexión de incidencia normal y el fuerte cambio en el contraste de Poisson en las interfaces de reflexión.

Por otra parte se tiene la relación de Poisson, donde la velocidad de onda P y S de un frente de onda son relacionadas mediante una constante elástica asociada a la roca. La relación de Poisson viene expresada de la manera siguiente:

$$\sigma = \frac{(V_p / V_s)^2 - 2}{2[(V_p / V_s)^2 - 1]}$$

A partir de las ecuaciones de Zoeppritz (para ondas planas) es posible determinar que cantidad de energía es reflejada y cuanta es refractada cuando una onda plana viaja por un medio con propiedades elásticas variables.

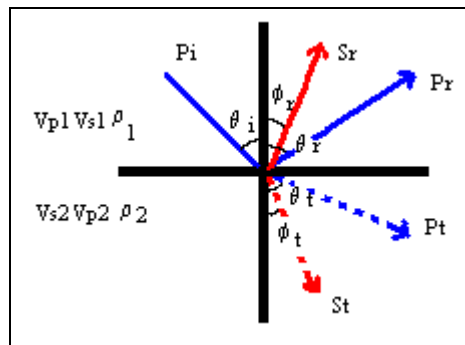


Figura 4.5. Esquema de onda P reflejada y refractada al paso por un medio con propiedades elásticas variables.

$$V_s = V_p \sqrt{\frac{0.5 - \sigma}{1 - \sigma}} \quad 0 \leq V_s \leq 0.707 V_p \quad 0 \leq \sigma \leq 0.5$$

Las ecuaciones de Zoeppritz son expresadas de forma matricial como sigue:

$$\begin{bmatrix} -\cos(\theta_1) & \text{send}(\delta_1) & -\cos(\theta_2) & -\text{send}(\delta_2) \\ \text{send}(\theta_1) & \cos(\delta_1) & -\text{send}(\theta_2) & \cos(\delta_2) \\ \cos(2\delta_1) & \frac{-V_S \text{send}(2\delta_1)}{V_P} & \frac{-\rho_2 V_{P2} \cos(2\delta_2)}{\rho_1 V_P} & \frac{-\rho_2 V_S \text{send}(2\delta_2)}{\rho_1 V_P} \\ \text{send}(2\theta_1) & \frac{V_P \cos(2\delta_1)}{V_S} & \frac{\rho_2 V_P V_{S2}^2 \text{send}(2\theta_2)}{\rho_1 V_{P2} V_S^2} & \frac{\rho_2 V_P V_S \cos(2\delta_2)}{\rho_1 V_S^2} \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} A_{RP} \\ A_{RS} \\ A_{TP} \\ A_{TS} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\cos(\theta_1) \\ -\text{send}(\theta_1) \\ \cos(2\delta_1) \\ \text{send}(2\theta_1) \end{bmatrix}$$

Donde:

δ_1 y δ_2 : ángulo reflejado y de transmisión de onda S, respectivamente.

θ_1 y θ_2 : ángulo de incidencia y de transmisión de onda P, respectivamente.

ρ : densidad del medio.

V: velocidad P o S.

A_{RP} : coeficiente de reflexión de onda P.

A_{RS} : coeficiente de reflexión de onda S.

A_{TP} : coeficiente transmisión de onda P.

A_{TS} : coeficiente transmisión de onda S.

Zoeppritz basó su estudio suponiendo que las ondas son planas y la interfase entre ambos medios también lo es, considera el medio como isotrópico, homogéneo, semi-infinitos, sólido y elástico (Hilterman, 2001) y a partir de eso, logra definir los coeficientes de reflexión y transmisión para las ondas P y Sv.

En este caso el coeficiente de reflexión de onda P (R_P) es una simple función de la velocidad de onda P y de la densidad en cada una de las capas.

$$R = \frac{\rho_{i+1} V_{i+1} - \rho_i V_i}{\rho_{i+1} V_{i+1} + \rho_i V_i} = \frac{Z_{i+1} - Z_i}{Z_{i+1} + Z_i}$$

Donde:

R: coeficiente de reflexión.

V: velocidad de onda P.

ρ : densidad.

Z: impedancia acústica.

$i+1$ es la capa que subyace a la capa i

Otras aproximaciones y trabajos previos fueron realizados por varios autores para explicar diferentes relaciones entre los coeficientes de reflexión, velocidades de ondas y propiedades elásticas de los medios para así establecer una relación entre ellos y el análisis AVO.

El análisis AVO por si solo se considera una herramienta cualitativa, pero puede hacerse cuantitativa si se ajusta o calibra con datos de pozo. Es particularmente deseable la consistencia de la señal y la fuente para el procesamiento de levantamientos con desplazamiento lineal que se utilizaran como referencia para la calibración AVO. En adquisición sísmica walkaway es necesario colocar la herramienta de adquisición justo encima del reservorio de manera de obtener una respuesta confiable, ya que de esta forma la reflexión en el reflector es medida directamente y los efectos de propagación como múltiples son registrados en menor proporción que con la herramienta ubicada mas lejos del reflector.

Boterfeld (1961) toma en consideración las propiedades de las rocas para el análisis de la variación de la amplitud con respecto a la distancia a la fuente; es así como determina que los coeficientes de reflexión y de transmisión actúan como una función del ángulo de incidencia. Aki et al en 1980, aproximan las ecuaciones de Zoeppritz basándose en las propiedades de las rocas, la densidad y las velocidades de las ondas P y S. Shuey (1985) replantea, en términos de la razón de Poisson debido a su dependencia con la amplitud, las ecuaciones de Aki-Richards; de esta

manera logra relacionar los rangos de ángulos con las propiedades de las rocas. Por otra parte en el trabajo de Koefoed (1955) se analiza la respuesta AVO como indicador de la variación de la relación V_p/V_s estudiando los ángulos de incidencia que se acercan al ángulo crítico.

Ostrander (1984) verificando las aplicaciones y trabajos previos logra proponer un modelo de arenas gasíferas sustentado en el análisis AVO, de esta manera él concluye que este análisis de coeficientes reflexión sísmica en función del ángulo de incidencia puede ser empleado para distinguir anomalías relacionadas con la presencia de gas. El conocimiento de que los coeficientes de reflexión cambian notablemente con el aumento del ángulo de incidencia, en función del contraste de los módulos de Poisson, condujo a Ostrander a realizar un modelo donde las lutitas que envuelven a la arenisca gasífera poseen las mismas características petrofísicas.

Rutherford y Williams en 1989, basados en la relación que existe entre los coeficientes de reflexión y la distancia fuente – receptor, proponen un modelo de clasificación de las arenas gasíferas constituido por tres tipos de arenas diferentes. Ellos apoyan este estudio en el alto contraste de Poisson entre las arenas gasíferas y el medio que lo rodea.

Finalmente, fue propuesto un modelo para arenas gasíferas por Castagna, et. al. (1998), luego de concluir que el modelo de Rutherford y Williams se encontraba incompleto, donde explica que los coeficientes de reflexión pueden ser más positivos a medida que aumenta la distancia entre la fuente y el receptor; de esta manera Castagna incluye una nueva clase de arena, la clase 4.

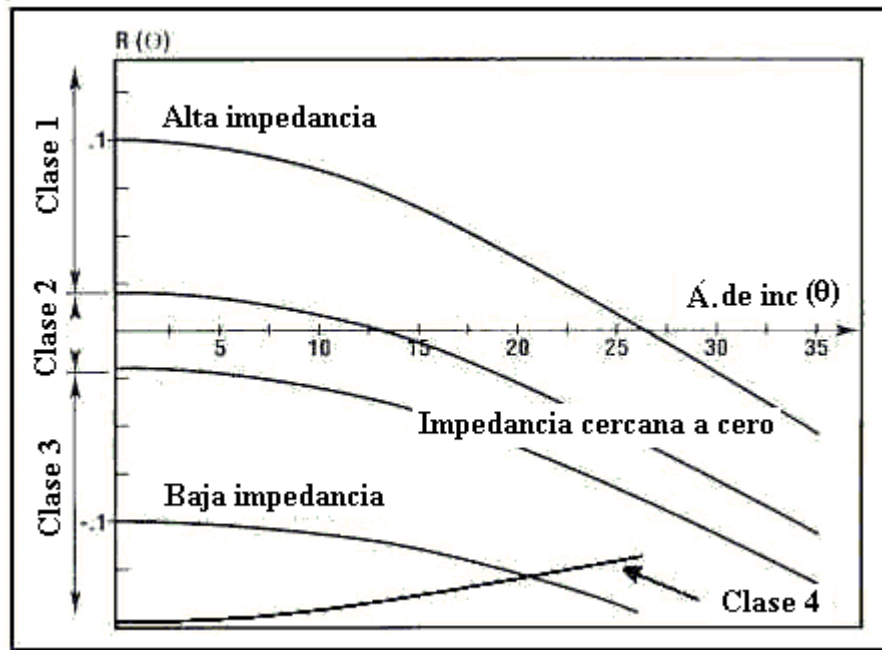


Figura 4.6. Clasificación de Rutherford y Williams modificada por Castagna en 1997. (modificada de www.hunter3dinc.com/AVO).

4.4 Atributos AVO

De acuerdo con la ecuación desarrollada por Shuey, la amplitud de reflexión de una onda P, en una interfase plana de dos medios elásticos presenta una variación lineal de $\text{sen}^2\theta$.

$$R(\theta) = P + G\text{sen}^2\theta$$

Donde:

$R(\theta)$: amplitud de reflexión de un ángulo θ (ángulos menores de 30°)

P : atributo intercepto

G : atributo gradiente

A partir de estos datos ajustados por mínimos cuadrados en función del tiempo, se calculan los atributos de intercepto y de gradiente a partir de los cuales se generan atributos de trazas para la interpretación AVO.

Existen varios métodos para tratar de identificar la presencia de hidrocarburos referidos a cada una de las diferentes clases de arenas gasíferas. Se puede determinar para cada CDP el valor del intercepto (P) y el gradiente (G) lo que corresponde a cada muestra de tiempo, por esto, es posible obtener secciones completas para cada uno de estos atributos.

Entre los indicadores AVO más empleados se encuentran: el atributo intercepto, atributo gradiente y el atributo producto.

- Atributo intercepto (P). Este atributo es una estimación de la amplitud de la onda P reflejada.

Consisten en una aproximación de primer orden, a una sección sísmica convencional, lo cual permiten reconocer interfases con altos contrastes de impedancia acústica. Se encuentra definido como $P = 1/2 * (\Delta\lambda / \lambda + \Delta Vp / Vp)$.

- Atributo gradiente (G). Esta definido como el cociente entre la variación de amplitud en función de $\text{sen}^2\theta$.

Este permite distinguir las arenas clase 4 del resto, debido a que presentan valores de G positivo. Resulta difícil distinguir las areniscas clase 1, 2, ó 3, ya que poseen valores negativos de G muy similares. Se encuentra definido por: $G = 1/2 * (-\Delta\lambda / \lambda + \Delta Vp / Vp - 2 * \Delta Vs / Vs)$.

- Atributo producto ($P*G$). Es un excelente indicador de hidrocarburos para el caso de arenas de clase 3, por esto es ampliamente utilizado en la detección de los típicos puntos brillantes (*Bright Spots*).

Gradiente e intercepto en gráfico cruzado

A partir de los atributos, intercepto y gradiente, obtenidos de la sísmica se representa un gráfico cruzado AVO con una tendencia lineal donde se estiman las propiedades de las rocas a cada lado de la interfase. A partir de los gráficos cruzados se observa la tendencia lineal que existe de las reflexiones sobre interfases no asociadas a hidrocarburos. Esta línea divisoria del gráfico cruzado es conocida como línea de fluido relacionada a las propiedades de las rocas.

Los puntos de arenas saturadas, graficados a la izquierda de este gráfico demuestran que los datos en función de la línea de fluido actúan como un indicador AVO.

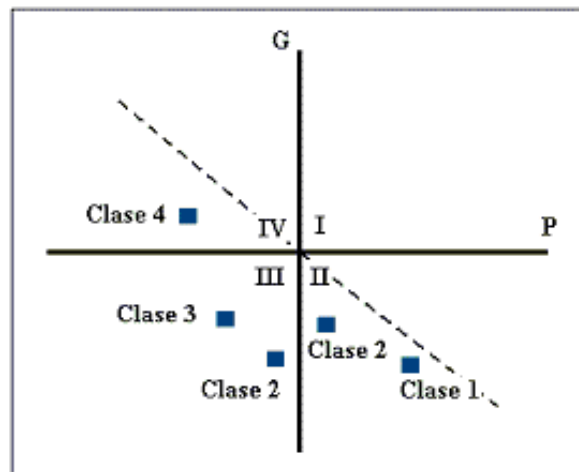


Figura 4.7. Gráfico cruzado de gradiente e intercepto para arenas gasíferas.

Castagna, *et al.* (1998) realizó trabajos determinando la clasificación de las arenas saturadas de hidrocarburos dependiendo de su ubicación en el gráfico cruzado, a partir del cual se realizan la mayoría de los análisis AVO así como el análisis petrofísico.

4.5 Clasificación de las arenas gasíferas

Como resultado de todos los modelos propuestos por diferentes autores, se llegó a la conclusión que existen cuatro clases de arenas, definidas de la siguiente manera:

Clase 1: Arena que experimenta un alto a medio nivel de compactación; la impedancia acústica es mayor comparada con el medio que la rodea.

El coeficiente de reflexión para esta arena es de mayor magnitud comparado con la clase 2 y 3, disminuyendo a medida que aumenta la distancia entre la fuente y el receptor.

Se tiene un efecto de AVO dramático, debido a largos cambios en los coeficientes de reflexión.

Clase 2: Estas arenas gasíferas y el medio que las rodea presentan valores de impedancia acústica cercanos, con valores de R_0 cercanos a cero (negativos y positivos).

La compactación experimentada de estas rocas es moderada.

El gradiente es largo pero en menor magnitud que la clase 1.

Clase 3: En este caso la impedancia acústica de las arenas gasíferas es menor que el medio que las rodea. Los valores de los coeficientes de reflexión son negativos.

En este caso la compactación y consolidación de la arena es poca.

Los cambios en el coeficiente con respecto al ángulo de incidencia son de forma decreciente relativa.

La mayoría de los análisis de AVO se encuentran basados en este tipo de arenas.

Clase 4: La impedancia acústica de estas arenas es muy alta. Los valores de los coeficientes de reflexión son altos, decreciendo en valor absoluto con respecto al ángulo de incidencia.

Estas arenas, generalmente, se encuentran bajo una capa de alta velocidad como lo son las lutitas.

Clase	Impedancia Acústica de la arena	Intercepto (P)	Gradiente (G)	AVO
1	Mayor a la lutita	+	-	Disminución
2	Aproximadamente igual	+ o -	-	Aumento o disminución. Puede cambiar de signo.
3	Menor que la lutita	-	-	Aumento
4	Menor que la lutita	-	+	Disminución

Una vez que estas cuatro clases de arenas fueron descritas por Castagna y Swan en su trabajo de 1997 y Rutherford y Williams en 1989, una nueva clasificación fue detallada por Young y LoPiccolo en el 2003. Este nuevo modelo descrito fue basado en las variaciones de la amplitud con respecto a la distancia entre la fuente y el receptor, el estudio del gradiente y el valor del intercepto (incidencia normal). Con esta clasificación todas las posibles respuesta de AVO son interpretadas en el siguiente gráfico.

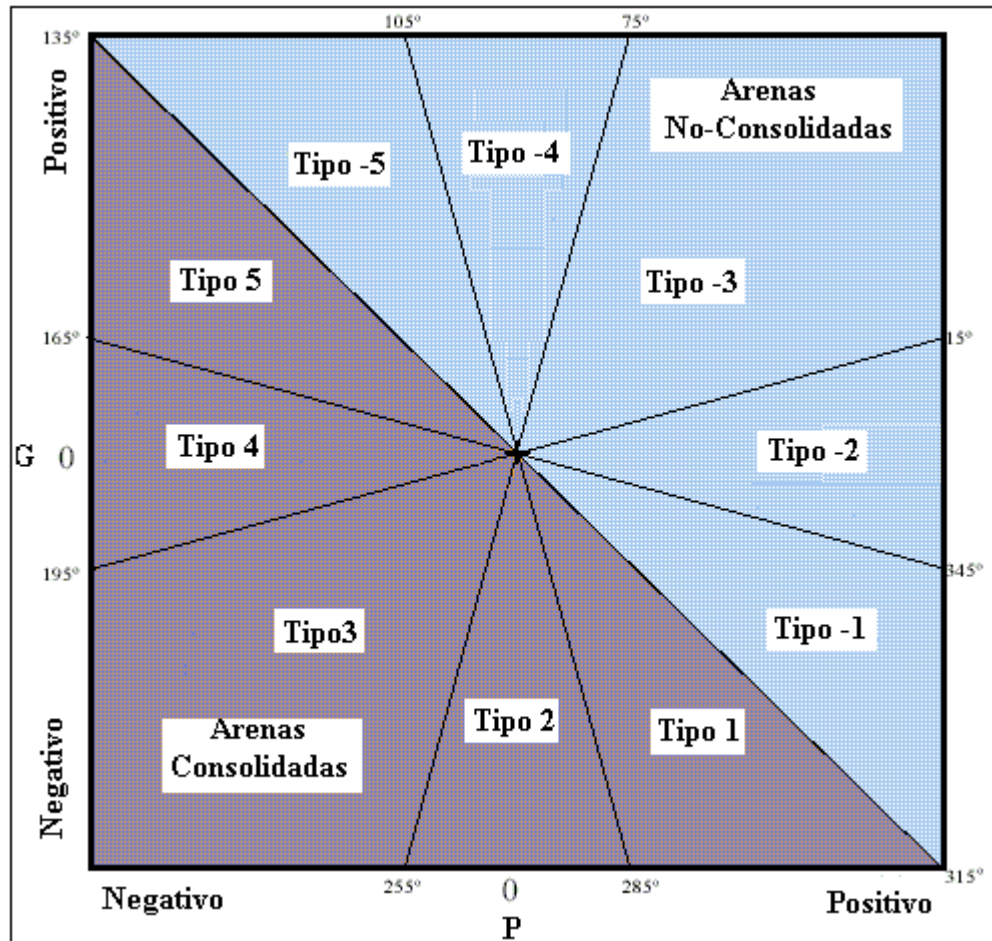


Figura 4.8. Tipos de AVO. (Modificado de Young y LoPiccolo, 2003).

La idea fundamental de este gráfico fue la expansión de las clases de arenas anteriormente descritas de manera de obtener todas las combinaciones posibles entre la reflectividad, los ángulos de incidencia y la distancia fuente – receptor.

Las clases son renombradas como tipos. Los tipos 1, 2 y 3 corresponden a las clases 1, 2 y 3; mientras que el tipo 4 es una combinación de las clases 3 y 4 propuestas por Castagna y Swan. El tipo 5 corresponde a una parte de la clase 4; y finalmente los tipos del -1 al -5 equivalen a todas las posibilidades restantes.

El eje X del gráfico corresponde al gradiente (G) determinado por la pendiente del ajuste por mínimos cuadrados de la variación de la amplitud respecto a la distancia fuente – receptor. Por otra parte, el eje Y en el gráfico pertenece al intercepto (P) determinado por la intercepción de la aproximación lineal cuando la distancia fuente – receptor es cero, lo que implica incidencia normal.

4.6 Procesamiento sísmico AVO

De acuerdo con Regueiro (2001), para utilizar el procesamiento de datos en un estudio AVO, el intérprete debe conocer cómo dicho procesamiento ha afectado las amplitudes finales. El objetivo principal es procesar los datos sísmicos tratando de preservar las amplitudes relativas de las reflexiones. El éxito del análisis AVO, dependerá en gran parte del procesamiento de los datos sísmicos.

Para el análisis de AVO en arenas gasíferas es necesario tomar en cuenta las zonas de reservorios donde se encuentra gran cantidad de lutitas, de esta manera el análisis se ve referido al impacto de la anisotropía en las lutitas sobre las amplitudes sísmicas.

Cuando se realizan estudios de AVO existen factores importantes que deben ser tomados en consideración: la atenuación anelástica, la divergencia geométrica y la anisotropía son factores que afectan los datos. Los datos del walkaway son procesados de manera que sea posible la estimación de la anisotropía en el análisis de velocidad.

En el procesamiento AVO en 2D es posible determinar la amplitud para arenas gasíferas y para lutitas; la primera aumenta en sentido de la distancia fuente – receptor creciente mientras que para el segundo caso los mayores valores de amplitud se observan con una distancia fuente – receptor menor. Con este tipo de

geometría es posible medir de una manera más efectiva parámetros de anisotropía con un tiempo de viaje doble.

CAPÍTULO 5

5 PROCEDIMIENTO

5.1 Esquema de trabajo

En el diagrama anexo se muestran los tipos de formato en que se encontraban los datos antes de ser cargado en el Geoframe 4.0.4 y los respectivos módulos utilizados.

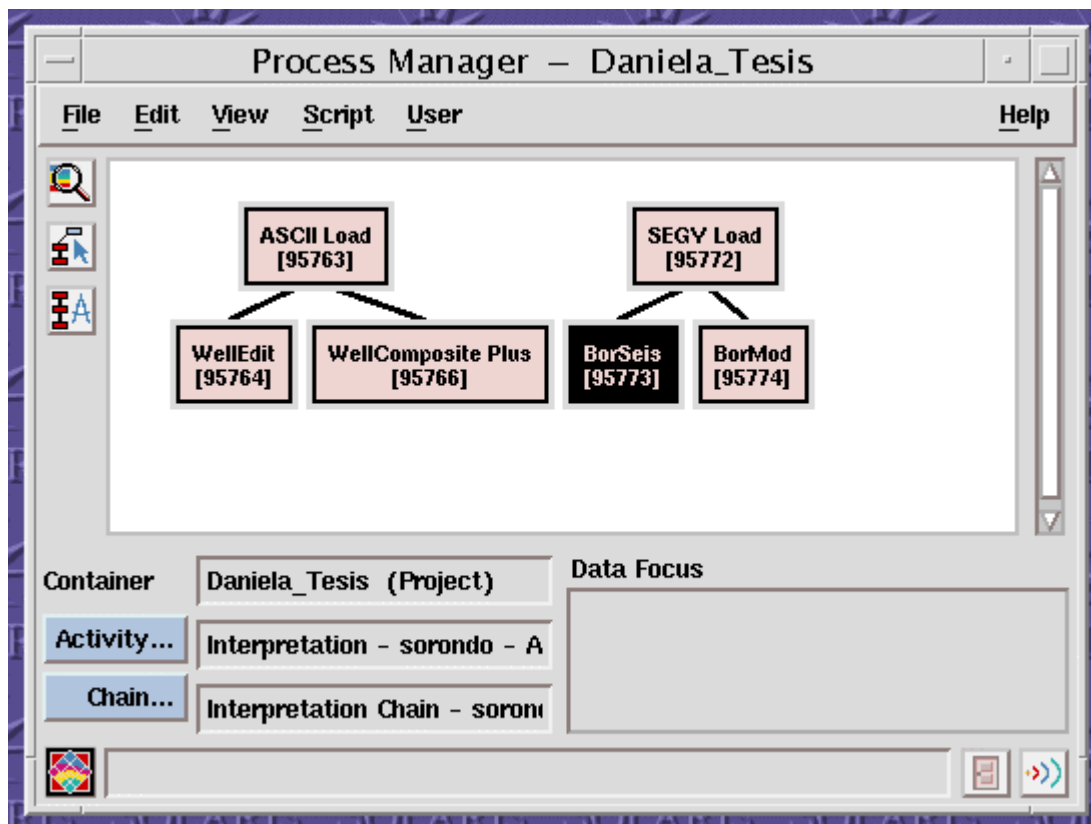


Figura. 5.1. Esquema de formato de datos y módulos utilizados en el desarrollo del proyecto de grado.

5.2 Cadena de procesamiento de los datos sísmicos

La cadena de procesamiento para los datos sísmicos de pozo fue una secuencia sencilla y básica de procesamiento ya que el estudio se encuentra basado en el análisis de amplitudes, se desean conservar estas lo máximo posible. Esta cadena se muestra a continuación:

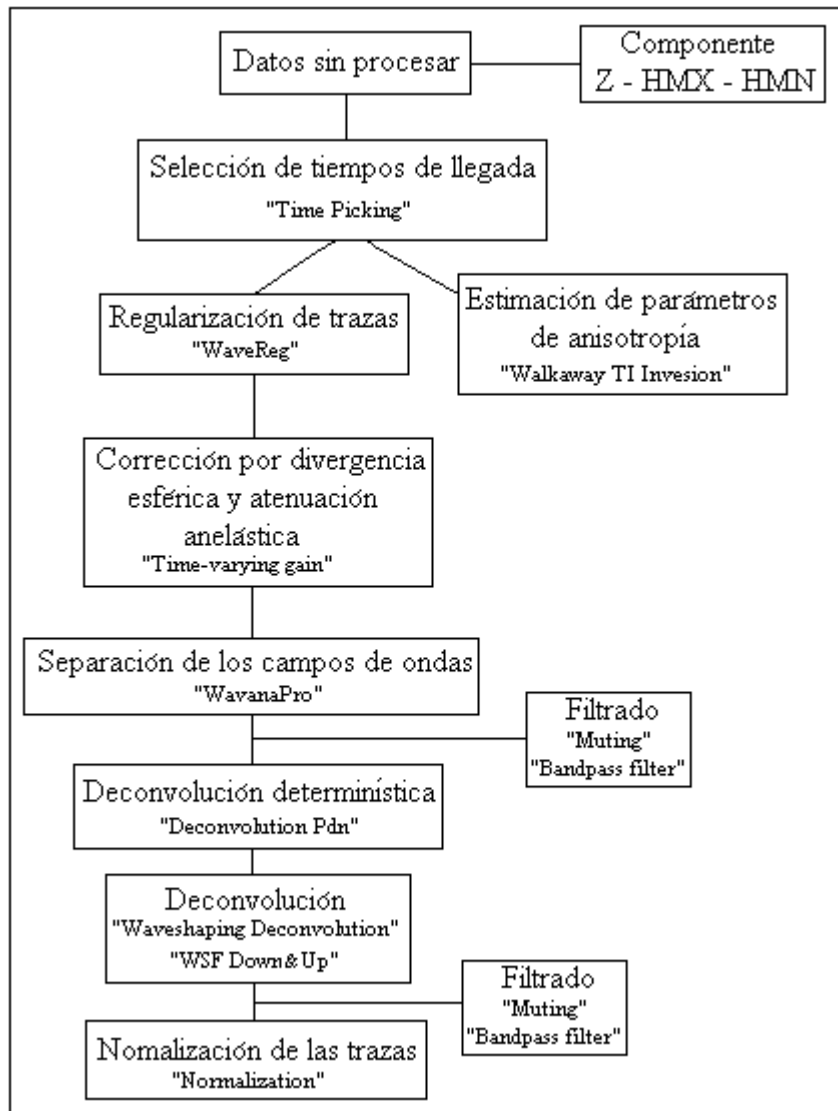


Figura. 5.2. Secuencia de procesamiento de los datos sísmicos de pozo walkaway.

5.3 Módulos del procesamiento

Los datos fueron cargados y procesados en Geoframe 4.0.4. El formato en que se encontraban los datos de origen era SEG-Y. Estos datos son presentados en tres componentes; la primera Z (correspondiente a ondas P), la segunda HMX (es la componente de máxima energía y registra V_{SH}) y por último HMN (con menor contenido de energía correspondiente a V_{sv}).

Previo al procesamiento de los datos sísmicos las componentes de los receptores fueron rotados en dos pasos de manera de obtener cada una de las componentes de los frentes de ondas. El primero consistió en orientar el marco de referencia del plano X-Y de la herramienta con respecto a la tierra y el segundo con respecto a la componente radial (plano fuente-receptor). La componente Z siempre se orientó verticalmente, esto debido a que el pozo es vertical.

Geometría del proyecto: se determinó que la dirección del perfil es este-oeste, la herramienta empleada para la adquisición del “walkaway” y “check-shot” fue el CSI (Combinable Seismic Imager Tool), esta consta de un arreglo de geófonos de componente triaxial. El rango de profundidad adquirido fue desde 3158 a 3232 m . La fuente empleada fue un cañon de aire suspendido en un bote a 6 metros por debajo del nivel del mar (MSL). El pozo utilizado en el procesamiento presentaba 3° aproximados de desviación, lo que se consideró como pozo vertical.

La ubicación del pozo en coordenadas UTM es 259.116 en X y 343.955 en Y. El perfil de adquisición fue de 3000 metros a cada lado del pozo. La primera corrección geométrica fue la conversión de la ubicación de las fuentes y el pozo en términos de la separación fuente – receptor, correspondiendo al “*source_line_position-rho*” en el cabezal de los datos del pozo.

$$(source_line_position_rho) = \sqrt{(fuenteX - pozoX)^2 + (fuenteY - pozoY)^2}$$

Ya que el pozo fue considerado sin desviación el “receiver_line_position_rho” tuvo el valor de cero a lo largo del pozo. El “source_position_z” (posición de la fuente) con un valor de seis ya que la ubicación de la fuente era de seis metros por debajo del nivel del mar. Finalmente el “receiver_position_z” (posición de los receptores) será la misma medida que la de la longitud del cable donde la herramienta se encontraba suspendida ya que los datos fueron medidos al SRD (referencia con respecto al mar).

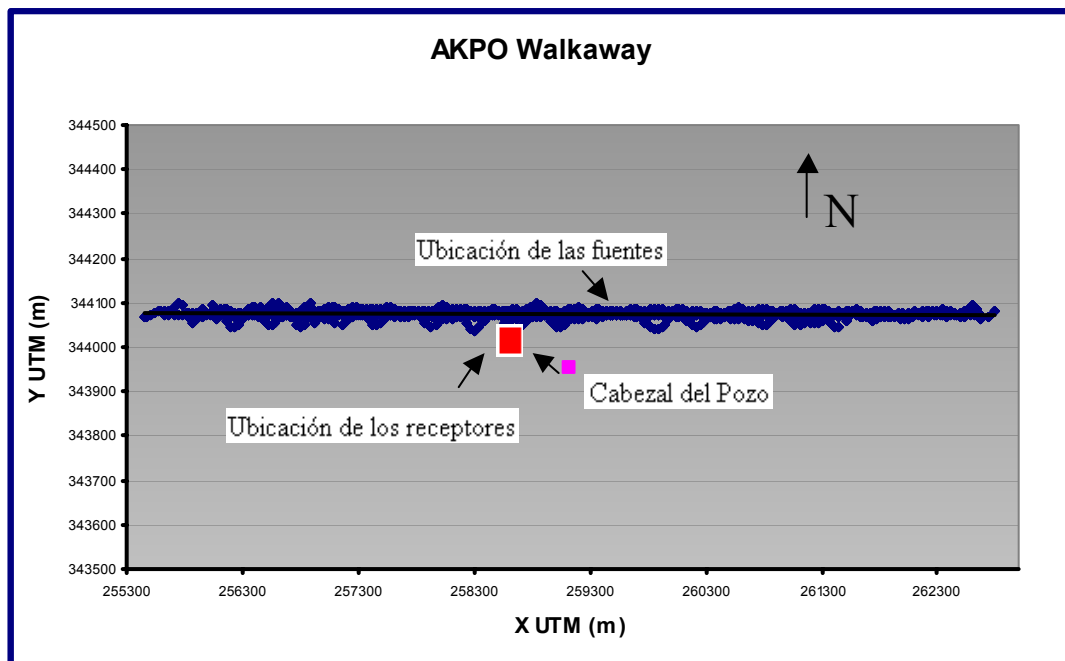


Figura 5.3. Ubicación de la geometría de la adquisición walkaway VSP.

5.3.1 Editor del cabezal de los datos de pozo

Para la carga de sísmica los datos fueron procesados con el módulo de “Borseis”. En primer lugar se determinó la geometría de adquisición; a partir de la cual se realizaron las correcciones pertinentes en el módulo “Header Editor”. Con este módulo se editan los cabezales y se preparan los datos para su procesamiento,

permitiendo así orientar toda la información sísmica a la geometría específica del proyecto.

	CABLE_LENGTH (m)	SOURCE_LINE_POSITION_RHO (m)	SOURCE_POSITION_Z (m)	RECEIVER_LINE_POSITION_RHO (m)	RECEIVER_POSITION_Z (m)
1	3150.00	-2906.32	6.00	0.00	3150.00
2	3172.00	-2906.32	6.00	0.00	3172.00
3	3187.00	-2906.32	6.00	0.00	3187.00
4	3202.00	-2906.32	6.00	0.00	3202.00
5	3217.00	-2906.32	6.00	0.00	3217.00
6	3232.00	-2906.32	6.00	0.00	3232.00

Figura 5.4. Gráfico donde se muestra la configuración de un cabezal de datos de pozo y cada uno de los parámetros geométricos empleados para el procesamiento.

5.3.2 Espectro de Amplitud

El módulo utilizado para la creación del espectro de amplitud fue el “FK Analyser” cuyo algoritmo empleado es la transformada de Fourier. La energía espectral de las trazas es promediada obteniendo como resultado una estimación de la frecuencia central.

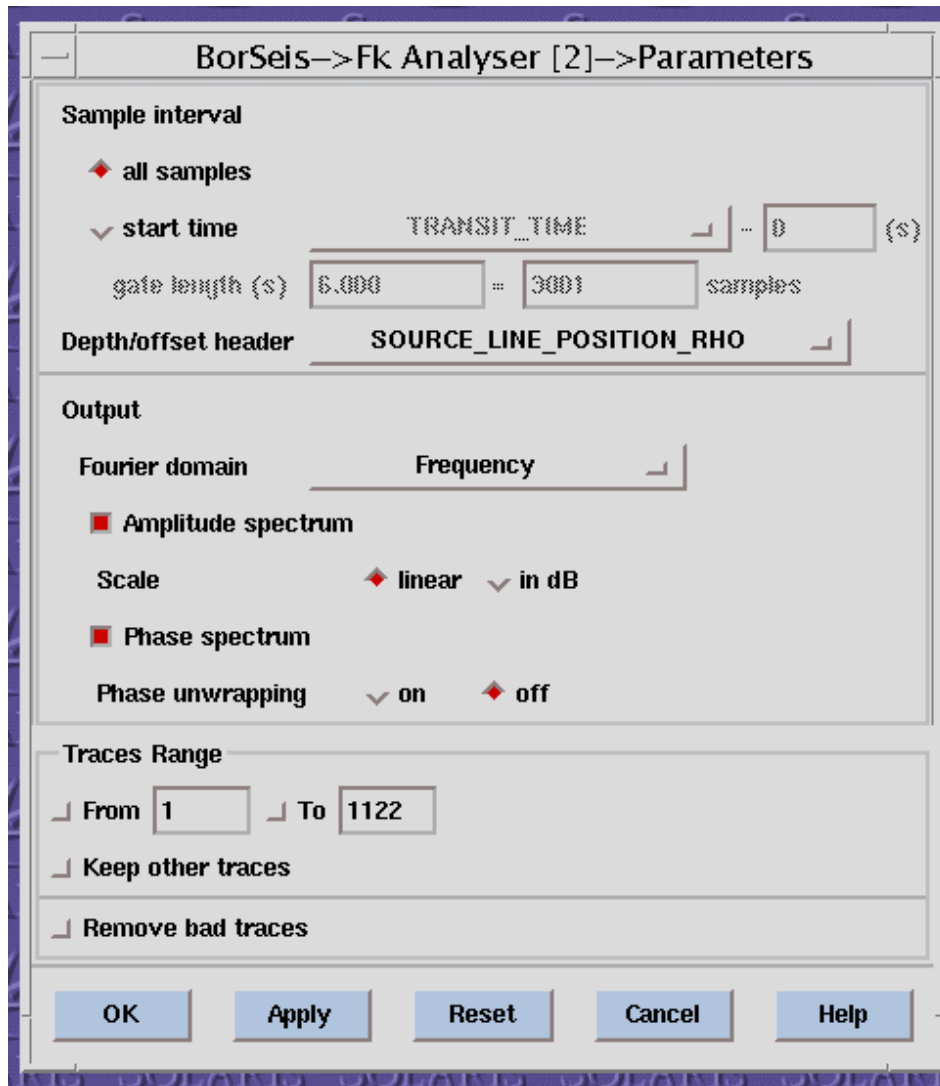


Figura 5.5. Parámetros empleados en la generación del espectro de amplitud.

5.3.3 Tiempo de primeras llegadas

Aquí se determina el tiempo de primeras llegadas basadas en el algoritmo de corte de geófono (Geophone Break) y en el punto tangente de inflexión para la componente Z adquirida, donde se comparan las amplitudes y pendientes de ondículas consecutivas. Estos tiempos de primeras llegadas son registrados en el cabezal tiempo de tránsito (Transit Time = TT) y luego son copiadas en las componentes HMX y HMN para así poder mantener la misma llegada en cada una de las componentes.

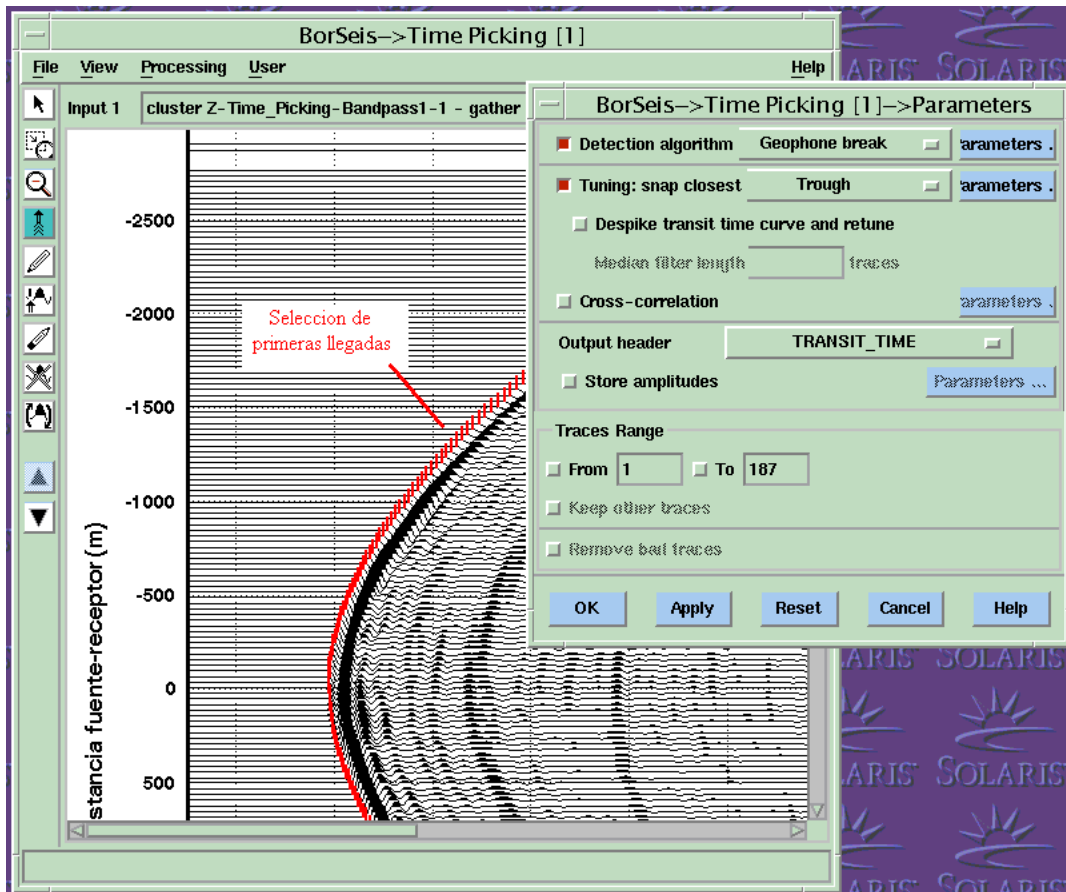


Figura 5.6. Gráfico donde se muestra el módulo para la selección de los tiempos de primeras llegadas y el esquema de los parámetros utilizados.

5.3.4 Parámetros de anisotropía

Para la determinación de estos parámetros se utilizó el módulo “walkaway TI Inversion”. El propósito de este módulo es la estimación de los parámetros de anisotropía utilizando las medidas del walkaway. Esta evaluación se realiza a partir de los datos de la componente de onda P una vez realizada la determinación de los tiempos de llegada de la onda directa.

En primer lugar se realiza un pre-procesamiento donde los tiempos son suavizados y los saltos en los datos son interpolados; posterior a esto se realiza la corrección de los geófonos donde se reubican de manera tal que correspondan al tiempo mínimo de viaje entre la fuente y el receptor. Finalmente ejecuta la

estimación de los parámetros de isotropía transversal (TI). A partir de estos datos obtenidos los mismos se comparan con los resultados generados de la deducción matemática y se genera el correspondiente modelo de anisotropía para su posterior procesamiento.

5.3.5 Regularización de las trazas

(*Wavereg – Tool Kit*) con esto se regularizan los campos de onda coordinados espacialmente, utilizando “interpolación sincronizada”. Como resultado se obtiene un cálculo automático para la compensación de las trazas irregulares o faltantes en los datos sísmicos.

5.3.6 Corrección por divergencia esférica y atenuación anelástica.

El módulo “Time-Varying Gain” en el tool box permite corregir las variaciones en la amplitud en tiempo producidas por la divergencia esférica y la atenuación anelástica dentro de una ventana seleccionada.

5.3.7 Separación de los campos de onda

Empleando el módulo “*WavanaPro*” se realiza una descomposición paramétrica multi-componente de los datos sísmicos, mediante una regresión de mínimos cuadrados de eventos superpuestos obteniendo así la separación de los campos de ondas. Con datos de entrada se tienen la componente vertical (Z) y la componente horizontal de máxima energía (HMX).

Con este módulo de descomposición es posible obtener información, para datos de VSP o Walkaway, acerca de las velocidades de los diferentes campos de ondas y su ángulo de incidencia en función de la profundidad. Los datos para cada profundidad son modelados como superposición de eventos ascendentes y descendentes de ondas P y S.

Este módulo trabaja con el dominio VSP o el dominio de fuente común, para este caso donde los datos provienen de un walkaway, se emplea el dominio fuente común. Para el cálculo inicial de las velocidades se emplea el tiempo de tránsito (TT) como referencia y su geometría para el proyecto. Por otra parte es necesario definir la ventana para la inversión, el tiempo de comienzo para realizar la inversión, la longitud de trazas totales que serán procesadas y el límite de frecuencias tomado en consideración para la inversión.

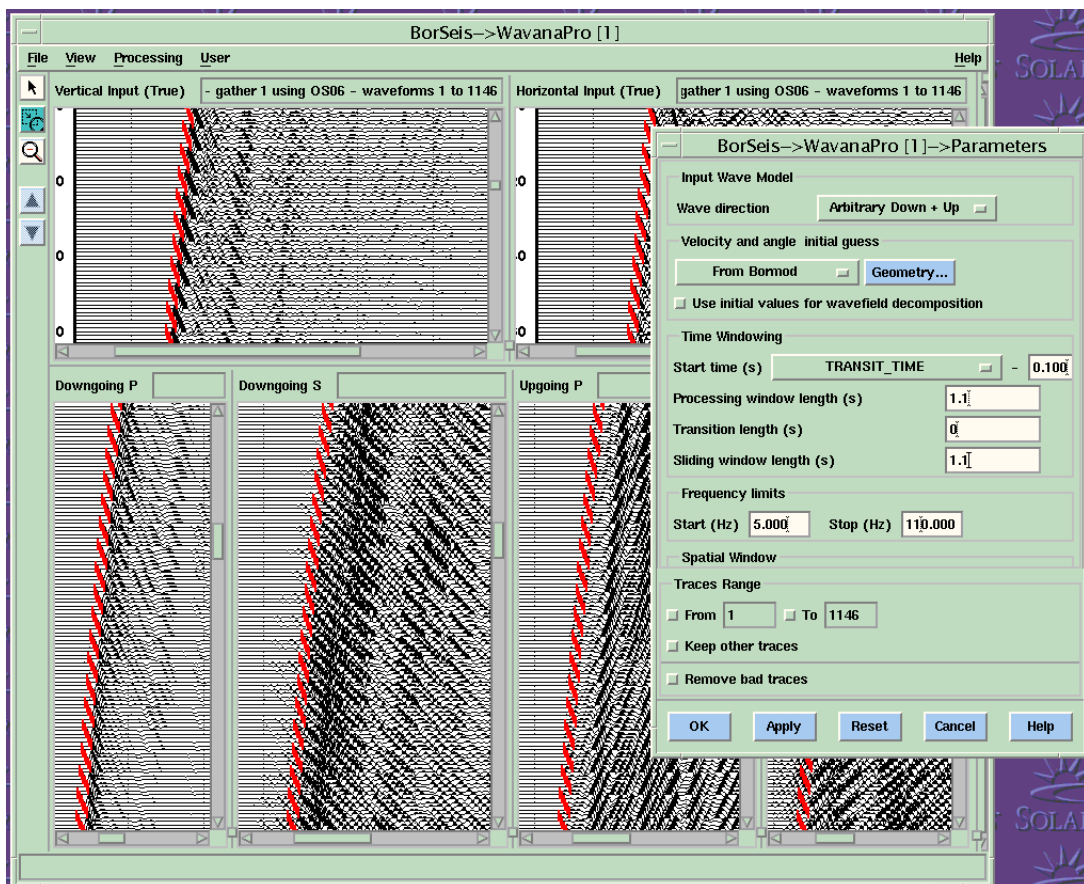


Figura 5.7. Gráfico donde se muestra el resultado de la separación de los campos de ondas P y S ascendentes y descendentes posterior a la aplicación del módulo “Wavana-pro”.

5.3.8 Deconvolución predictiva

En este módulo los múltiples son eliminados y los campos de onda quedan preparados para la deconvolución de las formas de onda a partir de los cuales se realiza el cálculo de las amplitudes. Con “Deconvolution Pdn” la imagen sísmica es mejorada corrigiendo problemas en la adquisición, este módulo generalmente se emplea cuando los datos a procesar son datos de pozo con distancias fuente – receptor grandes.

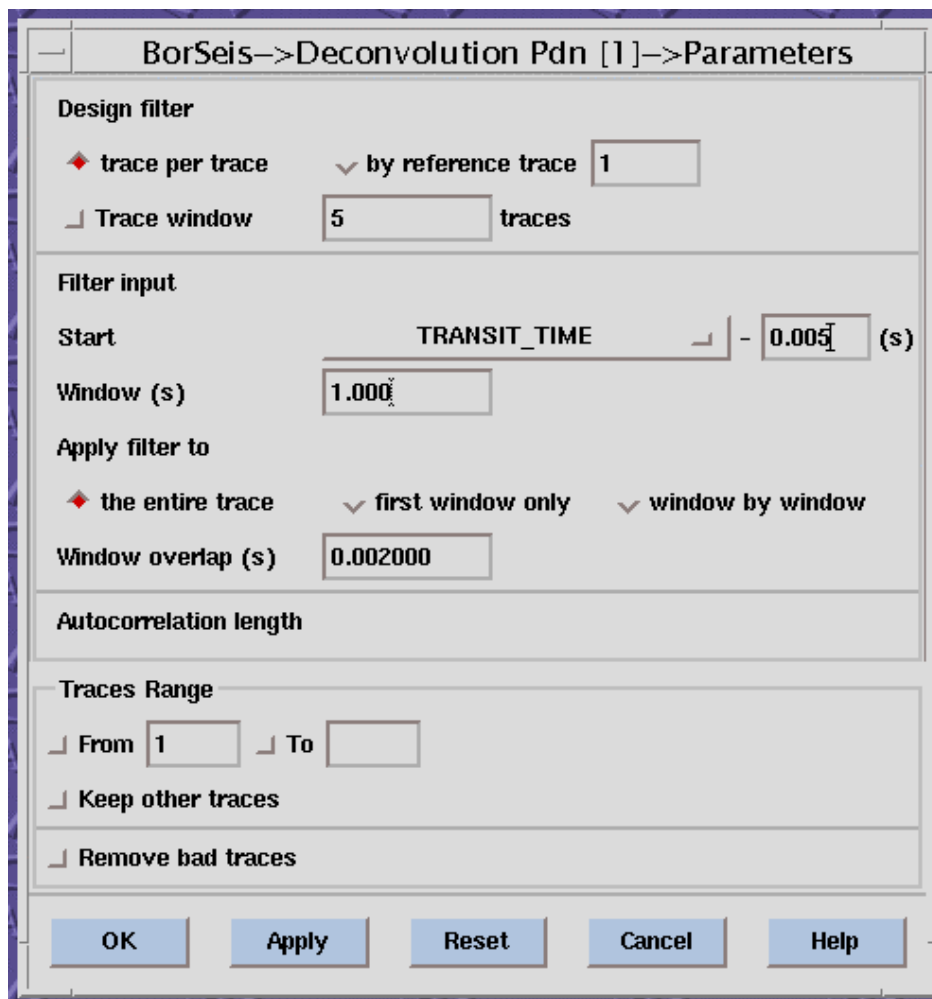


Figura 5.8. Parámetros utilizados en la deconvolución predictiva.

5.3.9 Deconvolución de las formas de onda

A partir de este módulo (“Waveshaping deconvolution”) se aplica el filtrado inverso de las formas de ondas con la finalidad de restaurar las formas de ondas que han sido sometidas a filtrados previos (convolución). El objetivo principal es dar forma a la respuesta de la frecuencia y amplitud de manera tal que se ajusten todas las trazas adyacentes.

Los campos de ondas utilizados para este paso en la cadena de procesamiento fueron el campo ascendente y descendente de onda P ya que a partir de ellos se realizó la selección e interpretación para el reflector de interés que será utilizado para el posterior análisis de AVO.

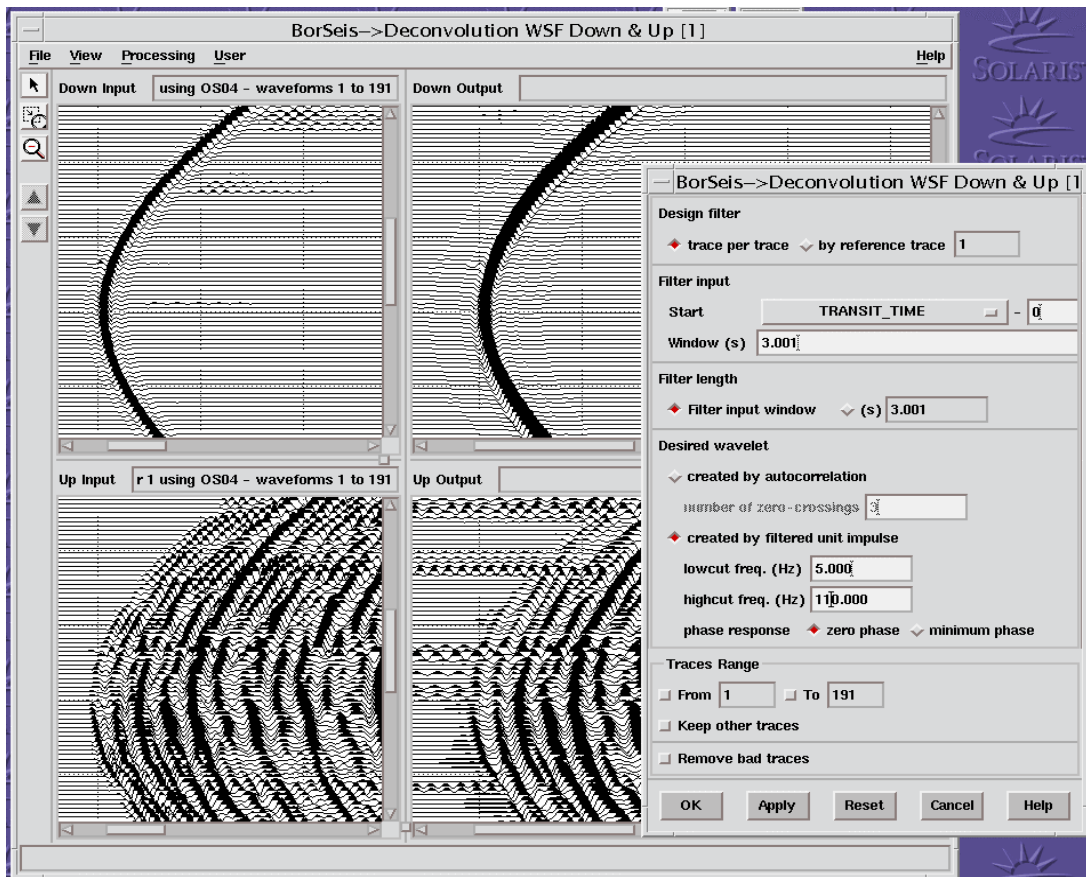


Figura 5.9. Gráfico que representa el módulo de deconvolución de los campos de ondas y los parámetros empleados para la misma.

5.3.10 Normalización de las trazas

Módulo auxiliar que permite la determinación de las máximas y mínimas (positivas y negativas respectivamente) amplitudes para un reflector seleccionado de interés a partir del cual se realizó el análisis de amplitud versus la distancia fuente receptor.

Los resultados son desplegados en una tabla con un formato compatible con EXCELL (.ASCII) de donde se realizaron los gráficos de amplitudes de ondas y tiempos de llegadas.

5.3.11 Filtrado de trazas

Para el filtrado de las trazas se empleó el módulo “Tool Box”. En este módulo se encuentran dos sub-módulos utilizados para esta parte del procesamiento. El primero fue “muting” este sub-módulo permite descartar la contribución de eventos sísmicos en un intervalo de tiempo seleccionado y toma como referencia el tiempo de primeras llegadas en los campos de ondas. Por otra parte está el módulo “Bandpass-filter” donde se aplica un filtro tipo Butterworth de tercer grado, limitando el espectro de frecuencia de los datos sísmicos.

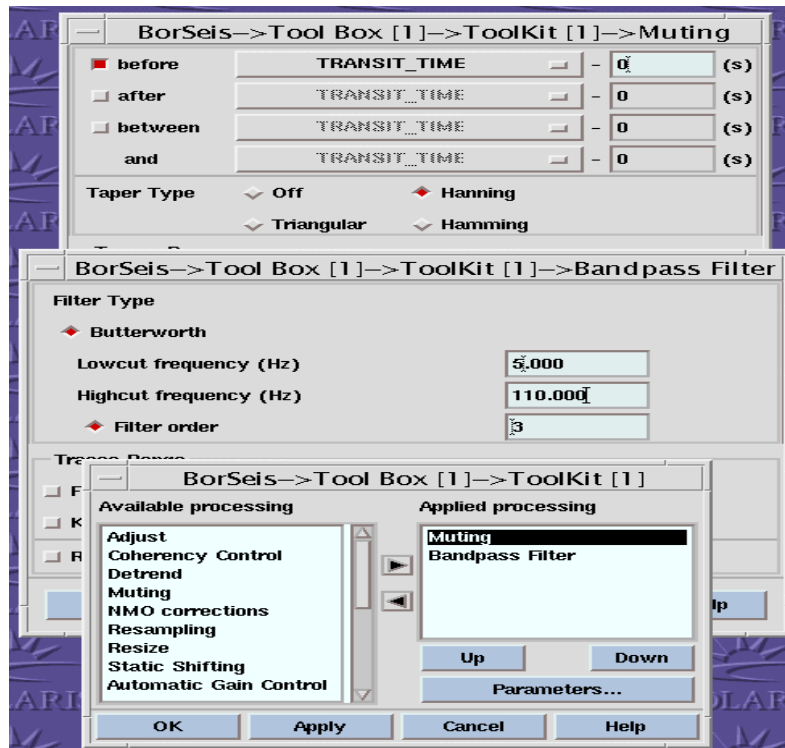


Figura 5.10. Parámetros usados para el proceso de filtrado de los datos.

5.3.12 Registros de pozo

Los datos petrofísicos se presentan en formato ASCII y son desplegados en los módulos “*Well Edit*” y “*Well Composite Plus*”. Estas aplicaciones permiten visualizar, analizar y editar los registros de pozo.

Los registros que se utilizaron para este proyecto fueron el DTCO, DTSM (sónico compresional y de cizalla), NPHI (neutrón), RHO (densidad), GR (gamma ray) y AHT90 (resistividad profunda).

5.3.13 Creación de modelos

Para la creación de modelos de velocidades se emplea “Bormod”; este es un módulo interactivo que pertenece al GeoFrame 4.0.4 el cual permite diseñar y editar modelos de velocidades isotrópicos y anisotrópicos de una sección del subsuelo.

Estos modelos pueden ser derivados de previas interpretaciones geológicas y pueden ser utilizados para imágenes sísmicas y futuros procesamientos. Estos modelos son generados basados en la teoría del rayo y permite establecer condiciones para diseños de mediciones de adquisición sísmica.

Para la creación del modelo isotrópico se tomaron los valores de profundidad y velocidad intervállica de onda directa (P) registrados en el check-shot. A partir de los registros petrofísicos tomados en el pozo se tiene la relación:

$$V_p/V_s = DTSM/DTCO$$

donde:

DTSM = sónico de cizalla.

DTCO = sónico compresional.

A partir de esta relación se determinó la velocidad de onda S. Para el cálculo de la densidad en cada profundidad, los valores también fueron determinados a partir del registro de densidad (RHO) tomado en el pozo. De esta manera el modelo queda construido con un total de 151 capas.

Para el caso del modelo anisotrópico los valores de V_p , V_s , profundidad y densidad fueron los mismos que para el modelo isotrópico. Una deducción matemática fue realizada para el cálculo de los parámetros de anisotropía y fue empleado el módulo “walkaway TI inversion”, comparando los valores determinados por ambos medios y empleados para la construcción del modelo anisotrópico.

Los modelos son creados en una hoja de cálculo y la extensión en la deben ser salvados es .prn. De esta manera el módulo “Bormod” es capaz de reconocerlos. Los modelos empleados en el procesamiento de los datos sísmicos pueden observan en los apéndices 1 y 2.

CAPÍTULO 6

6. RESULTADOS OBTENIDOS

6.1 Deducción matemática de los parámetros de anisotropía

Del análisis matemático de los parámetros de anisotropía se obtuvieron resultados que serán comparados con los valores del módulo experimental del “Borseis” (Walkaway TI Inversion). Los valores obtenidos se presentan a continuación:

Profundidad	Anelipticidad	Elipticidad
3187 m	0.054663	0.955823

6.2 Modelos de velocidades

A partir de los datos del check-shot, de los registros de pozo y de la deducción de los parámetros de anisotropía, fueron creados los modelos de velocidades de capas planas isotrópico y anisotrópico y utilizados para el procesamiento de los datos sísmicos de pozo.

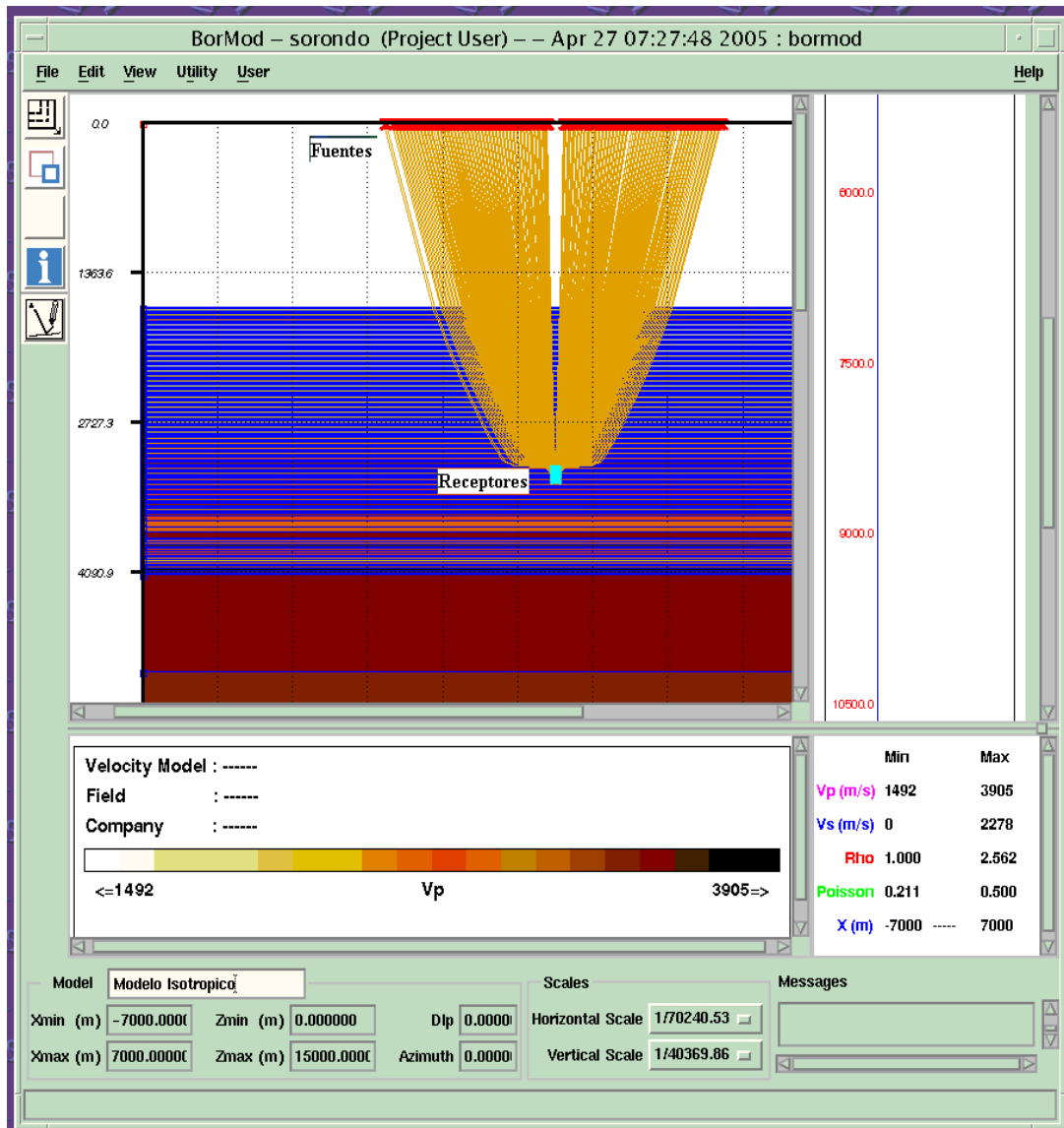


Figura 6.1. Esquema del modelo utilizado en el procesamiento de los datos sísmicos de pozo.

6.3 Cálculo de la deriva y Calibración del registro sónico

El cálculo de la deriva es para corregir los tiempos del sónico con los tiempos del check-shot, obteniendo así un registro sónico calibrado convertido en tiempo doble de viaje. Con esta calibración los coeficientes de reflexión son calculados y los valores de impedancia acústica son medidos, a partir de este paso los sismogramas sintéticos son generados.

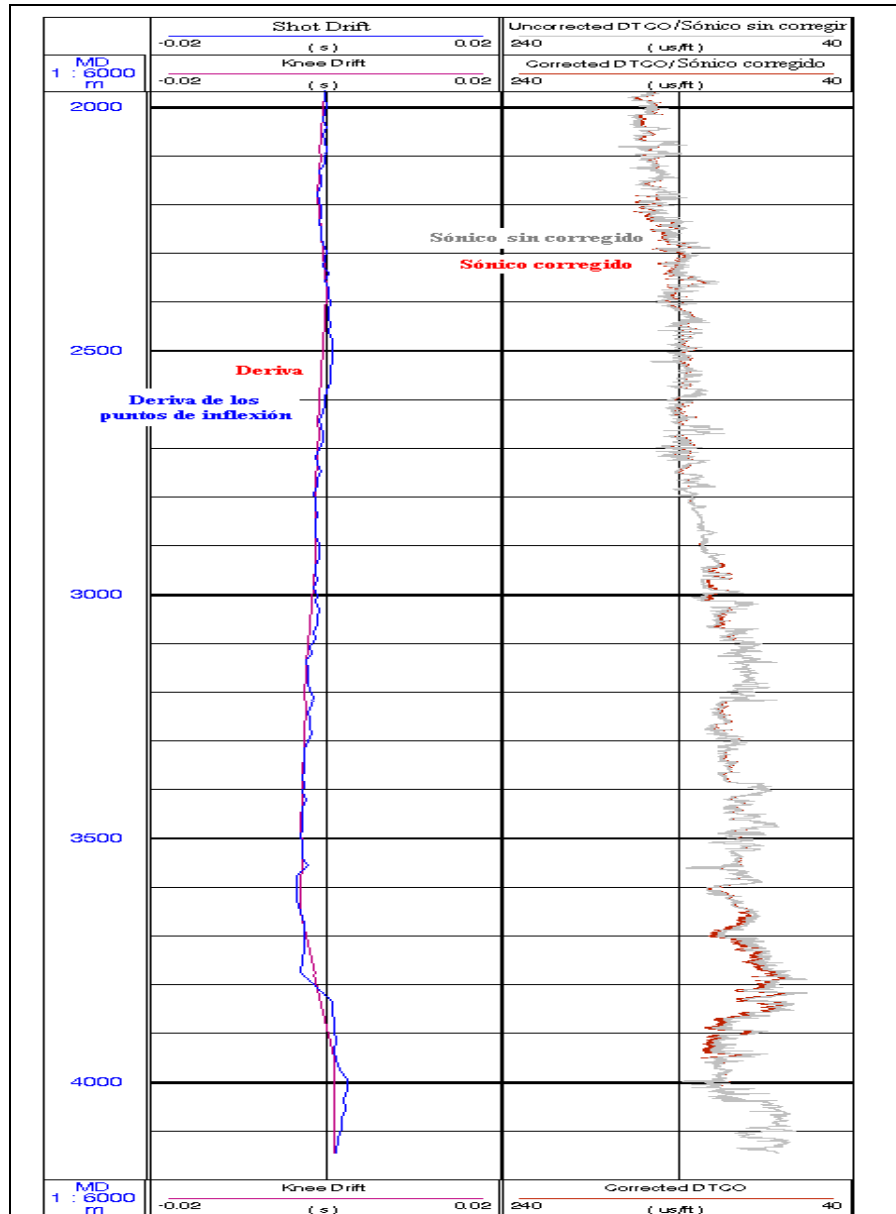


Figura 6.2. Representación del cálculo de la deriva y del registro sónico antes y después de su corrección.

Los sismogramas sintéticos fueron calculados para diferentes valores de frecuencia con la finalidad de determinar cual de todas estas frecuencias se adaptan mejor a los datos sísmicos.

6.4 Sismograma sintético

Los sismogramas sintéticos fueron generados utilizando el registro sísmico calibrado a diferentes valores de frecuencia con cual de ellos se ajustan los datos sísmicos de pozo. El tipo de ondícula empleado en el procesamiento de los datos sísmicos fue una ondícula tipo Ricker de fase cero.

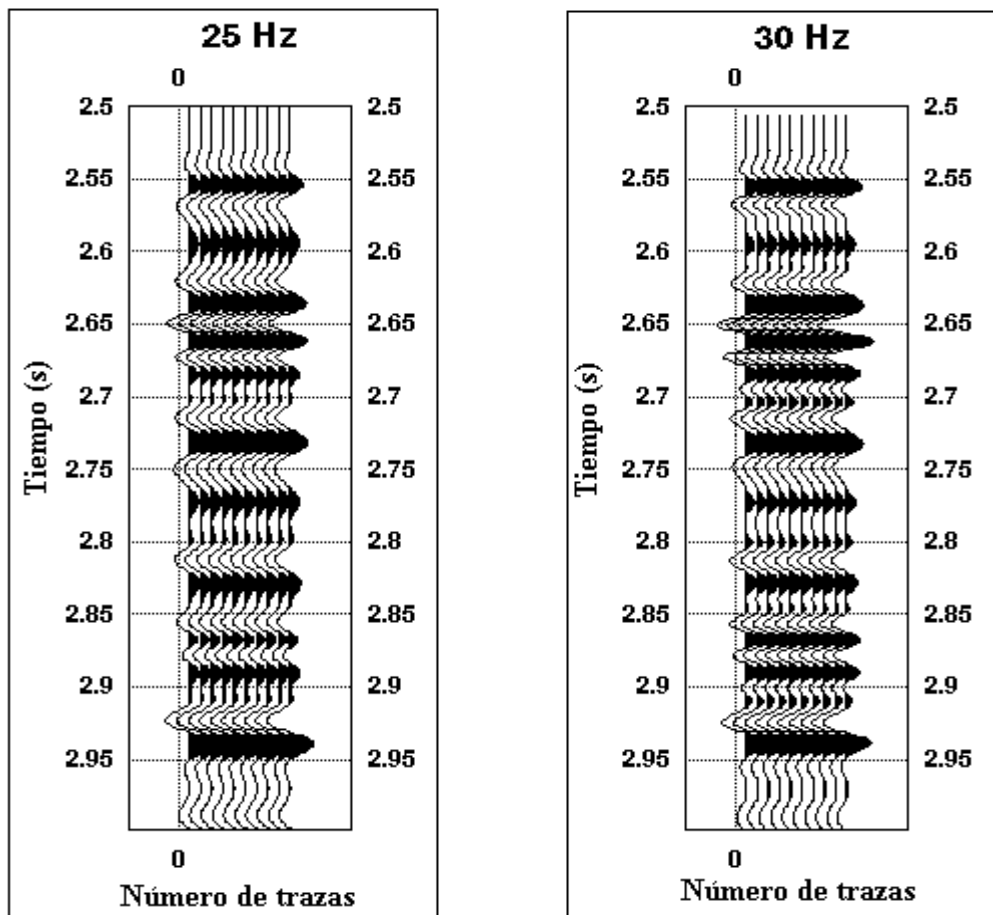


Figura 6.3. Sismogramas sintéticos de 25 y 30 Hz generados a partir de la calibración del registro sísmico.

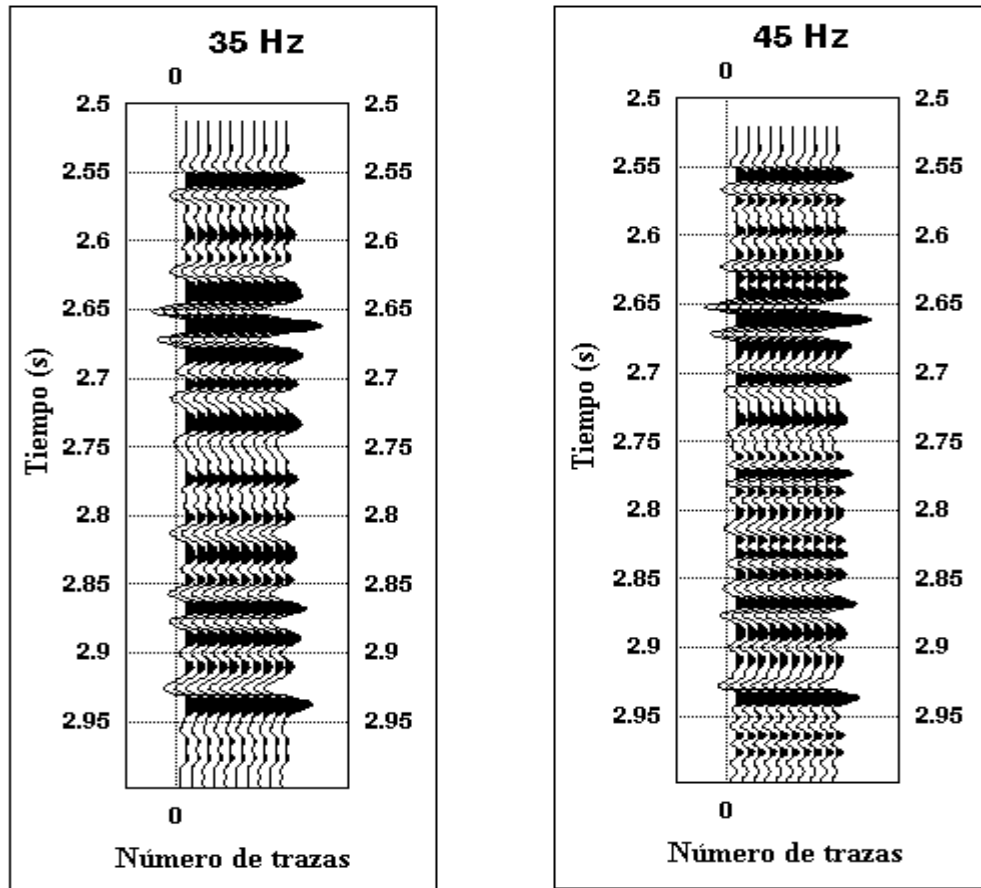


Figura 6.4. Sismogramas sintéticos de 35 y 45 Hz generados a partir de la calibración del registro sísmico.

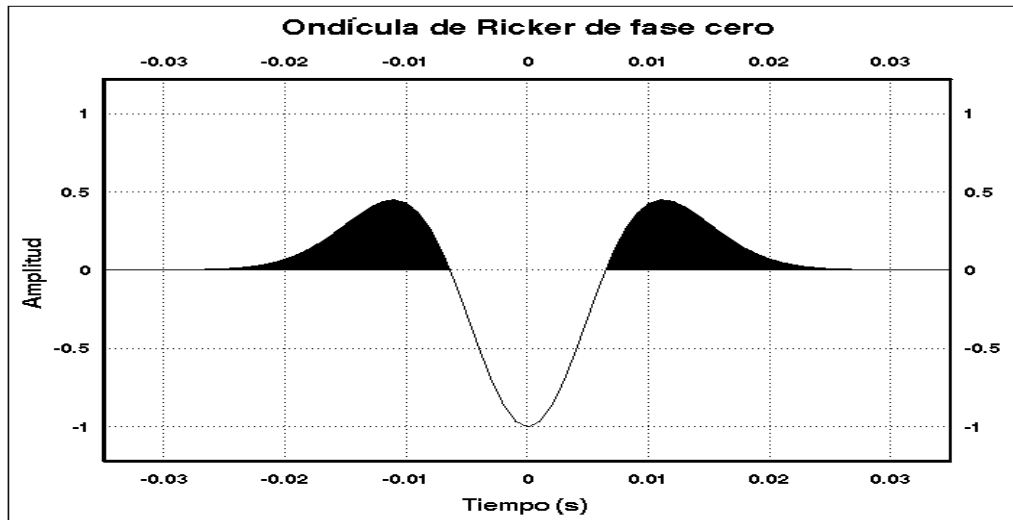


Figura 6.5. Ondícula de Ricker de fase cero.

6.5 Procesamiento sísmico

6.5.1 Hodogramas de rotación

Los hodogramas son representaciones gráficas del movimiento de una partícula sobre un plano en particular. Los receptores o geófonos multicomponentes presentan la característica de identificar las ondas de cizallas y compresionales en función del ángulo de incidencia.

La propagación de una frente de ondas debe ser tratado como un caso tridimensional ya que cada componente del receptor logra registrar solo una proyección del frente de onda. A partir de este hecho, un análisis de amplitudes y formas de ondas sólo puede ser realizado si se toma en consideración las tres componentes del geófono.

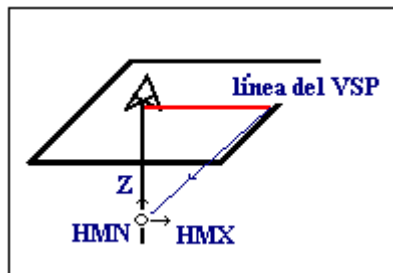


Figura 6.6. Configuración de las componentes de un receptor triaxial.

Con el fin de determinar la contribución de energía del frente de onda sobre cada eje del geófono se deben aplicar dos rotaciones diferentes. La primera consiste en rotar los ejes X y Y (perpendiculares entre si y perpendiculares al eje vertical de la herramienta) con respecto a la ubicación y orientación del pozo.

El segundo paso consiste en la rotación del primer plano horizontal al plano fuente – receptor (componente radial). De esta rotación final se determina la componente de máxima energía (HMX) y la componente vertical (Z) que son utilizadas, posteriormente, para el procesamiento de los datos.

6.5.2 Datos sin procesar

Los resultados que se muestran a continuación representan los datos de campo sin procesar. Por cada componente se presenta una sección sísmica en tiempo como muestra. La componente Z es representada por la contribución del frente de onda registrada en la componente vertical (paralela al eje de la herramienta). La componente HMX, se encuentra grabada en el plano horizontal y constituye a la máxima energía de contribución; por otra parte HMN representa la mínima cantidad de energía del frente de onda.

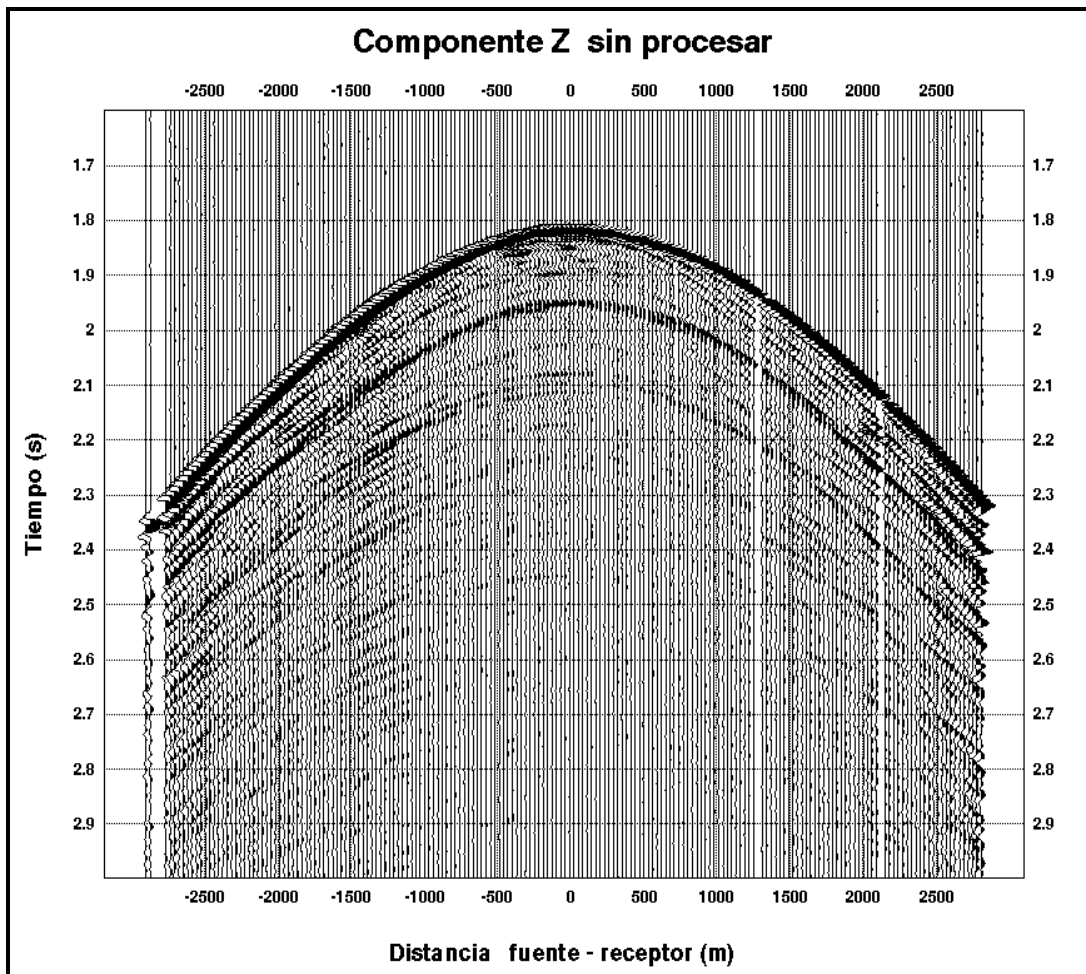


Figura 6.7. Componente Z del estudio walkaway VSP sin procesar. (pozo AKPO -1).

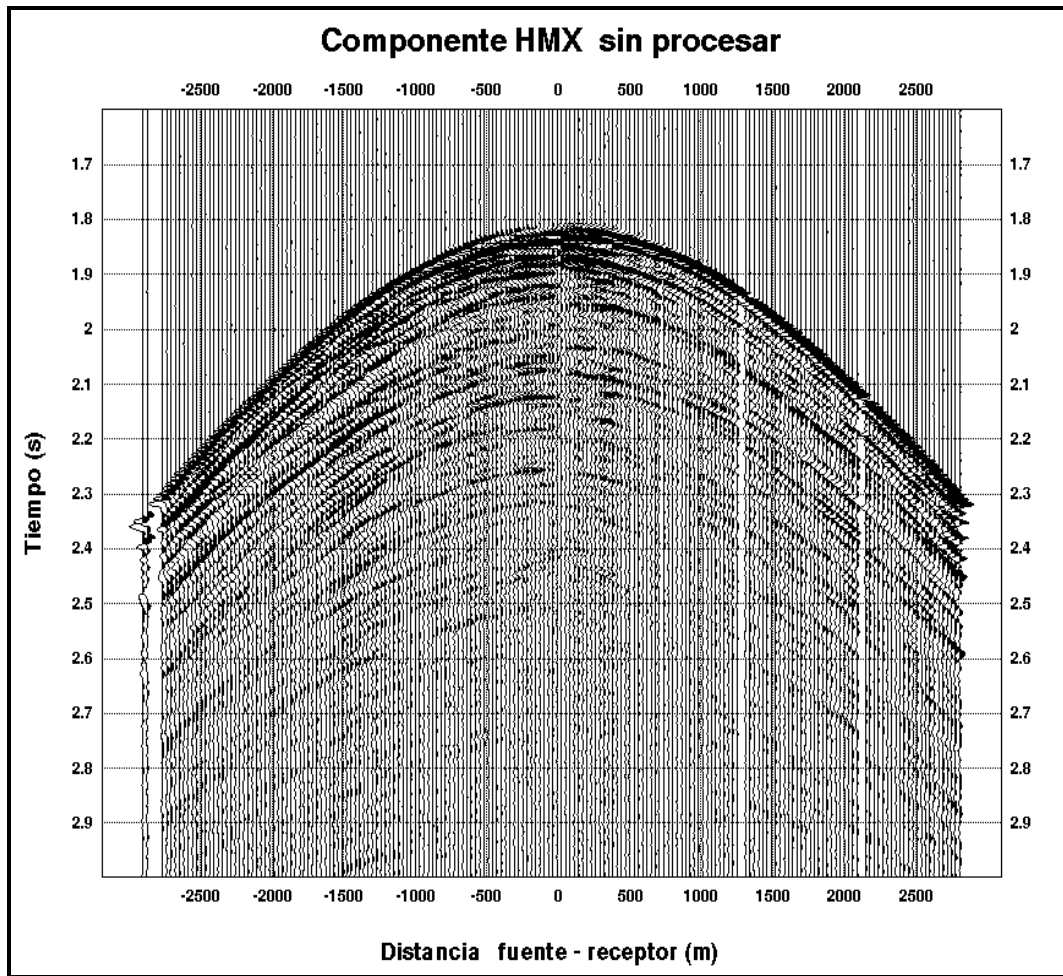


Figura 6.8. Componente HMX del estudio walkaway VSP sin procesar. (pozo AKPO -1).

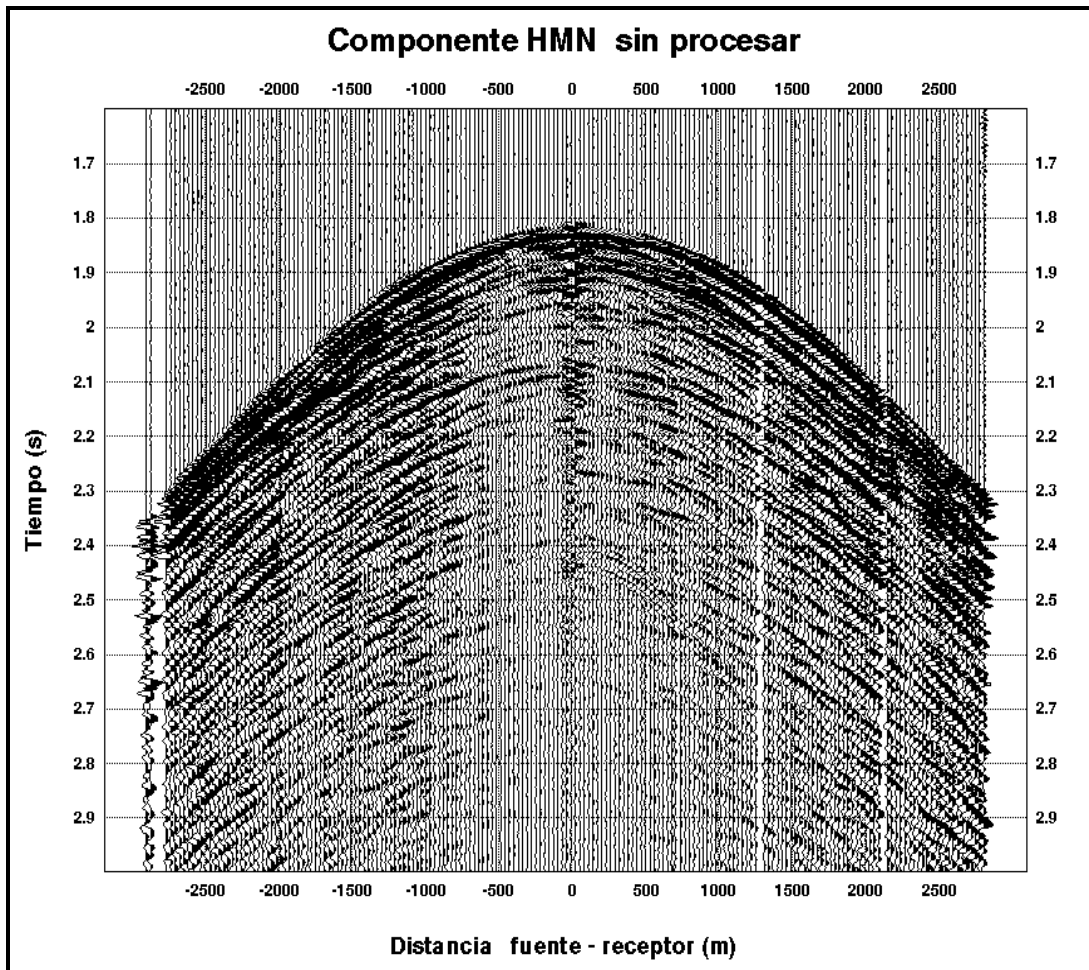


Figura 6.9. Componente HMN del estudio walkaway VSP sin procesar. (pozo AKPO –1).

6.5.3 Espectro de amplitud

El espectro de amplitud fue calculado a partir de la componente Z de los datos sísmicos y con la transformada de Fourier. Con este resultado es posible determinar el rango de frecuencia en que se encuentran los datos sísmicos, de manera tal que para el posterior procesamiento los parámetros de corte de frecuencia en cada módulo deben ser ajustados a estos valores.

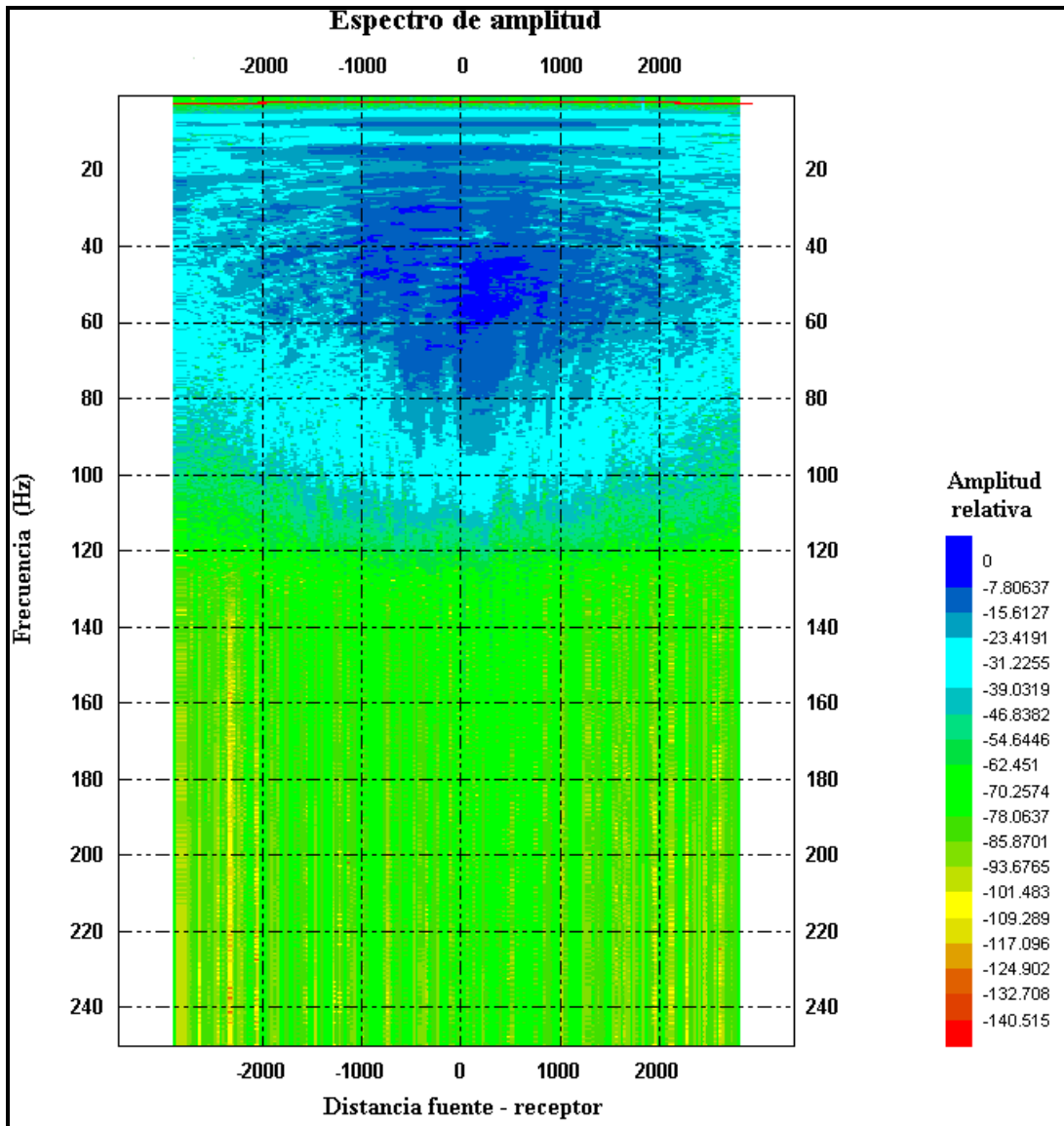


Figura 6.10. Espectro de amplitud determinada para la componente Z de los datos sísmicos sin procesar.

6.5.4 Selección de primeras llegadas

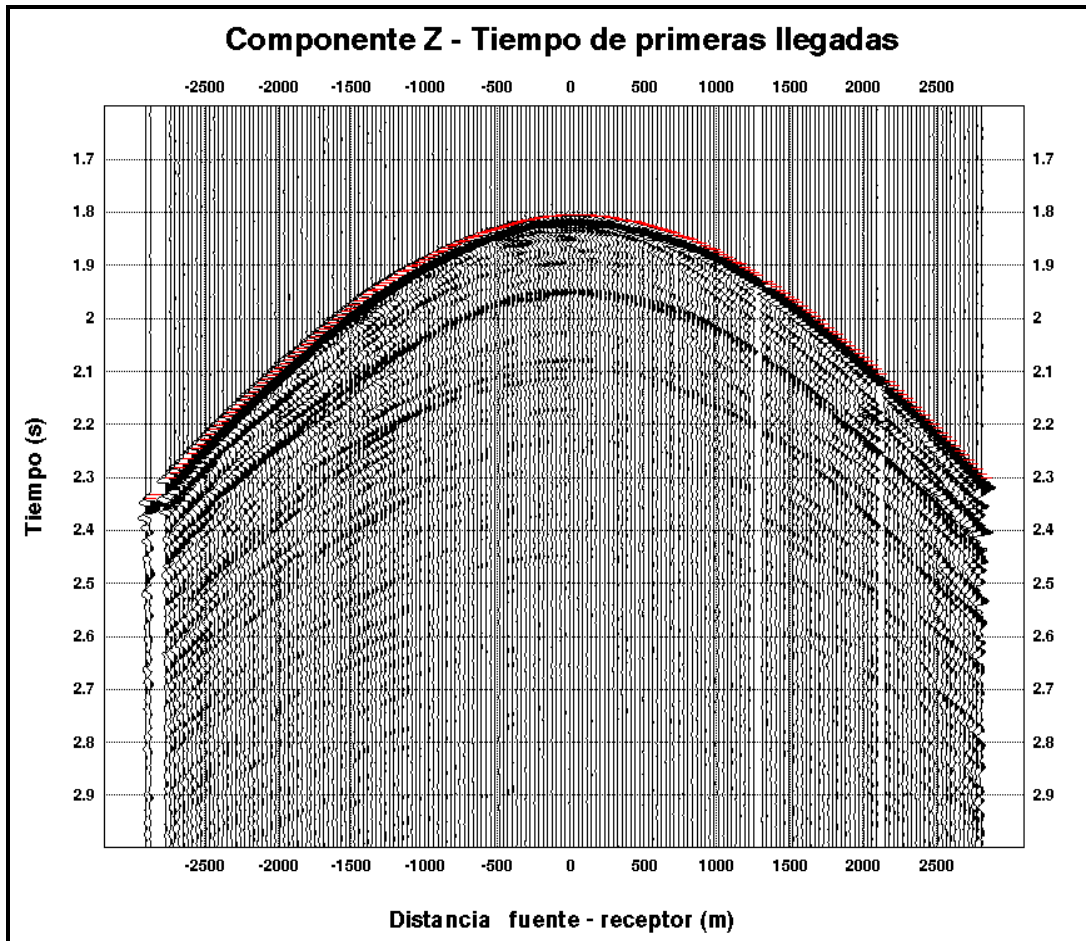


Figura 6.11. Tiempo de primeras llegadas de la componente Z del estudio walkaway VSP. (pozo AKPO -1).

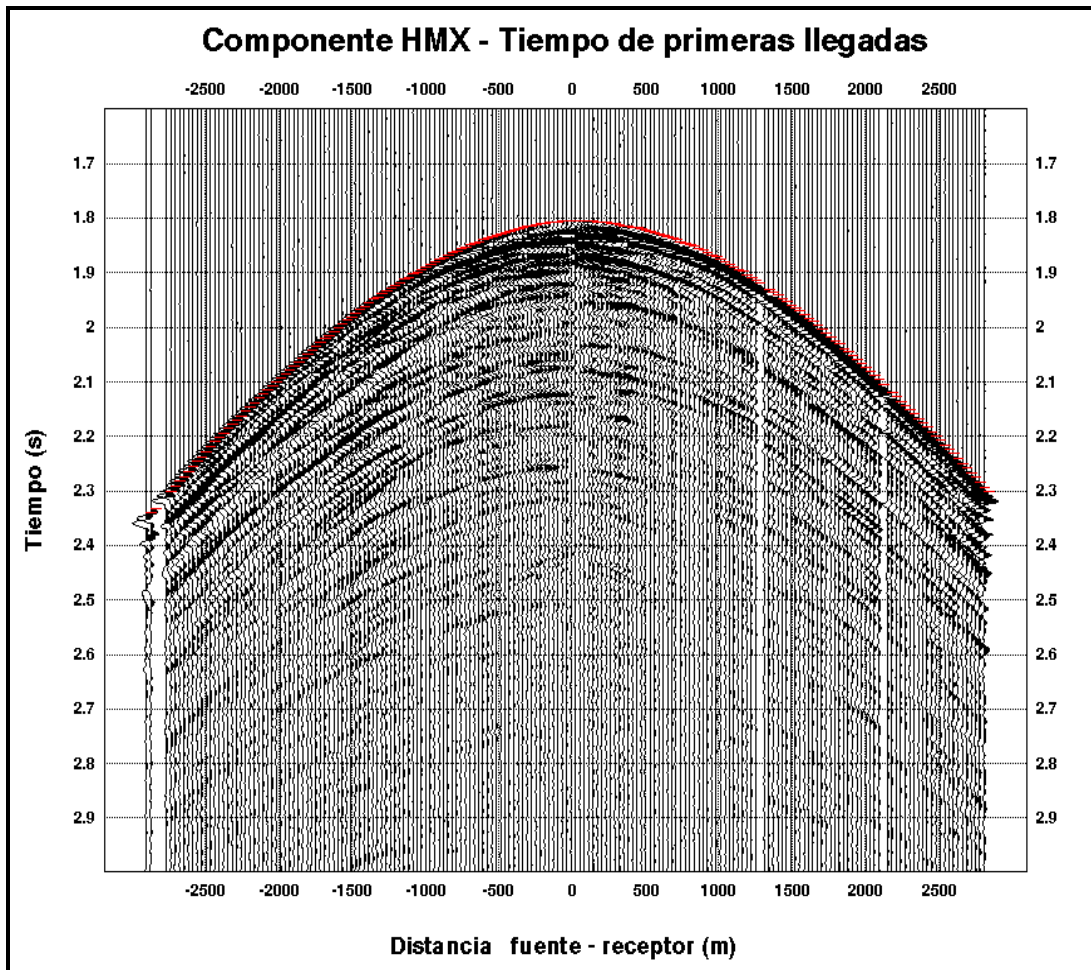


Figura 6.12. Tiempo de primeras llegadas de la componente HMX del estudio walkaway VSP. (pozo AKPO -1).

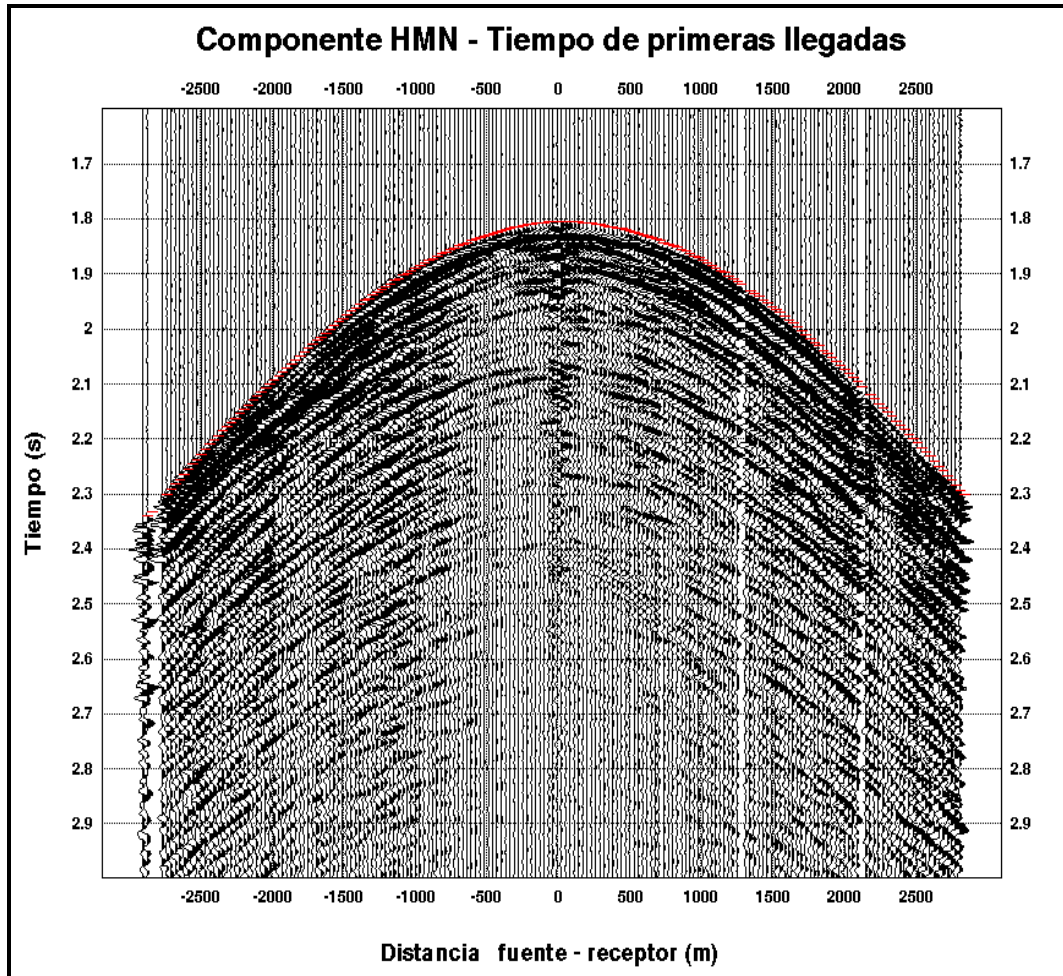


Figura 6.13. Tiempo de primeras llegadas de la componente HMN del estudio walkaway VSP. (pozo AKPO -1).

6.5.5 Parámetros de anisotropía

Mediante el módulo “walkaway TI inversion” se estimaron los parámetros de anisotropía a partir de la medida de walkaway. Con este análisis es posible obtener de manera más detallada un modelo de velocidades para la caracterización de un yacimiento.

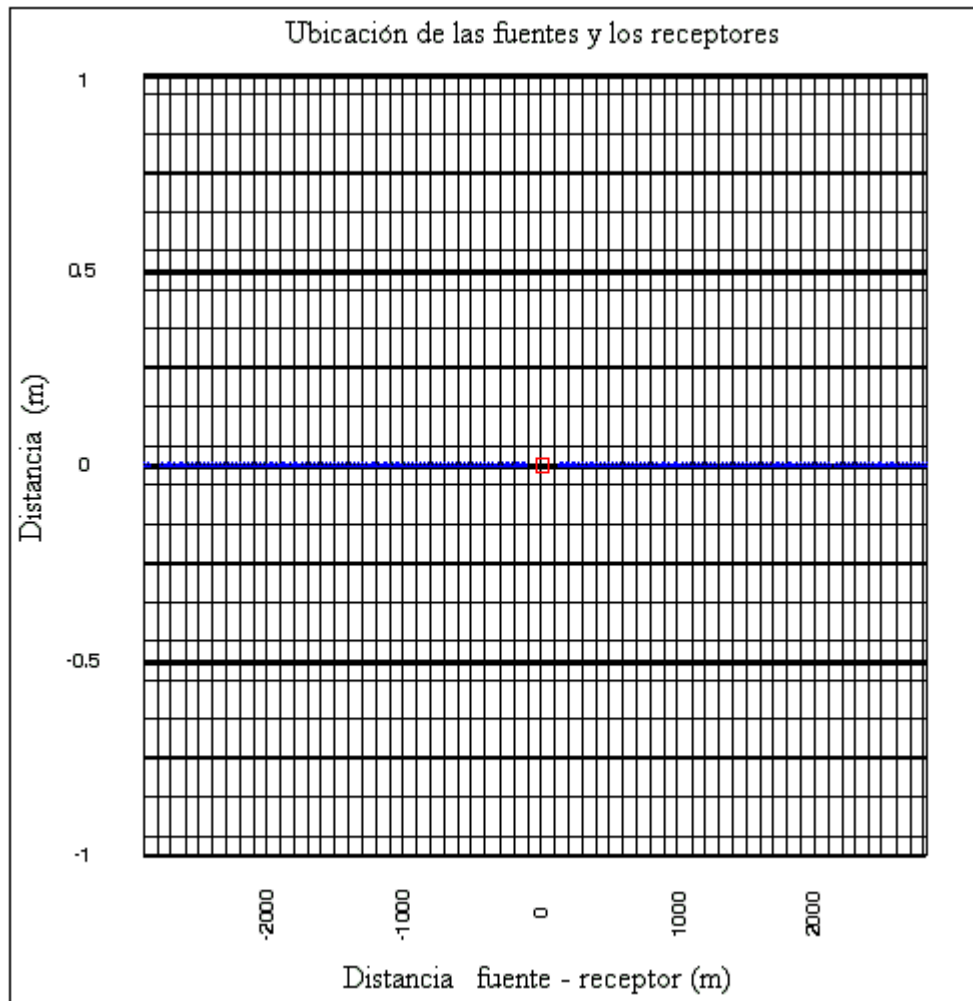


Figura 6.14. Ubicación de las fuentes y los receptores del estudio walkaway VSP (pozo AKPO -1).

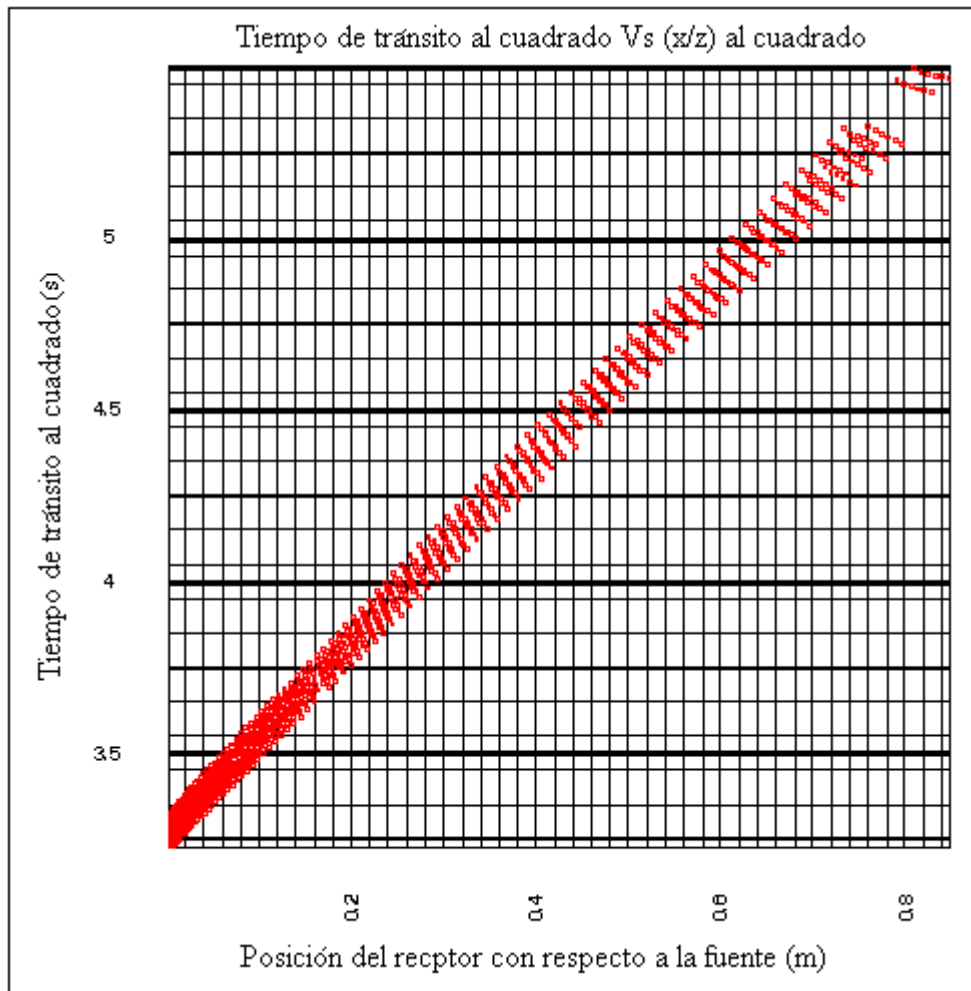


Figura 6.15. Gráfico de primeras llegadas para cada uno de los receptores con respecto a cada fuente.

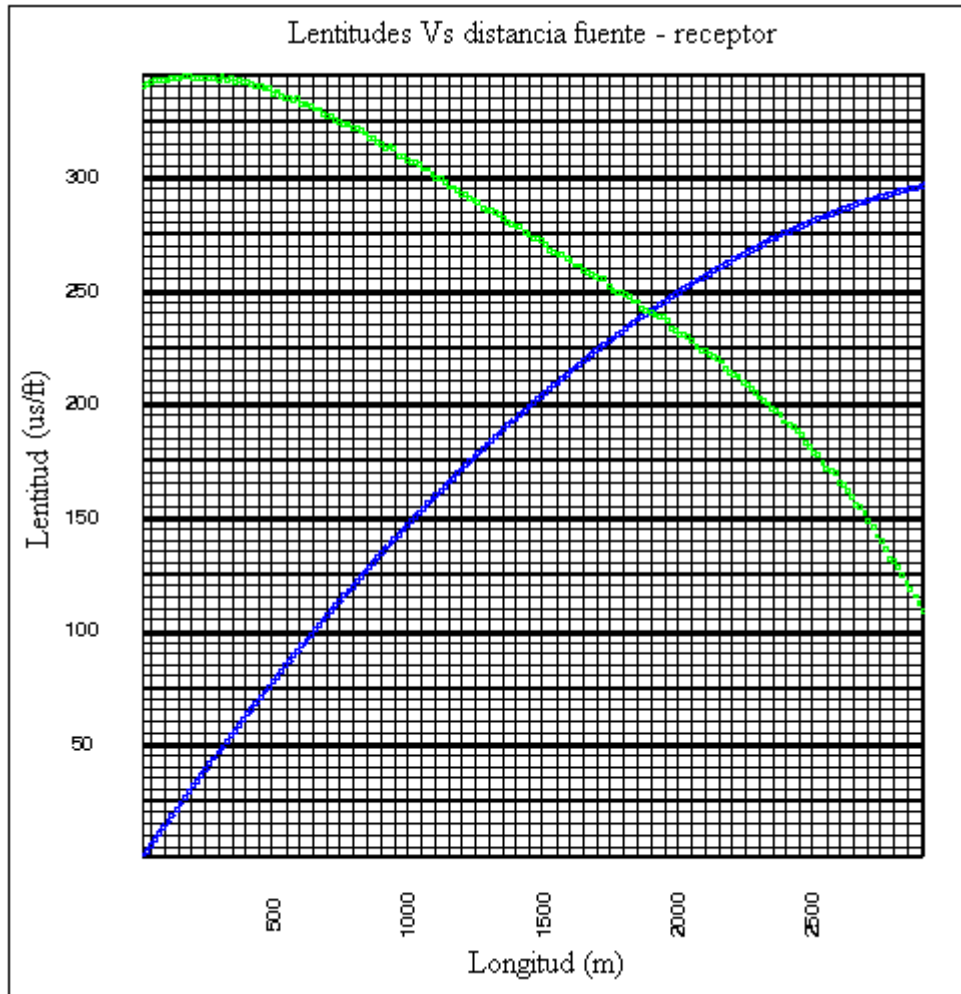


Figura 6.16. Gráfico de lentitudes verticales y horizontales de onda P con respecto a la distancia fuente – receptor.

Donde la curva verde representa la lentitud de onda vertical y la curva azul se encuentra representada por la lentitud horizontal.

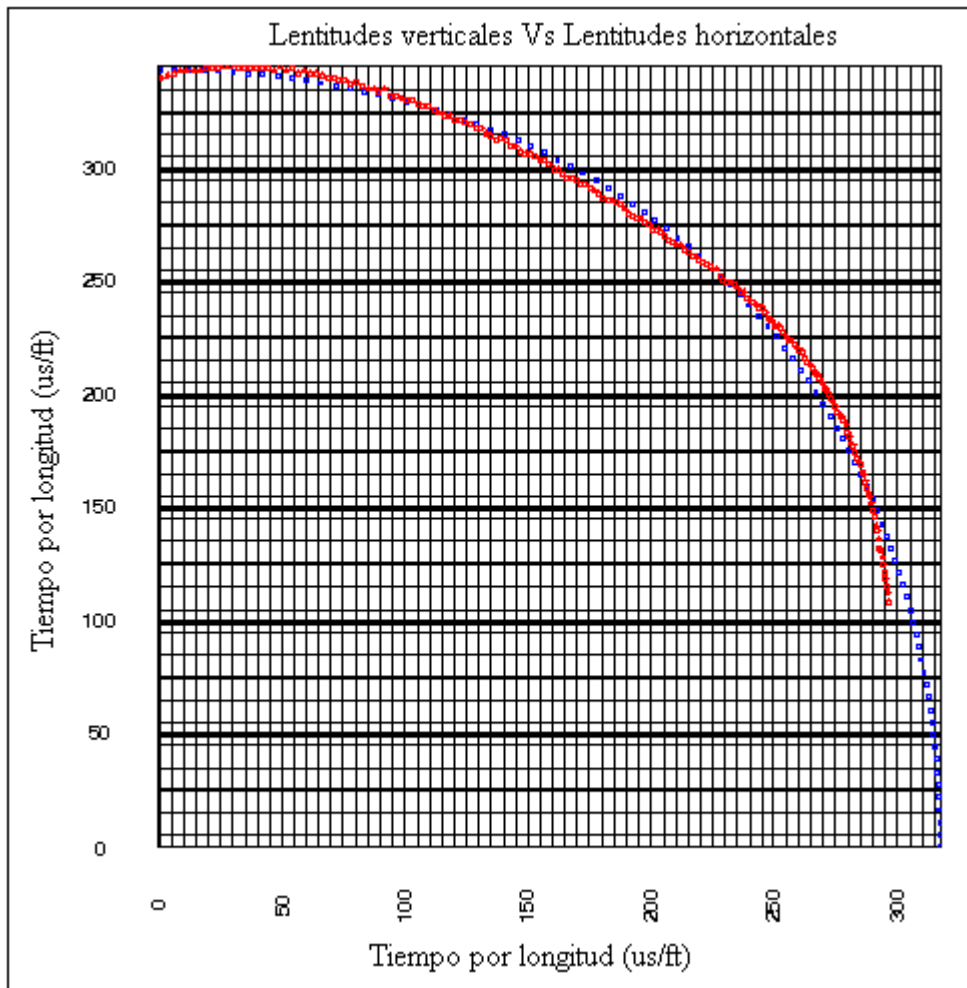


Figura 6.17. Gráfico de ajuste de lentitudes horizontales y verticales, de donde los parámetros de anisotropía son estimados.

Con este gráfico se observa como se realiza el ajuste, mediante una diferencia normalizada, de las lentitudes (representado por la curva azul) verticales y horizontales a partir del cual se calcularán los parámetros de anisotropía.

Los parámetros de anisotropía obtenidos a partir del módulo “Walkaway TI Inversion” son los siguientes:

#Columns 6						
#Depth						
#Vp						
#Vs						
#Rho						
#Thomsen_Epsilon						
#Thomsen_Delta						
	3187	1760.77	1355.622	2.26164	0.087495	0.131331

Figura 6.18. Cuadro obtenido a partir del módulo “Walkaway TI Inversion”, donde se observan los parámetros de anisotropía.

6.5.6 Separación de los campos de ondas

Una vez realizada la separación de los campos de ondas, los resultados obtenidos para el modelo isotrópico y anisotrópico a la profundidad de 3187 m se muestran a continuación:

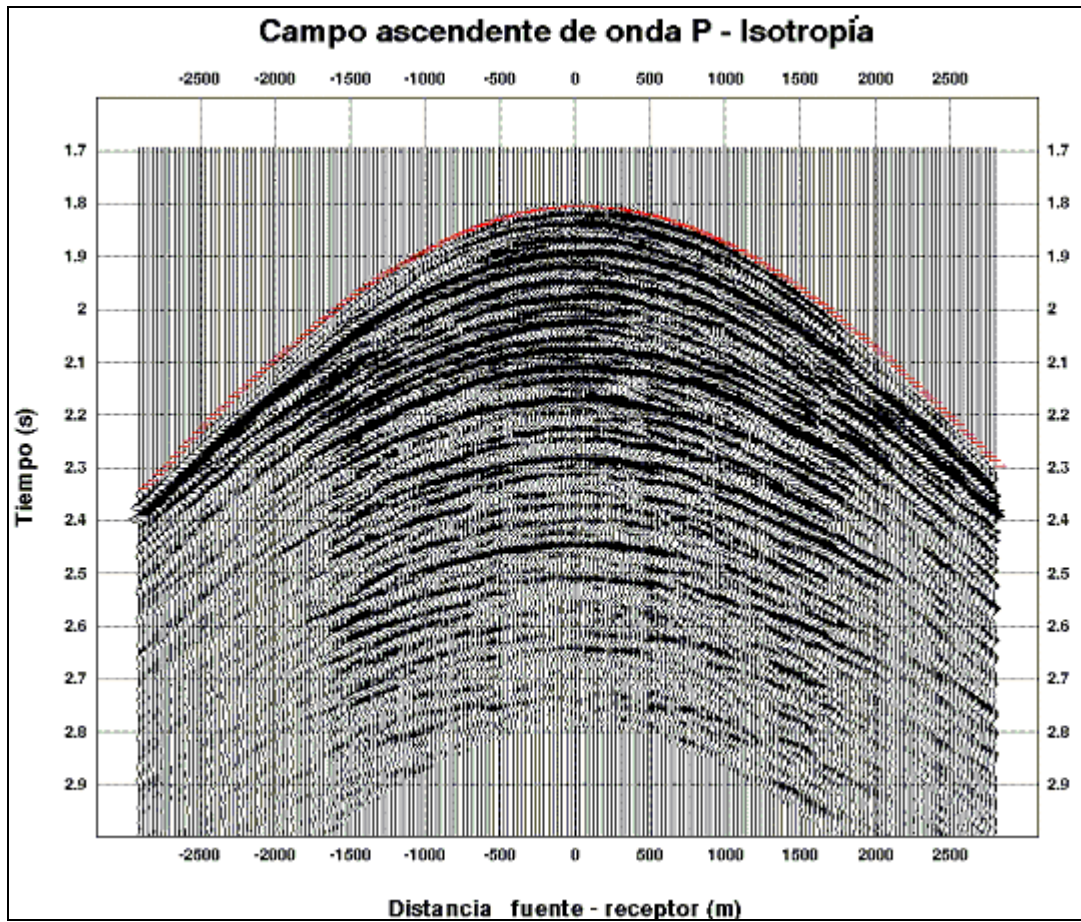


Figura 6.19. Campo de onda P ascendente para el medio isotrópico a la profundidad de 3187 m .
(Pozo AKPO -1).

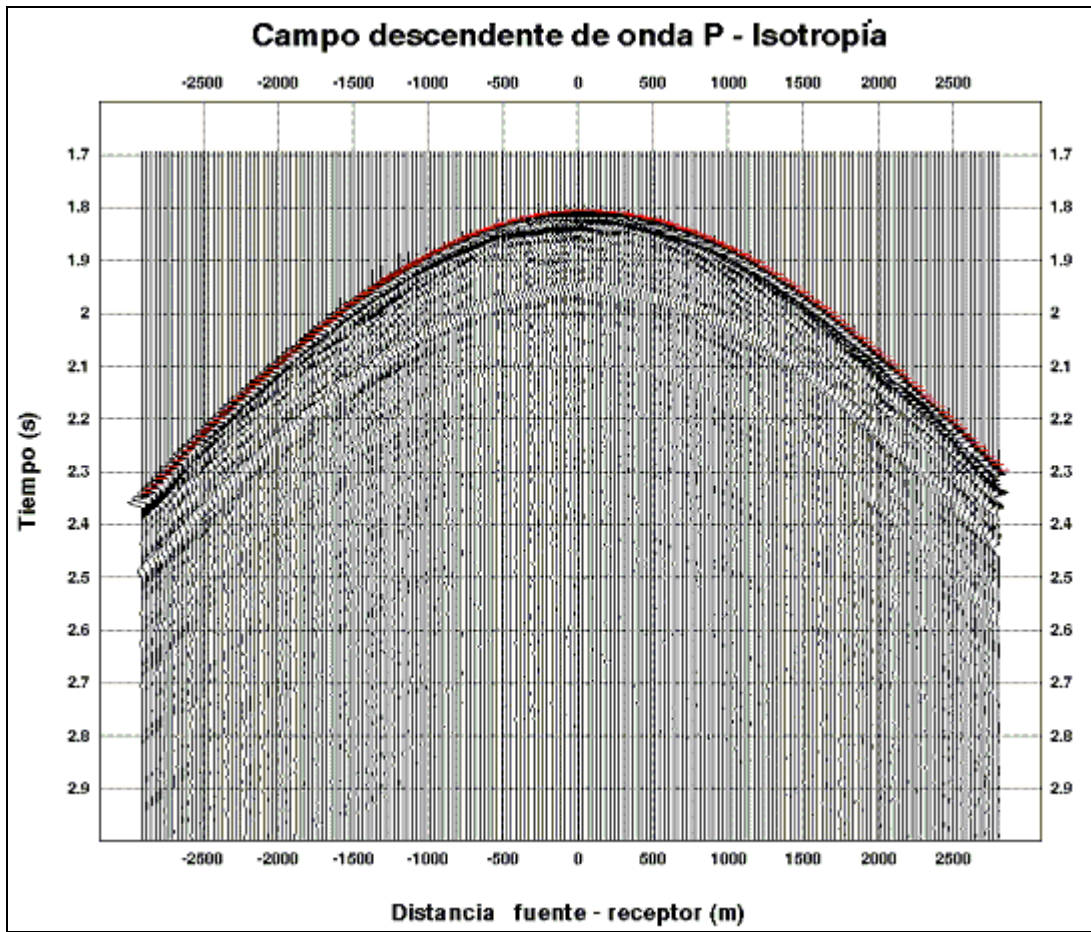


Figura 6.20. Campo de onda P descendente para el medio isotrópico a la profundidad de 3187 m .
(Pozo AKPO -1).

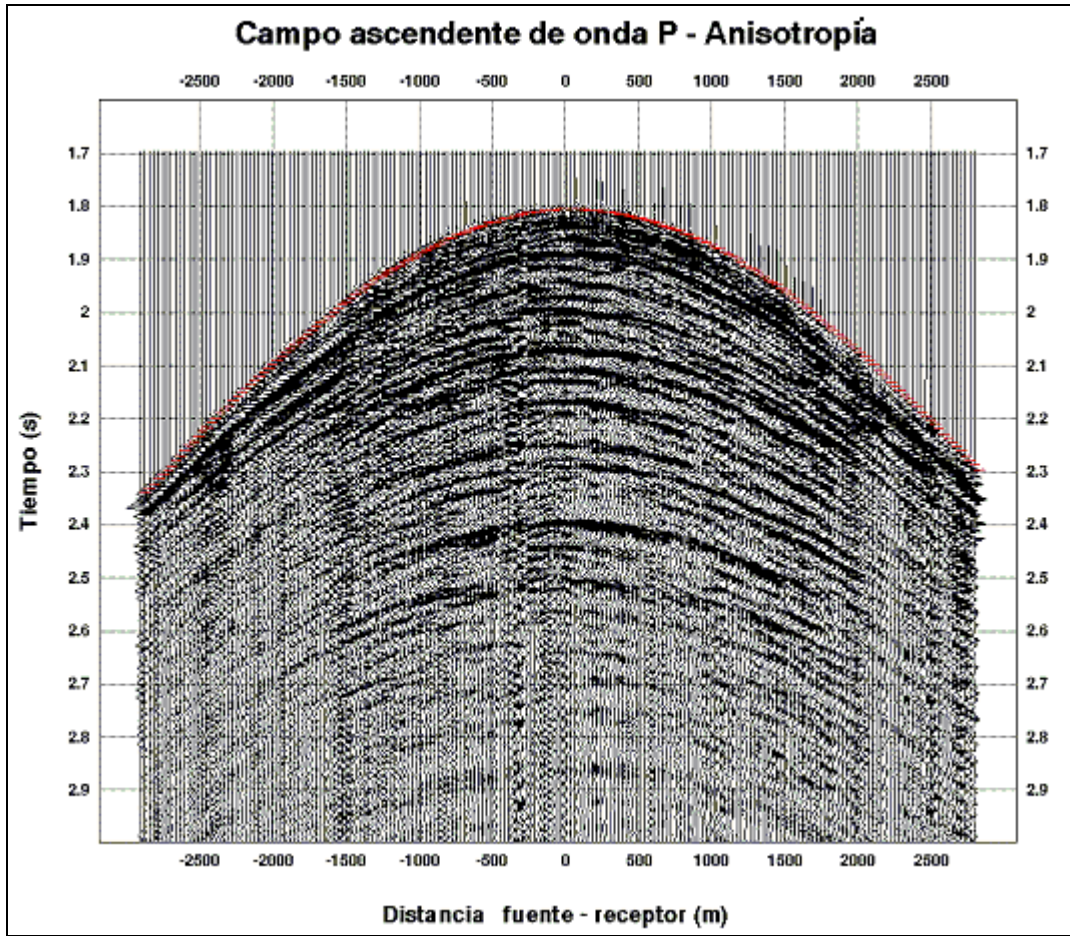


Figura 6.21. Campo de onda P ascendente para el medio anisotrópico a la profundidad de 3187 m .
(Pozo AKPO -1).

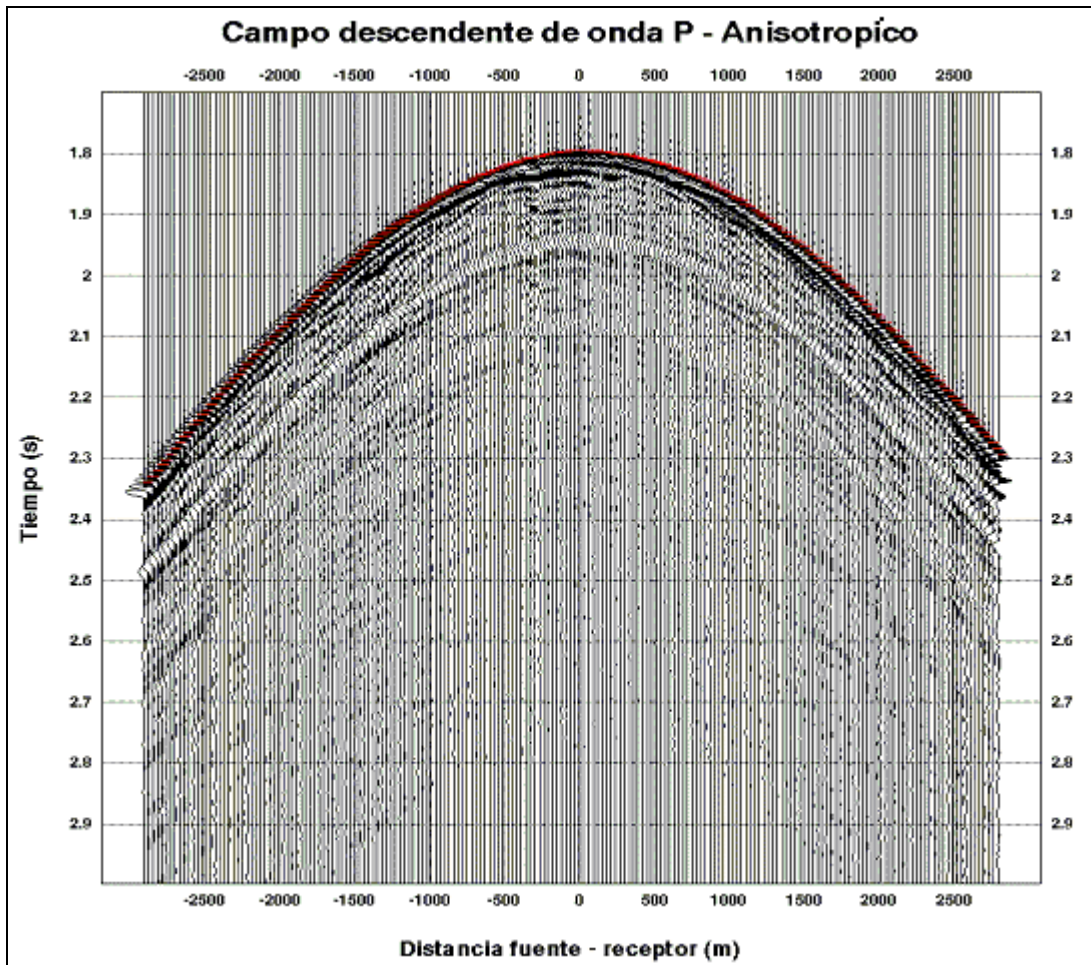


Figura 6.22. Campo de onda P descendente para el medio anisotrópico a la profundidad de 3187 m .
(Pozo AKPO -1).

6.5.7 Deconvolución

Los campos de ondas P para el medio isotrópico y anisotrópico fueron seleccionados para la continuación en el procesamiento de los datos, luego de la deconvolución predictiva y de la deconvolución de los frentes de ondas los resultados obtenidos fueron los siguientes:

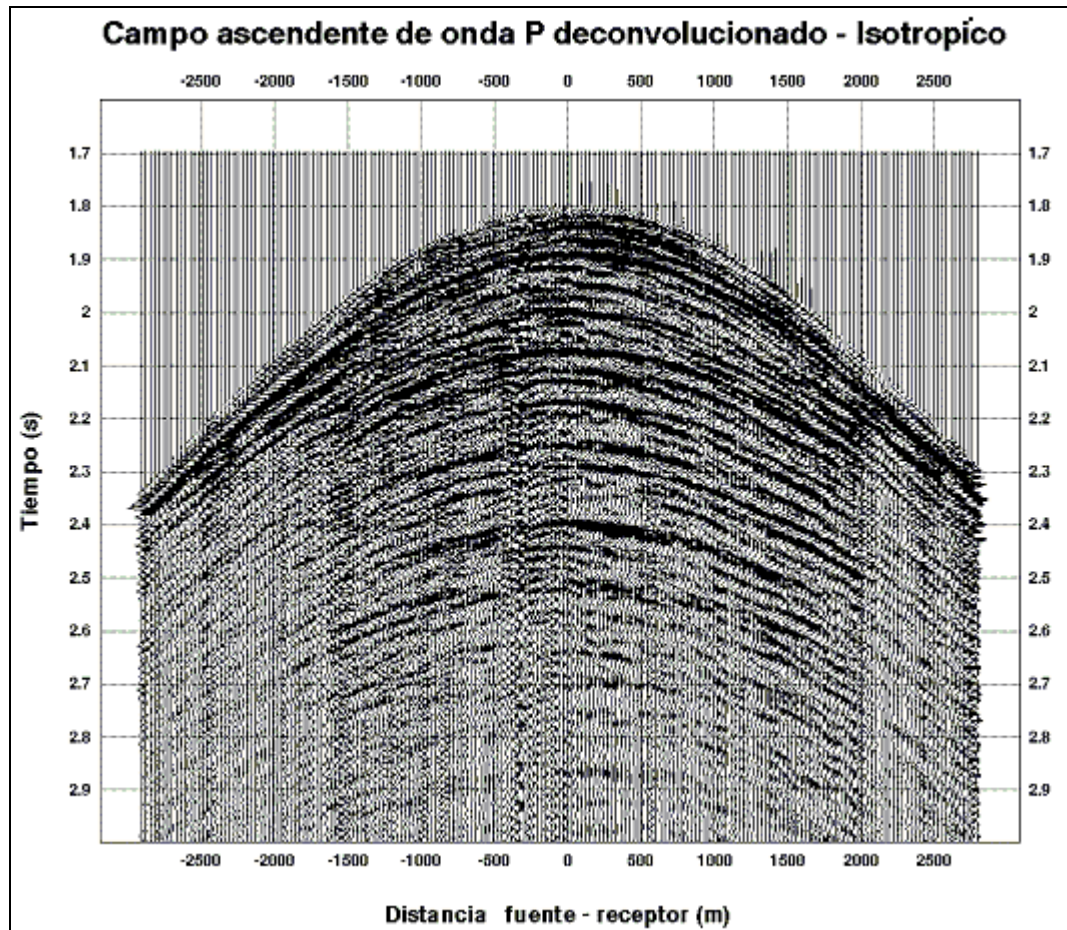


Figura 6.23. Campo de onda ascendente P deconvolucionado para el medio isotrópico a la profundidad de 3187 m . (Pozo AKPO -1).

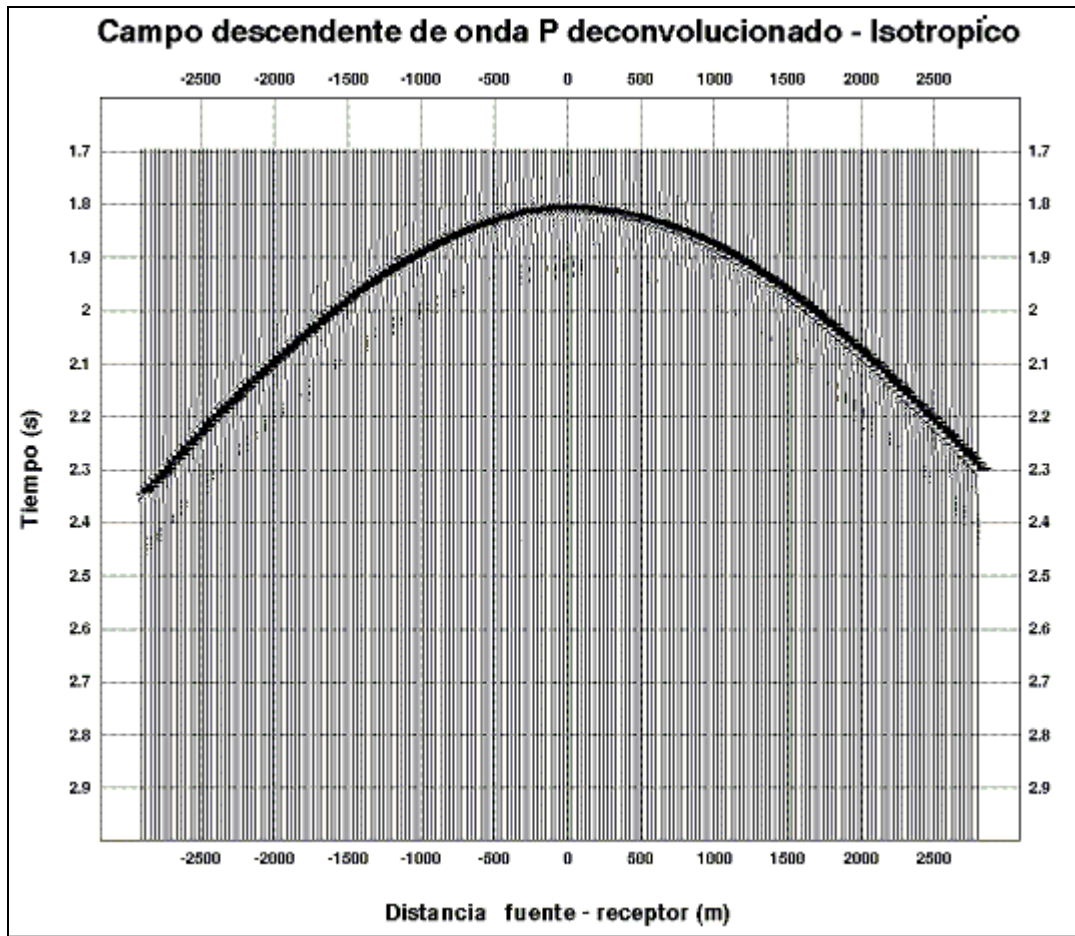


Figura 6.24. Campo de onda descendente P deconvolucionado para el medio isotrópico a la profundidad de 3187 m. (Pozo AKPO -1).

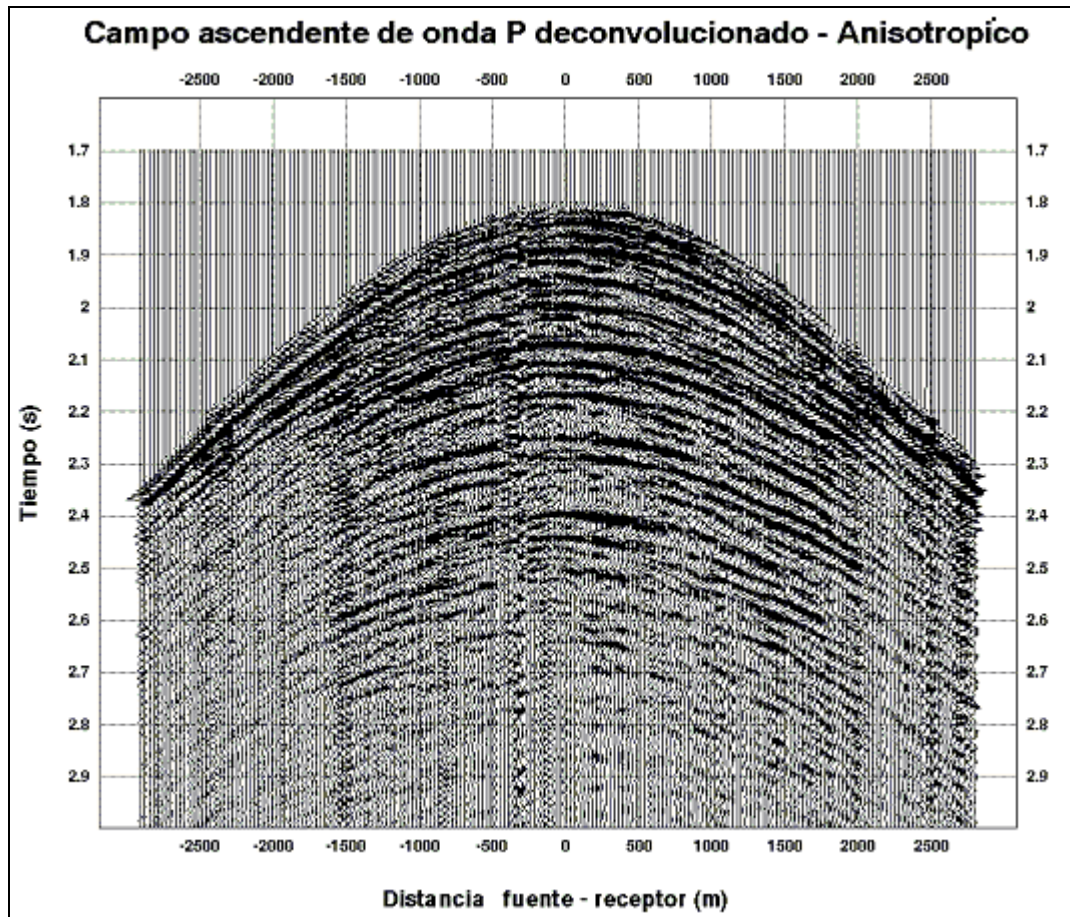


Figura 6.25. Campo de onda ascendente P deconvolucionado para el medio anisotrópico a la profundidad de 3187 m . (Pozo AKPO -1).

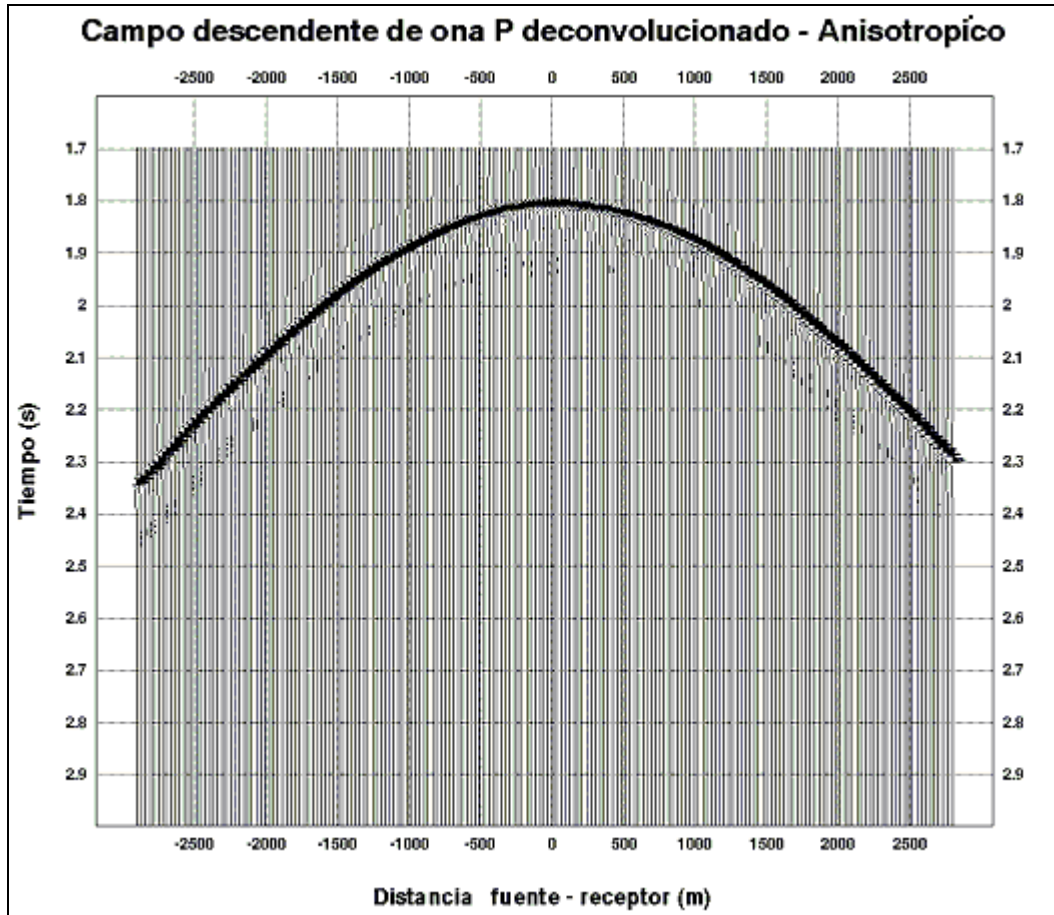


Figura 6.26. Campo de onda descendente P deconvolucionado para el medio anisotrópico a la profundidad de 3187 m . (Pozo AKPO -1).

6.5.8 Selección del reflector de interés

El reflector para el medio anisotrópico e isotrópico de interés seleccionado para el análisis de las amplitudes en función de la distancia entre la fuente y el reflector es el siguiente:

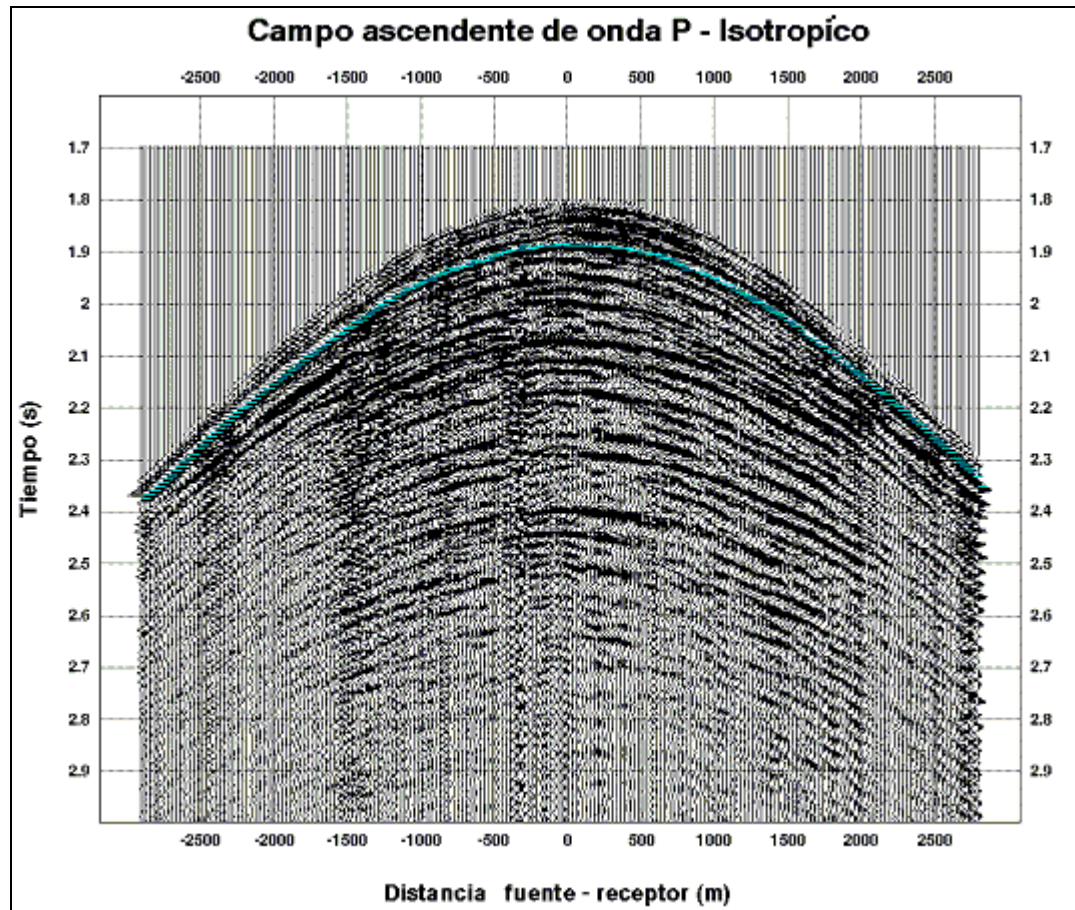


Figura 6.27. Reflector de interés seleccionado para el medio isotrópico.

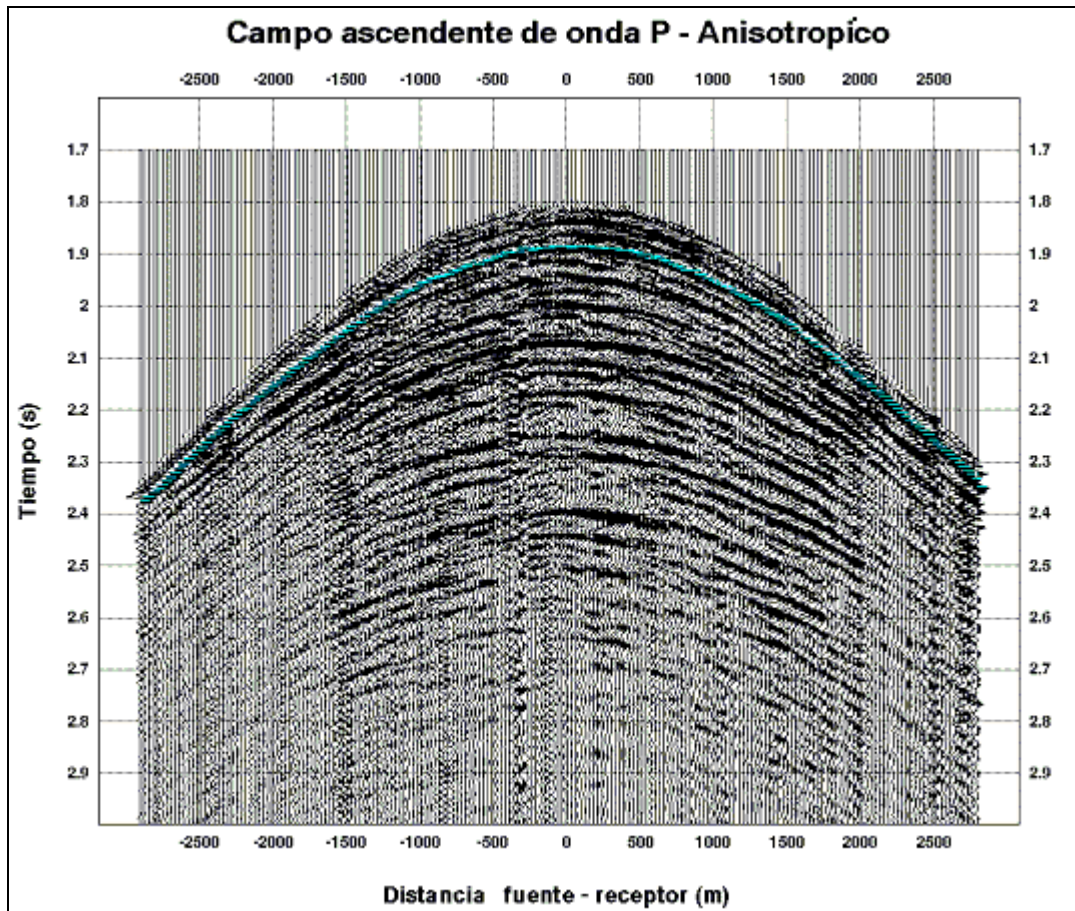


Figura 6.28. Reflector de interés seleccionado para el medio anisotrópico.

6.5.9 Mapas AVO de isotropía y anisotropía

Los mapas generados de anisotropía e isotropía son mostrados a continuación:

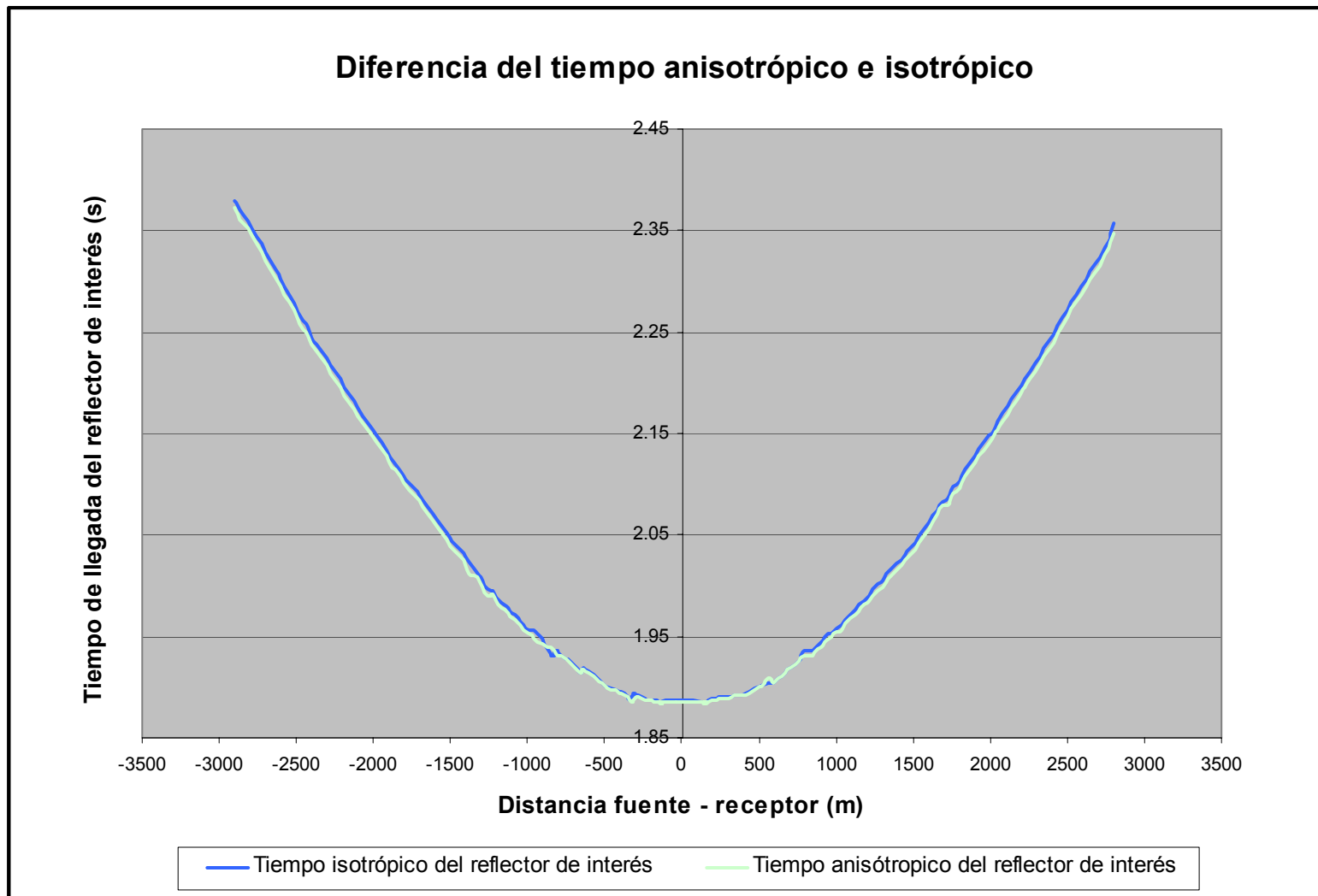


Figura 6.29. Tiempos de llegada de la onda P en el medio isotrópico y anisotrópico.

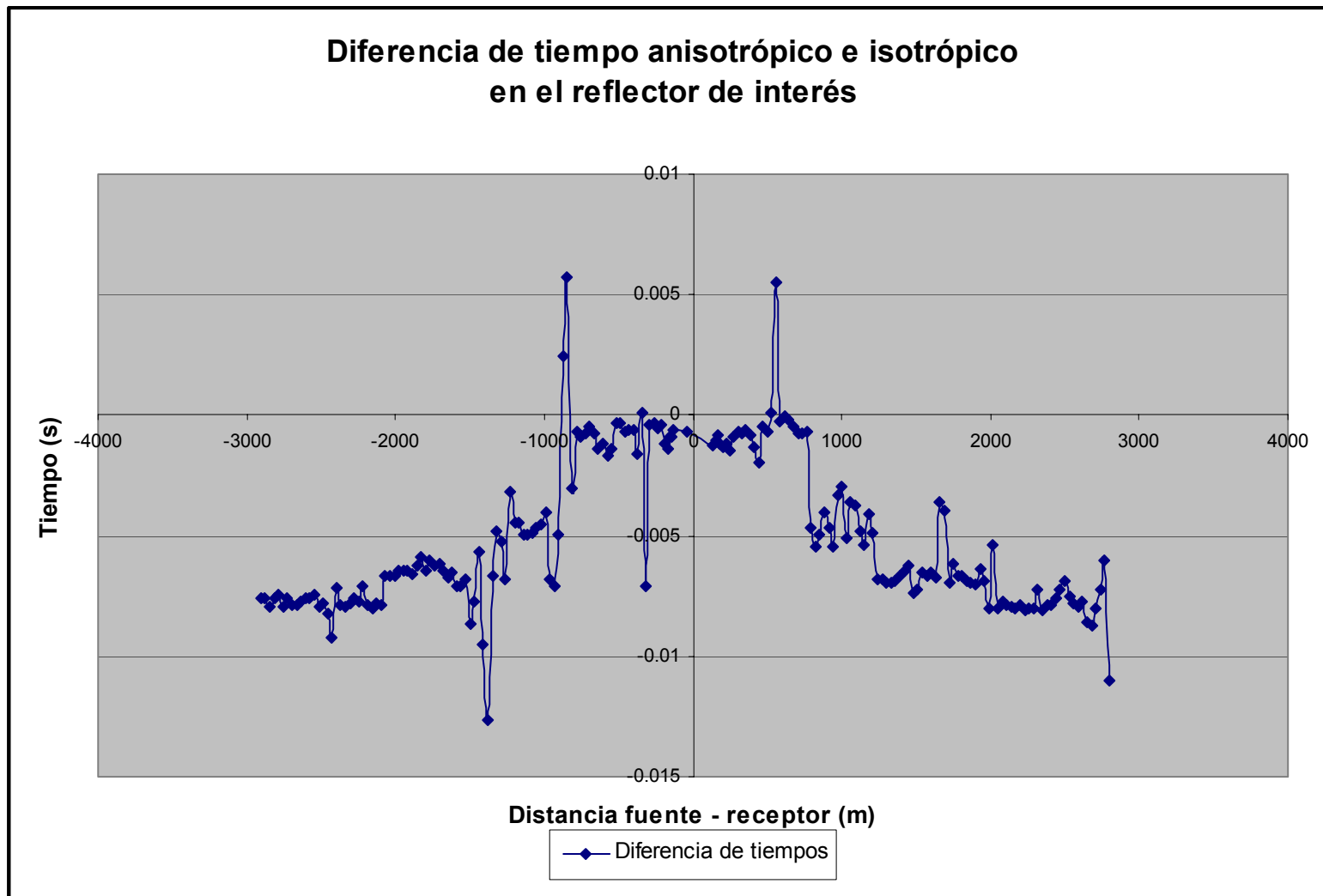


Figura 6.30. Diferencia entre los tiempos de llegada de la onda P en el medio isotrópico y anisotrópico.

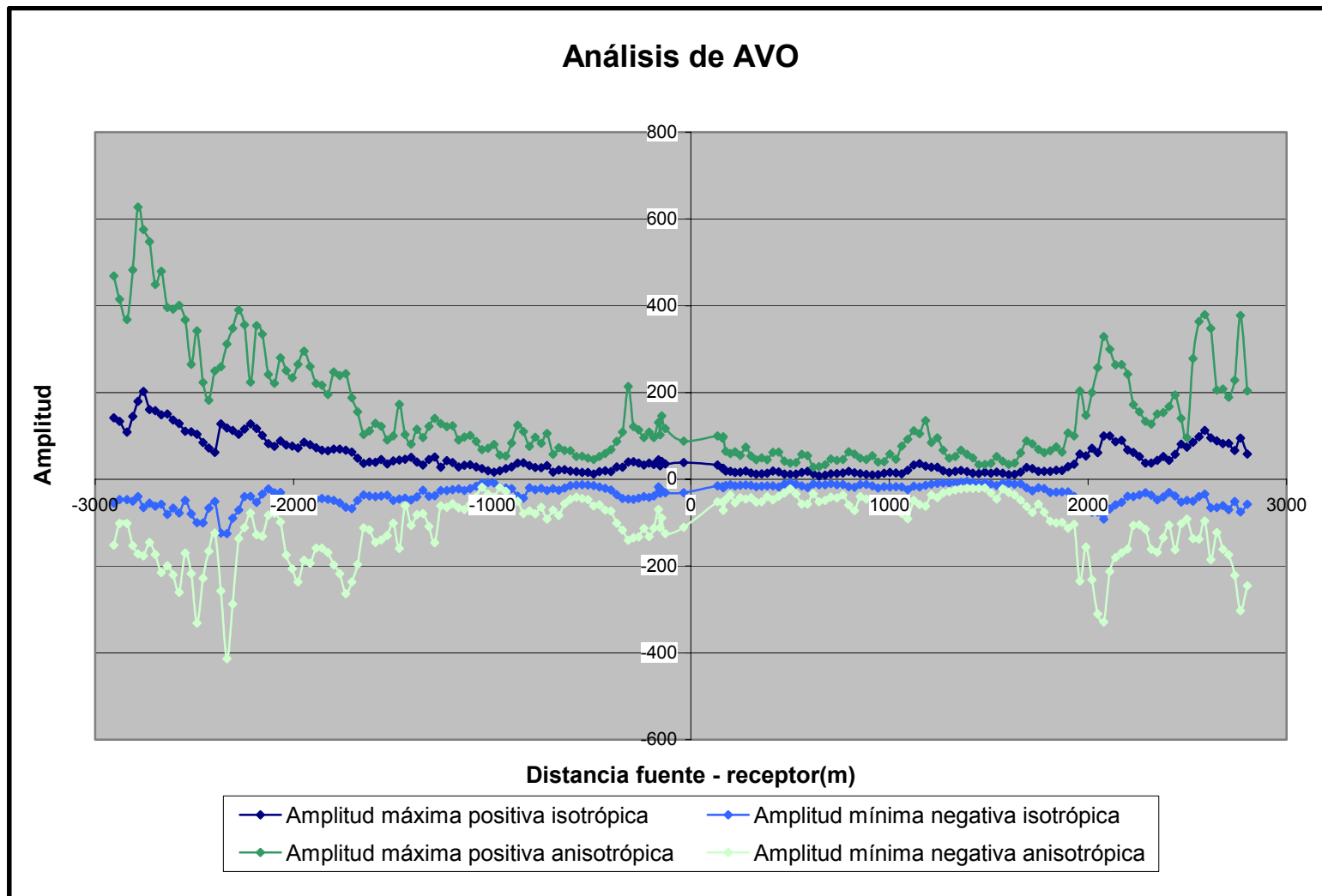


Figura 6.31. Gráfico de AVO para el medio isotrópico y anisotrópico.

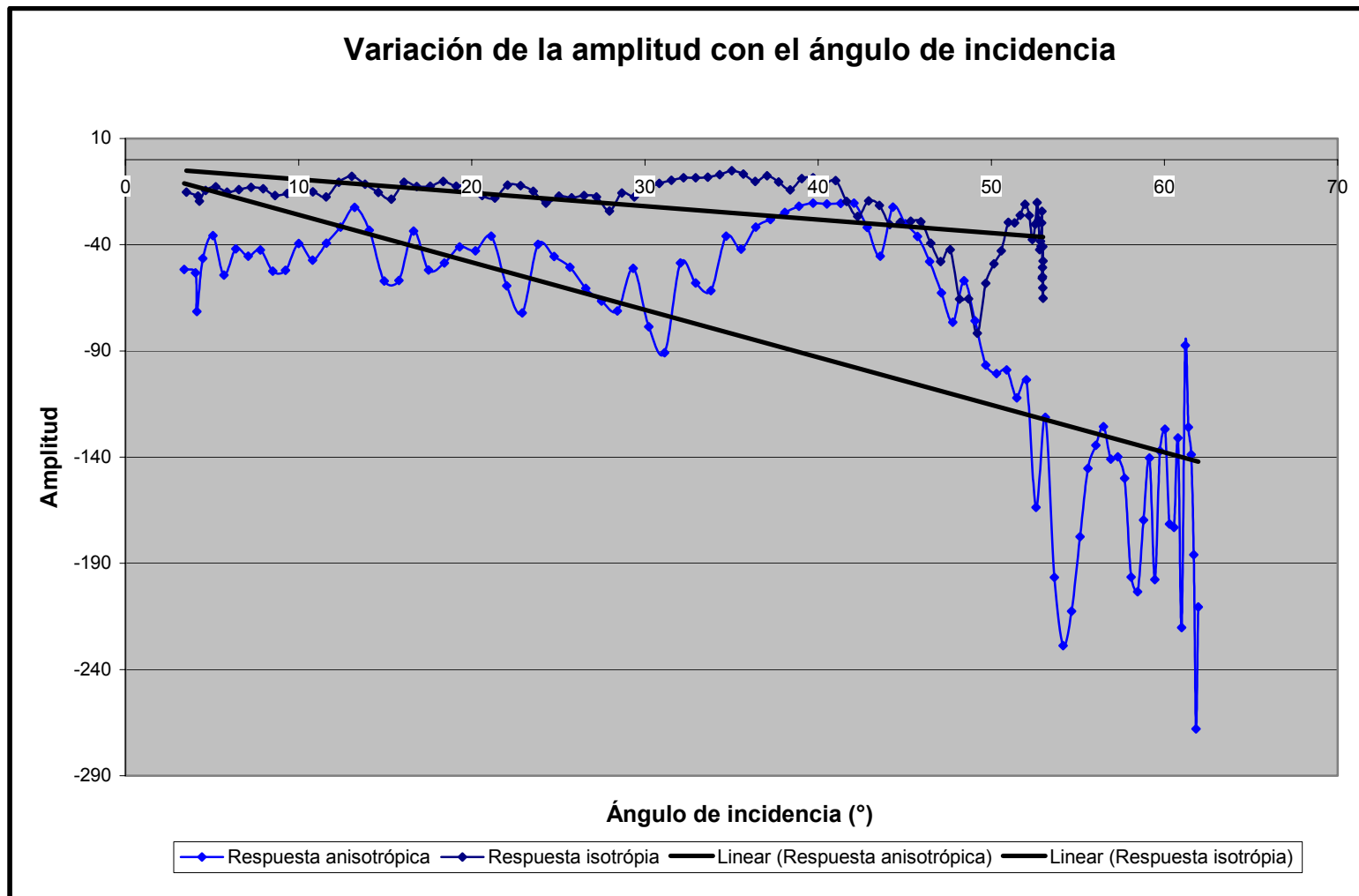


Figura 6.32 Gráfico de amplitud en función del ángulo de incidencia.

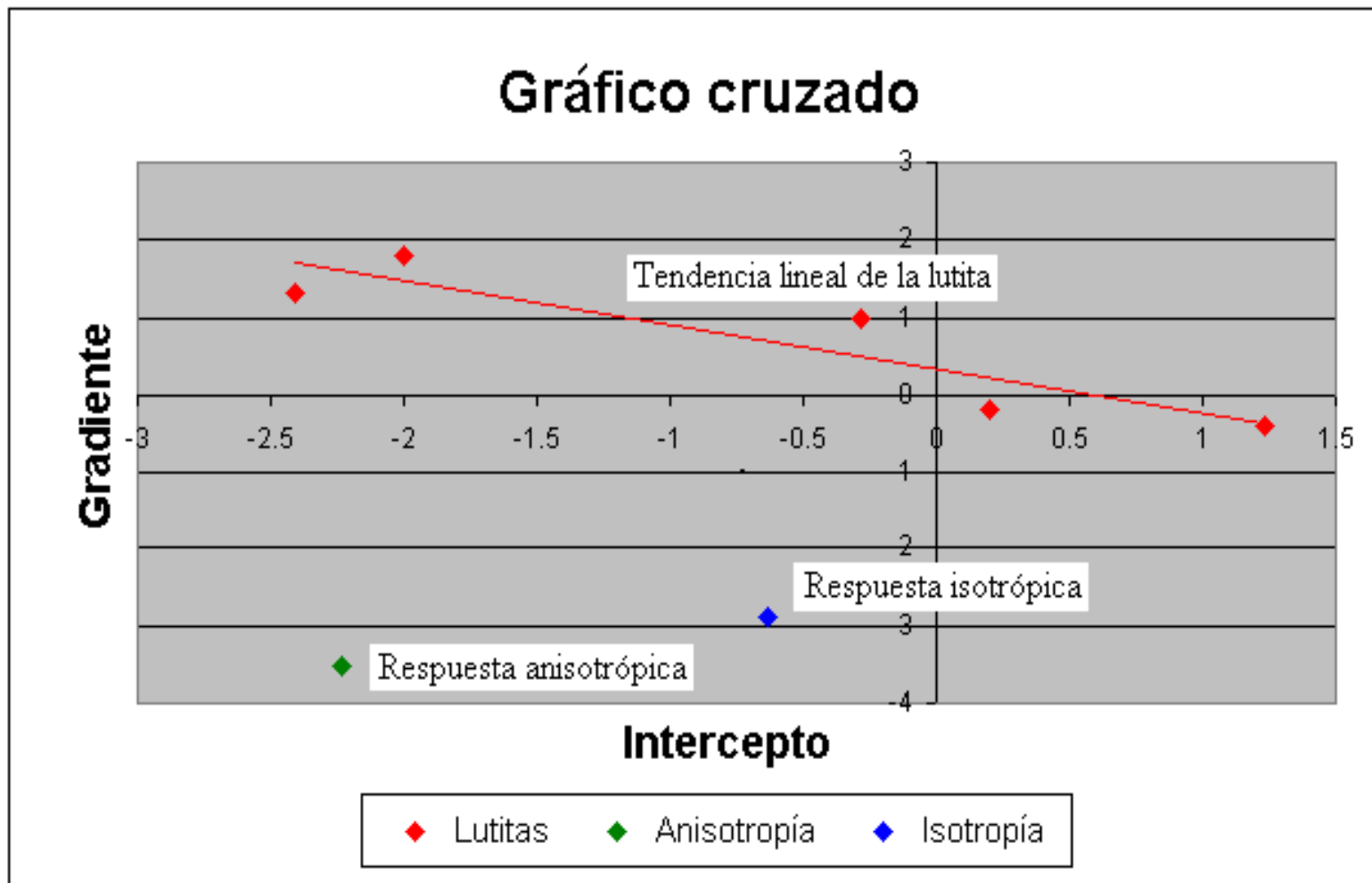


Figura 6.33. Gráfico cruzado gradiente – intercepto donde se observa la respuesta isotrópica y anisotrópica con respecto a la tendencia de la lutita.

6.5.10 Registro de pozos. Datos petrofísicos

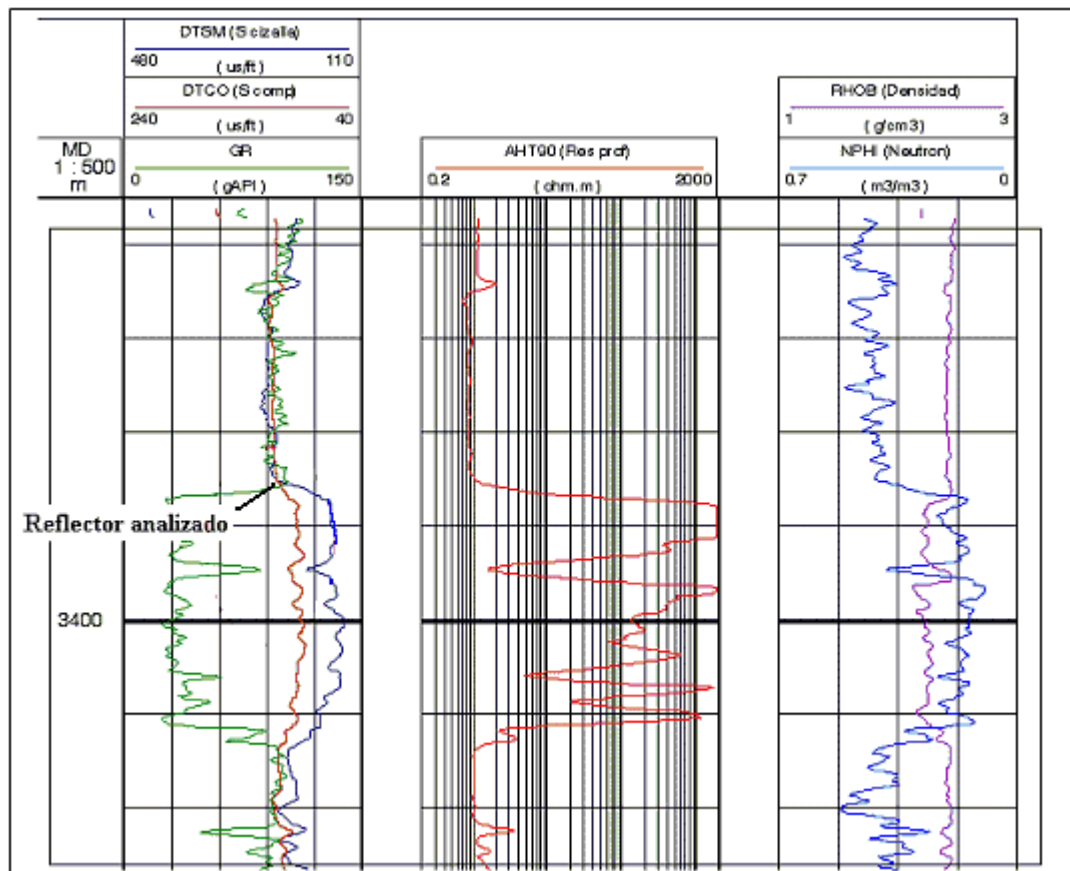


Figura 6.34. Registros de pozo donde se ubica el reflector de estudio a 3393 m de profundidad.

ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS

Se obtuvieron los cuatro coeficientes que fueron utilizados para la determinación de los parámetros de TI con la inversión de las ondas P y S extraídas de los datos marinos walkaway VSP. Los parámetros de anisotropía para el modelo anisotrópico (anelipticidad y elipticidad) fueron calculados del modelo isotrópico realizado con los datos del check-shot y los registros de pozo. El primer método empleado fue por cálculos matemáticos a partir de las ecuaciones de V_{SH} , V_{SV} y V_p obteniendo para el valor de profundidad de 3187 m, una anelipticidad 0.05466 y una elipticidad 0.95582. El segundo método para este cálculo fue a través del submódulo “walkaway TI inversion” pertenecientes al “Borseis” donde los parámetros derivados fueron: profundidad de 3187 m, anelipticidad 0.13133 y elipticidad 0.87495.

Del método “walkaway TI inversion” se determinaron las lentitudes verticales y horizontales a través de la inversión paramétrica y el ajuste por mínimos cuadrados, respectivamente. Estos estimados de lentitudes se basaron en los tiempos de primeras llegadas de los frentes de ondas (figura 6.15). Analizando el gráfico de lentitudes con respecto a la distancia fuente – receptor (figura 6.16) se puede observar que para distancias cercanas a la fuente la lentitud horizontal tiende a cero mientras que la lentitud vertical alcanza su valor máximo; de esta manera, a medida que la distancia fuente – receptor aumenta las lentitudes horizontales tienden a obtener su máximo valor y las lentitudes verticales decrecen de manera directamente proporcional hasta llegar a un valor de cero. Una vez que las lentitudes verticales y horizontales son representadas, como se muestra en la figura 6.17, el módulo “walkaway TI inversion” realiza un reajuste mediante una diferencia normalizada, de donde se determinaron los valores de los parámetros de anisotropía.

Se compararon los campos de ondas P ascendentes y descendentes para el medio isotrópico y anisotrópico con los resultados obtenidos de la deconvolución predictiva de estos frentes de ondas, en estos casos se observó como se eliminaron los múltiples. Una vez que las formas de ondas fueron deconvolucionadas, colocadas en fase cero, se compararon con los sismogramas sintéticos. De esta manera todos los resultados se encontraron en la misma fase.

Los campos de onda P ascendentes fueron comparados y calibrados con los diferentes sismogramas sintéticos generados (25, 30, 35 y 45 Hz) a partir de la calibración del registro sísmico. Con esto se observó la consistencia entre los tiempos de reflexión de los datos sísmicos y los del sismograma sintético para una frecuencia de 35 Hertz.

Los datos sin procesar se consideraron de buena calidad debido a: que la relación señal/ruido es bastante buena, la selección de los tiempos de primera llegada del frente de onda fueron sencillos de seleccionar y los diferentes campos de ondas se percibieron fácilmente. La secuencia de procesamiento aplicada en los datos sísmicos y la calibración de los datos fue la apropiada para el conjunto de datos walkaway debido a que al calibrar los sismogramas sintéticos, que se encuentran en tiempo doble de viaje por provenir del registro sísmico, con los campos de ondas ascendentes P anisotrópico e isotrópico existe un ajuste satisfactorio entre los datos.

Una vez que los resultados procesados fueron sometidos a un control de calidad basados en el sismograma sintético, se determinó el reflector de interés para el análisis de AVO (figura 6.27 y 6.28). El reflector seleccionado fue aquel que presentaba una buena resolución y continuidad a lo largo de la distancia fuente – receptor. Este reflector se ubicó a 1.885 segundos de llegada de la onda P, que según

los datos del check-shot corresponde a una profundidad de 3393 metros aproximadamente.

La ventana seleccionada para la estimación de la amplitud fue de 20 milisegundos ya que con esa longitud de muestreo se incluye la ondícula de la traza sísmica en su totalidad, permitiendo así obtener la máxima y la mínima amplitud necesaria de la traza para el posterior modelado AVO.

La llegada del frente de ondas P, para el reflector seleccionado, es más rápida para el medio anisotrópico que para el isotrópico, esto es reflejado en los tiempos de llegada. Tal como se muestra en la figura 6.29, la diferencia de tiempos está en un valor aproximado de 8 milisegundos lo que afirma que con el estudio de un medio anisotrópico el tiempo de tránsito es menor y la amplitud de onda es mayor.

Los gráficos de AVO fueron realizados para el modelo anisotrópico e isotrópico. A partir de este gráfico (figura 6.31) se observa la dependencia de la amplitud con respecto a las distancias fuentes - receptor. Las amplitudes máximas positivas, en general, son de mayor valor a medida que la distancia fuente – receptor aumenta.

Ya que con el procesamiento de los datos sísmicos se lograron mantener las amplitudes verdaderas de las reflexiones sísmicas (verificado de la calibración con el sismograma sintético) fue posible el análisis de los tipos de arenas basado en los estudios de Koefoed (1955). De esta manera se realizó el gráfico de amplitud de onda sísmica con respecto al ángulo de incidencia (figura 6.32) lo indica que, basado en el modelo de Castagna para la clasificación de arenas (figura 4.6), el reflector estudiado podría constituir una arena clases 2 o 3.

A través del cálculo de los atributos sísmicos basado en las ecuaciones de Shuey, mediante la regresión lineal del gráfico de amplitud versus ángulo de incidencia (figura 6.32) se obtuvieron los valores de gradiente e intercepto para el medio considerado como anisotrópico y como isotrópico. Ambos resultados fueron de signo negativo lo que permitió identificar esta arena como clase 2 o 3 para el gráfico cruzado de gradiente e intercepto mostrado en la figura 4.7.

Con el gráfico 6.33 se observa como la respuesta anisotrópica del reflector en estudio representa de forma más notable, que la respuesta isotrópica, la ausencia de lutita. Esto es percibido por el alejamiento de la respuesta con respecto a la tendencia lineal de la lutita.

Por otra parte si se observa la relación de estos resultados con el gráfico AVO de Young y LoPiccolo (figura 4.8) el reflector de estudio podría ser clasificado como tipo 2 o tipo 3, lo que corresponde a una arena consolidada.

Una vez que se realizó el análisis de AVO la profundidad determinada (3393 m) es ubicada en los registros de pozo, lo que dió como resultado la ubicación de una arena gasífera de 30 metros, aproximadamente, de espesor.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El impacto de la anisotropía sobre la medida de AVO debe ser tomada en consideración particularmente en aquellos estudios donde se desea alcanzar una interpretación cuantitativa.

Considerando un medio como anisotrópico es posible obtener una mejor respuesta de las amplitudes de ondas medidas desde el pozo a lo largo de las fuentes, lo que permite un mejor estimado y selección de objetivos para su prospección. Por esta razón los parámetros de anisotropía deben ser tomados en consideración en el momento de procesar datos sísmicos de pozo con geometría walkaway. El efecto de la anisotropía en un medio puede ser medido basado en estudios marinos walkaway.

De este estudio se estableció como la técnica AVO puede ser empleada en trabajos de sísmica de pozo. Con estos resultados obtenidos, en este caso en particular, se puede establecer que el análisis de AVO para datos de walkaway VSP constituye una herramienta de gran importancia y aplicabilidad para la determinación de posibles yacimientos petroleros. Esta técnica es significativa ya que con datos de sísmica de pozos es posible determinar la veracidad del análisis AVO, debido a que la respuesta de este estudio en un reflector de interés puede ser verificada con los datos obtenidos directamente de la formación en el pozo.

La influencia de la anisotropía en un medio, debe ser tomada en consideración ya que de esta manera se estudian las características y las propiedades de las rocas de manera más real. Es importante tomar en cuenta que el efecto de la anisotropía sobre el análisis de AVO en algunos casos puede resaltar la anomalía o desaparecerla, de esta manera la sísmica de pozo constituye un factor determinante en el estudio de anomalías AVO.

La respuesta anisotrópica se presenta de mayor valor cuantitativo que la respuesta isotrópica para un reflector estudiado. Para explicar dicha diferencia se propone continuar

con el trabajo y realizar un estudio de los diferentes parámetros de anisotropía y su influencia en un medio, de manera de establecer una relación con las amplitudes de ondas sísmicas.

A partir de los análisis de las amplitudes de ondas para datos sísmicos con respecto a la distancia fuente – receptor y al ángulo de incidencia, se determinó que el reflector de interés constituye a una arena clase 3 con respuesta AVO del tipo 3, lo que implica que se está en presencia de una arena consolidada.

Tomando en consideración la geología de la zona de Nigeria se determinó que el reflector estudiado se relaciona a una arena gasífera compactada a una profundidad de 3393 metros, lo que corresponde a la Formación Agbada.

Esta técnica de procesamiento y de análisis de AVO podría ser aplicada en futuros estudios en medidas de walkaway VSP para la estimación de posibles yacimientos marinos en Venezuela, siempre y cuando las condiciones de adquisición y de geología sean similares.

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS

Aki, K., y P. Richards (1980) “Quantitative Seismology: Theory and methods, Volumen 1 W.H. Freeman and Co. 153 p.

Armstrong, P., Chmela, W. and W. Leany. (1995) “AVO calibration using borehole data”. First break. 13(8): 319 – 328

Castagna, J., M, Batzle., and T. Kan. (1993) “Rock Physics – The link between rock properties and AVO response” en: Castagna, J.P. y Backus, M.M. “Offset-dependent reflectivity – Theory and Practice of AVO analysis”. Investigation in Geophysics #8. SEG. 135-171.

Castagna, J., H. Swan. (1997) “Principles of AVO Crossplotting” The Leading Edge. 16(4): 337-342.

Castagna, J., H. Swan y D. Foster. (1998) “Framework for AVO gradient and intercept interpretation” Geophysics. 63(3): 948 – 956.

Castillo, H. (2004) “Análisis AVO en datos VSP en una zona al oriente de Venezuela”. Trabajo especial de grado. Universidad Central de Venezuela, Caracas. Inédito.

Cavada, J. (2000) “Guía de prospección sísmica por refracción” Universidad Central de Venezuela. 29 p. Inédito.

Contreras, A. (1999) “Parámetros elásticos en rocas transversalmente isotrópicas (estáticos y dinámicos)”. Trabajo especial de grado. Universidad Central de Venezuela, Caracas. 119 p. Inédito.

Coulombe, C., R. Stewart, M. Jones. (1996) “AVO Processing and Interpretation of VSP data”. 32(2): 306 – 338.

Hardage, B. (2000) “Vertical Seismic Profiling”. Part A: Principles. Geophysical Press. 539 p.

Hilterman, F. (2001) “Seismic Amplitud Interpretation”. Distinguished Educador Program. Society Of Exploration Geophysicists. Geophysical Development Corporation. Houston, Texas. USA. 239 p.

Koefoed, O. (1955) “ On the effects of Poisson’s ratios of rocks strata on the reflection coefficients of plane waves”. Geophysical Prospecting. 381 – 387.

Larue, D., H. Legarre. (2004) “Flow units, connectivity, and reservoir characterization in a wave - dominate deltaic reservoir: Meren reservoir, Nigeria”. AAPG Bulletin, 88(3): 303 – 324.

Leaney, W. (1994) “Anisotropy and AVO from Walkaways”. Schlumberger Interpretation Development. SEG.

Leaney, W., R, Hope. (1998) “Borehole-guided long offset AVO processing for improved lithology classification”. 68TH Ann. Internat. SEG. 230 – 233.

Leaney, W., R, Hope. (2002) “Long offset AVO and anisotropy calibration deep offshore Nigeria”. 64TH Conference & Exhibition. EAGE.

Ostrander, W. (1984) “Plane wave reflection coefficients for gas sands at non normal angles of incidence”. Geophysics. 49(10): 1637 –1648.

Regueiro, J. (2001) “Sísmica para Ingenieros y Geólogos de Yacimientos. Notas del curso”. Sociedad Venezolana de Ingenieros Geofísicos. Caracas. 272 p.

Rutherford, S and R, Williams. (1989) “Amplitude-Versus-Offset. Variations in Gas Sands”. Geophysics. 54(6): 680-688.

Sheriff R. & L. Geldart (1995) “Exploration Seismology” Second Edition. Cambridge University Press. USA. 592 p.

Thomsen, L. (2002) “Understanding Seismic Anisotropy in Exploration and Exploitation”. Distinguished Instructor Serie #5. SEG. EAGE.

Young, R. y R. D. LoPiccolo (2003) “A Comprehensive AVO classification”. The Leading Edge. 22(10): 1030 – 1037.

“An introduction to anisotropy”. Confidencial. <http://www.slb.com> [Consulta: 2005, marzo 11]

“Aplicaciones sísmicas a lo largo de la vida productiva del yacimiento”. <http://www.slb.com> [Consulta: 2004, diciembre 22].

Guevara, S., P. Cary. “Efecto de la anisotropía VTI en el procesamiento de datos sísmicos multicomponente”. [Consulta: 2004, octubre 21].

Hunter 3-D inc. <http://hunter3dinc.com> [Consulta: 2005, enero 14].

Puech, J., S. Tcherkas “Theory and practice on TIV anisotropy”. <http://www.slb.com> [Consulta 2004, noviembre 12].

Schlumberger (1999) “Exploration well. Borehole Seismic survey. Acquisition and processing”. Propuesta técnica. <http://www.slb.com> [Consulta: 2005, febrero 16].

Secretaria de Energía – República de Argentina. <http://energia.mecon.gov.ar> [Consulta: 2004, noviembre 11].

Sayers, C. “Seismic anisotropy of shales”. <http://www.slb.com> [Consulta: 2004, noviembre 5].

Tuttler, M., R. Charpentier and M. Brownfield. (1999) “The Níger Delta Petroleum System: Niger Delta Province, Nigeria, Cameroon, and Ecuatorial Guinea, Africa”. <http://greenwood.cr.usgs.gov> [Consulta:2005, marzo 29].

Yang, S. (2002). “Application of vertical velocity analysis for a vertically transversely isotropic médium. Confidencial”. <http://www.slb.com> [Consulta: 2004, noviembre 6].

APÉNDICES

Apéndice 1: Modelo isotrópico

#Columns 4				
#Depth				
#Vp				
#Vs				
#Rho				
	0.00	1492.00	538.78240	1.80003
	1681.00	2025.00	720.78830	1.83240
	1696.00	1906.00	662.10547	1.89100
	1711.00	2160.00	762.14929	1.84530
	1726.00	2314.00	859.00873	1.90010
	1741.00	2160.00	779.57917	1.93540
	1756.00	2025.00	736.18733	1.97650
	1771.00	2505.00	972.59292	2.00100
	1786.00	1672.00	647.10607	2.09750
	1801.00	1916.00	750.82837	2.11540
	1816.00	1786.00	684.17850	2.13200
	1831.00	1847.00	726.66365	2.14700
	1846.00	1877.00	793.77688	2.15300
	1861.00	1793.00	709.81938	2.15975
	1876.00	2096.00	791.80148	2.16520
	1891.00	1875.00	746.99133	2.16980
	1906.00	1939.00	796.68924	2.18240
	1921.00	1846.00	723.98469	2.18970
	1936.00	1968.00	761.96996	2.19100
	1951.00	1953.00	705.25605	2.20113
	1966.00	1899.00	675.93925	2.19708
	1981.00	1895.00	658.28429	2.20866
	1996.00	1982.00	699.34255	2.19268

2011.00	1965.00	729.45210	2.18443
2026.00	1761.00	635.57357	2.20847
2041.00	1877.00	682.38204	2.19200
2056.00	1965.00	762.93217	2.22415
2071.00	2015.00	779.85570	2.22044
2086.00	1965.00	770.03014	2.21055
2101.00	2163.00	828.59915	2.20968
2116.00	1981.00	779.38316	2.23190
2131.00	1967.00	831.83757	2.20565
2146.00	2104.00	832.93920	2.22175
2161.00	1997.00	754.40246	2.24232
2176.00	1937.00	771.69185	2.21581
2191.00	1992.00	818.46569	2.21509
2206.00	2113.00	828.69970	2.23076
2221.00	2067.00	800.30077	2.25917
2236.00	2092.00	817.39665	2.24118
2251.00	2109.00	870.99669	2.25870
2266.00	2094.00	957.91997	2.27451
2281.00	2267.00	1031.74657	2.28473
2296.00	2286.00	995.67496	2.26582
2311.00	2023.00	945.67429	2.26449
2326.00	2321.00	1101.49985	2.28068
2341.00	2277.00	1080.37687	2.31448
2356.00	2133.00	1064.11665	2.25627
2371.00	2052.00	995.84208	2.24572
2386.00	2220.00	1044.16327	2.25589
2401.00	2189.00	1036.49264	2.27989
2416.00	2240.00	1039.63564	2.29078
2431.00	2252.00	1022.81489	2.27481
2446.00	2156.00	988.30422	2.28082
2461.00	2177.00	991.57217	2.26819
2476.00	2223.00	1028.93513	2.27465
2491.00	2194.00	1053.61486	2.27190
2506.00	2309.00	1124.10328	2.26992

2520.90	2245.00	1077.17754	2.28479
2535.90	2203.00	1037.39832	2.28059
2550.90	2434.00	1107.96906	2.27593
2565.90	2379.00	1090.00253	2.30604
2580.90	2168.00	1053.39579	2.26475
2595.90	2223.00	1083.95779	2.25789
2610.90	2319.00	1059.79928	2.26729
2625.90	2164.00	968.37436	2.27205
2640.90	2301.00	1084.00778	2.31499
2655.80	2283.00	1040.81181	2.27283
2670.80	2295.00	1064.61674	2.26949
2685.80	2264.00	1026.84652	2.26462
2700.80	2235.00	1025.04435	2.27883
2715.80	2112.00	953.02094	2.26639
2730.80	2438.00	1119.27557	2.27729
2745.80	2328.00	1082.24131	2.28599
2760.70	2370.00	1121.44161	2.27198
2775.70	2287.00	1081.84588	2.28797
2790.70	2291.00	1088.95894	2.31734
2805.70	2331.00	1137.83811	2.32598
2820.70	2421.00	1184.40879	2.34196
2835.70	2428.00	1156.03684	2.34664
2850.70	2437.00	1154.34152	2.33867
2865.70	2314.00	1112.02462	2.32779
2880.70	2414.00	1156.63142	2.34115
2895.70	2513.00	1188.46341	2.36576
2910.60	2759.00	1337.36588	2.35480
2925.60	2544.00	1223.97701	2.31056
2940.60	2487.00	1238.33538	2.23573
2955.60	2506.00	1228.01042	2.36180
2970.60	2503.00	1224.58891	2.37047
2985.60	2539.00	1180.42557	2.33677
3000.60	2635.00	1384.76246	2.31779
3015.60	2721.00	1340.11723	2.33425

3030.60	2634.00	1295.04590	2.30608
3045.60	2888.00	1548.87097	2.19598
3060.50	2738.00	1416.08171	2.35735
3075.50	3365.00	1804.79098	2.35103
3090.50	2791.00	1584.16592	2.30586
3105.50	3390.00	1760.51923	2.30419
3120.50	2906.00	1478.13570	2.42063
3135.50	3149.00	1556.95524	2.43838
3150.50	2911.00	1455.36033	2.44607
3165.40	3019.00	1525.96641	2.43477
3180.40	2708.00	1355.62190	2.41645
3195.40	2888.00	1399.33985	2.39415
3210.40	2797.00	1361.66370	2.39766
3225.40	2583.00	1265.46120	2.39191
3240.40	2563.00	1259.47296	2.38979
3255.40	2552.00	1243.02663	2.40415
3270.40	2929.00	1669.91074	2.23624
3285.30	2996.00	1716.45759	2.21644
3300.30	2672.00	1356.77851	2.41716
3315.30	2683.00	1365.29299	2.41426
3330.30	2745.00	1393.67454	2.45182
3345.20	2795.00	1299.53288	2.42728
3360.20	2663.00	1284.69635	2.38567
3375.20	3468.00	2098.23755	2.24822
3390.20	2856.00	1550.71148	2.33171
3405.20	3129.00	1548.67210	2.39437
3420.10	2741.00	1304.24965	2.45744
3435.10	3008.00	1500.60633	2.39682
3450.10	3378.00	1948.55058	2.33290
3465.10	3022.00	1484.83456	2.38852
3480.10	2666.00	1296.76952	2.43994
3495.10	3035.00	1534.28484	2.45728
3510.00	2868.00	1387.77108	2.44959
3525.00	2556.00	1215.79256	2.44654

3540.00	3315.00	1605.60679	2.37912
3555.00	2729.00	1290.87234	2.43584
3575.00	2871.00	1413.13708	2.48028
3625.00	2882.00	1388.68004	2.47024
3674.90	3449.00	1961.80805	2.37709
3724.80	3033.00	1511.75471	2.47399
3774.80	2925.00	1425.03125	2.47992
3794.70	2842.00	1392.64870	2.51932
3814.60	3668.00	2018.22823	2.42380
3834.70	2902.00	1303.03835	2.47521
3854.60	2790.00	1174.94232	2.44560
3874.70	2690.00	1128.50805	2.48192
3894.70	2694.00	1037.84240	2.41146
3914.60	2745.00	1129.56877	2.41232
3934.60	2499.00	984.75459	2.39908
3954.60	2332.00	965.07018	2.40472
3974.60	2617.00	1005.90912	2.31242
3994.60	2808.00	1124.43468	2.33151
4014.50	3235.00	1761.06644	2.44840
4034.50	3905.00	2277.73287	2.56028
4054.50	3640.00	2172.57224	2.55307
4074.50	3419.00	1798.13319	2.48517
4094.40	3500.00	1916.54898	2.56220
4114.30	3356.00	1855.33496	2.50770

Apéndice 2:Modelo anisotrópico

#Columns 6						
#Depth						
#Vp						
#Vs						
#Rho						
#Thomsen_Epsilon						
#Thomsen_Delta						
0.00	1492.00	538.78	1.80003	0.91904	0.00520	
1681.00	2025.00	720.79	1.83240	1.00141	0.06023	
1696.00	1906.00	662.11	1.89100	1.29857	0.08994	
1711.00	2160.00	762.15	1.84530	0.92894	0.05298	
1726.00	2314.00	859.01	1.90010	0.91803	0.05189	
1741.00	2160.00	779.58	1.93540	1.13261	0.07335	
1756.00	2025.00	736.19	1.97650	1.20876	0.08096	
1771.00	2505.00	972.59	2.00100	1.19374	0.07946	
1786.00	1672.00	647.11	2.09750	1.37850	0.09794	
1801.00	1916.00	750.83	2.11540	1.04128	0.06422	
1816.00	1786.00	684.18	2.13200	1.18803	0.07889	
1831.00	1847.00	726.66	2.14700	1.07493	0.06758	
1846.00	1877.00	793.78	2.15300	0.98523	0.05861	
1861.00	1793.00	709.82	2.15975	1.08686	0.06877	
1876.00	2096.00	791.80	2.16520	0.93704	0.05379	
1891.00	1875.00	746.99	2.16980	1.21732	0.08182	
1906.00	1939.00	796.69	2.18240	1.08343	0.06843	
1921.00	1846.00	723.98	2.18970	1.20253	0.08034	
1936.00	1968.00	761.97	2.19100	1.00589	0.06068	
1951.00	1953.00	705.26	2.20113	1.02167	0.06225	
1966.00	1899.00	675.94	2.19708	1.07452	0.06754	
1981.00	1895.00	658.28	2.20866	1.06018	0.06611	
1996.00	1982.00	699.34	2.19268	0.91092	0.08975	
2011.00	1965.00	729.45	2.18443	0.89283	0.11087	

2026.00	1761.00	635.57	2.20847	1.15916	0.13687
2041.00	1877.00	682.38	2.19200	0.98441	0.14540
2056.00	1965.00	762.93	2.22415	1.09222	0.16471
2071.00	2015.00	779.86	2.22044	0.98049	0.17285
2086.00	1965.00	770.03	2.21055	1.04035	0.14123
2101.00	2163.00	828.60	2.20968	0.99852	0.13129
2116.00	1981.00	779.38	2.23190	0.96199	0.12500
2131.00	1967.00	831.84	2.20565	0.94848	0.12007
2146.00	2104.00	832.94	2.22175	1.24162	0.08582
2161.00	1997.00	754.40	2.24232	1.09261	0.06647
2176.00	1937.00	771.69	2.21581	0.95413	0.06097
2191.00	1992.00	818.47	2.21509	1.23713	0.02717
2206.00	2113.00	828.70	2.23076	1.02162	0.12249
2221.00	2067.00	800.30	2.25917	1.09759	0.14234
2236.00	2092.00	817.40	2.24118	1.03876	0.13963
2251.00	2109.00	871.00	2.25870	0.98469	0.14819
2266.00	2094.00	957.92	2.27451	0.96175	0.15445
2281.00	2267.00	1031.75	2.28473	1.01652	0.16619
2296.00	2286.00	995.67	2.26582	1.05599	0.15686
2311.00	2023.00	945.67	2.26449	0.94575	0.16153
2326.00	2321.00	1101.50	2.28068	0.92089	0.16370
2341.00	2277.00	1080.38	2.31448	0.99524	0.17331
2356.00	2133.00	1064.12	2.25627	0.97405	0.18081
2371.00	2052.00	995.84	2.24572	0.98209	0.18910
2386.00	2220.00	1044.16	2.25589	1.03809	0.17521
2401.00	2189.00	1036.49	2.27989	1.07646	0.19294
2416.00	2240.00	1039.64	2.29078	0.96932	0.19996
2431.00	2252.00	1022.81	2.27481	0.93315	0.19655
2446.00	2156.00	988.30	2.28082	1.21736	0.16473
2461.00	2177.00	991.57	2.26819	1.09330	0.18415
2476.00	2223.00	1028.94	2.27465	1.07882	0.16618
2491.00	2194.00	1053.61	2.27190	1.14204	0.19047
2506.00	2309.00	1124.10	2.26992	1.11513	0.16887
2520.90	2245.00	1077.18	2.28479	1.05507	0.18447

2535.90	2203.00	1037.40	2.28059	1.05495	0.16888
2550.90	2434.00	1107.97	2.27593	1.09635	0.18861
2565.90	2379.00	1090.00	2.30604	1.09380	0.16914
2580.90	2168.00	1053.40	2.26475	1.62980	0.19866
2595.90	2223.00	1083.96	2.25789	1.08309	0.15803
2610.90	2319.00	1059.80	2.26729	0.96633	0.15491
2625.90	2164.00	968.37	2.27205	1.10645	0.17518
2640.90	2301.00	1084.01	2.31499	0.92032	0.16831
2655.80	2283.00	1040.81	2.27283	1.04752	0.19117
2670.80	2295.00	1064.62	2.26949	1.06619	0.20601
2685.80	2264.00	1026.85	2.26462	1.12184	0.22271
2700.80	2235.00	1025.04	2.27883	1.13231	0.23318
2715.80	2112.00	953.02	2.26639	1.03378	0.21972
2730.80	2438.00	1119.28	2.27729	1.10643	0.20730
2745.80	2328.00	1082.24	2.28599	1.10012	0.20099
2760.70	2370.00	1121.44	2.27198	1.07431	0.21851
2775.70	2287.00	1081.85	2.28797	1.06719	0.23532
2790.70	2291.00	1088.96	2.31734	1.10240	0.20328
2805.70	2331.00	1137.84	2.32598	1.06099	0.18709
2820.70	2421.00	1184.41	2.34196	1.10193	0.20280
2835.70	2428.00	1156.04	2.34664	1.04239	0.21713
2850.70	2437.00	1154.34	2.33867	1.05318	0.23253
2865.70	2314.00	1112.02	2.32779	1.08888	0.21356
2880.70	2414.00	1156.63	2.34115	1.02916	0.22656
2895.70	2513.00	1188.46	2.36576	1.10932	0.21020
2910.60	2759.00	1337.37	2.35480	1.08933	0.22922
2925.60	2544.00	1223.98	2.31056	1.08765	0.24807
2940.60	2487.00	1238.34	2.23573	1.11015	0.21103
2955.60	2506.00	1228.01	2.36180	0.79358	0.00030
2970.60	2503.00	1224.59	2.37047	0.98971	0.01782
2985.60	2539.00	1180.43	2.33677	1.00373	0.16864
3000.60	2635.00	1384.76	2.31779	1.01401	0.17621
3015.60	2721.00	1340.12	2.33425	0.89507	0.00013
3030.60	2634.00	1295.05	2.30608	0.96998	0.07085

3045.60	2888.00	1548.87	2.19598	0.93064	0.00007
3060.50	2738.00	1416.08	2.35735	0.95222	0.05309
3075.50	3365.00	1804.79	2.35103	0.95692	0.05779
3090.50	2791.00	1584.17	2.30586	1.02529	0.01262
3105.50	3390.00	1760.52	2.30419	1.00044	0.01013
3120.50	2906.00	1478.14	2.42063	0.92667	0.00009
3135.50	3149.00	1556.96	2.43838	0.98463	0.08550
3150.50	2911.00	1455.36	2.44607	0.95169	0.05257
3165.40	3019.00	1525.97	2.43477	0.97301	0.07388
3180.40	2708.00	1355.62	2.41645	0.95367	0.05455
3195.40	2888.00	1399.34	2.39415	0.97700	0.07787
3210.40	2797.00	1361.66	2.39766	0.94158	0.04245
3225.40	2583.00	1265.46	2.39191	0.99477	0.09564
3240.40	2563.00	1259.47	2.38979	0.98017	0.08105
3255.40	2552.00	1243.03	2.40415	0.99575	0.09662
3270.40	2929.00	1669.91	2.23624	0.92513	0.00003
3285.30	2996.00	1716.46	2.21644	0.91917	0.00006
3300.30	2672.00	1356.78	2.41716	0.95534	0.56215
3315.30	2683.00	1365.29	2.41426	0.99084	0.55298
3330.30	2745.00	1393.67	2.45182	0.99161	0.54373
3345.20	2795.00	1299.53	2.42728	0.94807	0.53884
3360.20	2663.00	1284.70	2.38567	0.96849	0.53190
3375.20	3468.00	2098.24	2.24822	0.94127	0.52769
3390.20	2856.00	1550.71	2.33171	0.91886	0.00000
3405.20	3129.00	1548.67	2.39437	1.00082	0.51752
3420.10	2741.00	1304.25	2.45744	1.09479	0.53709
3435.10	3008.00	1500.61	2.39682	1.10612	0.49682
3450.10	3378.00	1948.55	2.33290	1.12646	0.51435
3465.10	3022.00	1484.83	2.38852	1.14559	0.00002
3480.10	2666.00	1296.77	2.43994	1.11477	0.47526
3495.10	3035.00	1534.28	2.45728	1.13918	0.49035
3510.00	2868.00	1387.77	2.44959	1.15889	0.51632
3525.00	2556.00	1215.79	2.44654	1.19623	0.48661
3540.00	3315.00	1605.61	2.37912	1.14380	0.46215

3555.00	2729.00	1290.87	2.43584	1.17852	0.49009
3575.00	2871.00	1413.14	2.48028	1.14460	0.46554
3625.00	2882.00	1388.68	2.47024	1.12980	0.44247
3674.90	3449.00	1961.81	2.37709	1.13999	0.41839
3724.80	3033.00	1511.75	2.47399	0.92678	0.00000
3774.80	2925.00	1425.03	2.47992	1.14921	0.44053
3794.70	2842.00	1392.65	2.51932	1.14896	0.46551
3814.60	3668.00	2018.23	2.42380	1.14491	0.44094
3834.70	2902.00	1303.04	2.47521	1.15512	0.46654
3854.60	2790.00	1174.94	2.44560	1.13613	0.49024
3874.70	2690.00	1128.51	2.48192	1.14931	0.46522
3894.70	2694.00	1037.84	2.41146	1.15580	0.49088
3914.60	2745.00	1129.57	2.41232	1.14783	0.46601
3934.60	2499.00	984.75	2.39908	1.15591	0.49169
3954.60	2332.00	965.07	2.40472	1.15624	0.46598
3974.60	2617.00	1005.91	2.31242	1.16792	0.49286
3994.60	2808.00	1124.43	2.33151	1.15810	0.46696
4014.50	3235.00	1761.07	2.44840	1.15913	0.49296
4034.50	3905.00	2277.73	2.56028	1.14899	0.46798
4054.50	3640.00	2172.57	2.55307	1.15680	0.47423
4074.50	3419.00	1798.13	2.48517	0.91908	0.00010
4094.40	3500.00	1916.55	2.56220	0.92147	0.00023
4114.30	3356.00	1855.33	2.50770	1.15314	0.48974
5000.00	3487.00	2071.34	2.56147	1.15484	0.47854
6000.00	3487.00	2071.34	2.56147	1.15484	0.47854