

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

ANÁLISIS DE BIRREFRINGENCIA DE LA ONDA S (SHEAR-WAVE SPLITTING) PARA LA CARACTERIZACIÓN ANISOTRÓPICA DE UN YACIMIENTO USANDO UN OFFSET VSP MULTICOMPONENTE

Trabajo Especial de Grado
Presentado ante la ilustre
Universidad Central de Venezuela para
Optar al Título de Ingeniero Geofísico
Por el Br. Oriach Rodríguez, Nelson Alexander

Caracas, enero 2006

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

ANÁLISIS DE BIRREFRINGENCIA DE LA ONDA S (SHEAR-WAVE SPLITTING) PARA LA CARACTERIZACIÓN ANISOTRÓPICA DE UN YACIMIENTO USANDO UN OFFSET VSP MULTICOMPONENTE

TUTOR ACADÉMICO: Prof. José Cavada
TUTOR INDUSTRIAL: M.Sc. Carlos Planchart

Trabajo Especial de Grado
Presentado ante la ilustre
Universidad Central de Venezuela para
Optar al Título de Ingeniero Geofísico
Por el Br. Oriach Rodríguez, Nelson Alexander

Caracas, 8 de febrero de 2006

Los abajo firmantes, miembros del jurado designado por el Consejo de Escuela de Ingeniería, Minas y Geofísica para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por el Bachiller Nelson Alexander Oriach Rodríguez, titulado:

“ANÁLISIS DE BIRREFRINGENCIA DE LA ONDA S (SHEAR-WAVE SPLITTING) PARA LA CARACTERIZACIÓN ANISOTRÓPICA DE UN YACIMIENTO USANDO UN OFFSET VSP MULTICOMPONENTE”

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 expresadas por el autor, lo declaran **APROBADO**.

Prof. José Cavada

Prof. Michael Schmith

Prof. María Carla Díaz

Oriach R. Nelson Alexander

ANÁLISIS DE BIRREFRINGENCIA DE LA ONDA S (SHEAR-WAVE SPLITTING) PARA LA CARACTERIZACIÓN ANISOTRÓPICA DE UN YACIMIENTO USANDO UN OFFSET VSP MULTICOMPONENTE

**Tutor académico: José Cavada. Tutor industrial: M.Sc. Carlos Planchart
Tesis. Caracas U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas Y
Geofísica. 2006, 70 p.**

Palabras claves: birrefringencia, anisotropía, polarización, offset VSP, Rotación horizontal.

La birrefringencia es un importante fenómeno estudiado para la caracterización de yacimientos. Lo cual ha generado el desarrollo de técnicas para cuantificar este fenómeno.

La anisotropía producto de las fracturas es la causa principal del fenómeno birrefringente en los yacimientos. Los tipos principales de anisotropía estudiados, corresponde a medios ortotrópicos y medios transversalmente isotrópicos.

En esta investigación se trata de cuantificar la birrefringencia, utilizando los datos de un offset VSP multicomponente grabados en el área de estudio.

El procesamiento del offset VSP fue enfocado hacia el análisis de polarización de las ondas convertidas PS, producto del paso de la onda P por los estratos anisotrópicos.

Luego de realizar la rotación horizontal, se procedió a separar los campos de ondas en ascendentes y descendentes, aplicándole filtro de la mediana y filtro de pendientes a los datos. En los campos se distinguía visualmente una fuerte conversión PS tanto descendente como ascendente. Para estos eventos fue seleccionado el tiempo de llegada de la onda.

Posteriormente se realizó el análisis de polarización correspondiente al evento PS descendente; dando como resultado que la máxima energía percibida, sólo se encontraba en la componente radial de los datos. Este fue el mismo resultado para el evento PS ascendente.

De lo anterior se deduce que no existe ningún tipo de polarización en la dirección transversal. Se presume que la fuente se encuentra ubicada en dirección pseudo paralela o pseudo perpendicular al sistema de fracturas.

Geológicamente este notable evento corresponde al Miembro Masparrito de la Formación Gobernador, constituido por calizas fosilíferas.

Además, se cuenta con la información de los registros de imágenes de pozo (CBIL), los cuales permiten verificar los resultados del análisis del VSP; estas imágenes muestran que la dirección principal del sistema de fracturas, corresponde al norte – sur. Adicionalmente se concluye que la onda PS convertida recibida por los receptores, es la onda PS2 u onda S lenta.

Dedicatoria

Este trabajo está dedicado a mis padres
Nelson y Alicia, gracias por todas sus
enseñanzas y apoyo durante toda mi vida,
También esta dedicado a la memoria
de mi abuelo Simón.

Agradecimientos

Doy gracias a Dios, por siempre mantenerme en el camino del bien, y siempre darme la fuerza necesaria para superar un nuevo reto.

Además, quiero agradecer a la Universidad Central de Venezuela, a la Facultad de Ingeniería y a la escuela de Geología, Minas y Geofísica, no solamente por brindarme todo el conocimiento intelectual, sino por todas las enseñanzas fuera de las aulas, las cuales sirvieron para mi formación personal.

Gracias de corazón a Alicia, Nelson y mi hermana Deirys, son la principal fuente de inspiración de mi vida, los amo.

A mi madrina Beatriz, tío Agustín, tío Juan, Yaneicy, gracias por apoyarme y sentirse orgullosos de mí.

Un especial agradecimiento a Jessica González, por tu apoyo durante mi carrera, por enseñarme a ser una mejor persona, gracias por todo el amor y cariño.

A la empresa VSFusion y Baker Atlas por darme la oportunidad de realizar este trabajo en sus instalaciones.

A mi tutor académico Prof. Cavada, gracias por todas los conocimientos dados durante mi paso por el departamento de Geofísica.

A mi tutor industrial Carlos Planchart, por confiar en mí para realizar este trabajo, por el trato amable y por todo el conocimiento dado; y sobre todo gracias por seguir confiando.

A Alexander Palacios, por la lección dada en el momento gusto cuando flaquee, de verdad gracias pana.

A Antonio Ornes, por toda las enseñanzas y la paciencia al empezar este trabajo.

A super Grosso (Adriana), por todos los conocimientos, el trato amable y familiar para conmigo, y por brindarme el apoyo aún estando lejos.

A Marialejandra Lessmann, tu me diste las primeras enseñanzas cuando inicié este trabajo, gracias por seguirlo haciendo.

Índice general

	página
Capítulo 1	
Introducción	1
Objetivo general.....	3
Objetivos específicos	3
Justificación	4
Mapas de ubicación.....	5
Capítulo 2	
Marco geológico	6
2.1. Resumen evolutivo de la cuenca Barinas – Apure.....	6
2.2. Formación Río Yuca (Mioceno Tardío-Plioceno)	8
2.3. Formación Pagüey (Eoceno medio).....	9
2.4. Miembro Masparrito, Formación Gobernador (Eoceno Medio).....	9
2.5. Formación Gobernador (Eoceno medio).....	10
2.6. Miembro Quevedo – Formación Navay (Cretácico).....	11
2.7. Miembro La Morita (Cretácica).....	12
2.8. Miembro Caliza O – Formación Escandalosa.....	12
2.9. Formación Escandalosa (Cenomaniense - Turoniense).....	12
2.10. Formación Aguardiente (albiense).....	13
Capítulo 3	
Consideraciones teóricas.....	14
3.1. Modulo de rigidez (μ)	14
3.2. Modulo de volumen (K).....	15
3.3. Modulo de young (E)	15
3.4. Modos de conversión	16
3.5. Campo de ondas generado por un vibrador	17

	página
3.6. Anisotropía.....	19
3.7. Anisotropía polar (Isotropía transversal con eje de simetría vertical)	19
3.8. Anisotropía azimutal (Isotropía transversal con eje de simetría horizontal).....	24
3.9. Anisotropía monoclinica y ortorrómbica (ortotrópica).....	26
3.10. Birrefringencia	27
3.11. Grupos de simetría	29
3.12. Estructura canónica de la ecuación de ondas ortotrópica	30
3.13. Filtro de mediana	33
3.14. Rotación horizontal.....	34
3.15. Análisis de polarización.....	35
3.17. Sísmica de pozos.....	36
3.17.1. Checkshot.....	36
3.17.2. Perfiles sísmicos verticales (VSP)	38
3.17.3. Offset VSP	39
3.18. Registro de imagen	41

Capítulo 4

Metodología	43
4.1. Parámetros de adquisición:	43
4.2. Correlación.....	45
4.3. Análisis Espectral.....	46
4.4. Edición y suma.....	47
4.5. Detección de los primeros quiebres	49
4.6. Geometría.....	50
4.7. Rotación horizontal.....	52
4.8. Filtro de la mediana	54
4.9. Detección de la conversión PS descendente y ascendente.....	54
4.10. Análisis de polarización.....	55

	página
4.11. Verificación de existencia de fracturas mediante registros de imágenes..	55
Capítulo 5	
Resultados y análisis de resultados	56
Capítulo 6	
Conclusión y recomendaciones.....	67
Bibliografía y referencias citadas.....	68

Índice de figuras

	página
Figura 1. Mapa de ubicación Campo Barrancas	5
Figura 2. Columna estratigráfica de la Cuenca de Barinas.....	7
Figura 3. Mapa de ubicación Formación Río Yuca	8
Figura 4. Mapa de ubicación Formación Paguey.....	9
Figura 5. Mapa de ubicación Miembro Masparrito	9
Figura 6. Mapa de ubicación Formación Gobernador	10
Figura 7. Mapa de ubicación miembro Quevedo.....	11
Figura 8. Mapa de ubicación Miembro La Morita.....	12
Figura 9. Mapa de ubicación Formación Escandalosa.....	12
Figura 10. Mapa de ubicación Formación Aguardiente.....	13
Figura 11. Modos de conversión para incidencia de onda P.....	16
Figura 12. Patrón de radiación de ondas de un vibrador de onda P.....	18
Figura 13. Isotropía transversal con eje de simetría vertical	20
Figura 14. Isotropía transversal con eje de simetría horizontal	25
Figura 15. Efecto birrefringente de la onda S	29
Figura 16. Esquema de cómo trabaja el filtro de la mediana.....	34
Figura 17. Modo gráfico de la rotación horizontal	35
Figura 18. Geometría de adquisición de un Check Shot.....	37
Figura 19. Geometría de adquisición de un Cero Offset VSP	38
Figura 20. Geometría de adquisición de un Walkaway	39
Figura 21. Geometría de adquisición de un offset VSP	40
Figura 22. Modo de graficación de los registros de imágenes.....	41
Figura 23. Camión vibrador	44
Figura 24. Herramienta ASR	44
Figura 25. Datos sin correlación	45

	página
Figura 26. Datos correlacionados componente 4 (señal del vibroseis).....	46
Figura 27. Análisis espectral cuatro componentes para dos niveles de profundidad..	47
Figura 28. Suma de trazas	48
Figura 29. Primeras llegadas (onda P)	49
Figura 30. Refinamiento de la primera llegada.....	50
Figura 31. Geometría de adquisición del pozo	51
Figura 32. Hodograma de movimiento antes de la rotación horizontal	52
Figura 33. Hodogramas de movimiento después de la rotación horizontal	53
Figura 34. Datos antes de la rotación horizontal.....	56
Figura 35. Datos después de la rotación horizontal	57
Figura 36. Campos de ondas descendentes.....	59
Figura 37. Campos de ondas ascendentes.....	60
Figura 38. Selección del evento PS descendente	61
Figura 39. Selección del evento PS ascendente	62
Figura 40. Hodogramas después de la rotación horizontal del evento PS descendente.....	63
Figura 41. Hodogramas después de la rotación horizontal del evento PS ascendente.....	63
Figura 42. Rumbo de las fracturas abiertas para el intervalo entre 8260' – 9679'	65
Figura 43. Rumbo de las fracturas semiabiertas para el intervalo entre 8260' – 9679'	65
Figura 44. Rumbo de las fracturas abiertas Formación Masparrito	65
Figura 45. Imagen acústica procesada	66

Capítulo 1

Introducción

El uso del Perfil Sísmico Vertical (VSP) se ha expandido durante los últimos 20 años como una herramienta de exploración económica y viable, comenzando como una extensión del checkshot de superficie. Una imagen del subsuelo en alta resolución es generada a partir de los datos VSP interpretados, la cual es una conexión directa entre la geofísica y la geología.

Alrededor de los años 80, diversas publicaciones han demostrado la existencia de dos ondas de corte (Crampin, 1985), las cuales presentan polarizaciones ortogonales entre si, y además con diferentes velocidades de propagación. Esta propiedad es generalmente llamada birrefringencia o doble refracción de onda de corte o shear wave splitting.

Las ondas registradas en un VSP proveen un método para estudiar la anisotropía, ya que estos las mediciones son de tres componentes y por lo tanto los VSP pueden medir la birrefringencia de la onda de corte a diferentes profundidades. Los diferentes tipos de anisotropía causan birrefringencia de onda de corte. Los geofísicos usan la polarización y la diferencia de tiempo de las ondas de corte para determinar densidad, orientación de fracturas, y dirección de esfuerzos en el subsuelo (Winterstein y Meadows, 1991a, b; 1995).

El reconocimiento de los modos de la onda S ofrece la posibilidad de usar las ondas de corte para evaluar los parámetros de fracturas, y propiedades de fluidos de poros y estimar la estructura interna del yacimiento (Crampin et al, 1986).

Los dos parámetros comúnmente usados para describir la birrefringencia son la polarización de la onda y la diferencia de tiempo entre la onda S rápida y lenta.

El análisis de polarización es una técnica de procesamiento que describe cuantitativamente el movimiento de la partícula de un campo de ondas sísmicas, asociados con la propagación de la energía.

El objetivo principal de esta investigación, es lograr identificar la polarización de la onda S, al entrar ésta en un medio fracturado (anisotrópico). Determinando así, la dirección de principal y su grado de fracturación.

En el capítulo 2, se describe en forma breve el proceso de formación de la cuenca en estudio; además, de las distintas formaciones que las constituyen.

El capítulo 3, presenta la descripción teórica del fenómeno de birrefringencia, la cual fundamenta el desarrollo de esta investigación. También se encuentran descritos los tipos de anisotropía, análisis de polarización y los distintos tipos de geometrías de adquisición para un perfil sísmico vertical.

La metodología utilizada para el procesamiento se describe minuciosamente en el capítulo 4, mostrando la secuencia e imágenes del procesamiento realizado a los datos del offset VSP.

En el capítulo 5, se muestran los resultados de la investigación; además de, el análisis correspondiente a las secciones más importantes del procesamiento y los resultados. Mientras que la conclusión y las recomendaciones son expuestas en el capítulo 6.

Objetivo general

- Analizar la polarización de la onda S “shear - wave splitting” para la detección de anisotropía en un yacimiento usando un Offset VSP multicomponente.

Objetivos específicos

- Realizar el procesamiento de los datos del Offset VSP
- Analizar la polarización de la onda S.
 - Evaluar el cálculo del ángulo de polarización.
 - Evaluar la diferencia de tiempo (time-delay) entre la onda S rápida (S1) y la onda S lenta (S2).
- Verificar la posibilidad de predecir la dirección y grado de las fracturas, con ondas convertidas y una sola fuente.
- Verificar la presencia de anisotropía (fracturas) usando registros de pozos.
- Examinar la relación entre la propagación de la onda S y sistema de fracturas.

Justificación

Este tipo de estudios es de gran interés, ya que el análisis de polarización de la onda S analiza el fenómeno llamado birrefringencia, el cual ocurre cuando la onda S entra a un medio anisotrópico, al salir de este, se producen la onda S rápida y onda S lenta con movimientos ortogonales entre si, viajando a distintas velocidades.

La aplicación común de este análisis es estimar el sistema de fracturas del yacimiento, expresado en anisotropía en los distintos niveles medidos por el offset VSP.

Los datos VSP multicomponentes permiten medir las propiedades de birrefringencia en una dirección azimutal para determinar las direcciones de propagación de una onda S polarizada.

La finalidad es describir el movimiento de las partículas, y así estimar la orientación e intensidad de las fracturas. Estos parámetros calculados llevan a una buena planificación de ingeniería y producción del yacimiento, lo cual permite optimizar el desarrollo del campo.

Mapa de ubicación

El área en estudio comprende el campo petrolero Barrancas (figura 1).

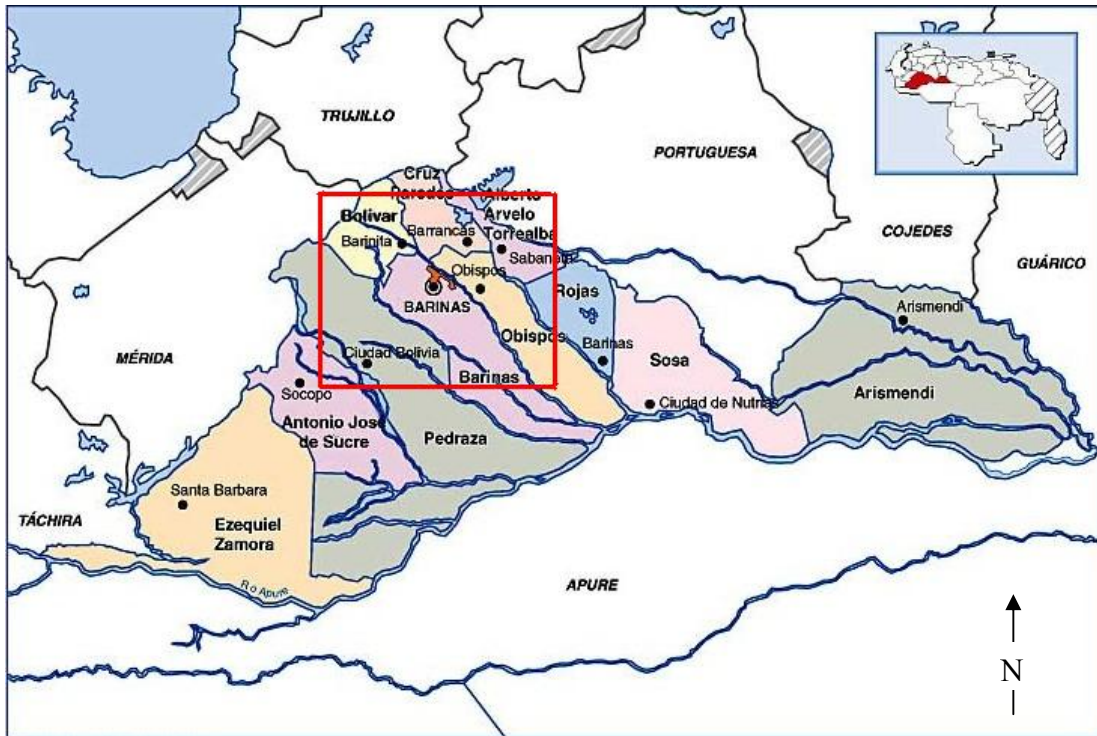


Figura 1. Mapa de ubicación Campo Barrancas (Tomado de a-venezuela.com)

Capítulo 2

Marco geológico

2.1. Resumen evolutivo de la cuenca Barinas – Apure

Es una depresión estructurada situada en la parte suroccidental del país, además, es la tercera de Venezuela por su volumen de recursos petrolíferos. Tiene aproximadamente 430 km según su eje mayor y 200 km en dirección transversal. Posee una superficie calculada en unos 95.000 km² y un volumen de sedimentos de 167.000 km³ en los Estados Barinas, Apure, parte de Portuguesa y Táchira meridional.

El desarrollo comienza con la transgresión Aptiense – Albiense, durante la cual el área ocupaba una posición marginal, que hoy en día constituye la cuenca del Lago de Maracaibo; debido a esto, la zona actual de la cuenca Barinas – Apure constituye las provincias nerítica y costera de los mares cretácicos.

Durante el Cretácico se produce la regresión general hacia el norte, además de sufrir una intensa y extensa erosión durante este periodo.

En el Eoceno medio ocurre nuevamente una transgresión, quedando otra vez en posición marginal, recibiendo sedimentos de ambientes playero – deltaicos. La pulsación orogénica durante el Eoceno superior es identificada por una regresión general de los mares y el levantamiento general de la cuenca, la cual no vuelve a ser invadida en épocas posteriores. Continuando en el Mioceno el carácter continental de la sedimentación de la cuenca, se produce el levantamiento inicial de los Andes venezolanos con sedimentación de la Formación Parángula. Reactivación posterior del levantamiento vertical andino y sedimentación conglomerática de la Formación Río Yuca.

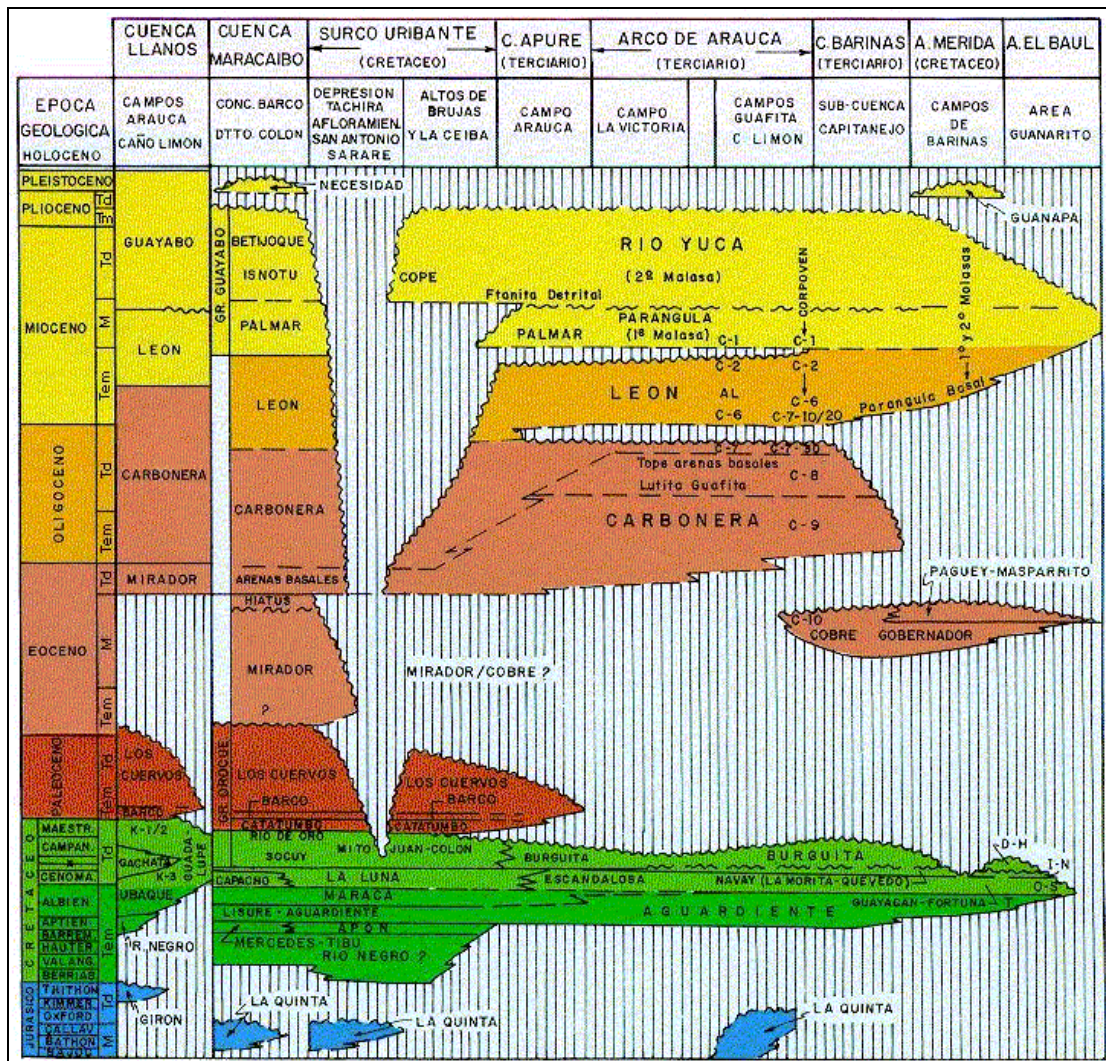


Figura 2. Columna estratigráfica de la Cuenca de Barinas (Kiser, 1989)

Esta cuenca la constituyen las siguientes formaciones:

2.2. Formación Río Yuca (Mioceno Tardío-Plioceno)

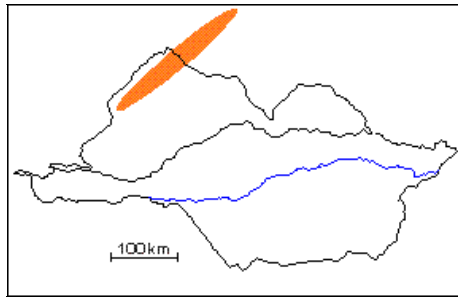


Figura 3. Mapa de ubicación Formación Río Yuca (Kiser, 1997)

Esta formación está constituida principalmente por estratos macizos de conglomerados, areniscas, limolitas y arcillas de color pardo claro a verde. Los conglomerados conforman el 25% de la litología, y los cantos existentes provienen de la formación Gobernador. Las capas arenosas llegan a medir 15 metros de espesor, son micáceas, además, poseen intra – clastos de arcilla, laminación y estratificación cruzada. La formación en general, representa el intervalo molásico principal derivado del rápido levantamiento de los Andes de Mérida. El contacto en la parte inferior con la Formación Parángula va de concordante a discordante según el área, el superior corresponde a una discordancia angular con la Formación Guanaca o sedimentos recientes (Pierce, 1960).

2.3. Formación Pagüey (Eoceno medio)

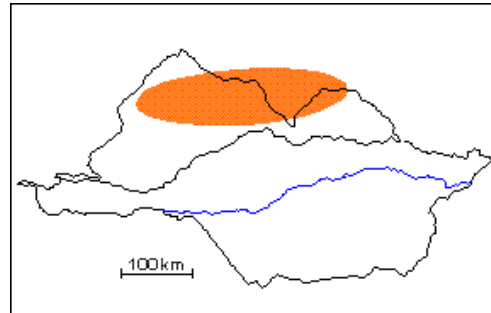


Figura 4. Mapa de ubicación Formación Pagüey (Kiser, 1997)

La formación se distingue tanto en superficie como en el subsuelo, por la gran cantidad de lutitas marinas de grises a negras, bien laminadas y foraminíferas. En el subsuelo, consiste de una secuencia cíclica de lutitas que gradan hacia arriba a limolitas y areniscas de grano fino.

El contacto en la parte inferior es con el Miembro Masparrito de la Formación Gobernador, y es concordante transicional. El contacto superior de Pagüey es una discordancia angular regional (Pearce, 1960).

2.4. Miembro Masparrito, Formación Gobernador (Eoceno Medio)

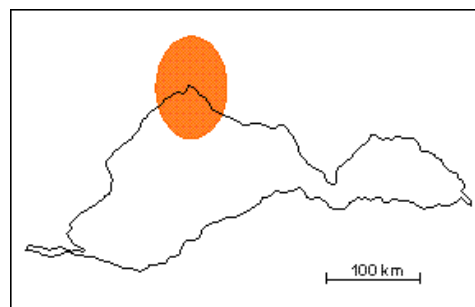


Figura 5. Mapa de ubicación Miembro Masparrito (Kiser, 1997)

La formación está constituida por unas calizas, las cuales algunos autores refieren como arrecifal. Pierce (1960) la describe como de composición fosilífera e 30 - 35% de Lithothamnium, 30% de foraminíferos y 5% de algas. Las calizas orbitoidales azuladas a grises oscuras se destacan muy regionalmente en el contacto entre Gobernador y Pagüey; en las secciones conocidas conforman un pequeño porcentaje de la litología global, aunque localmente representan el 80% del miembro.

Las calizas Masparrito representan a un ambiente de plataforma interna con un máximo de 50 m de profundidad, en contraste con el ambiente marino profundo de las lutitas suprayacentes de Pagüey. Masparrito pertenece más al ambiente sedimentario de Gobernador.

El contacto con la Formación Gobernador y con la Formación Pagüey, son normales y transicionales.

2.5. Formación Gobernador (Eoceno medio)

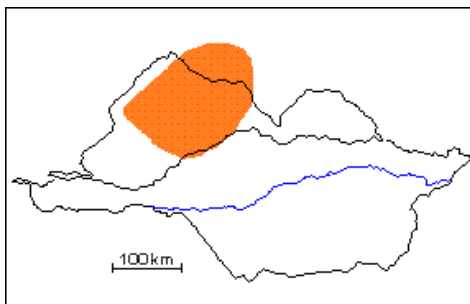


Figura 6. Mapa de ubicación Formación Gobernador (Kiser, 1997)

Pierce (*op. cit.*) describe a la formación con 80% de areniscas cuarzosas, bien endurecidas, de color gris claro a pardo, localmente conglomeráticas, en capas de espesor medio a grueso, y con estratificación cruzada. Tienen un 20% de intercalaciones de limolitas en colores claros, y laminaciones lutíticas carbonáceas gris oscuro a gris azulado.

Esta formación descansa discordantemente sobre el Cretácico. El contacto suprayacente es con el Miembro Masparrito, normal y transicional; en la ausencia de las calizas de Masparrito, o donde las calizas pasan lateralmente a areniscas; el contacto de Gobernador con las lutitas de Pagüey es transicional.

2.6. Miembro Quevedo – Formación Navay (Cretácico)

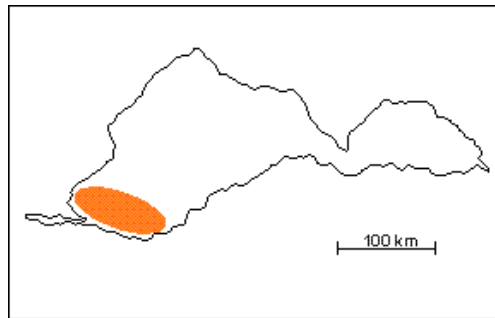


Figura 7. Mapa de ubicación miembro Quevedo (Kiser, 1997)

El Miembro Quevedo consta de una secuencia de rocas silíceas, quebradizas, de fractura concoide, principalmente lutíticas de color gris claro, las cuales meteorizan a blanco. Además, presenta intercalaciones de areniscas gruesamente estratificadas. Los restos de peces forman aproximadamente el 50% de las capas de areniscas.

2.7. Miembro La Morita (Cretácica)

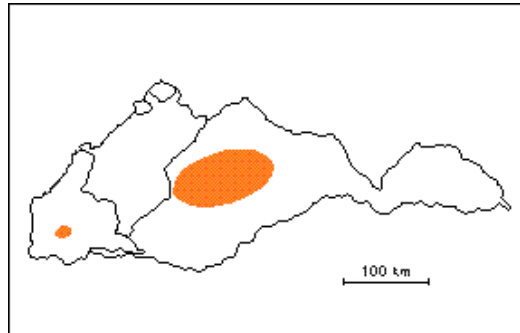


Figura 8. Mapa de ubicación Miembro La Morita (Kiser, 1997)

Esta conformado por una secuencia de lutitas y calizas de espesor variable. Hacia el flanco suroriental de la cuenca, la fasie cambia gradualmente a areniscas en su totalidad, con pocas intercalaciones de lutitas y calizas.

2.8. Miembro Caliza O – Formación Escandalosa

Está constituido por un grueso paquete de calizas y calcarenitas. Las calizas muestran un color entre beige y marrón, duras, y en bloque. Estas calizas son en parte arenosas, fosilíferas de grano fino y a veces piríticas.

2.9. Formación Escandalosa (Cenomaniense - Turoniense)

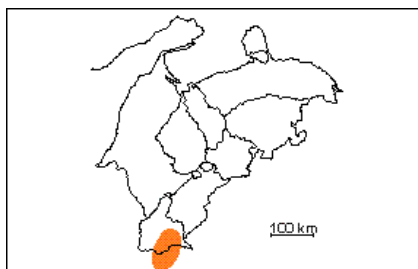


Figura 9. Mapa de ubicación Formación Escandalosa (Kiser, 1997)

La formación está compuesta por areniscas macizas, cuarzosas y muy glauconíticas, con cantidades menores de lutitas negras calcáreas. Las areniscas son de color gris, gris oscuro a marrón claro y verdoso, de grano fino a medio, bien escogidas, micáceas y carbonáceas. Se presentan en capas delgadas a masivas, con estratificación cruzada en las capas más gruesas. Las lutitas son gris oscuro, algo arenosas, calcáreas y carbonáceas.

El contacto inferior con la Formación Aguardiente es concordante, bien definido y abrupto. De igual manera, el contacto superior es concordante, marcado por el cambio brusco entre la Caliza Guayacán y las lutitas del Miembro La Morita de la Formación Navay (Kiser, 1989).

2.10. Formación Aguardiente (albiense)

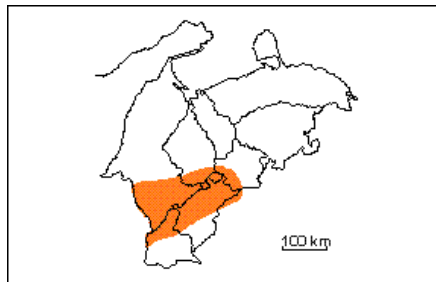


Figura 10. Mapa de ubicación Formación Aguardiente (Kiser, 1997)

Notestein et al. (1944) mencionan areniscas calcáreas duras, de color gris a verde claro, grano variable y estratificación cruzada, localmente glauconíticas, con intercalaciones de lutitas micáceas y carbonáceas y algunos lechos de caliza en la parte inferior; localmente las areniscas son tan calcáreas que se aproximan a calizas arenosas.

El contacto inferior es generalmente concordante sobre la Formación Apón; sin embargo, cerca de los núcleos andinos, descansa sobre un delgado conglomerado basal (Formación Río Negro), a su vez transgresivo sobre las formaciones La Quinta, Mucuchachí y el Grupo Iglesias. El contacto superior con la Formación Maraca es concordante y transicional.

Capítulo 3

Consideraciones teóricas

Al aplicar uniformemente una fuerza F a una pequeña superficie de área A , la fuerza por unidad de área se define como tensión. Cuando la dirección de la fuerza aplicada es perpendicular al área, se llama presión o tracción. Cuando la fuerza actúa paralela al área se le denomina esfuerzo de cizallamiento.

Por ende los módulos elásticos son expresiones numéricas que relacionan el esfuerzo y la deformación aplicada a un cuerpo, tomando en consideración tanto la dirección del esfuerzo como la dirección de la deformación.

A continuación se describen brevemente algunos de estos módulos:

3.1. Módulo de rigidez (μ)

Es la relación que existe entre el esfuerzo y la deformación en un material bajo condiciones de cizalla. Ésta es una medida de resistencia al esfuerzo de cizalla.

$$\mu = \frac{\Delta F / A}{\Delta L / L}$$

ΔF = Fuerza tangencial

A = Área de la sección

ΔL = Cambio de longitud

L = Distancia entre los planos de corte

3.2. Módulo de volumen (K)

Es la relación entre el esfuerzo y la deformación bajo condiciones de presión hidrostática, significa una medida de incompresibilidad.

$$K = \frac{\Delta P}{\Delta V / V} = \frac{1}{c}$$

ΔP = Cambio de presión

V = Volumen original

ΔV = Cambio de Volumen

c = Comprensibilidad

$\Delta V / V$ = Dilatación

3.3. Módulo de Young (E)

Es la relación que existe entre el esfuerzo y la deformación longitudinal asociada a un cuerpo cilíndrico, el cual se encuentra sometido a una extensión en la dirección axial.

$$E = \frac{\Delta F / A}{\Delta L / L}$$

$\Delta F / A$ = Fuerza por unidad de área

ΔL = Cambio de la longitud

L = Longitud original

3.4. Modos de conversión

Los modos de reflexión o refracción de ondas acústicas son vistos como un simple problema geométrico de la Ley de Snell, de modo que la partición de energía entre la reflexión y la refracción a lo largo de una interfase, ocurre cuando existe un contraste de las propiedades acústicas.

Sin embargo, para el caso elástico es mucho más complejo, ya que no sólo involucra reflexiones o refracciones, sino que también se presenta el modo de conversión de onda P a S, o de onda S a P, asociada a ambos procesos de reflexión y refracción respectivamente.

Para el caso elástico de incidencia de onda P, existen 4 diferentes tipos de ondas, la onda P reflejada, la onda S reflejada, la onda P refractada y la onda S refractada; todos estas ondas obedecen la Ley de Snell (figura 11).

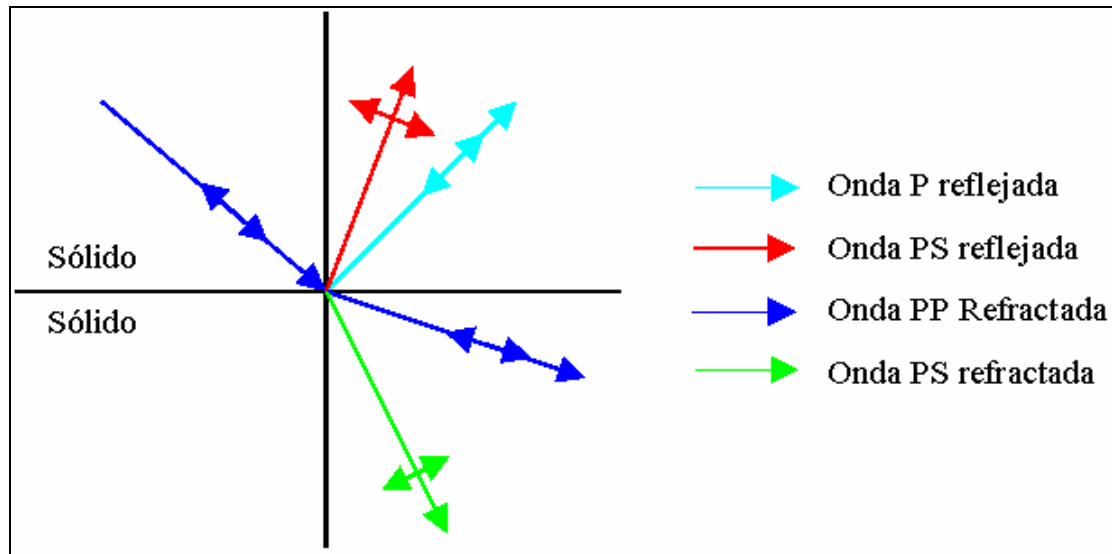


Figura 11. Modos de conversión para incidencia de onda P
(modificado de Tatham and McCormack, 1993)

3.5. Campo de ondas generado por un vibrador

Diversos autores como Miller and Pursey (1954) y Dankbaar (1983), han estudiado el desplazamiento en un medio homogéneo, elástico y lineal, debido a la dependencia tiempo – presión aplicada al disco circular del camión vibrador.

Como modelo de un vibrador, se utiliza un disco circular con radio a , vibrando con una frecuencia constante ω . El medio es supuesto $z > 0$ y caracterizado por los parámetros de Lamé, constantes elásticas λ y μ y la densidad ρ .

Un vibrador de ondas P, además de generar este tipo de ondas, genera un patrón de ondas SV, las cuales fundamentan la continuidad de esta investigación.

La ecuación del movimiento es:

$$\alpha^2 \nabla \times \nabla U - \beta^2 \nabla \times \nabla \times U = \frac{\partial^2 U}{\partial t^2}$$

Con:

$$\alpha = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad \beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

Las ecuaciones de movimiento para la onda P y onda SV en coordenadas esféricas son las siguientes:

$$\begin{pmatrix} U_r(R, \theta, \omega) \\ U_z(R, \theta, \omega) \end{pmatrix}^P = \frac{\sigma_{zz} \left(a \frac{\omega \sin \theta}{\alpha} \right)}{\mu} \frac{\tau^2 f(\theta, \tau)}{R} \begin{pmatrix} \sin \theta \\ \cos \theta \end{pmatrix} \times \exp \left(i \omega \frac{R}{\alpha} \right)$$

$$\begin{pmatrix} U_r(R, \theta, \omega) \\ U_z(R, \theta, \omega) \end{pmatrix}^{SV} = \frac{\sigma_{zz} \left(a \frac{\omega \sin \theta}{\beta} \right)}{\mu} \frac{g(\theta, \tau)}{R} \begin{pmatrix} \cos \theta \\ -\sin \theta \end{pmatrix} \times \exp \left(i \omega \frac{R}{\beta} \right)$$

Al sustituir $U_R = U_r \text{Sen } \theta + U_z \text{Cos } \theta$ y $U_\theta = U_r \text{Cos } \theta - U_z \text{Sin } \theta$, se obtiene las siguientes expresiones:

$$U^P = U_R^P \times \hat{R} = \frac{F\tau^2}{2\pi\mu} \times \frac{f(\theta, \tau)}{R} \times \exp\left[i\frac{\omega}{\alpha}(R - \alpha\tau)\right]_R$$

$$U^{SV} = U_\theta^{SV} \times \hat{\theta} = \frac{F}{2\pi\mu} \times \frac{g(\theta, \tau)}{R} \times \exp\left[i\frac{\omega}{\beta}(R - \beta\tau)\right]_\theta$$

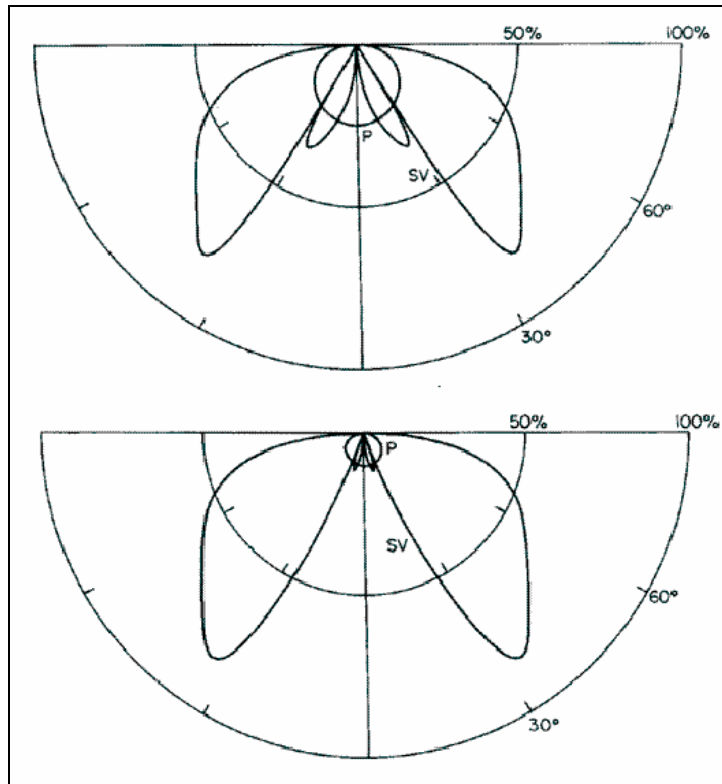


Figura 12. Patrón de radiación de ondas de un vibrador de onda P (tomado de Dankbaar 1983)

3.6. Anisotropía

Es un término general referido a los cambios en las mediciones de las propiedades físicas con la dirección o polarización. La anisotropía en las velocidades sísmicas es una característica común de muchos tipos de rocas, pero generalmente despreciada en la sísmica de superficie. Sin embargo, la birrefringencia inducida por las ondas S es más propensa a ser detectada en una trayectoria de rayos cercano a la vertical.

Existen diferentes tipos de anisotropía, dependiendo de cómo estén agrupados. Cualquier tipo de anisotropía generalmente es denominada como su equivalente en una simetría cristalina.

En sísmica los tipos de anisotropía considerados son la isotropía transversal (anisotropía hexagonal), anisotropía ortorrómbica, anisotropía monoclinica.

Los dos tipos importantes de isotropía transversal son: con eje de simetría vertical (anisotropía polar) y con eje de simetría horizontal (anisotropía azimutal). La anisotropía ortorrómbica es equivalente a la superposición de la anisotropía polar y azimutal; la anisotropía monoclinica podría ser producida por la superposición inclinada de fracturas sobre un medio estratificado.

La relación entre el esfuerzo y la deformación para isotropía transversal requiere de cinco módulos elásticos independientes, así como para la anisotropía ortorrómbica y trece para anisotropía monoclinica.

3.7. Anisotropía polar (isotropía transversal con eje de simetría vertical)

Es la anisotropía mas fuerte y comúnmente encontrada. Ésta surge de la estratificación, y podría ocurrir a diferentes escalas. Si hay aproximadamente más de diez capas en una longitud de onda, un medio estratificado actúa como una unidad de anisotropía homogénea (Melia and Carlson, 1984)

A escala de un cristal individual, los esfuerzos causan orientaciones preferenciales de crecimiento y alineación del mismo, trayendo como consecuencia las velocidades anisotrópicas (Silver and Chan, 1988).

A escala de grano clástico, causa alineación preferencial durante la depositación; además, produce anisotropía en lutitas (Jones and Wang, 1981).

A escala sedimentaria, intercalaciones de arenas, limolitas y lutitas, producen formaciones anisotrópicas (figura 13).

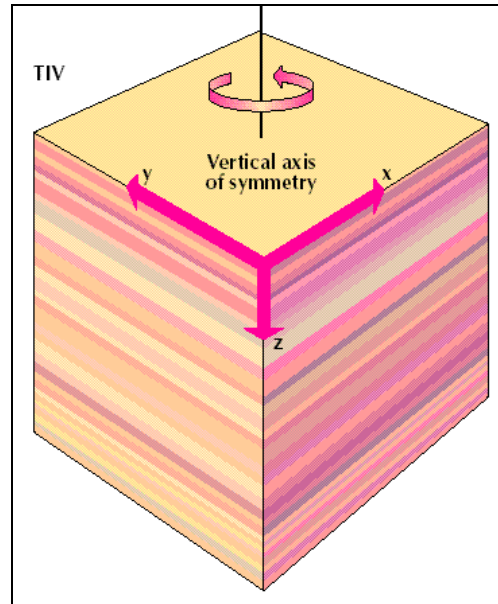


Figura 13. Isotropía transversal con eje de simetría vertical (tomado de Armstrong 1994)

Se dice que un medio tiene anisotropía polar, si su tensor de elasticidad C_{ijkl} tiene la forma:

$$[C]_{VTI} = \begin{pmatrix} C_{11} & C_{11} - 2C_{66} & C_{13} & 0 & 0 & 0 \\ C_{11} - 2C_{66} & C_{11} & C_{13} & 0 & 0 & 0 \\ C_{13} & C_{13} & C_{33} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & C_{44} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & C_{44} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & C_{66} \end{pmatrix}$$

En este caso, los coeficientes Γ_{ij} de la matriz de Kelvin – Christoffel son

$$\Gamma_{11} = C_{11}n_x^2 + C_{66}n_y^2 + C_{44}n_z^2$$

$$\Gamma_{22} = C_{66}n_x^2 + C_{22}n_y^2 + C_{44}n_z^2$$

$$\Gamma_{33} = C_{44}n_x^2 + C_{44}n_y^2 + C_{33}n_z^2$$

$$\Gamma_{12} = \Gamma_{21} = (C_{11} - C_{66})n_x n_y$$

$$\Gamma_{13} = \Gamma_{31} = (C_{13} - C_{44})n_x n_z$$

$$\Gamma_{23} = \Gamma_{32} = (C_{44} - C_{23})n_y n_z$$

Ahora consideremos el problema de propagación vertical en un medio con simetría hexagonal vertical, esto es supongamos que el vector de propagación de la onda está dado por:

$$\hat{n} = (0,0,1) = \hat{k}$$

Bajo esta hipótesis la matriz de Kelvin – Christoffel es automáticamente diagonal, en efecto, sus elementos no nulos son:

$$\Gamma_{11} = C_{44}$$

$$\Gamma_{22} = C_{44}$$

$$\Gamma_{33} = C_{33}$$

y en consecuencia el problema de autovectores y autovalores por la propagación se trivializa totalmente; la forma explícita de la matriz queda de la siguiente manera:

$$\begin{pmatrix} C_{44}\rho v^2 & 0 & 0 \\ 0 & C_{44}\rho v^2 & 0 \\ 0 & 0 & C_{33}\rho v^2 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} u_1^{(0)} \\ u_2^{(0)} \\ u_3^{(0)} \end{pmatrix} = 0$$

Como se puede observar el problema sólo posee dos autovalores, uno de ellos degenerado, lo que indica que sólo hay dos ondas propagándose por la vertical. Una longitudinal (onda P) que corresponde al autovalor:

$$v_P = \sqrt{\frac{C_{33}}{\rho}}$$

Con autovector asociado:

$$\underline{P}^{(0)} = (0,0,1),$$

La otra onda es la transversal (de cillaza) asociada al autovalor degenerado:

$$v_S = \sqrt{\frac{C_{44}}{\rho}},$$

El vector de polarización (normalizado) de la onda S está dado por:

$$\underline{S}^{(0)} = \frac{1}{\sqrt{a^2 + b^2}}(a, b, 0),$$

De acuerdo con esto se puede observar que a polarización de la onda S que se propaga verticalmente en un medio con anisotropía polar es en el plano $x - y$, y aparte de esta condición es arbitraria.

Babuska and Cara (1991) estudia el problema de propagación horizontal en un medio con anisotropía polar, esto es, supongamos que el vector de propagación de la onda es perpendicular a la dirección de simetría, por ejemplo:

$$\hat{n} = (1,0,0) = \hat{i}$$

Bajo esta hipótesis la matriz de Kelvin – Christoffel es automáticamente diagonal, en efecto, sus elementos no nulos son:

$$\Gamma_{11} = C_{11}$$

$$\Gamma_{22} = C_{66}$$

$$\Gamma_{33} = C_{44}$$

En consecuencia el problema de autovectores y autovalores para la propagación es:

$$\begin{pmatrix} C_{11} - \rho v^2 & 0 & 0 \\ 0 & C_{66} - \rho v^2 & 0 \\ 0 & 0 & C_{44} - \rho v^2 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} u_1^{(0)} \\ u_2^{(0)} \\ u_3^{(0)} \end{pmatrix} = 0$$

El problema posee tres autovalores, lo que indica que hay tres tipos de ondas propagándose por la horizontal. La longitudinal (onda P) que corresponde al autovalor:

$$v_P = \sqrt{\frac{C_{11}}{\rho}}$$

Con su autovector asociado:

$$\vec{P}^{(0)} = (1,0,0)$$

Una segunda onda transversa asociada al autovector (0,1,0) y de autovalor:

$$v_{S1} = \sqrt{\frac{C_{66}}{\rho}}$$

La tercera (autovector (0,1,0)) es también una onda transversa asociada al autovalor:

$$v_{S2} = \sqrt{\frac{C_{44}}{\rho}}$$

De lo anterior, se deduce que la onda S que se propaga en un medio con simetría hexagonal vertical tiene dos componentes (S_1 , S_2), las cuales se propagan a distintas velocidades y por ende da origen al fenómeno de birrefringencia.

3.8. Anisotropía azimutal (isotropía transversal con eje de simetría horizontal)

La anisotropía azimutal es el tipo de anisotropía de interés para la ingeniería de yacimientos. Ésta es matemáticamente idéntica a la anisotropía polar, excepto por el eje de simetría. Esta anisotropía es causada por la orientación preferencial de desperfectos mecánicos (fracturas o microfacturas), y en yacimientos presionados, estos desperfectos podrían controlar la permeabilidad (figura 14)

Brodov et al. (1990) observaron una buena correlación entre la anisotropía azimutal de la onda S y la producción en una unidad fracturada. La birrefringencia vertical de 4% fue asociada con una pobre producción (20barriles por día), mientras que birrefringencia de 7% fue asociada con una mejor producción (100 barriles por día). Brodov (op. cit.) derivó sus estimaciones de anisotropía combinando sísmica de superficie multicomponente con walkaway VSPs multicomponentes.

Comúnmente, las mediciones sísmicas no pueden distinguir entre muchas fracturas pequeña y unas pocas grandes fracturas. Schoenberg and Muir (1988) han

mostrado que, en longitudes de ondas largas, la conformidad agregada por fracturas podrían ser producidas por muchas diferentes combinaciones de dimensiones de fracturas.

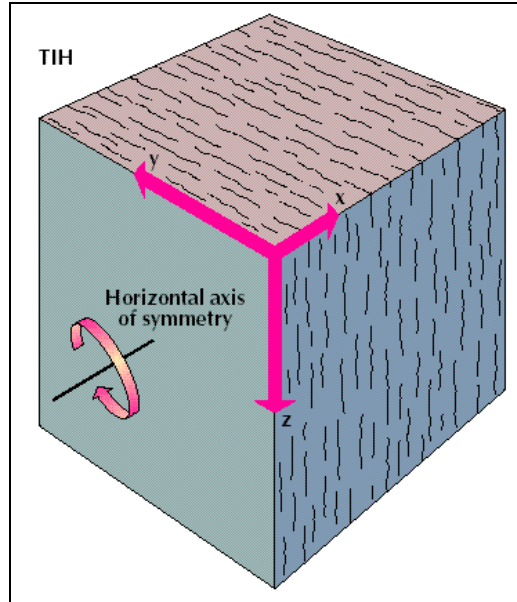


Figura 14. Isotropía transversal con eje de simetría horizontal (tomado de Armstrong 1994)

Para un medio con simetría hexagonal horizontal la matriz de coeficientes elásticos está dada por:

$$[C]_{HTI} = \begin{pmatrix} C_{11} & C_{13} & C_{13} & 0 & 0 & 0 \\ C_{13} & C_{33} & (C_{33} - 2C_{44}) & 0 & 0 & 0 \\ C_{13} & (C_{33} - 2C_{44}) & C_{33} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & C_{44} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & C_{55} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & C_{55} \end{pmatrix},$$

En el caso de la propagación vertical, esto es, con vector director de propagación vertical. Los elementos no nulos de la matriz de Kelvin – Christoffel son los siguientes.

$$\Gamma_{11} = C_{55}$$

$$\Gamma_{22} = C_{44}$$

$$\Gamma_{33} = C_{33}$$

En consecuencia la ecuación de Christoffel tiene la siguiente forma explícita:

$$\begin{pmatrix} C_{55} - \rho v^2 & 0 & 0 \\ 0 & C_{44} - \rho v^2 & 0 \\ 0 & 0 & C_{33} - \rho v^2 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} u_1^{(0)} \\ u_2^{(0)} \\ u_3^{(0)} \end{pmatrix} = 0$$

La solución al problema exhibe tres autovalores asociados a tres autovectores ortogonales entre sí:

$$v_P = \sqrt{\frac{C_{33}}{\rho}}, \quad \mathbf{P}^{(0)} = (0,0,1) \text{ para la onda P}$$

$$v_{S1} = \sqrt{\frac{C_{44}}{\rho}}, \quad \mathbf{S}_{S1}^{(0)} = (0,1,0) \text{ para la onda } S_1$$

$$v_{S2} = \sqrt{\frac{C_{55}}{\rho}}, \quad \mathbf{S}_{S2}^{(0)} = (1,0,0) \text{ para la onda } S_2$$

3.9. Anisotropía monoclinica y ortorrómbica (ortotrópica)

Este tipo de anisotropía se presenta cuando, un sistema de fracturas verticales ha sido superpuesto por encima de un sistema estratificado horizontalmente.

3.10. Birrefringencia

El fracturamiento es un factor importante para los fluidos en muchos yacimientos de hidrocarburos. Conocer la orientación de las fracturas ayuda a planificar una buena producción e inyección de pozos para el drenaje efectivo de los hidrocarburos.

Las fracturas afectan el tiempo de viaje de las ondas sísmicas, y a su vez causan anisotropía de velocidad, es decir, diferencias de velocidades sísmicas cuando son medidas en diferentes direcciones. La medición de los efectos sobre velocidades sísmicas podría ofrecer una idea de la intensidad y orientación de la fractura.

El efecto de la anisotropía en los tiempos de viaje en las ondas P, son usualmente pequeños y podrían no ser distinguidos de los efectos por las heterogeneidades; pero en la onda S (ondas de corte) si es propensa a ser evidente. La onda S exhibe el fenómeno llamado birrefringencia (splitting), este depende de la velocidad sobre la dirección de polarización, este fenómeno no es causado por heterogeneidades.

El grado de birrefringencia da una cierta medida de la intensidad de la fractura, y la polarización de la onda S rápida es generalmente paralela a la dirección de las fracturas. Si las tres componentes del movimiento de la partícula son grabadas, entonces las direcciones de los ejes principales podrían ser determinadas por rotación de coordenadas, y así inferir la orientación de las fracturas.

La propagación de un tren de ondas a través de un medio homogéneo e isotrópico, puede determinarse por la construcción de Huygens. Las ondas secundarias en dicho medio son superficies esféricas. Existen, sin embargo, muchas sustancias cristalinas transparentes que, aunque homogéneas, son anisotrópicas; es decir, sus propiedades ópticas son diferentes en las distintas direcciones. Los cristales que tienen esta propiedad son llamados birrefringentes.

Un rayo que incide sobre un cristal en dirección de la normal se descompone en dos rayos que atraviesan el cristal. Los rayos correspondientes a los frentes de onda tangentes a las ondas secundarias esféricas no son desviados, y se denominan rayos ordinarios. Los rayos correspondientes a los frentes de onda tangentes a las

ondas secundarias elipsoidales son desviados, aunque los rayos incidentes sean normales a la superficie, estos son los llamados rayos extraordinarios.

Toda roca es anisotrópica aunque sea en un grado mínimo, esto significa que una o más propiedades físicas varían dependiendo de la dirección en la cual sea medida. Las fracturas son la causa más común de anisotropía, ya que las fracturas causan diversos cambios en las propiedades internas de la roca como permeabilidad y velocidades sísmicas; las cuales tienen diferentes valores en la dirección paralela y perpendicular a ésta.

La propagación de la onda S en un medio anisotrópico es muy diferente a la propagación de la onda P. La mayor diferencia entre estas dos ondas, es que al entrar a un medio anisotrópico la onda S sufre el efecto llamado birrefringencia, y la onda P sólo cambia la dirección de propagación siguiendo la Ley de Snell.

Este efecto birrefringente consiste básicamente en separar la onda S en dos ondas, la onda S rápida (S_1) y la onda S lenta (S_2). Estas ondas poseen direcciones de propagación ortogonales entre si, y además, viajan a diferentes velocidades. El vector de desplazamiento de S_1 es orientado paralelamente en la dirección del plano de las fracturas, mientras que el vector desplazamiento de S_2 es orientado en dirección perpendicular al plano de las fracturas (figura 15)

Cuando una onda S incide en un material anisotrópico se polariza, y la dirección de propagación se orienta en un ángulo ϕ relativo a la dirección de máximo esfuerzo horizontal; normalmente esta dirección de esfuerzo coincide con la dirección de los planos de fractura.

El concepto físico de esta propagación de ondas es importante, ya que si se usan receptores de tres componentes para grabar el campo de ondas, estos pueden registrar las componentes S_1 y S_2 . Consecuentemente, se podría inferir la orientación de los planos de fracturas.

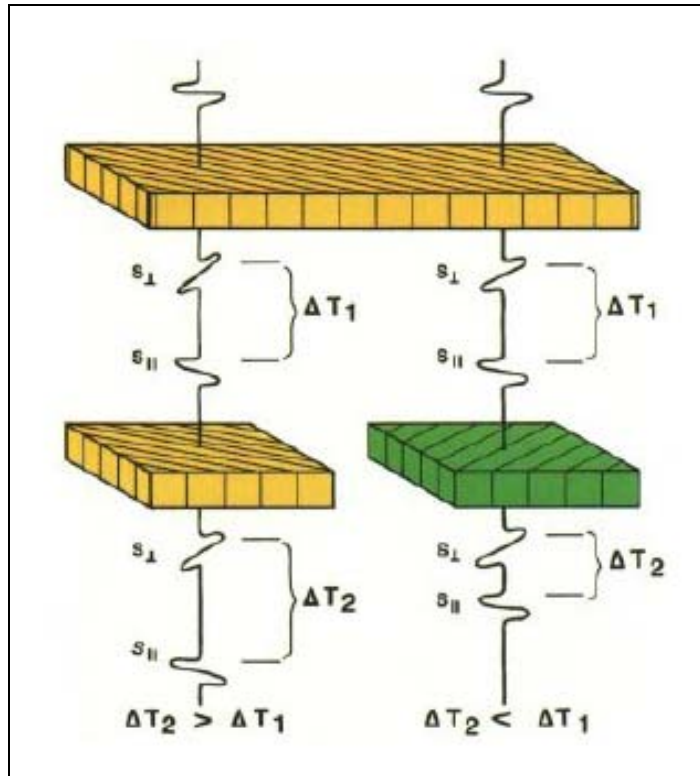


Figura 15. Efecto birrefringente de la onda S (tomado de Martin and Davis 1987)

3.11. Grupos de simetría

El tensor de rotación $\overline{\overline{R}}$ y el tensor de reflexión $\overline{\overline{R}}_1$, definen las propiedades de simetría de un material, es decir, forman un grupo, el cual es llamado Grupo de Simetría Material.

En caso de un material isotrópico, el grupo de simetría incluye todas las rotaciones respecto a todos los posibles ejes y las reflexiones en un plano. De modo que esta situación corresponde al grupo de todos los tensores ortogonales, llamado grupo Ortogonal Total en R^3 .

Cuando un grupo de simetría consta de todas las rotaciones pero no incluye las reflexiones, hablamos de un material Hemitrópico.

Los materiales anisotrópicos son aquellos que presentan menor simetría material que un material isotrópico.

Un material que incluya todas las rotaciones en torno a un eje específico, se denomina transversalmente isotrópico.

Todo material que posea una simetría reflexional con respecto a cada uno de los tres ejes planos mutuamente perpendiculares entre si, se le denomina ortotrópico

3.12. Estructura canónica de la ecuación de ondas ortotrópica

Al considerar las fuerzas que actúan sobre un elemento de volumen de un medio continuo y deformable, si tiene que el campo elástico del desplazamiento $\underline{D} = (u, v, w)$, esta regido por las ecuaciones en derivadas parciales (Kittel, 1956):

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{\partial \tau_{11}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{12}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{13}}{\partial z}$$

$$\rho \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} = \frac{\partial \tau_{21}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{22}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{23}}{\partial z}$$

$$\rho \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} = \frac{\partial \tau_{31}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{32}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{33}}{\partial z}$$

Después orientamos las aristas a lo largo de los ejes cartesianos X, Y, Z , se obtienen las siguientes expresiones:

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = C_{11} \frac{\partial E_{11}}{\partial x} + C_{12} \frac{\partial (E_{22} + E_{33})}{\partial x} + C_{44} \left(\frac{\partial E_{12}}{\partial y} + \frac{\partial E_{13}}{\partial z} \right)$$

$$\rho \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} = C_{11} \frac{\partial E_{22}}{\partial y} + C_{12} \frac{\partial (E_{11} + E_{33})}{\partial y} + C_{44} \left(\frac{\partial E_{12}}{\partial x} + \frac{\partial E_{23}}{\partial z} \right)$$

$$\rho \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} = C_{11} \frac{\partial E_{33}}{\partial z} + C_{12} \frac{\partial (E_{11} + E_{22})}{\partial z} + C_{44} \left(\frac{\partial E_{13}}{\partial x} + \frac{\partial E_{23}}{\partial y} \right)$$

Luego, al tener en cuenta las siguientes definiciones (Kittel, 1956) y (Sommerfeld, 1971)

$$E_{11} \equiv E_{xx} = \frac{\partial u}{\partial x}$$

$$E_{22} \equiv E_{yy} = \frac{\partial y}{\partial y}$$

$$E_{33} \equiv E_{zz} = \frac{\partial w}{\partial z}$$

$$E_{12} = E_{21} \equiv E_{xy} = E_{yx} = \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial y}{\partial x}$$

$$E_{13} = E_{31} \equiv E_{xz} = E_{zx} = \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x}$$

$$E_{23} = E_{32} \equiv E_{yz} = E_{zy} = \frac{\partial y}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y}$$

Podemos escribirlas de la siguiente forma:

$$u = C_1 \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + C_3 \left(\frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right) + C_2 \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x \partial y} + \frac{\partial^2 w}{\partial x \partial z} \right) \quad (1)$$

$$v = C_1 \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + C_3 \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \right) + C_2 \left(\frac{\partial^2 u}{\partial y \partial x} + \frac{\partial^2 w}{\partial y \partial z} \right) \quad (2)$$

$$w = C_1 \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} + C_3 \left(\frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial y^2} \right) + C_2 \left(\frac{\partial^2 u}{\partial z \partial x} + \frac{\partial^2 v}{\partial z \partial y} \right) \quad (3)$$

Donde,

$$C_1 = \frac{C_{11}}{\rho}$$

$$C_2 = \frac{(C_{12} + C_{44})}{\rho}$$

$$C_3 = \frac{C_{44}}{\rho}$$

Y sujetas a la desigualdad,

$$C_1 > C_2 > C_3$$

tal que,

$$C_{11} > C_{12} > C_{44}$$

y,

$$(C_{12} + C_{44}) < C_{11}$$

Luego agrupando apropiadamente, cada uno de los términos del segundo miembro de las expresiones 1, 2 y 3, se lleva el sistema de ecuaciones en derivadas parciales, a la siguiente forma canónica:

$$\frac{\partial^2 \underline{D}}{\partial t^2} = [C_1 P + C_2 S + C_3 T] \underline{D}$$

$$\frac{\partial^2}{\partial t^2} \begin{pmatrix} u \\ v \\ w \end{pmatrix} = \left[C_1 \begin{pmatrix} \partial_x^2 & 0 & 0 \\ 0 & \partial_y^2 & 0 \\ 0 & 0 & \partial_z^2 \end{pmatrix} + C_2 \begin{pmatrix} 0 & \partial_{xy}^2 & \partial_{xz}^2 \\ \partial_{yx}^2 & 0 & \partial_{yz}^2 \\ \partial_{zx}^2 & \partial_{zy}^2 & 0 \end{pmatrix} + C_3 \begin{pmatrix} (\partial_y^2 + \partial_z^2) & 0 & 0 \\ 0 & (\partial_x^2 + \partial_z^2) & 0 \\ 0 & 0 & (\partial_x^2 + \partial_y^2) \end{pmatrix} \right] \begin{pmatrix} u \\ v \\ w \end{pmatrix} \quad (4)$$

tal que,

$$\partial_x^2 \equiv \frac{\partial^2}{\partial x^2}, \partial_y^2 \equiv \frac{\partial^2}{\partial y^2}, \partial_z^2 \equiv \frac{\partial^2}{\partial z^2}$$

$$\partial_{xy}^2 \equiv \frac{\partial^2}{\partial_x \partial_y}, \partial_{xz}^2 \equiv \frac{\partial^2}{\partial_x \partial_z}, \partial_{yz}^2 \equiv \frac{\partial^2}{\partial_y \partial_z}$$

$$P \equiv \begin{pmatrix} \partial_x^2 & 0 & 0 \\ 0 & \partial_y^2 & 0 \\ 0 & 0 & \partial_z^2 \end{pmatrix}, S \equiv \begin{pmatrix} 0 & \partial_{xy}^2 & \partial_{xz}^2 \\ \partial_{yx}^2 & 0 & \partial_{yz}^2 \\ \partial_{zx}^2 & \partial_{zy}^2 & 0 \end{pmatrix}, T \equiv \begin{pmatrix} (\partial_y^2 + \partial_z^2) & 0 & 0 \\ 0 & (\partial_x^2 + \partial_z^2) & 0 \\ 0 & 0 & (\partial_x^2 + \partial_y^2) \end{pmatrix}$$

Además, se puede intuir de la expresión (4), que para un medio ortotrópico, existen explícitamente tres ondas corpóreas, cuyas velocidades de propagación son:

$$V_1^2 = V_p^2 = (C_{11} / \rho)$$

$$V_2^2 = V_s^2 = (C_{12} + C_{44}) / \rho$$

$$V_3^2 = V_t^2 = (C_{44} / \rho)$$

3.13. Filtro de mediana

El filtro de la mediana es una técnica de procesamiento usada en datos VSP, primero para separar campos de ondas y segundo para mejoramiento de los datos.

El filtro utilizado opera en tiempo constante a lo largo de los datos. Un arreglo de N muestras es formado y arreglado en orden ascendente en amplitud; el valor de la mediana ocupa la (N+1)/2 posición en el arreglo. Un filtro de mediana de N puntos, genera una traza de salida de un conjunto de N trazas de entrada tomando el valor de la mediana de las N muestras en cada arreglo. Esta traza de salida es asignada a la posición ocupada por la traza central del filtro (figura 16)

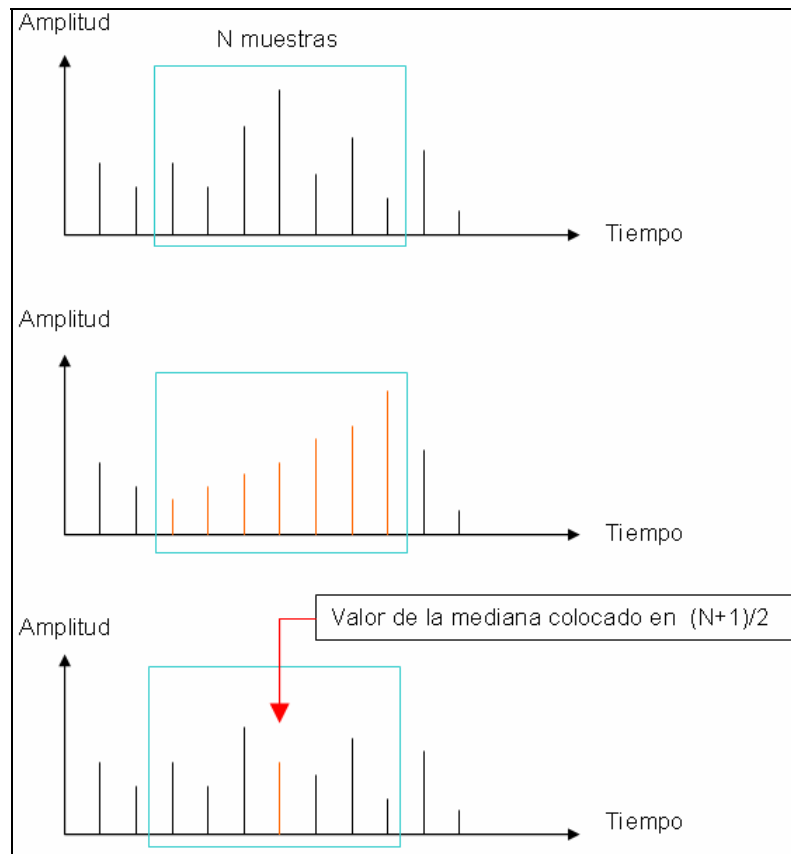


Figura 16. Esquema de cómo trabaja el filtro de la mediana

3.14. Rotación horizontal

El sistema consta de una componente vertical (V) y dos componentes horizontales (H1 y H2). La componente H1 es rotada hacia la posición de máxima energía grabada.

Este proceso se lleva a cabo mediante la técnica de procedimiento matemático llamado Método de los Momentos de Inercia.

Al realizar la rotación horizontal, las componentes H1 y V se encuentran contenidas en el plano fuente – receptores, mientras que la componente H2 se encuentra perpendicular a este plano mencionado. Luego de rotado el sistema la componente H1 pasa a llamarse Radial y la componente H2 a Transversal (figura 17)

Con este procedimiento se logra que todos los receptores mantengan el mismo sistema de referencia, ya que, durante el proceso de adquisición el geófono se mueve

rotando respecto al eje vertical continuamente, y al acoplarlos no presentan el mismo sistema de coordenadas.

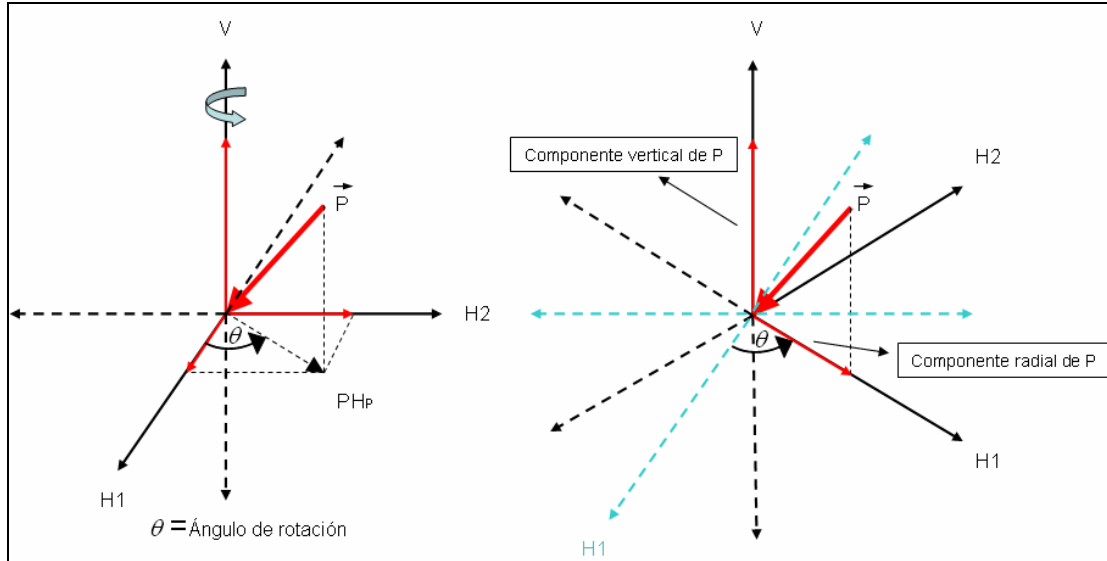


Figura 17. Modo gráfico de la rotación horizontal

3.15. Análisis de polarización

Por diversas décadas, la sísmica de reflexión de una sola componente ha sido la herramienta geofísica primaria para exploración y desarrollo de hidrocarburos. Adicionalmente se podría recobrar más información del campo de ondas sísmicas, si este es grabado y analizado como una cantidad vectorial.

El análisis de polarización es una técnica que describe cuantitativamente el movimiento de la partícula de un campo de ondas sísmicas. La técnica de procesamiento sísmico vectorial es el análisis de polarización, en la cual se describe Los parámetros del movimiento de la partícula fueron los primeros reconocidos como una medición útil para el mejoramiento de datos sísmicos en una investigación realizada por Jolly (1956).

Este podría ser desempeñado por examinación visual de un hodograma de movimiento de la partícula.

3.16. *Hodogramas de movimiento de la partícula*

Esta es la forma más simple con la cual se puede observar el movimiento de la partícula, y envuelve en una exhibición gráfica las variaciones 3D del movimiento de la partícula, en una ventana de tiempo específica (a menudo proyectado sobre un plano 2D para mayor claridad).

El diagrama describe la variación en tiempo del movimiento de la partícula; permitiendo la identificación de diferentes tipos de ondas, aunque la observación del comportamiento de polarización cambie.

Otro factor muy importante es la longitud de la ventana para realizar el análisis de polarización. Escoger la longitud adecuada de la ventana, desempeña un factor crucial dentro de los resultados; y representa una compensación entre resolución y estabilidad.

Cuando la ventana es demasiado pequeña o viceversa, el análisis de polarización se hace inestable.

3.17. Sísmica de pozos

Dentro de la sísmica de pozos, existen diferentes técnicas de adquisición de datos, las cuales a su vez generan distintas aplicaciones dependiendo del caso.

3.17.1. Checkshot

En este modo de adquisición las mediciones de tiempo se adquieren colocando receptores a profundidades conocidas dentro del pozo, típicamente cada 300 pies. Estas mediciones generan resultados exactos de tiempo – profundidad y velocidad sísmica que pueden ser usadas para calibrar registros de pozo

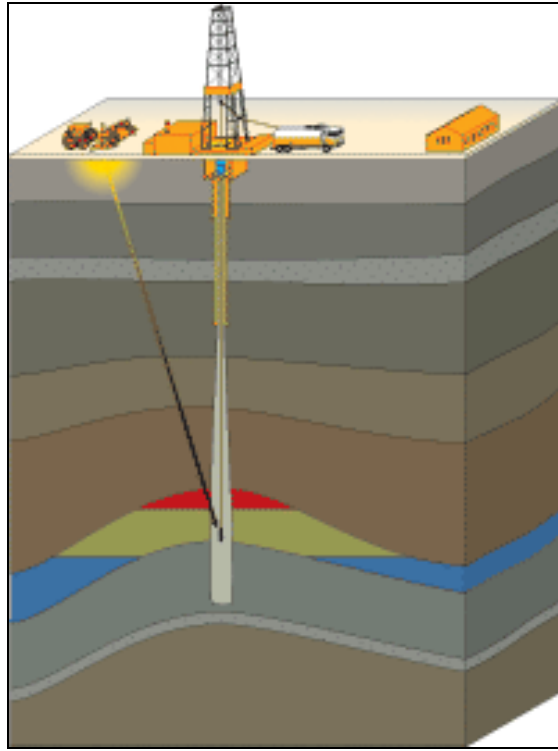


Figura 18. Geometría de adquisición de un Check Shot (tomado de VSFusion)

Aplicaciones generales:

- Correlación tiempo – profundidad.
- Análisis de velocidades.
- Generación de sismograma sintético.
- Conversión de registro de pozo a escala de tiempo

3.17.2. Perfiles sísmicos verticales (VSP)

Esta técnica es más avanzada, la diferencia principal es que este graba a profundidades específicas, a intervalos constantes y espaciamentos más cortos, usualmente 50 pies.

El VSP es una herramienta de reconocimiento del pozo, la cual registra una señal genera en superficie.

Dependiendo de la posición de la fuente tenemos varios tipos de VSP

- VSP con desplazamiento corto —→ cero offset VSP
- VSP con desplazamiento largo —→ offset VSP
—→ multi – offset VSP
—→ walkaway

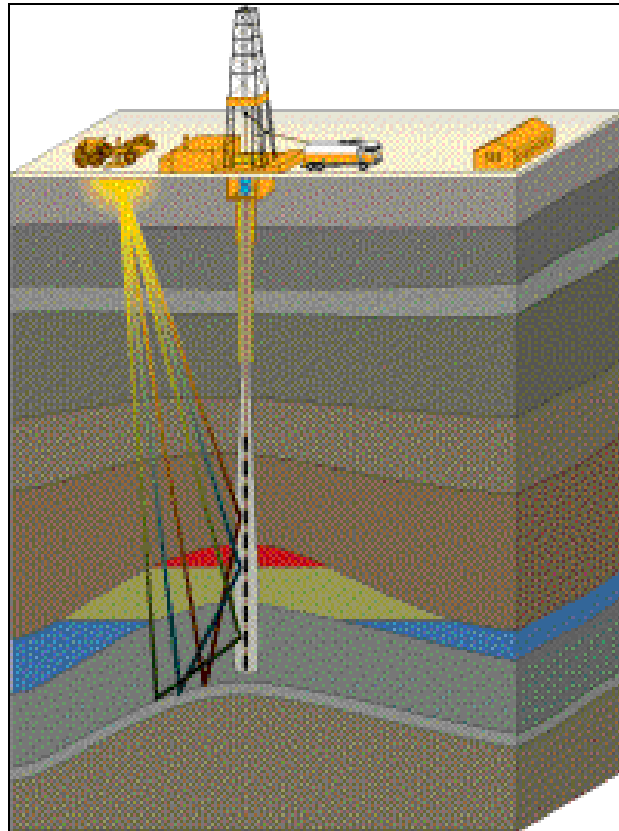


Figura 19. Geometría de adquisición de un Cero Offset VSP (tomado de VSFusion)

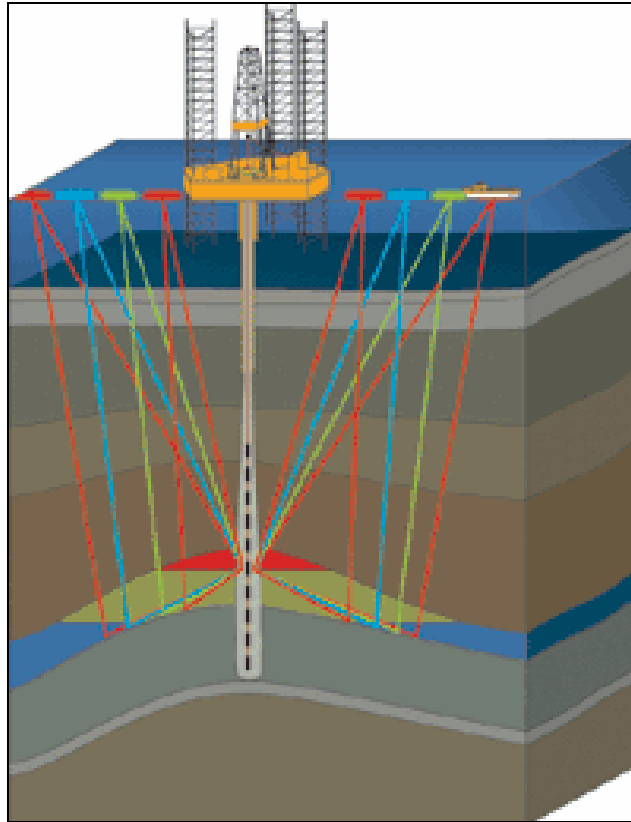


Figura 20. Geometría de adquisición de un Walkaway (tomado de VSFusion)

3.17.3. Offset VSP

En este tipo de adquisición las mediciones de tiempo se toman a diferentes profundidades. A diferencia del VSP cero offset, éste graba tanto los campos de ondas descendentes como ascendentes.

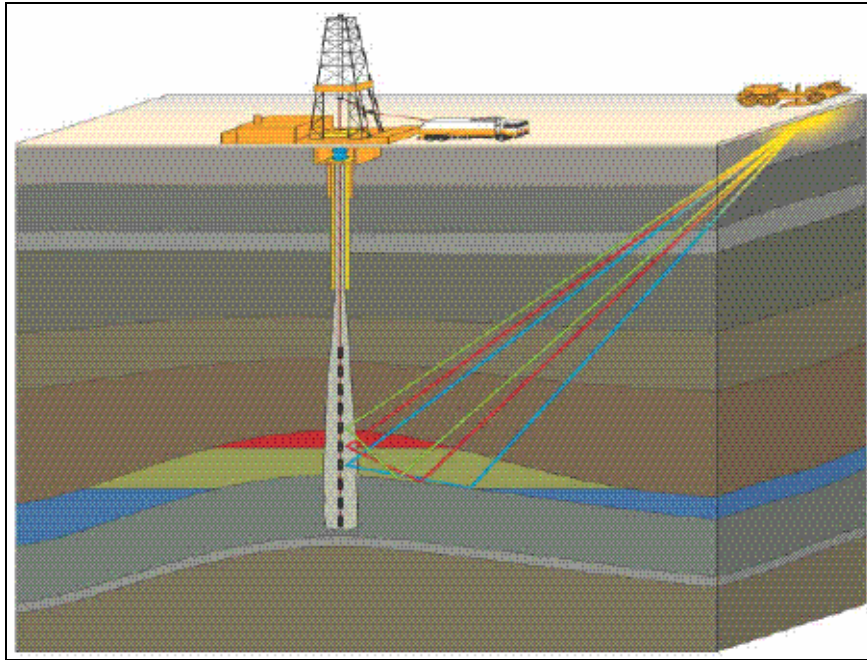


Figura 21. Geometría de adquisición de un offset VSP (tomado de VSFusion)

Aplicaciones generales de los VSP:

- Identificación de eventos múltiples, tales como reflexión primaria o reflexiones múltiples.
- Predicción de profundidad de los eventos sísmicos más allá de la mecha de perforación.
- Resolución vertical mejorada comparada con los datos de sísmica de superficie.
- Estudios de atenuación.
- Estudios de anisotropía y polarización.
- Predicción de fracturas en el yacimiento.
- Se pueden generar imágenes 2D del pozo.
- Delimitación de fallas.
- Evaluación de buzamientos.
- Cálculos de propiedades físicas de las rocas mediante la relación V_p / V_s .
- Análisis de atributos AVO y análisis de velocidades.

3.18. Registro de imagen

El CBIL es un registro el cual genera imágenes de las paredes del pozo. Éste consta de un transductor acústico, colocado sobre una sección rotatoria; el cual emite pulsos de alta frecuencia, y al mismo tiempo va grabando su reflexión. En cada pulso es grabada la amplitud de la onda reflejada y su tiempo.

Cada muestra grabada se coloca sobre la anterior, por lo que el CBIL cubre los 360° de las paredes del hoyo. Los eventos que no son horizontales o verticales, aparecen en la imagen como una elipse (figura 27)

La imagen representa la amplitud mediante píxeles, los cuales representan la amplitud de la onda acústica, perturbada por los cambios de impedancia acústica.

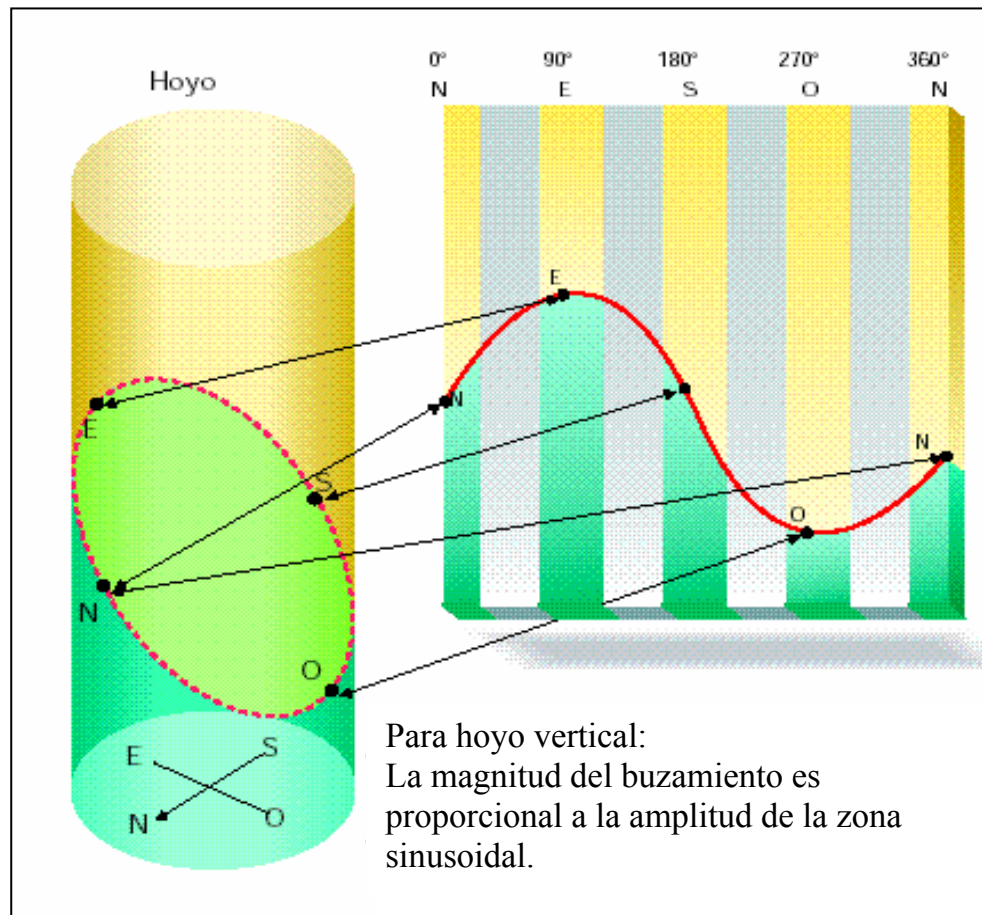


Figura 22. Modo de graficación de los registros de imágenes

La interpretación de las imágenes, se basa en los siguientes criterios: las formaciones de alto reflejo acústico son representadas por color claro, y las de bajo por color oscuro. Las fracturas abiertas están representadas por colores oscuros, y por colores claros si se encuentran rellenas. Los cambios de porosidad son reflejados mediante el cambio de color de las imágenes, cuando la porosidad es mayor los registros son más oscuros. Cuando el hoyo presenta rupturas o “breakout” las imágenes son oscuras en direcciones opuestas.

El procesamiento del VSP anterior se llevo a cabo, utilizando el programa SEISLINK versión 4.3, perteneciente a la compañía VSFusion (una compañía de Baker Hughes – CGG).

Las imágenes CBIL fueron procesadas por un analista de registro de pozo, los resultados e interpretaciones realizadas por él, son utilizadas para verificar la existencia de fracturas. El programa utilizado fue Express versión 7.0, perteneciente a la compañía Baker Hughes.

Capítulo 4

Metodología

Para el desarrollo de este trabajo se realizó el procesamiento básico de un Offset VSP, luego éste se enfocó hacia el análisis de las ondas S.

4.1. Parámetros de adquisición:

Datos del pozo

Profundidad Total: 9679 ft MDKB

Sistema de grabación

Tipo: DAQ
Formato: SEG Y
Intervalo de muestreo: 1 ms
Longitud de grabación: 16 s
Longitud de los datos: 4 s

Geófono

Tipo: ASR, herramienta dos niveles
Numero de niveles: 120 niveles
Nivel más somero: 3700 ft (KB)
Nivel más profundo: 9650 ft (KB)
Calidad: buena

Fuente

Tipo: vibroseis
Offset: 4985 ft de la cabeza del pozo
Azimut: N121°
Elevación: 640 ft por encima del nivel medio del mar
Frecuencia: 8 – 90 Hz



Figura 23. Camión vibrador

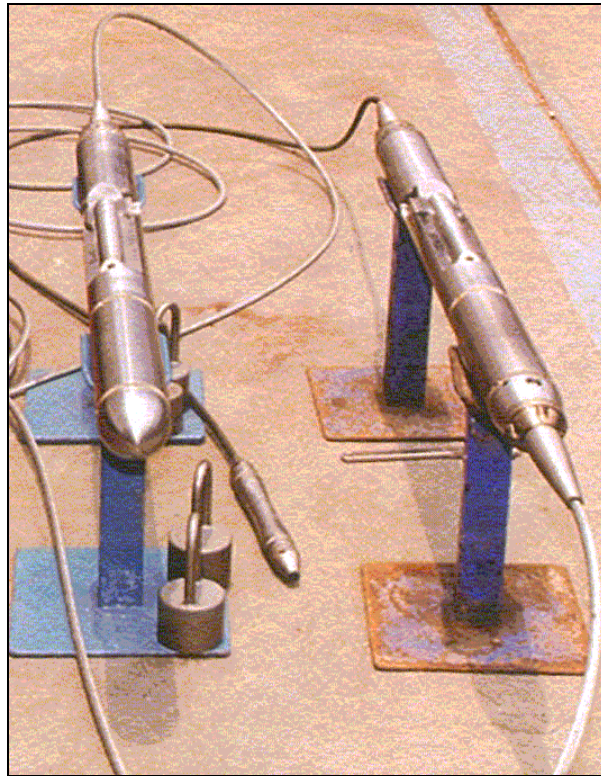


Figura 24. Herramienta ASR

A continuación se describen los pasos del procesamiento del offset VSP:

4.2. Correlación

Ésta es una operación matemática que determina la similitud entre dos series de tiempos discretas. La correlación cruzada supone que la señal de entrada y salida poseen coincidencia en los tiempos, es decir, que la señal recibida es una versión retardada y atenuada de la señal transmitida.

La amplitud correlacionada en un tiempo de salida, es evaluada como la suma del producto de las amplitudes de barrido del vibrador y las amplitudes de los datos de entrada entre la longitud total de barrido. Este proceso es repetido a cada una de las trazas. Además, la señal recibida presenta coincidencias parciales, debido a que existe una superposición de trenes de ondas (VS Fusion, 2004).

Los datos sin correlación se muestran en la figura 25, y los correlacionados de la componente 4 en la figura 26, donde claramente se puede observar la ondícula con la cual se trabajó durante la adquisición.

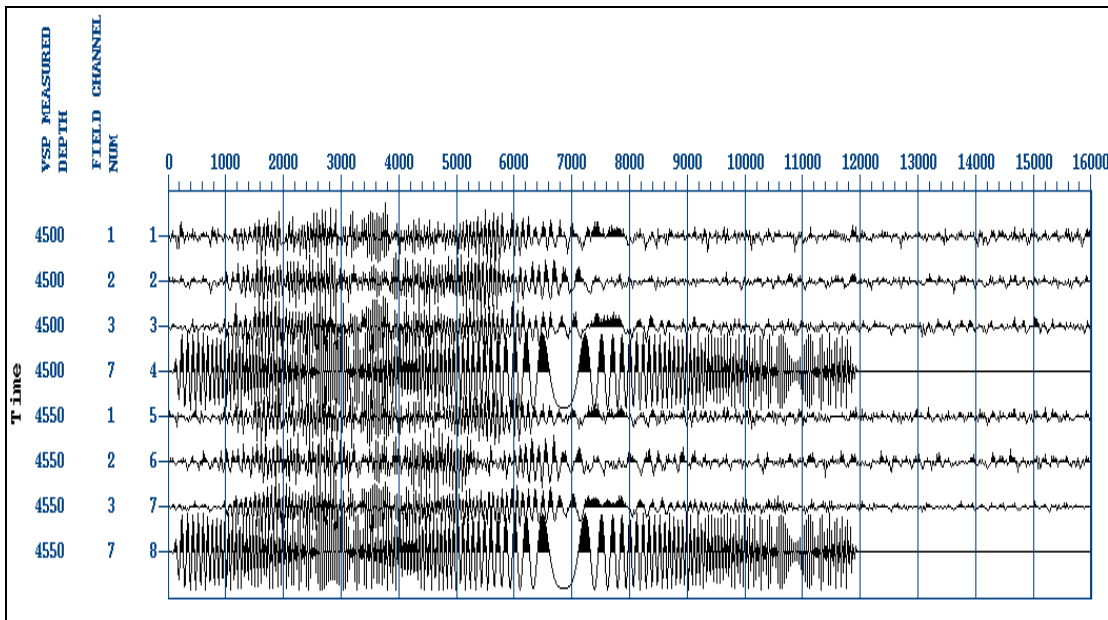


Figura 25. Datos sin correlación

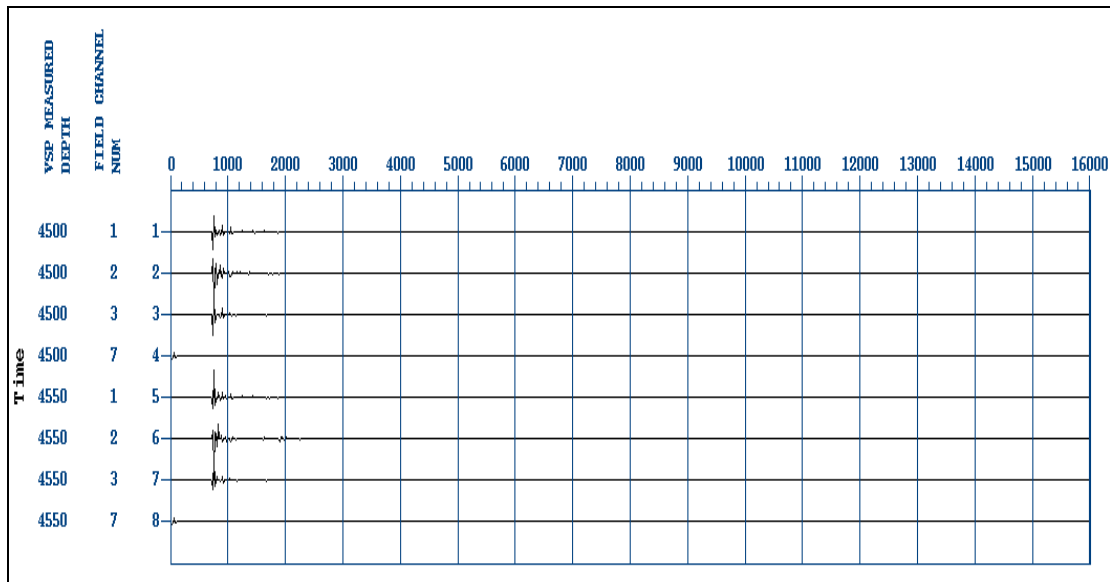


Figura 26. Datos correlacionados componente 4 (señal del vibroseis)

4.3. Análisis Espectral

El espectro de amplitud de una traza representa el pico de amplitudes de cada una de las componentes individuales sinusoidales mostradas como una función de frecuencia. En este caso la escala de amplitud es mostrada usando 20LOG_{10} de la proporción de amplitud (VS Fusion, 2004).

La figura 27 muestra el análisis realizado a los datos luego de la correlación, en él se puede verificar el barrido de frecuencias introducido por la fuente vibroseis de aproximadamente 8 – 90 Hz.

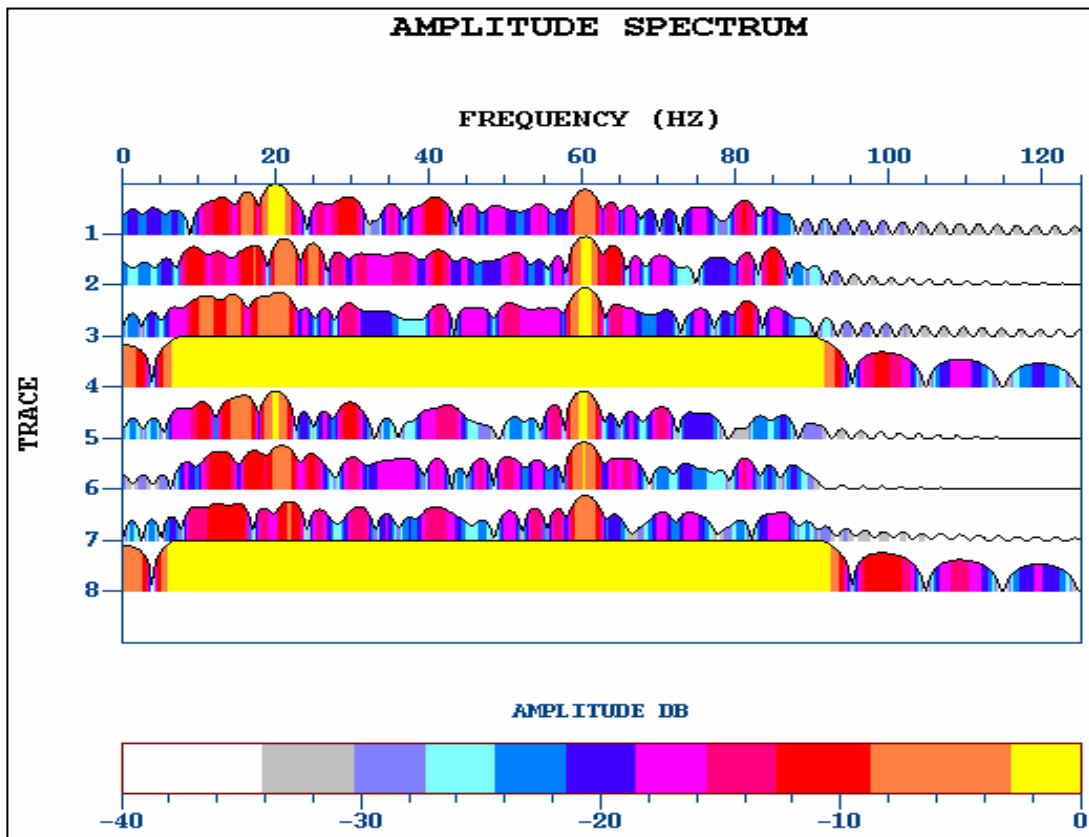


Figura 27. Análisis espectral cuatro componentes para dos niveles de profundidad

4.4. Edición y suma

En la mayoría de las adquisiciones sísmicas se realiza más de un disparo en cada estación (nivel), esto para asegurar la buena calidad de los datos, y así mejorar la relación señal – ruido.

Editando antes de la suma, se asegura que las trazas incluidas en dicha suma tendrán similares formas y amplitudes. Esta etapa incluye la eliminación de trazas, eliminar una porción de ellas (VS Fusion, 2004).

La operación suma se realizó mediante el promedio, para el caso de las trazas parecidas; y de mediana para los casos en los cuales las trazas cambian de forma, es decir, no son tan homogéneas. Este procedimiento es aplicado a las tres componentes simultáneamente (figura 28).

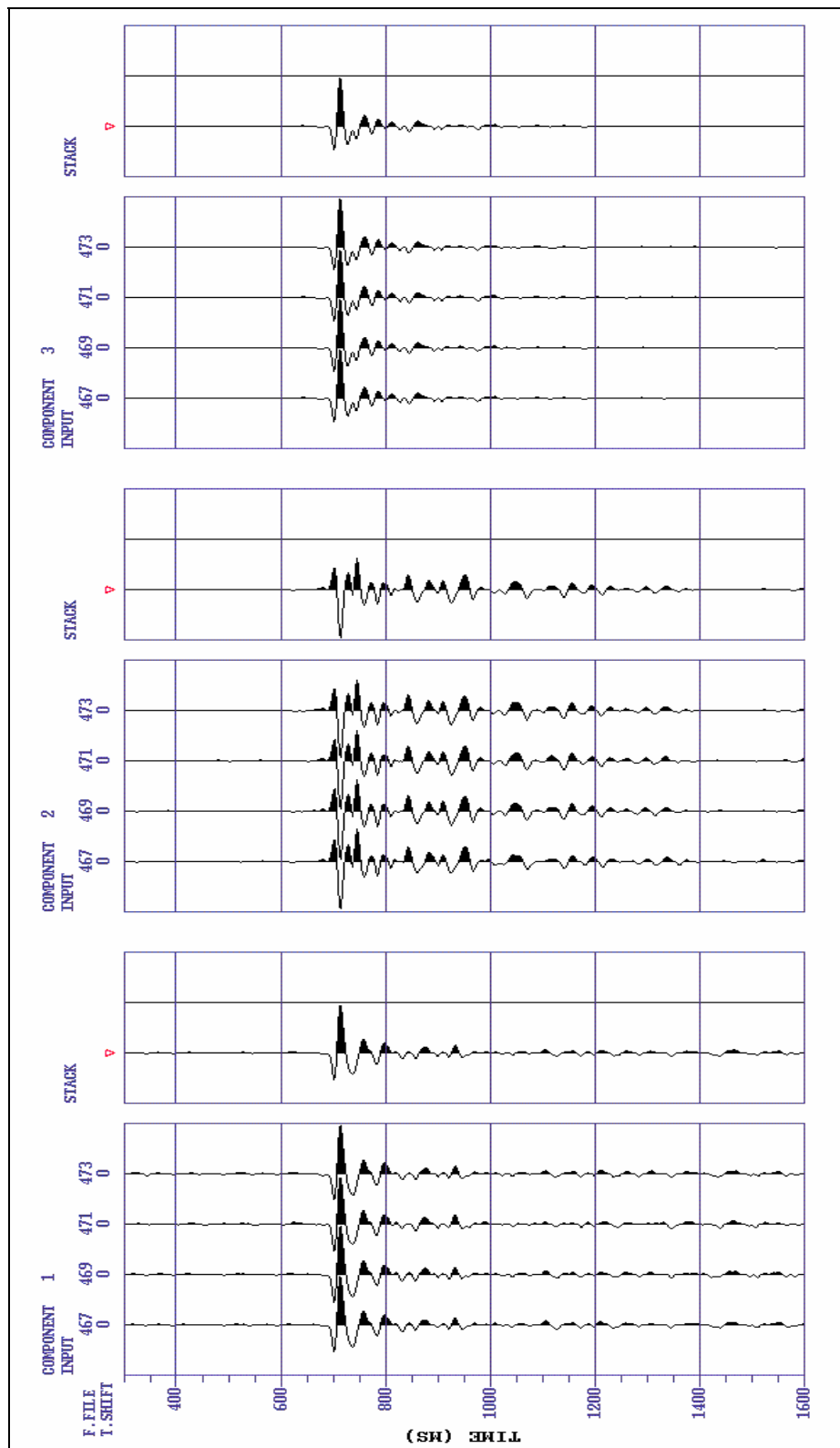


Figura 28. Suma de trazas

Las N números de trazas a la izquierda representan a los N barridos realizados por el camión vibrador, con la finalidad de obtener una mejor relación señal – ruido.

4.5. Detección de los primeros quiebres

En esta parte del procesamiento son seleccionados los primeros quiebres de la onda, correspondientes a la llegada de la onda directa. Aquí se selecciona una componente, para luego tomar los tiempos y estos son automáticamente colocados a las otras dos componentes.

El procedimiento es el siguiente: primero se toma el tiempo en algunas trazas, luego se realiza una interpolación lineal; y posteriormente se refina el tiempo seleccionado de cada traza, realizando una ampliación de la ventana (figura 29 y figura 30).

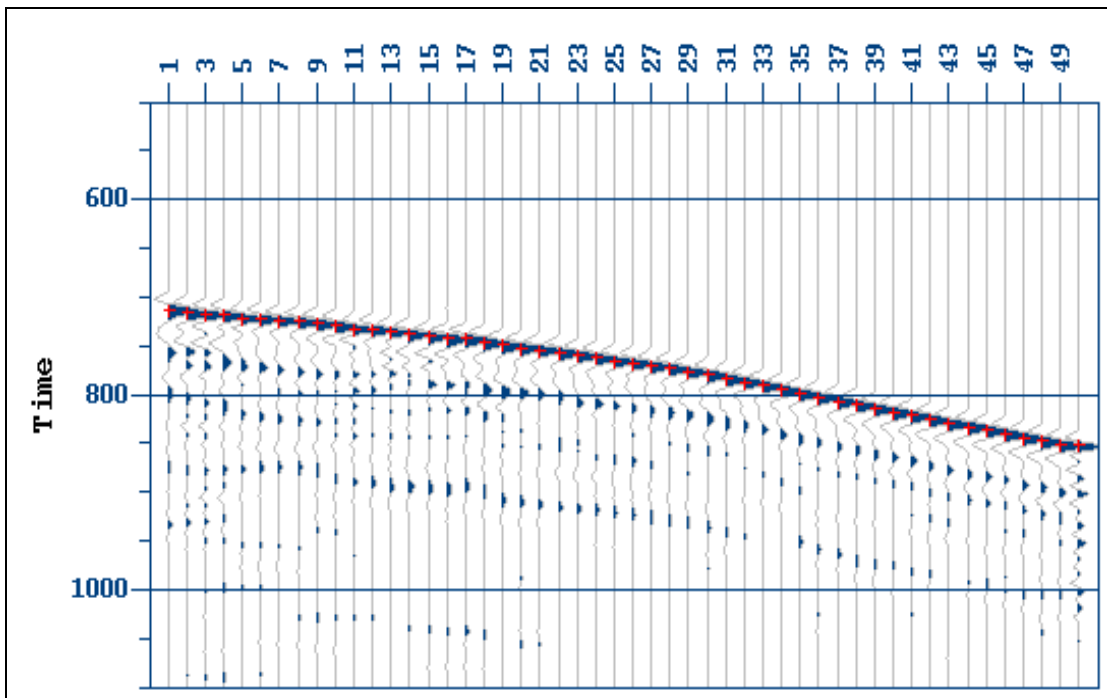


Figura 29. Primeras llegadas (onda P)

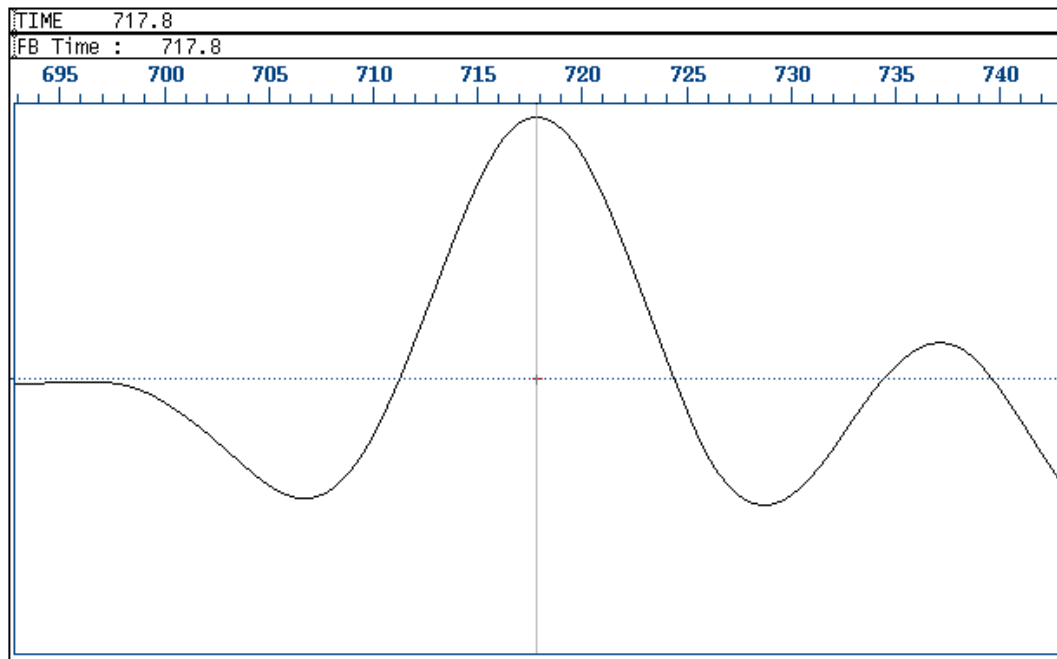


Figura 30. Refinamiento de la selección de la primera llegada

4.6. Geometría

En esta sección se aplican los parámetros de adquisición, tales como: la distancia fuente – receptores, azimuth, elevación de la fuente, elevación del kelly bushing o mesa rotatoria; además los datos de desviación del pozo si corresponde al caso.

Luego de cargados estos parámetros se visualiza la ubicación en planta de la fuente y los receptores, con perfiles perpendiculares norte – sur y este – oeste.

La figura 31 muestra la geometría aplicada a este pozo; la fuente es mostrada con un cuadro azul y los receptores con triángulos rojos.

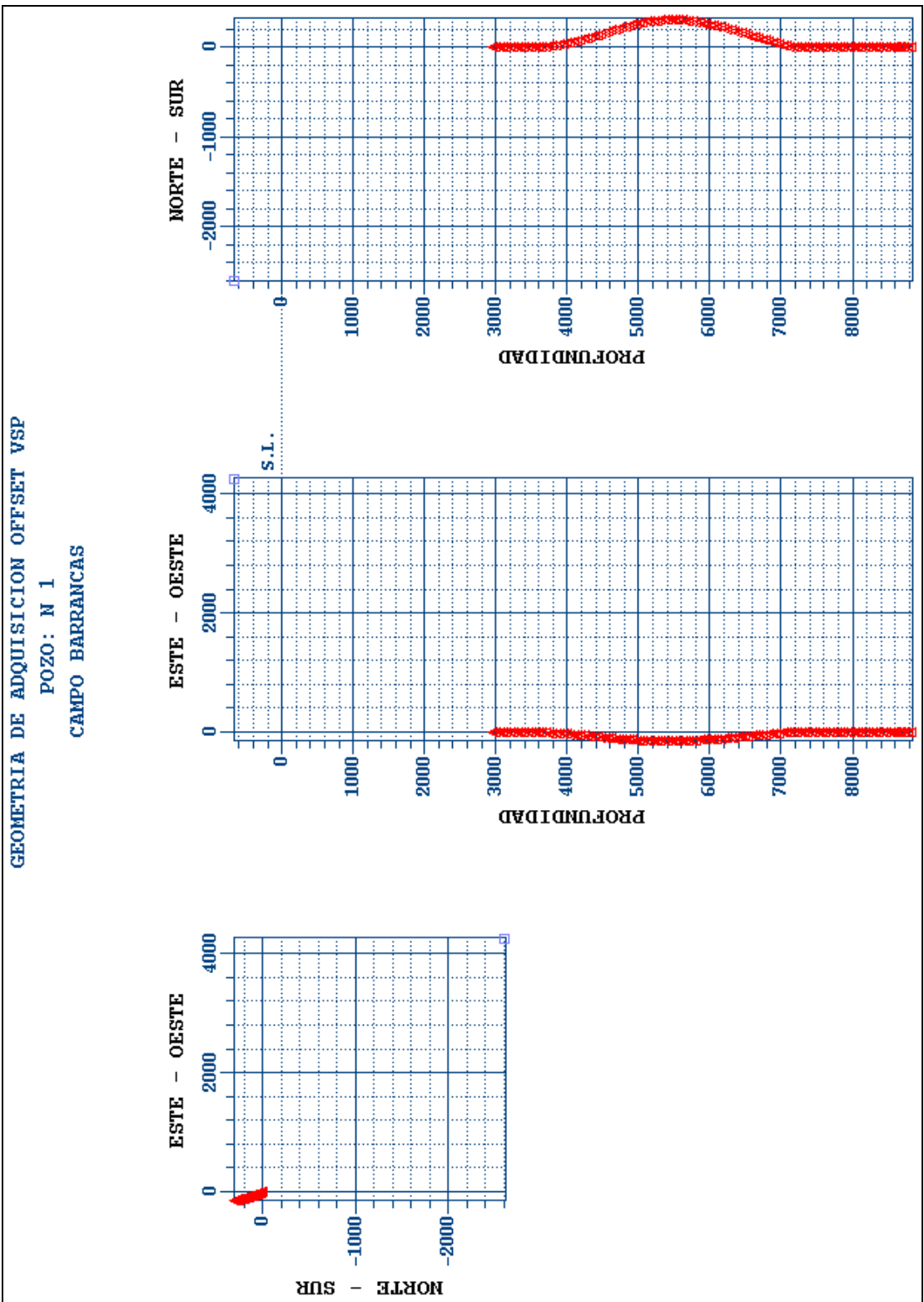


Figura 31. Geometría de adquisición del pozo

4.7. Rotación horizontal

Aquí se realiza la rotación de las componentes horizontales del receptor, con la finalidad de orientar una de estas en la dirección de máxima energía. Se selecciona la componente H1, luego se procede a rotarla hasta quedar orientada en el plano formado por la fuente y el receptor. Este procedimiento se lleva a cabo para cada nivel y se realiza mediante una operación matemática de autovalores entre las dos componentes horizontales.

Un factor importante durante para la rotación horizontal, es la selección de los límites de la ventana de tiempo. En este trabajo se usó una ventana correspondiente a la longitud de una ondícula, equivalente a 30 ms.

Hendrick and Eran (1999) recomienda que la longitud aproximada de la ventana sea igual a un ciclo de los datos, esto provee una buena relación entre estabilidad y resolución.

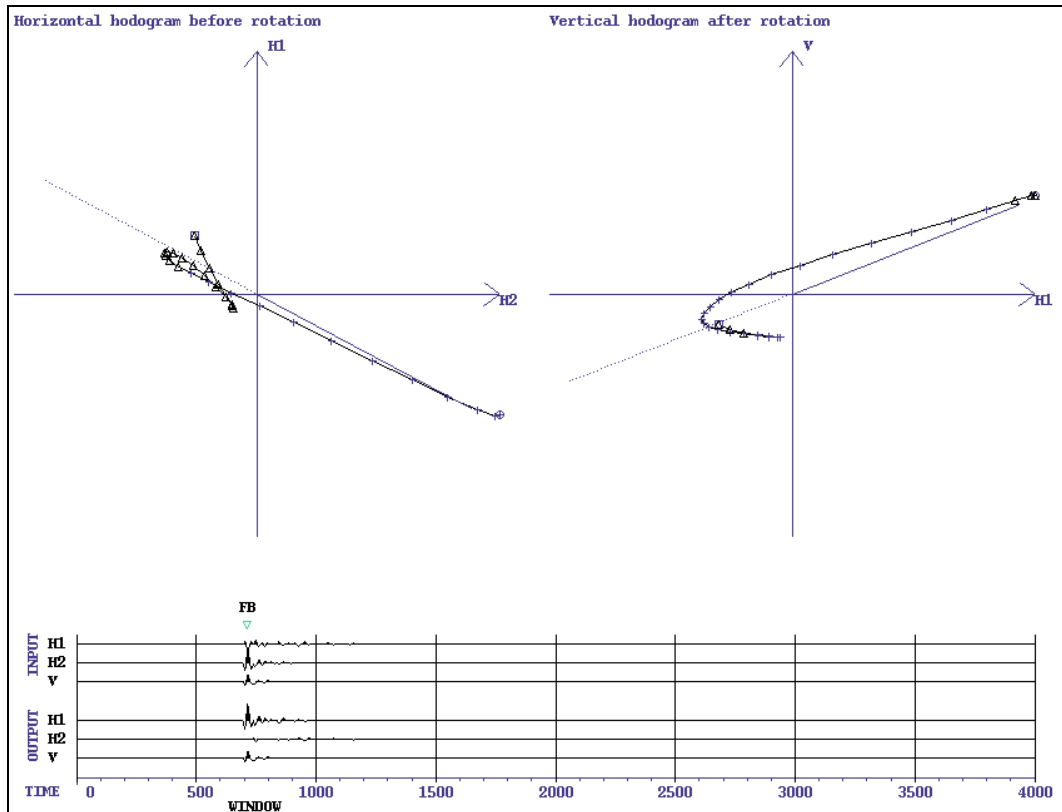


Figura 32. Hodograma de movimiento antes de la rotación horizontal

La figura 32 muestra las componentes horizontales antes de la rotación y la componente vertical después de la rotación (para este caso es nula, ya que no se rotó verticalmente el sistema). Mientras que la figura 33, muestra algunos ejemplos de los hodogramas luego de la rotación horizontal.

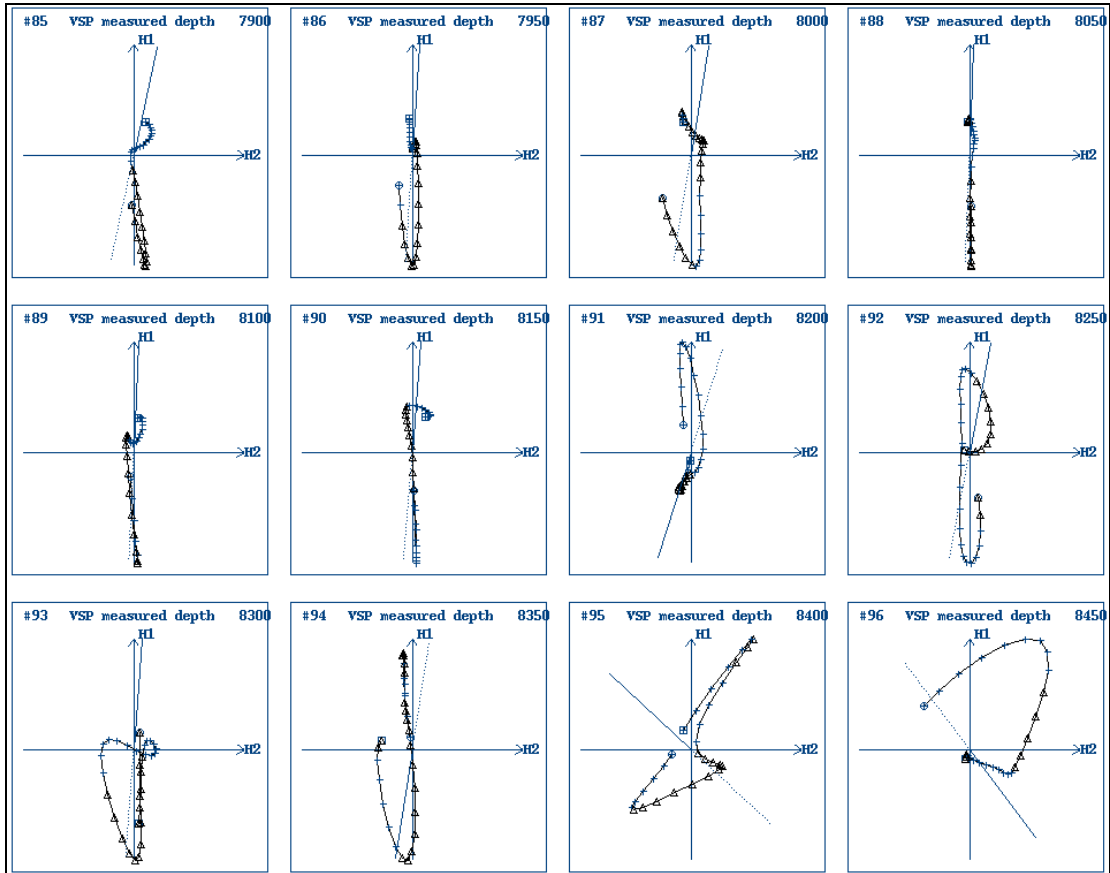


Figura 33. Hodogramas de movimiento después de la rotación horizontal

Un importante paso en el procesamiento del VSP es la separación de los campos de ondas grabados, en sus componentes descendentes y ascendentes. Para la separación del campo de ondas descendentes se utiliza el filtro de la mediana, ya que esta señal grabada es la más fuerte en el campo total de ondas.

Para estimar el campo de ondas ascendentes, se sustrae el campo de onda descendente del campo total de ondas. La longitud del filtro depende de los datos, y es afectada por factores como la velocidad de formación o el intervalo de muestreo de la señal.

4.8. Filtro de la mediana

Para la aplicación del filtro es necesario separar las tres componentes individualmente, y aplicarle el filtro a cada una respectivamente.

Primero se decidió obtener el campo de ondas descendentes, para lo cual se aplicaron filtros de mediana de 5 y 7 puntos respectivamente.

Dentro del módulo del filtro de mediana se tiene la opción de filtro de pendiente, para cuando un evento no exhibe el moveout a lo largo de los datos, allí se digitaliza el evento para asignarle el moveout y así correr el filtro de la mediana. En esta sección se digitalizaron algunos eventos para lograr separarlos, ya que eran eventos no deseados. Luego de filtrar cada componente, se procedió a juntarlas nuevamente aplicando un “merge”.

4.9. Detección de la conversión PS descendente y ascendente

Luego de separar los campos de ondas, se procede a seleccionar la llegada de la onda PS convertida; esta selección se lleva a cabo en la componente radial, ya que es visualmente notable la energía de la conversión en esta componente.

Para el caso del evento PS convertido descendente la selección fue hecha entre las trazas 91 – 122, equivalentes a profundidades de 8200 pies y 9650 pies respectivamente. En el caso del evento PS convertido ascendente, la selección se

llevo a cabo entre las trazas 61 – 91, equivalente a profundidades 670 pies y 8200 pies respectivamente.

4.10. Análisis de polarización

Este análisis comprende la rotación horizontal de la conversión PS tanto descendente como ascendente, seleccionando una ventana correspondiente a 30 ms.

Aquí se puede evaluar visualmente si existe algún movimiento de la partícula en la componente H2 o dirección transversal de movimiento; lo que implicaría que existe otro tipo de onda convertida diferente de la que inicialmente se tenía.

De este modo los dos movimientos equivalentes a cada componente, radial y transversal, correspondería a la onda S rápida y onda S lenta, originada por la anisotropía en el medio de propagación.

4.11. Verificación de existencia de fracturas mediante registros de imágenes

Este paso corresponde a la parte final del análisis en este trabajo, aquí se realiza una revisión del análisis efectuado a las imágenes acústicas adquiridas en el pozo. Este análisis es realizado luego del procesamiento de las mismas; posteriormente se procedió a comparar los resultados obtenidos mediante el análisis de polarización y las imágenes acústicas.

Los resultados del análisis de las imágenes, se muestra en gráficos de rosetas.

Capítulo 5
Resultados y análisis de resultados

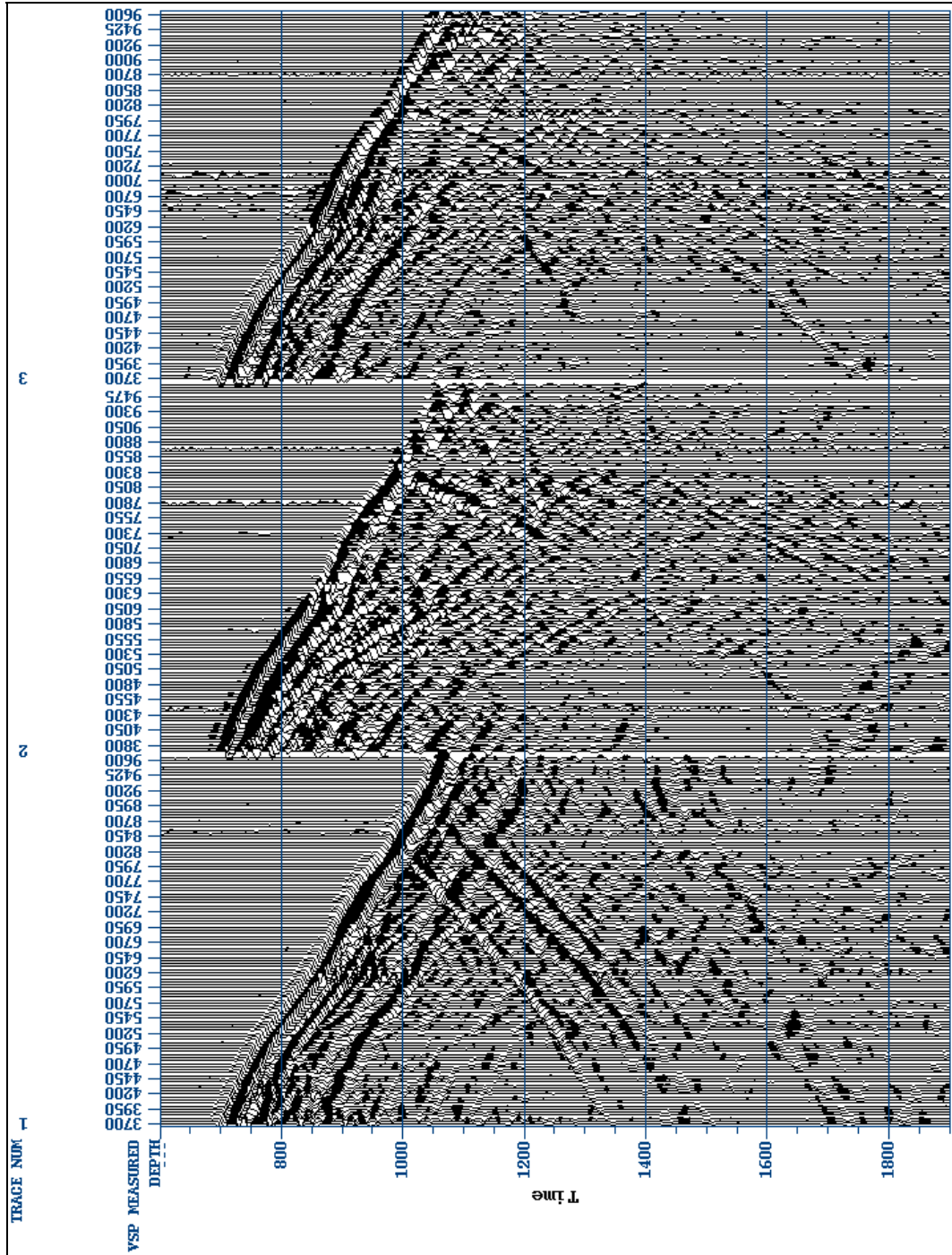


Figura 34. Datos antes de la rotación horizontal

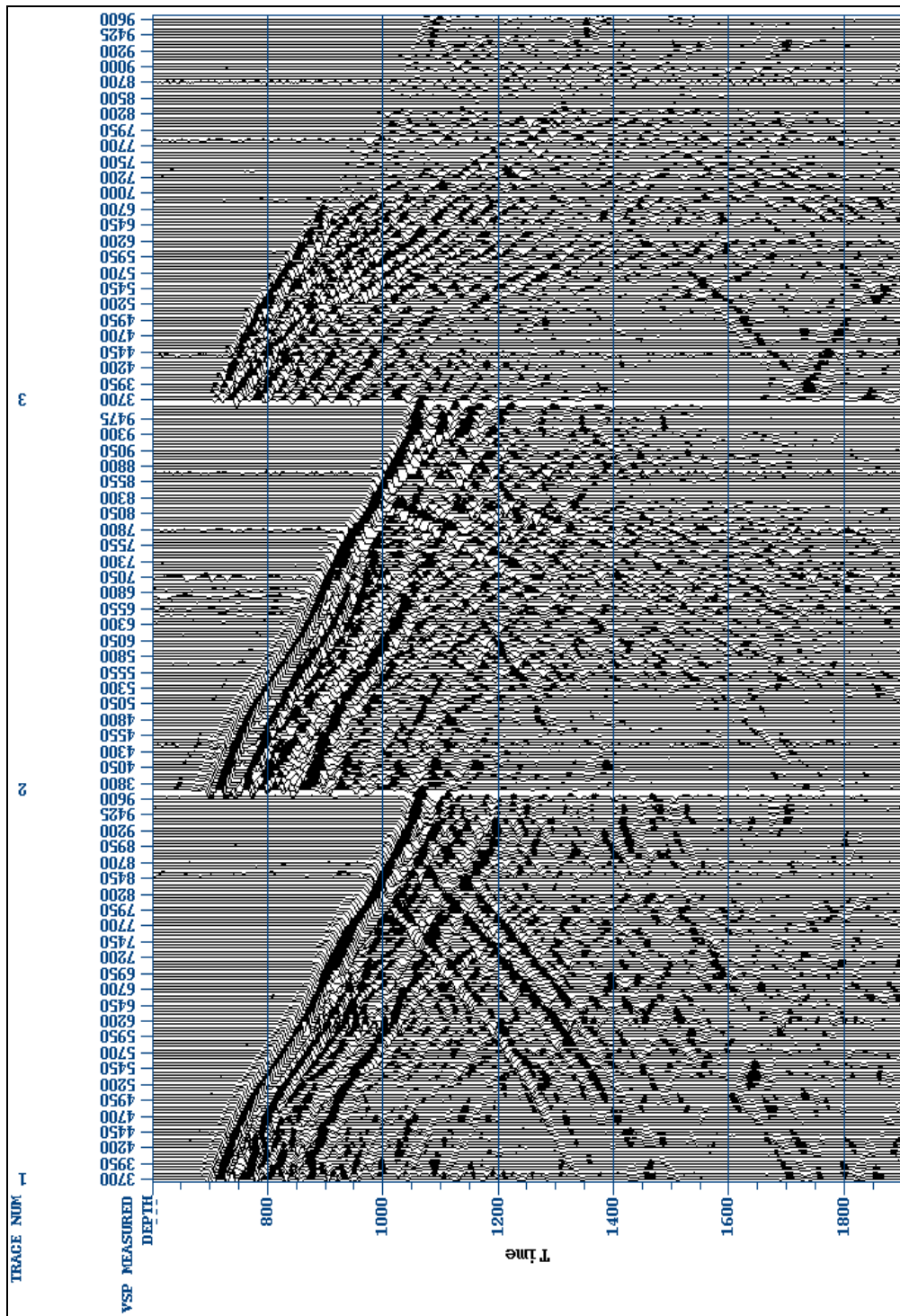


Figura 35. Datos después de la rotación horizontal

Luego de realizar el procesamiento inicial de un offset VSP se realiza la rotación horizontal, con la finalidad de orientar la componente H1 en la dirección de máxima energía emitida por la fuente, esto corresponde al plano imaginario formado por la fuente y el receptor.

En la figura 34, correspondiente a los datos antes de la rotación horizontal, se observa claramente la llegada de la onda P, en las tres componentes; además se visualizan algunos eventos convertidos. También se observan con el tren de ondas S directas, pero con muy poca energía.

En la figura 35, se puede observar la disminución de energía de onda P en la componente 3, y como ésta se encuentra maximizada en la componente 2. Adicionalmente en la componente transversal hay energía polarizada, correspondiente a capas superiores, fuera del intervalo del VSP.

Un factor importante a destacar en esta imagen, es que la componente 2 presenta dos conversiones PS claramente definidas; aproximadamente a 8200 pies; una PS convertida descendente y otra PS convertida ascendente. Algo notorio en la componente 3, es que no presenta estas mismas conversiones, solamente se observa la conversión PS ascendente, pero con muy poca energía. Lo cual hace suponer la no existencia de alguna onda polarizada en esta dirección.

Para efectuar el análisis, se comienza separando los campos de ondas ascendentes y descendentes (figura 36 y figura 37, respectivamente).

El campo de ondas ascendente y descendente se obtuvo luego de aplicar el filtro de la mediana. En la imagen descendente se acentúa la conversión PS en la componente 2 equivalente a 8200 pies. Mientras tanto el campo de ondas ascendentes también muestra la conversión PS a esa misma profundidad y en la misma componente; la componente 3 sólo muestra un pequeño rastro de la conversión PS, con muy poca energía.

De estas dos figuras siguientes, el evento más notorio y significativo se localiza a 8200 pies aproximadamente, correspondiente a la conversión producida por el Miembro Masparrito de la Formación Gobernador; que se encuentra constituido por calizas fosilíferas.

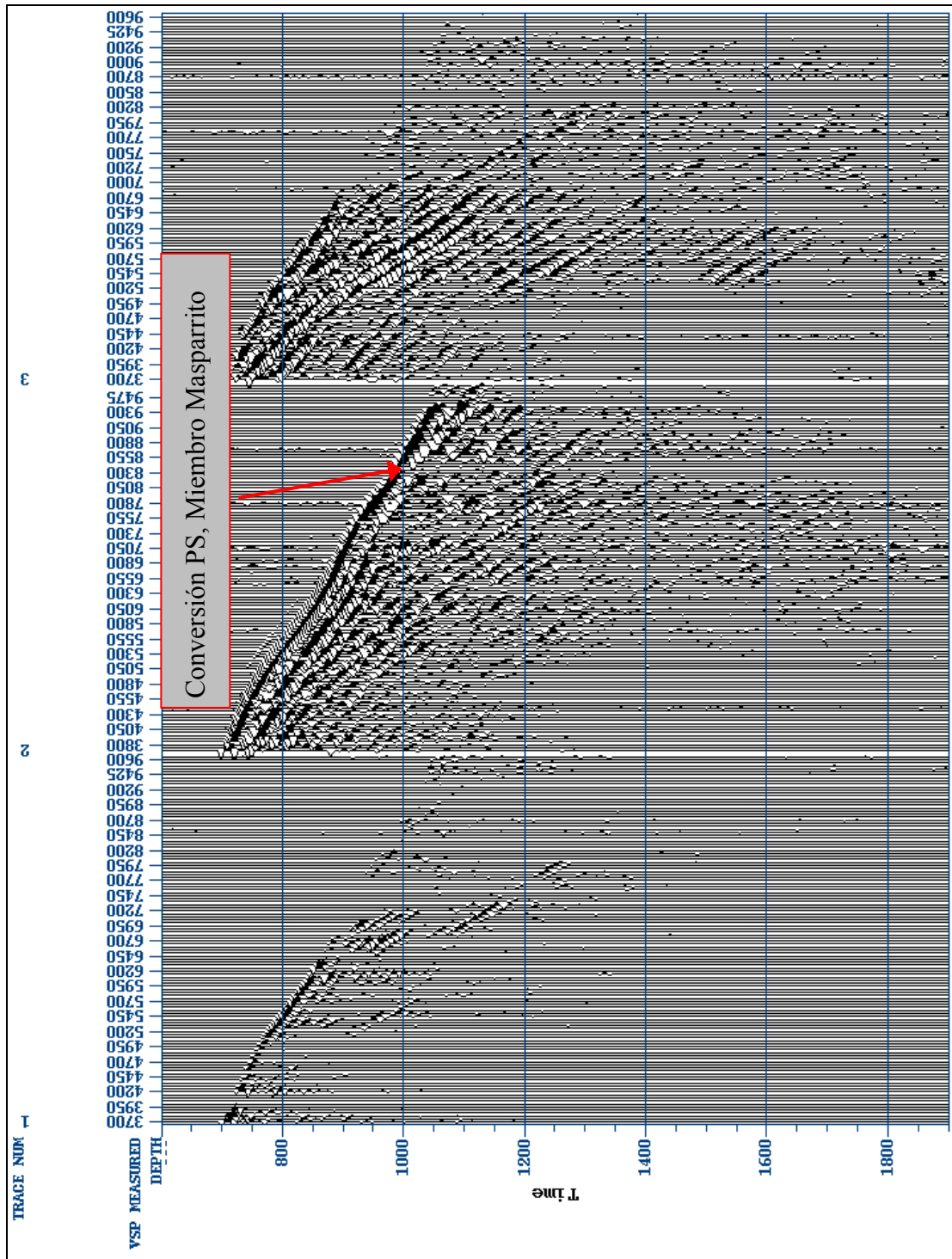


Figura 36. Campos de ondas descendentes

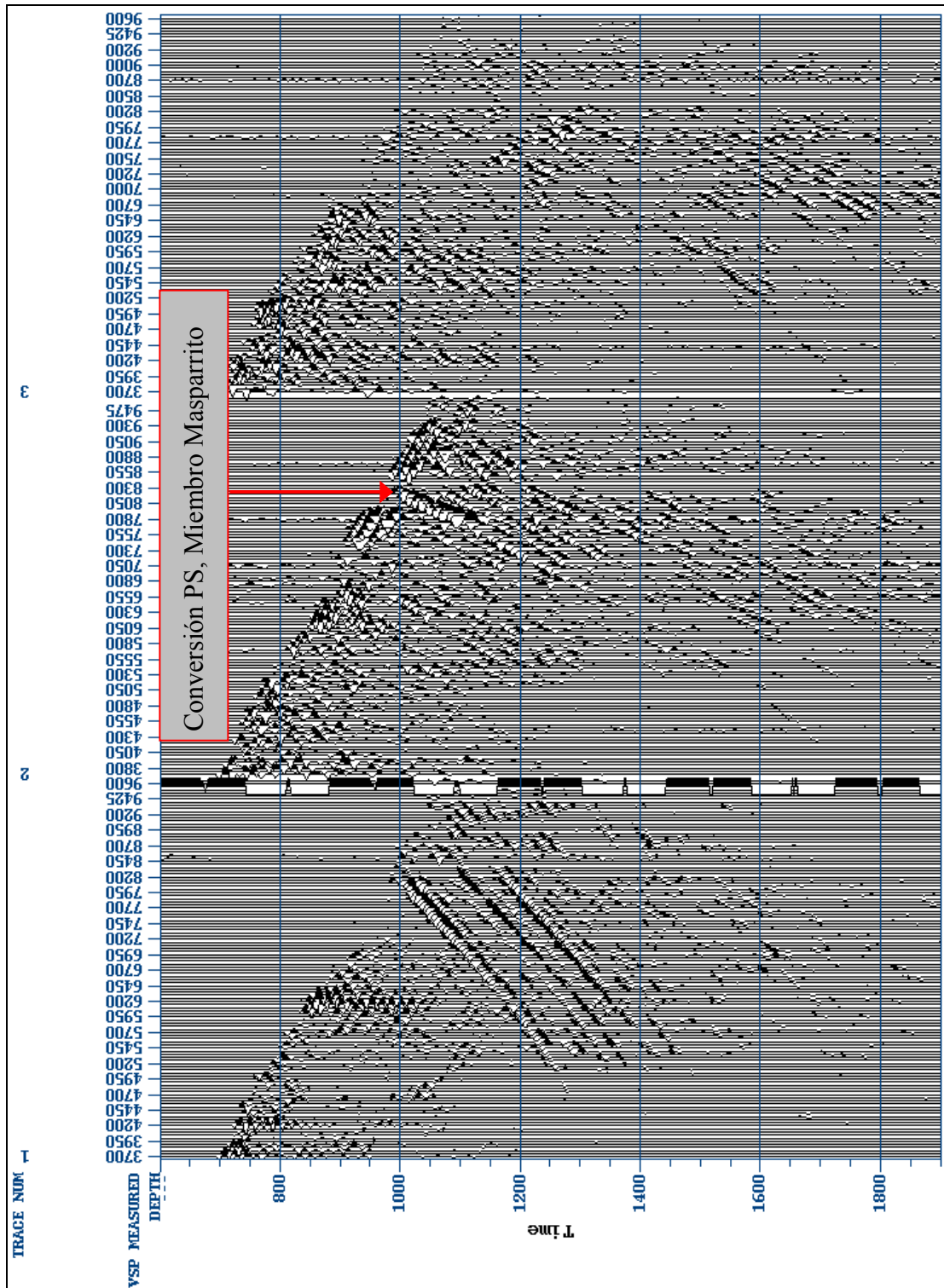


Figura 37. Campos de ondas ascendentes

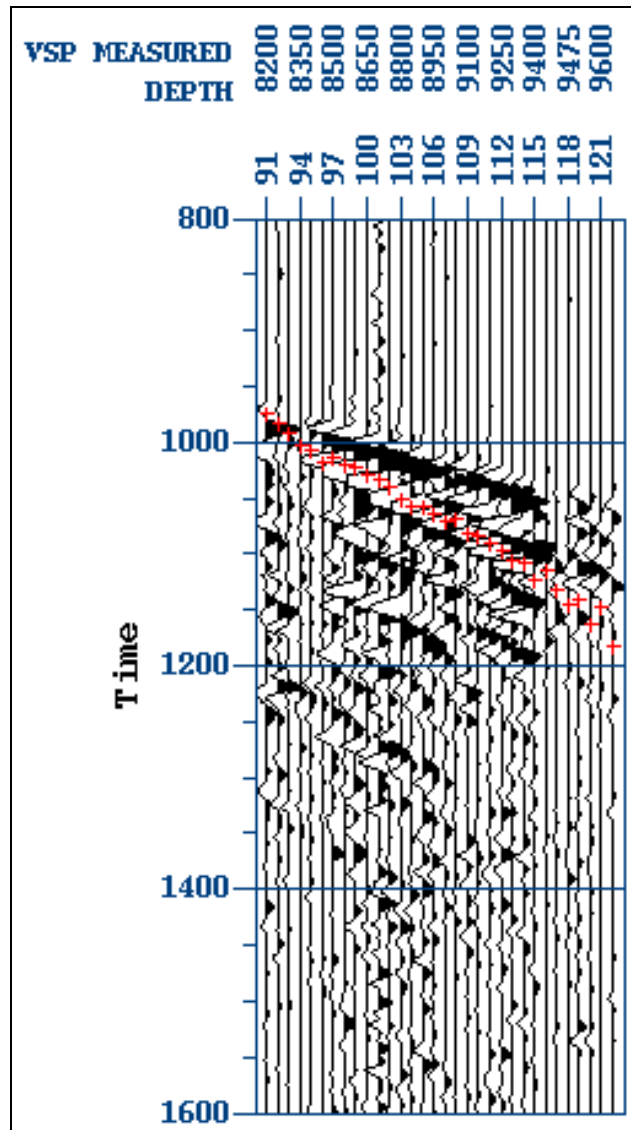


Figura 38. Selección del evento PS descendente

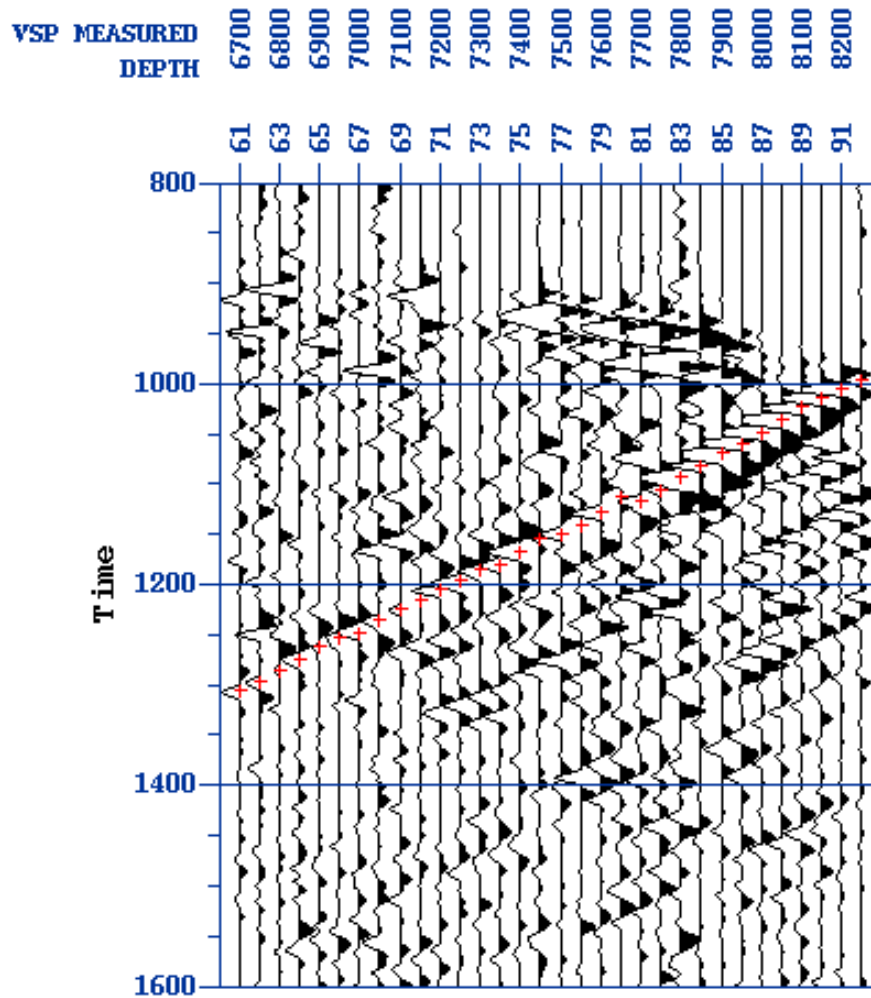


Figura 39. Selección del evento PS ascendente

En la figura 38 y figura 39 se muestra la selección de la llegada de la conversión PS, tanto en el campo de ondas descendentes como en el ascendente, esta selección va de la traza 91 hasta la traza 122 para las descendentes y de la traza 61 hasta la 92 ascendentes.

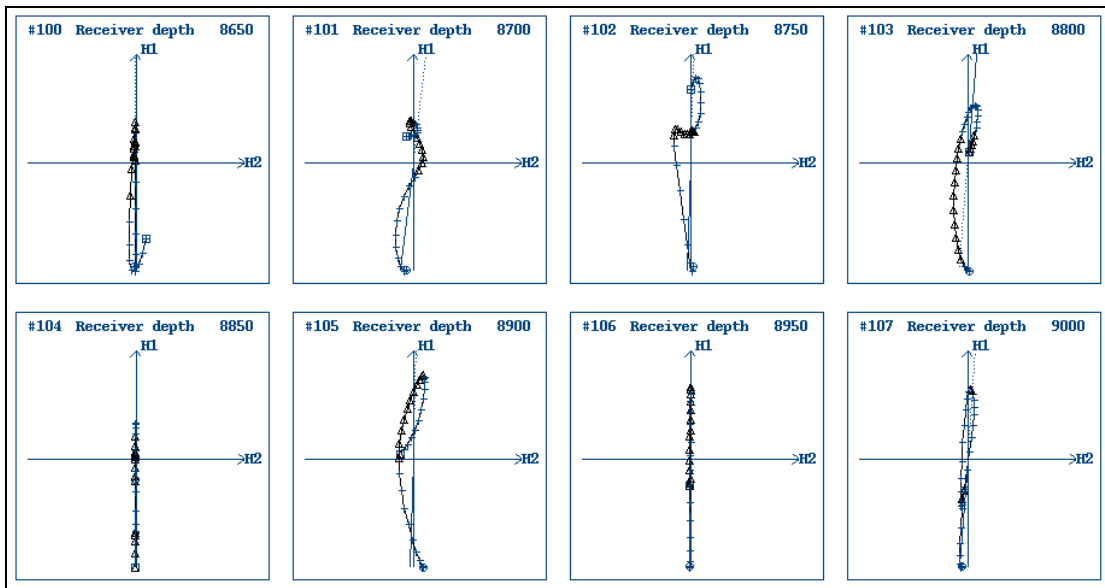


Figura 40. Hodogramas después de la rotación horizontal del evento PS descendente

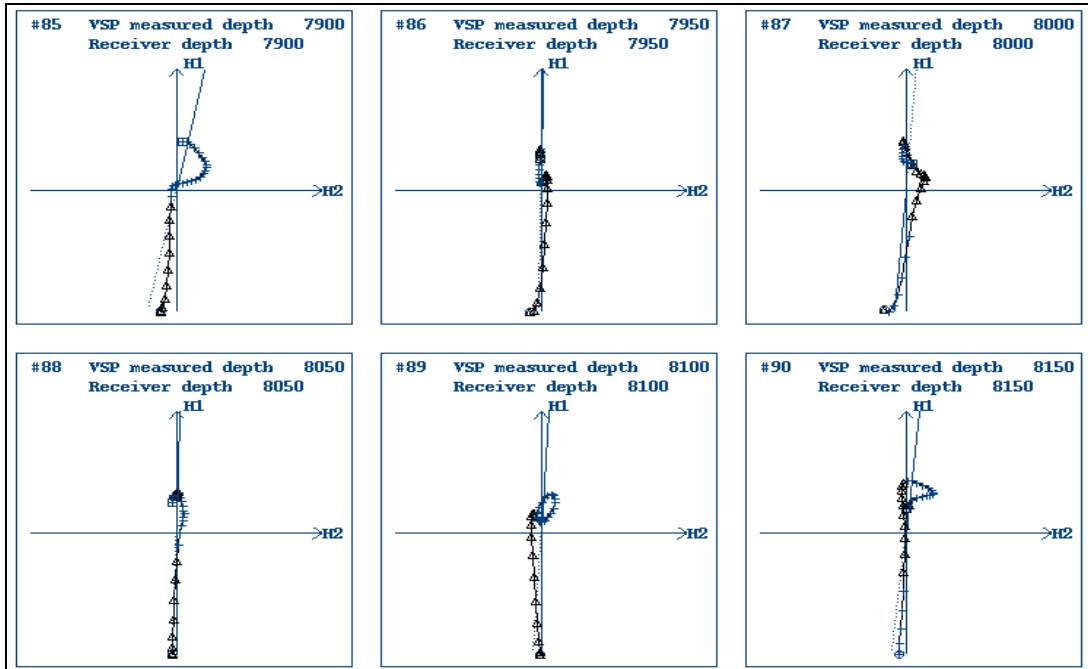


Figura 41. Hodogramas después de la rotación horizontal del evento PS ascendente

La figura 40 y figura 41 muestran el resultado principal de este trabajo, los hodogramas de movimiento para los eventos seleccionados, describiendo así el movimiento de la partícula. Se tiene que para los dos eventos principales PS convertida descendente y ascendente, el desplazamiento de las partículas se encuentra únicamente la dirección de la componente radial (H1); lo cual significa que esta componente posee casi en su totalidad la energía emitida por la fuente vibroseis.

Analizando estos hodogramas se observa claramente que no ocurre ningún tipo de polarización, manteniendo así su movimiento inicial después de entrar en el intervalo fracturado, correspondiente al Miembro Masparrito de la Formación Gobernador.

Este tipo de manifestación se debe a que la fuente pudiese encontrarse paralela o perpendicularmente al sistema de fracturas, es decir, que el sistemas de fracturas esté aproximadamente a 121° ó 31° .

En los hodogramas en los cuales se manifiesta una pequeña energía en la componente transversal, se debe a la presencia de otros eventos: los cuales no pudieron ser separados en su totalidad.

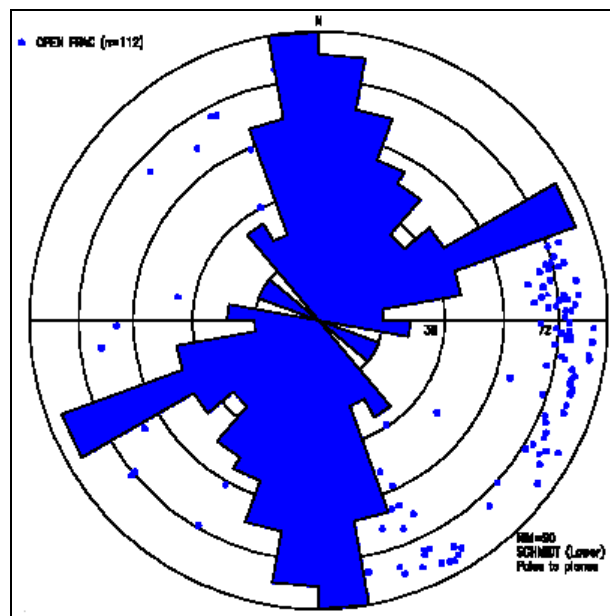


Figura 42. Rumbo de las fracturas abiertas para el intervalo entre 8260' – 9679'

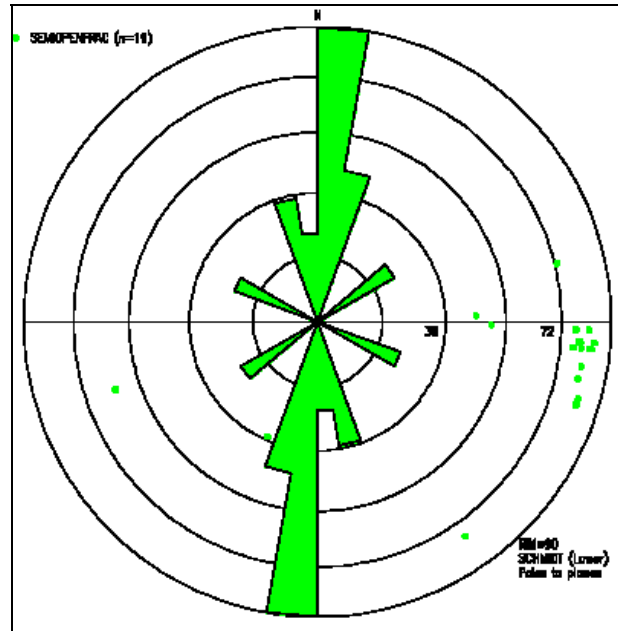


Figura 43. Rumbo de las fracturas semiabiertas para el intervalo entre 8260' – 9679'

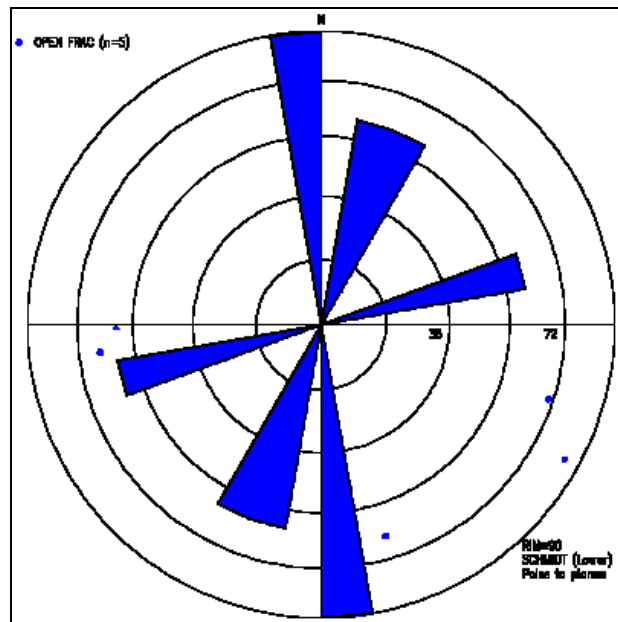


Figura 44. Rumbo de las fracturas abiertas Formación Masparrito

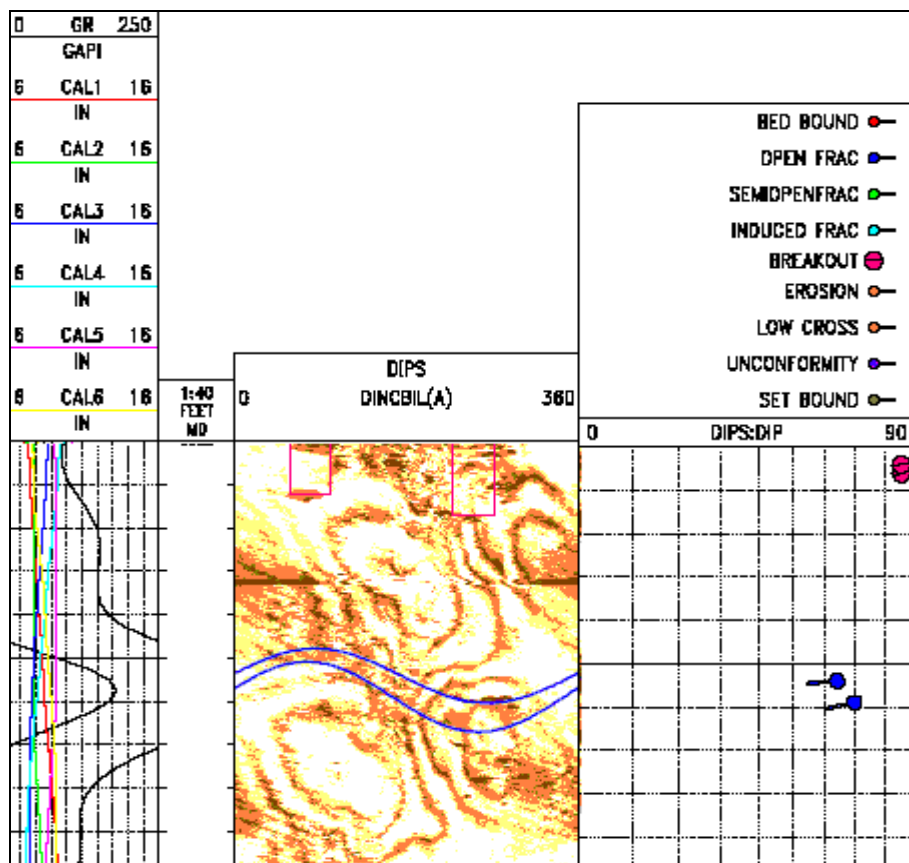


Figura 45. Imagen acústica procesada

Después de observar las gráfico de roseta (figura 42), se puede determinar que para el intervalo total la dirección o rumbo del sistemas de fracturas abiertas, es aproximadamente $N10^{\circ}W$. En el caso del sistemas de fracturas semiabiertas la dirección predominante para todo el intervalo es $N10^{\circ}E$ (figura 43).

Adicionalmente se cuenta con la información del sistema de fracturas abiertas correspondientes al Miembro Masparrito de la Formación Gobernador (figura 44Figura 44), dando como resultado una dirección de $N5^{\circ}W$.

Los resultados del VSP presentan un buen ajuste con los resultados de las imágenes (figura 45). Los mismos dan como posible ángulo del sistema del fracturas 121° ó 31° , lo cual se asemeja mucho a los $N5^{\circ}W$ y $N5^{\circ}E$ de los sistemas de fracturas abiertas y semiabiertas respectivamente.

Capítulo 6

Conclusión y recomendaciones

- La existencia de energía PS convertida en la componente radial, hace deducir que la fuente se encuentra pseudo paralela o pseudo perpendicular al sistema de fracturas; excitando así una sola componente que corresponde en este caso con la onda convertida PS2 o onda S lenta (mediante el registro de imagen).
- Debido a la ubicación de la fuente vibroseis, se puede estimar los ángulos probables de dirección del sistema de fracturas, quedando en N30°E o N60°W.
- Al encontrarse la fuente en estas posibles ubicaciones, conlleva a que la onda PS convertida no sea polarizada en la dirección paralela y perpendicular del sistema de fracturas, sino que sólo esté en una de ellas.
- La fuerte conversión evidente luego de la rotación horizontal, se encuentra a una profundidad de 8200 pies, y corresponde con el Miembro Masparrito de la Formación Gobernador; formada por calizas fosilíferas.
- El resultados del registro de imágenes permite verificar la existencia de un sistemas de fracturas abiertas con dirección aproximada de N10°W para todo el intervalo y de fracturas semiabiertas con dirección de N10°E. Mientras que para el intervalo correspondiente al Miembro Masparrito las fracturas abiertas poseen una dirección de N10°W; reafirmando los resultados del offset VSP.
- Se recomienda realizar la mayor cantidad de offsets (multiazimut), teniendo como mínimo tres ubicaciones, para asegurar de no encontrarse paralela o perpendicularmente al sistema de fracturas, y así lograr una polarización de la onda convertida.
- El procesamiento debe ser orientado a mantener las amplitudes originales, evitando así, aplicación de procedimientos como ganancia o balanceo.

Bibliografía y referencias citadas

- Amstrong, Phil (1994). The promise of elastic anisotropy. Schlumberger. Tomado de http://www.slb.com/media/services/resources/oilfieldreview/ors94/1094/p36_48.pdf
- Babuska, V. and M. Cara (1991). Seismic Anisotropy in the Earth. Modern Approaches in Geophysics, Kluwer Academic Publishers.
- Brodov L. U., Ch. Cllet, V. M. Kuznetsov, D. Marin, D. Michon and A. Tikhonov (1990). Measurement of azimuthal anisotropy parameters for reservoir study. Exp. Abstr. 4th. Int. workshop on Seismic Anisotropy, Endinburgh, Collected Abstracts, 14.
- Código Geológico de Venezuela (1997). Campos Petrolíferos. PDVSA Intevep.
- Crampin, S. (1985). Evaluation of Anisotropy by Shear – Wave Splitting. Geophysics 50: 142 – 152.
- Crampin, S., I. Bush, C. Nville and D. Taylor (1986). Estimating the interval structure of reservoirs with shear – wave VSPs. The Leading Edge, November, 35-39.
- Dankbaar J. W. M. (1983). The wavefield generated by two vertical vibrators in phase and in counterphase. Geophysical Prospecting, 31: 873 – 887.
- Emsley, S., A. Beccacini, C. Cosma, C. Enescu, and P. Shiner (2002). Fractured Reservoirs: Using VSPs to bridge the scale gap between image logs and seismic. EAGE 64th Conf. & Exhi.
- Hardage, Bob (1996). Combining P-wave and S-wave Seismic Data to Improve Prospect Evaluation. Bureau of Economic Geology. Report Of Investigation 237 USA.
- _____ (1985). Vertical Seismic Profiling. Segunda edición. Ámsterdam. 539 p.
- Hendrick, N. and Eran S. (1999). Polarization Analysis: What is it? Why do you need it?. Exploration Geophysics 30: 177 – 190.
- Jolly, R.N. (1956). Investigation of shear wave. Geophysics, 21:905-938.
- Jones, L. E. and H. F. Wang (1981). Ultrasonic velocities in Cretaceous shales from the Willinston basin. Geophysics 46: 288 – 297.

- Kiser, G. D. (1989). Relaciones estratigráficas de la Cuenca Apure/Llanos con áreas adyacentes, Venezuela Suroeste y Colombia Oriental, *Soc. Venez. Geol.*, (1): 76.
- Kiser, G. D. (1997). Comentarios enviados al CIEN, Comité Interfilial de Estratigrafía y Nomenclatura de PDVSA.
- Kittel, C. (1956). Introducción a la física del estado sólido: Tratado moderno destinado al estudio de los modelos físicos de los cuerpos sólidos. Reverté Barcelona, 613 p.
- Lefevre, F., C. Cllet and L. Nicoletis (1989). Shear Wave Birefringence and detection in the Paris Basin. Institut Francais du Petrole. SEG Abstracts, Pag. 786 – 790.
- Lefevre, F. Cllet, C., Nicoletis, L. and Ansel Valérie (1992). Detection and measure of shear – wave birefringence from vertical seismic data: Theory and Applications. *Geophysics* 50: 1463 – 1481.
- Li, X. and Crampin (1991). Complex component análisis of shear – wave splitting: Theory. *Geophysics* 50: 597 – 604.
- Mackenzie, A. N. (1937-a). Sección geológica de la región de Barinas: Distritos Barinas, Bolívar and Obispos, State of Zamora, Venezuela, *Bol. Geol. y Min.*, Caracas, 1(2-4): 253-266.
- Martin, Marshall and Thomas Davis (1987). Shear wave birefringence: a new toll for evaluating fractured reservoirs. *The Leading Edge*, October, 22-28.
- Melia, P. J. and R. L. Carlson (1984). An experimental test of P – wave anisotropy in stratified media. *Geophysics* 49: 374 – 378.
- Miller G. F. and H. Pursey (1954). The field and radiation impedance of mechanical radiators on the free surface of a semi infinite isotropic solid. *The National Physical Laboratory*, 512 – 541.
- Nebrija, E., B. Naini., S., Aramco and S. Ahmed. (2004). Fracture Characterization using Transmitted Shear Waves in 3C Azimuthal Offset VSP. *SEG Abstracts* 23, 127.
- Notestein, F. B., C. W. Hubman and J. W. Bowler (1944). Geology of the Barco Concession, Republic of Colombia, South America, *Geol. Soc. Am.*, Bull., 55: 1165-1216

- Pierce, G. R., (1960). Geología de la cuenca de Barinas. *III Cong. Geol. Venez.*, Caracas, 1959, Mem., 1: 214-276.
- Schoenberg, M. and F. Muir (1988). A calculus for finely layered media. *Geophysics* 54: 581 – 589.
- Sears, F. (1979). Fundamentos de Física III: Óptica. Colección Ciencia y técnica, Editorial Aguilar. Cuarta edición. p. p. 174-181
- Sierra, J. (1998). Shear Wave Birefringence in Reverse VSP: An approach to 3D surface P to S converted wave. SEG Expanded Abstracts.
- Silver, P. and W. Chan (1988). Constrains on continental anisotropy from shear wave splitting in SKSÑ 3rd Internat. Workshop on Seismic Anisotropy, Colleted Abstracts.
- Sommerfeld, A. (1971). Mechanics of Deformable Bodies. Academic Press, New York, 396 p.
- Stenin, V., A. Kasimov and A. Tikhonov (2003). Fracture Reservoir Characterization Using Far Offset VSP. SEG Abstracts 22, 1302.
- Sun, Z. and M. Jones (1993). VSP multi-algorithm shear – wave anisotropy study. CREWES Research Report, 5: 1 – 22.
- Tash, G. E. (1937-a). Estratigrafía y paleontología de Mene Grande y sus cercanías. *Bol. Geol. y Min.*, Caracas, 1(2-4): 167-180.
- Tatham, R. and M. McCormack (1993). Multicomponent Seismology in Petroleum Exploration. Soc. Exp. Geo. Tulsa, Oklahoma, 1 edition
- VSFusion - a Baker Atlas – CGG Company (2004). Seislink Reference Manual.
- Winterstein D. F., M.A. Meadows (1991a). Shear wave polarizations and subsurface stress directions at Lost Hills field. *Geophysics* 56: 1331-1348.
- _____ (1991b). Chances in shear wave polarization azimuth with depth in Cymric and Railroad Gap oil fields. *Geophysics*: 56, 1349 – 1364.

<http://www.a-venezuela.com/>

<http://www.vsfusion.com/>