

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**ANÁLISIS DE AMPLITUDES SOBRE DATOS SÍSMICOS 3D MIGRADOS
ANTES DEL APILAMIENTO EN PROFUNDIDAD, EN EL ÁREA SUR DEL
CAMPO MOTATÁN, OCCIDENTE DE VENEZUELA**

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por la Bra. Pérez O. Verónica J.
Para optar al Título
de Ingeniera Geofísico

Caracas, 2014

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

ANÁLISIS DE AMPLITUDES SOBRE DATOS SÍSMICOS 3D MIGRADOS ANTES DEL APILAMIENTO EN PROFUNDIDAD, EN EL ÁREA SUR DEL CAMPO MOTATÁN, OCCIDENTE DE VENEZUELA

TUTOR ACADÉMICO: Prof. José Cavada

TUTOR INDUSTRIAL: MSc. Jhonny Calderón

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por la Bra. Pérez O. Verónica J.
Para optar al Título
de Ingeniera Geofísico

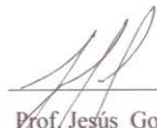
Caracas, 2014

Caracas, junio de 2014

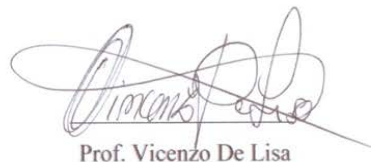
Los abajo firmantes, miembros del jurado designado por el Consejo de Escuela de Geología, Minas y Geofísica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por la Bachillera VERÓNICA JULIETT PÉREZ OLIVARES, titulado:

**ANÁLISIS DE AMPLITUDES SOBRE DATOS SÍSMICOS 3D MIGRADOS
ANTES DEL APILAMIENTO EN PROFUNDIDAD, EN EL ÁREA SUR DEL
CAMPO MOTATÁN, OCCIDENTE DE VENEZUELA.**

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



Prof. Jesús González
Jurado



Prof. Vincenzo De Lisa
Jurado



Prof. José Cavada
Tutor Académico

DEDICATORIA

Con amor a mis padres Onelsy y Rómulo, mis pilares y por quienes lucho cada día, éste triunfo es de ustedes. A mi hermano Ronel, mi príncipe y compañero de risas y peleas, sin ti no sería lo mismo. A ustedes familia porque son mi tesoro máspreciado y la fuerza de mi motor. Los amo infinitamente!

Al mejor amigo que he conocido, mi querido Yofran Graterol, a quien la vida nos arrancó muy rápido y cuando menos lo esperábamos. En honor a tu memoria y en representación de una de las metas que el destino no te permitió culminar. Siempre te extrañaré Kchi.

AGRADECIMIENTOS

A Dios, por permitirme cumplir esta meta.

A mis padres, por su apoyo incondicional, por su amor y paciencia, por sus enseñanzas, por hacerme la persona que soy, por sus palabras de aliento en los momentos más difíciles, por siempre ser y estar. A mi hermano por apoyarme y soportarme jaja, por sacarme sonrisas en los momentos de estrés y por preguntar a cada rato cuando iba a terminar.

A mi abueyu Rita Julia, gran mujer, digna de respeto, admiración y amor! una gran dama, gran madre, gran padre, gran abuela, gran bisabuela y gran tatarabuela. El tesoro de la familia, gracias por tus sabios consejos y refranes, por ser un ejemplo de vida, a tus casi 105 años agradecemos infinitamente a Dios porque aún estas a nuestro lado enseñándonos y disfrutando de tus historias, te amo viejita!

A mis abuelos Tina (mi melcochita) y Rómulo por brindarme su hogar en el desarrollo de la carrera, por hacerme sentir en mi segundo hogar, por su cariño, atención, apoyo y palabras de aliento en el transcurso de la misma. A mis abuelos Graciela y Vicente quienes a pesar de la distancia siempre estuvieron pendiente de mi, por su cariño y por sus oraciones. Los quiero mucho abues!!!

A mi País, la tierra donde nací y donde volvería a nacer, donde tuve la oportunidad de desarrollar mis estudios desde primaria bajo un sistema de educación público.

A mi casa de estudio, la Universidad Central de Venezuela, por no solo formarme como una profesional sino como una persona integral, porque las actitudes y aptitudes de un UCVista se diferencian y destacan en cualquier parte.

Al Departamento de geofísica por iniciarme en éste mundo y darme los conocimientos necesarios para seguir avanzando. Por reforzar mi espíritu revolucionario innato a través de la lucha durante estos años por el avance y desarrollo de nuestra carrera. Porque en él conocí a personas que de alguna manera u otra marcaron mi formación: José Cavada, Yaraixa Pérez, Ricardo Ambrosio, Nuris Orihuela, Andrés Espeso, Ronny Meza y Carlos Corredor (aunque lamentablemente no figura como profesor, lo fue para muchos y es uno de los mejores), entre otros... gracias!!!

A PDVSA INTEVEP por permitirme desarrollar éste trabajo en sus instalaciones y al equipo del centro de procesamiento de datos geofísicos (CPDG): Asdrubal Ovalles, Orlando Contreras, Juan Roomer, Yennifer Herrera y Ruben Luque por la receptividad y la colaboración, por permitirme ser parte del equipo durante éste tiempo y hacer de ella una grata experiencia.

A mi estimado tutor José Cavada por el apoyo y atención en todo éste tiempo, por su disponibilidad en todo momento, por sus sabios consejos durante el desarrollo de éste trabajo, por la amistad brindada y los momentos de risas.

A mi querido tutor el famoso Jhonny Calderón, por abrirme las puertas de la industria, por creer en mí y brindarme la oportunidad de desarrollar éste tema, por su apoyo, atención, ayuda y entrega a pesar de su complicada agenda de trabajo. Por las discusiones técnicas que permitieron desarrollar mis conocimientos y hacerme sentir como una colega. Por sus palabras de aliento y fuerza en los momentos complicados. Por ser un excelente tutor. Por la amistad brindada y construida, por los momentos compartidos y por confiar en mí, por convertirte en un gran amigo. Mil gracias!!!

Al Licenciado en Física, Pablo Ricaurte (Pablonsky), mi apreciado cotutor informal, por la amistad, el cariño y la confianza brindada, por su apoyo durante mi estadía en INTEVEP, por los momentos compartidos y por mal acostumbrarme cada día al mejor café, los extrañare a ambos jajaja, una de las mejores amistades que me ha dejado ésta tesis.

Al personal asesor de Paradigm: José Bryson, Sasha Barh y Darling Criollo por la disposición, la atención y el gran apoyo brindado durante el desarrollo de éste trabajo. Gracias infinitas!

A mi team de ING-UCV: Maye (amita), Yofran (mi kchi), Naiyit (la negra), Josshary, Gabito (Gaspersito), ydaya (yaya). Mis grandes amigos desde el básico con quienes he compartido los buenos y malos momentos, más que mis amigos son una familia para mi, que bueno haberlos encontrado en el camino, son irremplazables, gracias por todo! Los quieroooo!

A mi amiwas y mi team de geofísica llamadas las power girls también conocidas como las leonas jaja: Maria Aurora Natale, Evis Ramírez (gochiiiii) y Andrea Peña, por ser unas excelentes compañeras y equipo de trabajo, por la amistad construida, por el apoyo incondicional en cualquier circunstancia, por los momentos compartidos

de estudio, estrés, traspaso y celebración, por soportarme en mis peores momentos
jaja, grandes amigas. Las quiero inmenso miwitasss!!!

A los compañeros de geofísica Manuelito (el gocho) un buen amigo, por nuestros
momentos de café y conversas de política, al gordo (Gerardo Rumbos) por
considerarme su amiga, por su cariño y apoyo; al terrible Luis López con quien
compartí mucho y de quien aprendí también pero no las cosas malas jajaja, a Matuuu
por la amistad y confianza brindada, a Amaury compañero desde los inicios de la
carrera, a Dianeidy y Juancito (Juan Natera).

A la Prof. Nuris por ser un ejemplo de excelencia, profesionalismo, calidad humana y
humildad a seguir.

A mis compañeras de carrera y de tesis en INTEVEP, Maria Grazia y Elizabeth
Salazar, con quienes durante la carrera no tuve la oportunidad de compartir mucho, y
ésta temporada nos permitió construir una buena amistad, gracias por el apoyo.

A las mariquitas: Angélica Rodríguez, Leidy Centeno, Mayerlin Ponce (amita) y
Anelim Bernal, mis compañeras en el inicio de la carrera, por los momentos
compartidos, por el apoyo y por la amistad construida. Las quiero!

Verónica J. Pérez O.

**ANÁLISIS DE AMPLITUDES SOBRE DATOS SÍSMICOS 3D MIGRADOS
ANTES DEL APILAMIENTO EN PROFUNDIDAD, EN EL ÁREA SUR DEL
CAMPO MOTATÁN, OCCIDENTE DE VENEZUELA**

Tutor académico: Prof. José Cavada. **Tutor industrial:** MSc. Jhonny Calderón
Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y
Geofísica. Departamento de Geofísica. Año 2014, 157 pág.

Palabras claves: campo Motatán, PSDM Kirchhoff, Common Reflection Angle Migration (CRAM), análisis AVO, Sísmica reflexión-Amplitudes.

Resumen. Las imágenes sísmicas resultantes del procesamiento sísmico convencional en el dominio del tiempo presentan problemas de enfoque y posicionamiento en zonas geológicamente complejas donde se presentan fuertes variaciones de velocidades, por lo que se han desarrollado técnicas para la exploración de nuevos yacimientos y el aumento de reservas en estas áreas, siendo la migración preapilamiento en profundidad una solución para estos casos. La integración de técnicas como ésta y el análisis de la variación de amplitudes con el *offset* proporcionan resultados más precisos para la caracterización de yacimientos, sin embargo, su éxito depende de la preservación de la relatividad de las amplitudes. En este sentido, se propone analizar las amplitudes sobre datos sísmicos 3D migrados preapilamiento en el dominio de la profundidad para el estudio de anomalías, en un área estructuralmente compleja, al SE de la cuenca del lago de Maracaibo, occidente de Venezuela, a los fines de identificar nuevas zonas prospectivas. Para el desarrollo del trabajo inicialmente se realizó la migración preapilamiento en profundidad Kirchhoff durante tres iteraciones utilizando la técnica de enfoque hasta obtener CRP *gathers* migrados con reflectores planos, generando un modelo de velocidades intervállicas que representó satisfactoriamente la estructura geológica del subsuelo con una zona característica de baja velocidad correspondiente a la formación Paují. Este modelo de velocidad fue utilizado para la migración en el dominio del ángulo de reflexión común (CRAM) y en una segunda etapa se realizó el análisis de amplitudes bajo un enfoque comparativo entre el dominio de tiempo y profundidad a través del análisis AVO, apilados parciales, atributos AVO (gradiente, intercepto y factor fluido) y atributos sísmicos de amplitud. A partir de los resultados obtenidos se logró identificar zonas de interés prospectivo en la sísmica migrada preapilamiento en profundidad en el dominio del ángulo de reflexión común. Desde el punto de vista de la formación de imágenes, la migración preapilamiento en profundidad cambió la configuración de la imagen sísmica obtenida en el dominio de tiempo presentando desplazamientos de las estructuras, además con la migración en profundidad (CRAM) se logró reconstruir buzamientos y definir eventos que en el dominio de tiempo presentan menor relación señal-ruido y a su vez esta migración presentó una mejor calidad de la imagen sísmica con respecto a la migración en profundidad de Kirchhoff.

ÍNDICE

	Página
<i>DEDICATORIA</i>	<i>iv</i>
<i>AGRADECIMIENTOS</i>	<i>v</i>
<i>ÍNDICE DE FIGURAS</i>	<i>xii</i>
<i>ÍNDICE DE TABLAS</i>	<i>xvi</i>
<i>CAPÍTULO I</i>	<i>1</i>
<i>INTRODUCCIÓN</i>	<i>1</i>
1.1 Planteamiento del problema	1
1.2 Objetivos de la investigación	3
1.2.1 Objetivo general	3
1.2.2 Objetivos específicos	3
1.3 Justificación	4
1.4 Ubicación del área en estudio	5
<i>CAPÍTULO II</i>	<i>6</i>
<i>MARCO GEOLÓGICO</i>	<i>6</i>
2.1 Geología regional	6
2.1.1 Evolución tectónica	6
2.1.2 Marco estructural	8
2.1.3 Marco tectono-estratigráfico	11
2. 2 Geología local	16
2.2.1 Marco estructural	16
2.2.2 Marco estratigráfico	17
<i>CAPÍTULO III</i>	<i>19</i>
<i>MARCO TEÓRICO</i>	<i>19</i>
3.1 Procesamiento sísmico	19
3.1.1 Ordenamiento por CMP/CDP	20
3.1.2 Análisis de velocidad	22
3.1.3 Corrección NMO	25
3.2 Migración sísmica	27
3.2.1 Principios de migración	28
3.2.3 Tipos de migración	30

	Página
3.2.4 Algoritmos de migración	32
3.3 Velocidades de migración	40
3.3.1 Construcción del modelo inicial de velocidades	41
3.3.2 Refinado del modelo de velocidades	43
3.4 Calibración sísmica-pozo	45
3.5 Amplitudes sísmicas	48
3.5.1 Ecuaciones de Zoeppritz	50
3.5.2 Aproximación de Aki y Richards	51
3.5.3 Aproximación de Shuey	52
3.6 Análisis AVO/AVA	53
3.6.1 Atributos AVO	54
3.7 Atributos sísmicos	56
3.7.1 Atributos instantáneos	57
CAPÍTULO IV	59
METODOLOGÍA	59
4.1 Adquisición y procesamiento de los datos	59
4.2 Metodología aplicada	62
4.2.1 Construcción del modelo inicial de velocidad	66
4.2.2 Migración preapilamiento en profundidad por Kirchhoff	67
4.2.3 Cálculo de pesos para la migración	68
4.2.4 Pruebas de apertura de migración	71
4.2.5 Análisis de enfoque	75
4.3 Calibración marcadores – PSDM Kirchhoff	79
4.4 CRAM	80
4.6 Calibración sísmica-pozo	87
4.7 Generación de <i>gather</i> sintético AVO	91
4.8 Precondicionamiento de los <i>gathers</i>	92
4.9 Análisis curvas AVO	94
4.10 Apilados parciales por ángulos	98
4.11 Cálculo de atributos AVO	99
4.12 Atributos sísmicos	103
CAPÍTULO V	104
RESULTADOS Y ANÁLISIS	104

	Página
5.1 Modelo de velocidades intervállicas	104
5.2 Comparación entre la sección sísmica de PSTM Kirchhoff y CRAM	107
5.2.1 Comparación entre slices de PSTM Kirchhoff, PSDM Kirchhoff y CRAM	108
5.3 Acondicionamiento de datos para análisis AVO	112
5.4 Interpretación petrofísica pozo M64	114
5.5 Análisis AVO y apilados parciales	115
5.6.1 Gradiente e intercepto	118
5.6.2 Apilados parciales	123
5.6.3 Mapas de atributos AVO y atributos sísmicos	128
<i>CAPÍTULO VI</i>	<i>133</i>
<i>CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES</i>	<i>133</i>
<i>REFERENCIAS</i>	<i>137</i>

ÍNDICE DE FIGURAS

	Página
Figura 1. Ubicación geográfica del área de estudio	5
Figura 2. Fases de deformación y estilos estructurales del occidente de Venezuela (modificado de De Toni <i>et al</i> , 1994).....	7
Figura 3. Esquema tectónico regional del occidente de Venezuela (Rodríguez, 2007)	9
Figura 4. Columna estratigráfica de la cuenca del lago de Maracaibo.....	15
Figura 5. Mapa estructural del domo sur del campo Motatán en el tope de B-0 de la formación Misoa (modificado de Vera, 2009).....	17
Figura 6. Columna estratigráfica generalizada del campo Motatán (Cordero, 2006)	18
Figura 7. Punto común en profundidad (CDP) (modificado de Yilmaz, 2008).....	21
Figura 8. CMP <i>gather</i> y análisis de velocidad por semblanza (Yilmaz, 2008)	23
Figura 9. Panel de apilamiento con velocidad constante (Yilmaz, 2008).....	23
Figura 10. Agrupamiento de trazas por CDP y corrección de NMO (Albertin <i>et al</i> , 2002)...	26
Figura 11. Corrección NMO (modificado de Pineda, 2011)	27
Figura 12. Sección sísmica sin migrar (a) y migrada (b) (Yilmaz, 2008)	28
Figura 13. Principio básico de la migración sísmica (Yilmaz, 2008)	29
Figura 14. Tipos de migración sísmica (Albertin <i>et al</i> , 2002)	30
Figura 15. Construcción de un reflector mediante el colapso de las hipérbolas de difracción (modificado de tutorial Paradigm, SF).....	33
Figura 16. Construcción de la imagen migrada por superposición de las respuestas de impulso (modificado de tutorial Paradigm, SF).....	34
Figura 17. Efecto de la apertura de migración Kirchhoff (Modificado de Yilmaz, 2008)	36
Figura 18. Diagrama de apertura de migración (Biondi, 2007)	36
Figura 19. Ejemplo de un par de rayos (incidente y reflejado) y los cuatro ángulos asociados al LAD (modificado de Koren <i>et al</i> , 2008).....	39
Figura 20. Representaciones de modelos de velocidades (modificado de Guo y Fagin, 2002b)	41
Figura 21. Corrección RMO. (a) Velocidades correctas, (b) velocidades mayores, (c) velocidades menores (Yilmaz, 2008).....	43
Figura 22. Representación de la construcción de un sismograma sintético (Tearpock y Bischque, 1991)	46

	Página
Figura 23. Ondícula fase mínima (a) y ondícula fase cero (b) (modificado de Sheriff y Geldart, 2001).....	48
Figura 24. Tetrapartición de la energía de una onda P incidente en una interfase plana (Velis, 2007)	49
Figura 25. Relación entre <i>offsets</i> y ángulos de incidencia (Paradigm, 2012)	54
Figura 26. Generación de intercepto y gradiente en un CDP <i>gather</i>	55
Figura 27. Desviación a partir de la línea de las limolitas (Paradigm, 2012)	56
Figura 28. Diagrama de cobertura de los <i>gathers</i> disponibles del proyecto Merge Ceuta-Tomoporo	61
Figura 29. Mapa de ubicación de pozos	63
Figura 30. Flujo de trabajo general	65
Figura 31. Construcción de modelo de velocidades intervállicas (modificado de Guo y Fagin, 2002b)	66
Figura 32. Histogramas de <i>offset</i> y azimuth	69
Figura 33. Distribución de pesos	70
Figura 34. Mapa de pesos promedio para <i>offsets</i> 1880 m-1990 m.....	71
Figura 35. Pruebas de apertura de migración 1000 m y 3000 m.....	72
Figura 36. Pruebas de apertura de migración 5000 m y 6000 m.....	73
Figura 37. Pruebas de apertura de migración con 2000, 3000, 4000 y 5000 m en dirección crossline (de izquierda a derecha).....	74
Figura 38. Análisis de velocidades residuales en base a semblanza por <i>Velocity Navigator</i> .	77
Figura 39. Análisis de velocidades residuales en base a semblanza y CVS por Geostack	77
Figura 40. Áreas de las migraciones	78
Figura 41. Calibración entre marcador Discordancia del Eoceno y PSDM Kirchhoff	80
Figura 42. Ángulos de incidencia de los datos sísmicos	83
Figura 43. Prueba del parámetro azimuth del ángulo para valores de 75°, 80° y 90°.....	84
Figura 44. Prueba del parámetro azimuth del ángulo en el nivel inferior para valores de 30°, 45° y 60° (de derecha a izquierda).....	85
Figura 45. Metodología del análisis de amplitudes.....	86
Figura 46. Análisis espectral en la zona de la calibración sísmica del M64.....	88
Figura 47. Ventana de calibración sísmica del M64.....	89

	Página
Figura 48. Registros GR y sónico en la sección sísmica en tiempo utilizando la TZ obtenida (a la izquierda) y en la sección sísmica en profundidad (a la derecha)	90
Figura 49. Calibración sísmica con shift y rotación de fase	90
Figura 50. <i>Gather</i> sintético AVO.....	91
Figura 51. Precondicionamiento aplicado a los <i>gathers</i>	92
Figura 52. Filtro pasabanda aplicado en el precondicionamiento de los datos.....	93
Figura 53. Histograma del GR del pozo M64.....	95
Figura 54. Selección de evento para análisis AVO.....	98
Figura 55. Gráfico gradiente del evento seleccionado sobre el <i>gather</i> en tiempo junto a la respuesta AVO en el pozo (izquierda) y el <i>gather</i> en profundidad (derecha)	98
Figura 56. Gráfico de la línea de lutitas (<i>mudrock line</i>) pozo M64	100
Figura 57. Tendencia de fondo Gradiente vs Intercepto en el dominio del tiempo.....	101
Figura 58. Tendencia de fondo Gradiente vs Intercepto en el dominio de la profundidad....	102
Figura 59. Modelo de velocidades intervalicas final.....	104
Figura 60. Registros sónicos.....	105
Figura 61. Inline 1771 y modelo de velocidad	106
Figura 62. Inline 1500 y modelo de velocidad	106
Figura 63. PSTM Kirchhoff vs CRAM	108
Figura 64. Time slice del volumen sísmico obtenido por PSTM a 1908 ms	111
Figura 65. Depth slice del volumen sísmico obtenido por PSDM a 2535 m.....	111
Figura 66. Depth slice del volumen sísmico obtenido por CRAM a 2535 m.....	111
Figura 67. <i>Gather</i> migrado en tiempo antes y después del acondicionamiento.....	112
Figura 68. <i>Gather</i> migrado en profundidad antes y despues del apilamiento, modo <i>wiggle</i> ..	113
Figura 69. <i>Gather</i> migrado en profundidad antes y despues del apilamiento, modo <i>density</i>	113
Figura 70. Despliegue de registros del pozo M64 con intervalos de interés	114
Figura 71. Curva AVO del reflector P1 correlacionado con AR1 en tiempo y profundidad.	115
Figura 72. Curva AVO del reflector P2 correlacionado con AR3 en tiempo y profundidad.	116
Figura 73. Curva AVO del reflector P3 correlacionado con AR5 en tiempo y profundidad.	116
Figura 74. Apilados parciales angulares en profundidad (izquierda) y en tiempo (derecha) .	117
Figura 75. Sección sísmica donde se indican los reflectores en estudio	118

	Página
Figura 76. <i>Crossplot</i> de las trazas sintéticas AVO gradiente e intercepto.....	119
Figura 77. Anomalías AVO en correlación con los eventos de interés.....	120
Figura 78. <i>Crossplot</i> gradiente e intercepto en tiempo para P1	121
Figura 79. <i>Crossplot</i> gradiente e intercepto en profundidad para P1	121
Figura 80. <i>Crossplot</i> gradiente e intercepto en tiempo para P2	122
Figura 81. <i>Crossplot</i> gradiente e intercepto en tiempo para P2	122
Figura 82. <i>Crossplot</i> far vs near en tiempo (arriba) y en profundidad (abajo).....	123
Figura 83. Anomalías proyectadas en la sección sísmica.....	124
Figura 84. Diferencia entre apilado lejano y cercano en profundidad (izquierda) y en tiempo (derecha).....	125
Figura 85. Combinación del volumen de amplitud con el volumen de factor fluido en profundidad.....	126
Figura 86. Geocuerpo de la anomalía de amplitud en el evento P1	127
Figura 87. Combinación de las anomalías de amplitud con el factor fluido aplicando opacidad	128
Figura 88. Comparación de las amplitudes en CRAM y en PSTM Kirchhoff	128
Figura 89. <i>Horizon slice</i> de atributo gradiente en tiempo (a la derecha) y en profundidad (a la izquierda).....	129
Figura 90. <i>Horizon slice</i> de atributo intercepto en tiempo (a la derecha) y en profundidad (a la izquierda).....	130
Figura 91. <i>Horizon slice</i> de amplitud en tiempo (a la derecha) y en profundidad (a la izquierda).....	131
Figura 92. Envolvente de la señal reflexión en tiempo (a la derecha) y en profundidad (a la izquierda).....	132
Figura 93. Proyección del <i>Horizon slice</i> del atributo fuerza de reflexión sobre el evento	132

ÍNDICE DE TABLAS

	Página
Tabla 1. Parámetros de adquisición	59
Tabla 2. Características de las fuentes	59
Tabla 3. Características de receptores y grabación.....	60
Tabla 4. Parámetros del mallado de procesamiento	60
Tabla 5. Inventario de pozos y registros disponibles.....	63
Tabla 6. topes disponibles para cada pozo	64
Tabla 7. Parámetros finales de la PSDM Kirchhof.....	75
Tabla 8. Análisis de enfoque aplicado	78
Tabla 9. Datos de entrada para CRAM	81
Tabla 10. Tiempos de cómputo en CRAM	81
Tabla 11. Parámetros finales utilizados en CRAM	86
Tabla 12. Intervalos de arena asociados a hidrocarburo	97

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1 Planteamiento del problema

El método sísmico de reflexión es aplicado principalmente a la exploración y desarrollo de yacimientos de hidrocarburos, éste permite obtener información detallada del subsuelo y se divide en tres etapas: adquisición, procesamiento e interpretación. El procesamiento de datos sísmicos es de gran relevancia, ya que de éste depende la calidad de la imagen final, base para las futuras interpretaciones del subsuelo. Uno de sus principales procesos es la migración sísmica. Según Albertin *et al* (2002) la migración puede realizarse en dos dominios: el tiempo y la profundidad, así como antes o después del apilamiento, la elección del tipo de migración depende de la complejidad geológica y del campo de velocidades del área.

En los últimos años se han estado desarrollando nuevas técnicas para la exploración de nuevos yacimientos y el aumento de reservas en zonas geológicamente complejas, muchas de las áreas exploratorias presentan fuertes variaciones de velocidades debido a la presencia de fallas o intrusiones salinas; en estas condiciones, las imágenes sísmicas resultantes del procesamiento convencional en el dominio del tiempo presentan problemas de enfoque y posicionamiento; por lo tanto, se requiere una migración en el dominio de la profundidad. Recientemente se han descubierto grandes reservas a nivel mundial con ayuda de imágenes en escala de profundidad migradas antes del apilamiento, adicionalmente la comparación entre secciones migradas antes del apilamiento en ambos dominios, muestran el mejoramiento de la imagen sísmica desde el punto de vista de posición de estructuras y rasgos geológicos en el dominio de la profundidad.

Por otra parte, tanto el procesador como el intérprete históricamente se han limitado al dominio del tiempo y en consecuencia el trabajo en el dominio de la profundidad no es muy familiar (Guo y Fagin, 2002a); por lo que aun no se ha explotado al máximo el potencial de la técnica de generación de imágenes en la escala de profundidad.

Actualmente, la integración de técnicas como la migración y el análisis de la variación de amplitudes con el desplazamiento (*offset*), conocido como migración-inversión (Clayton y Stolt, 1981; Stolt y Weglein, 1985) proporcionan resultados más precisos y fiables en la caracterización de yacimientos. Beydoun *et al.* (1994) muestran que el análisis de la variación de amplitudes con el desplazamiento, la migración y la inversión no son conmutables, y que el flujo de trabajo recomendado comprende la migración, el análisis de variaciones de amplitudes y por último la inversión. Por lo tanto, la conservación de la relatividad de amplitud de la migración antes del apilamiento es un requisito previo para un análisis de variaciones de amplitudes preciso.

Según Baina *et al* (2002) inicialmente el análisis de amplitudes era realizado en datos no migrados preapilamiento, sin embargo, existe una evidencia creciente de resultados con mejor calidad generados a partir de la inversión sísmica después de la migración preapilamiento, ya sea en tiempo o en profundidad, no obstante se considera que la migración preapilamiento en el dominio de la profundidad proporciona mejores resultados en términos de ubicación, resolución y precisión de los objetivos; a pesar de ello, el éxito de la inversión posterior a la migración depende de la preservación de las amplitudes sísmicas naturales.

En este sentido, se propone realizar una migración antes de apilamiento en profundidad para un área prospectiva, estructuralmente compleja, en el occidente de Venezuela y el análisis de amplitudes para el estudio de anomalías con el propósito de identificar nuevas zonas prospectivas.

1.2 Objetivos de la investigación

1.2.1 Objetivo general

Analizar las amplitudes de los datos sísmicos 3D migrados antes del apilamiento en profundidad para la identificación de prospectos de yacimientos de hidrocarburos en el área sur del campo Motatán, occidente de Venezuela.

1.2.2 Objetivos específicos

- Construir un modelo de velocidades interválicas del subsuelo en profundidad a partir de velocidades RMS de migración en tiempo.
- Obtener un volumen de datos sísmicos migrados antes del apilamiento en profundidad aplicando el algoritmo de Kirchhoff.
- Obtener el volumen de datos sísmicos migrados antes de apilamiento en el dominio del ángulo de reflexión común (CRAM).
- Evaluar las amplitudes para la identificación de anomalías.

1.3 Justificación

La aplicación de nuevas técnicas en el procesamiento sísmico recomendadas para zonas estructuralmente complejas, como las migraciones antes de apilamiento en profundidad, están aportando mas oportunidades en la exploración de áreas prospectivas y el desarrollo de yacimientos, permitiendo generar imágenes sísmicas de mayor calidad.

La integración de la técnica de formación de imágenes en el dominio de la profundidad y fundamentos teóricos utilizados hasta ahora en el dominio del tiempo pueden constituir un aporte teórico y práctico de gran relevancia en el área de la sísmica, ya que contribuirá con la eficacia de este método como medio de investigación en áreas potenciales para el desarrollo de la industria petrolera, a su vez, desde el punto de vista académico este estudio permitirá relacionarse con el flujo de trabajo en casos donde el procesamiento sísmico convencional no genera resultados óptimos, representando una contribución a futuros proyectos. El desarrollo y aplicación de éstas técnicas en el área de exploración y desarrollo de yacimientos conllevan al incremento de las reservas de hidrocarburos del país, lo que tiene un impacto en el ámbito socio-económico y promociona la soberanía tecnológica.

1.4 Ubicación del área en estudio

El campo Barúa-Motatán se encuentra ubicado al sureste de la cuenca del lago de Maracaibo, en la región costa oriental, dentro de los límites de los estados Zulia y Trujillo (figura 1).

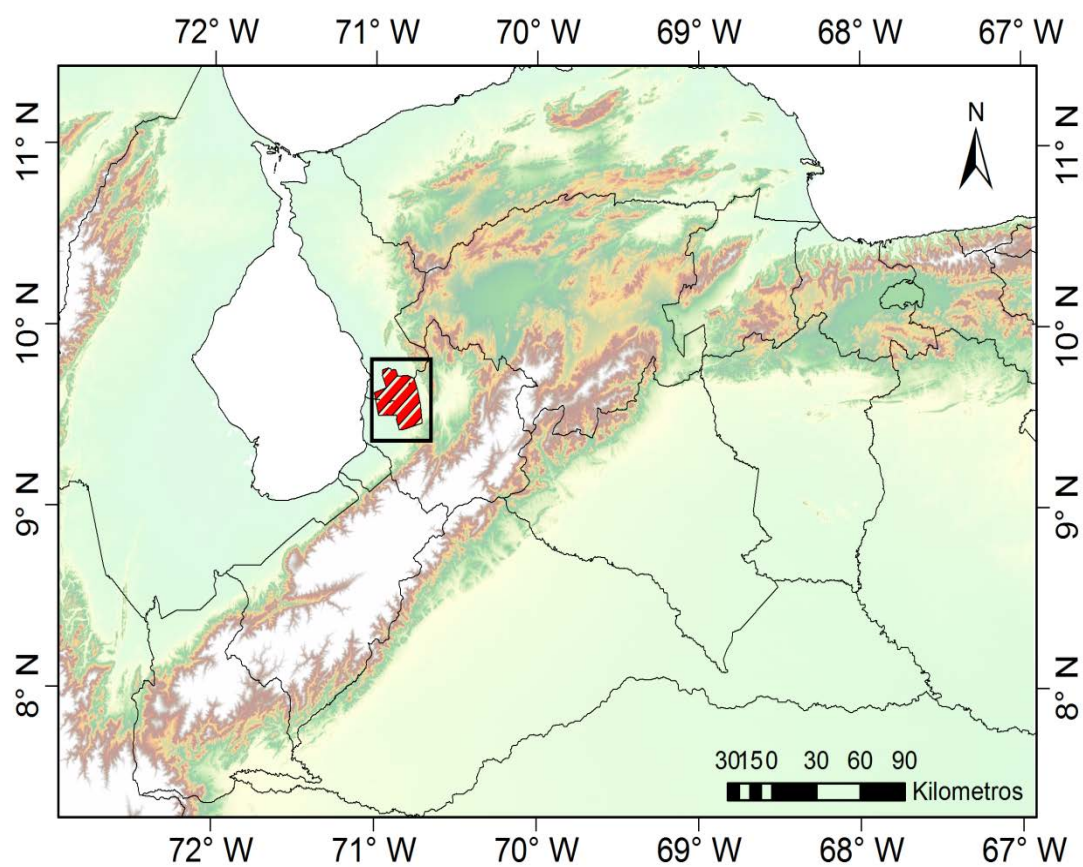


Figura 1. Ubicación geográfica del área de estudio

CAPÍTULO II

MARCO GEOLÓGICO

2.1 Geología regional

2.1.1 Evolución tectónica

Según De Toni *et al* (1994) a partir de los episodios distintivos del Jurásico, las cuencas del occidente de Venezuela estuvieron enmarcadas dentro de un contexto geodinámico muy activo, acentuándose durante el Mesozoico Tardío – Cenozoico. La evolución geodinámica de la región es producto de la interacción entre las placas litosféricas mayores del Pacífico (Caribe y Suramérica) y de una microplaca al oeste de la falla de Boconó, dentro de la cual se ubica el lago de Maracaibo.

Lugo y Mann (1995) mencionan que existieron tres fases principales en la historia geológica del lago de Maracaibo durante el período Jurásico-Eoceno: el *rift* durante el Jurásico, relacionado con la separación de Norte y Sur América; la subsidencia del margen pasivo durante el Cretácico Inferior a Superior, seguida a la fase de *rift* y creación de corteza oceánica entre Norte y Sur América; y subsidencia de la cuenca tipo *foreland* a continuación de la colisión oblicua de la placa del Caribe contra el margen pasivo de Sur América.

Por otra parte, De Toni *et al* (1994) explican que debido a la existencia de varias discordancias regionales la evolución tectónica del área se puede dividir en seis eventos (figura 2):

1. Compresión paleozoica
2. Apertura jurásica (*rifting* entre Norte y Suramérica)
3. Subsidencia termal cretácica
4. Compresión Caribe y flexión de antepaís

5. Extensión paleógena de Falcón- Zulia Oriental
6. Compresión neógena andina

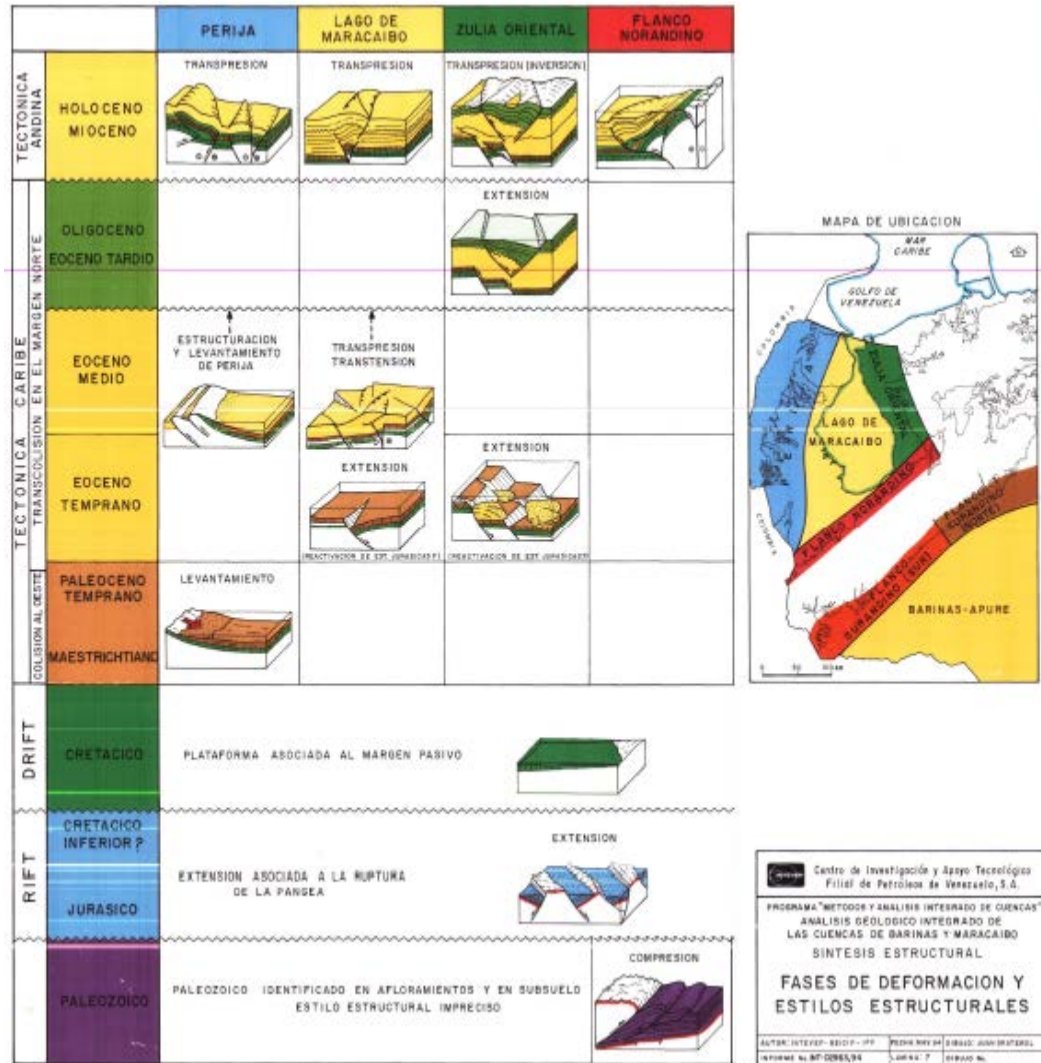


Figura 2. Fases de deformación y estilos estructurales del occidente de Venezuela (modificado de De Toni *et al*, 1994)

A su vez, presentan una síntesis de la evolución tectónica en Zulia oriental, la cual comprende cuatro fases:

La primera fase de estructuración Mesozoica estuvo asociada al desarrollo de grábenes y semigrábenes durante el Jurásico. Estas discontinuidades corticales

(Ceuta, Motatán, Burro Negro y Valera) controlaron a través de reactivaciones la geometría y posterior evolución estructural a escala local; la segunda etapa en la evolución del área, estuvo dominada por el desarrollo de un margen pasivo, tipo atlántico y subsidencia termal durante el Cretácico; la tercera fase resultó de la colisión oblicua entre el arco de islas del Caribe y el margen septentrional de Venezuela, el cual ocurrió progresivamente a partir del Cretácico Superior hasta el Eoceno Medio. La subsidencia de la cuenca pasó a estar dominada por flexión de la litósfera, en respuesta a la carga ejercida por el sistema de napas Caribe, desarrollándose una cuenca antepaís. A finales del Eoceno Medio, las estructuras Ceuta, Menegrande y Motatán sufrieron una ligera inversión transpresiva y en el Eoceno tardío-Oligoceno sobrevino una nueva fase de extensión, la estructura reactivada de Burro Negro constituyó el límite suroeste de esta deformación, acentuándose hacia el noreste, en el área de Falcón (De Toni *et al*, 1994).

La última fase de deformación predominante intracontinental, comenzó en el Neógeno y continua activa; a ella se asocia el levantamiento de los Andes venezolanos. El plegamiento de la tectonosecuencia depositada (molasa andina) producto del evento, evidencia la última fase de reactivación e inversión transpresiva de las estructuras Ceuta-Pueblo Viejo, Menegrande, Motatán, Burro Negro y Valera (De Toni *et al*, 1994).

2.1.2 Marco estructural

La cuenca del lago de Maracaibo está delimitada por tres alineamientos orogénicos: al oeste-noroeste por la sierra de Perijá; al sureste por la cordillera de los Andes y al este-noreste por la serranía de Trujillo (González de Juana *et al*, 1980), se encuentra en una estructura triangular denominada bloque de Maracaibo (Bueno, 1996) el cual está limitado por la falla sinistral de Santa Marta-Bucaramanga en Colombia de orientación NNW-SSE y la falla dextral de Boconó en Venezuela de dirección NE-SW y separado en el norte del bloque de Bonaire por la falla dextral de Oca-Ancón,

de orientación este-oeste (figura 3), este bloque triangular se caracteriza por estar en su sector más oriental compartimentado en bloques de eje mayor norte sur a NE-SW, los cuales están separados por fallas esencialmente sinestrales (con componentes verticales secundarias inversas), tales como: Icotea, Hato Viejo, Valera, entre otras. Esta estructuración resulta de un mecanismo generado por la cupla cizallante introducida por las fallas Boconó y Oca-Ancón (Audemard, 2002)

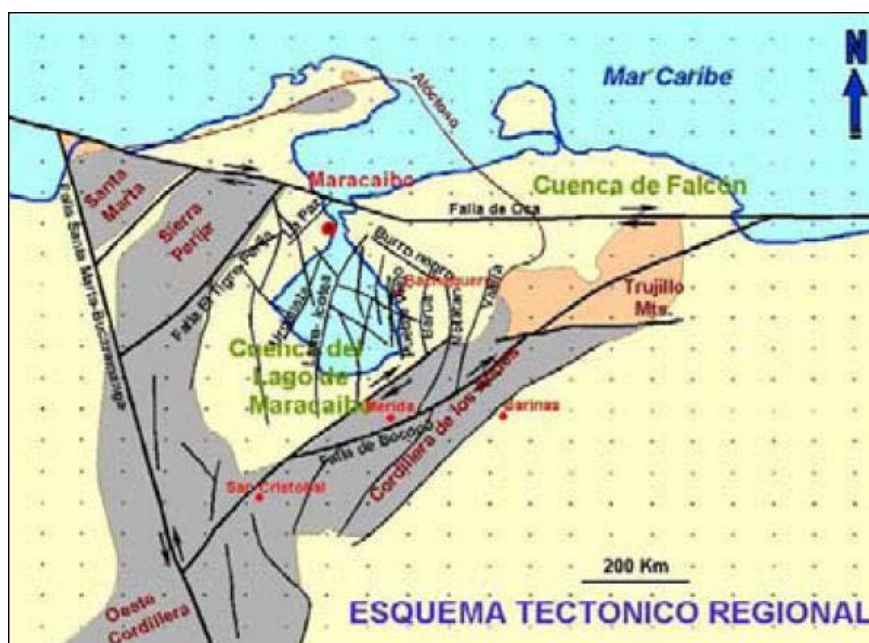


Figura 3. Esquema tectónico regional del occidente de Venezuela (Rodríguez, 2007)

Las fallas de Boconó y Oca tienen un movimiento transcurrente dextral a la que están asociadas las fallas transcurrente sintéticas y antitéticas de la cuenca. Las fallas antitéticas tienen una orientación predominante NNE-SSW y un movimiento sinistral relativo, entre estas fallas se encuentran La Paz-Mara, Icotea, Pueblo Viejo y Valera. Las fallas sintéticas con movimientos dextrales implican fallas en el área de la península de Paraguaná con una orientación NW-SE (Vera, 2009).

Numerosos eventos tectónicos han afectado la configuración de la cuenca y sus tendencias estructurales; las cuales para la época pueden ser divididas, según Lugo (1991), en seis tendencias estructurales:

- Fallas mayores de orientación NNE-SW, entre las cuales se encuentran las fallas de Icotea, Pueblo Viejo, Urdaneta y Lama.
- Fallas de corrimiento NW-SE, se localizan en las áreas de Centro Lago, Lagunillas, Bachaquero y Ambrosio, poseen en general una vergencia sursuroeste lo cual indica un transporte tectónico desde el norte-noreste, ocurrido durante el Eoceno Temprano a Medio.
- Fallas normales de orientación NW-SE, las cuales son numerosas hacia la parte norte del lago y afectan en su mayoría a las unidades del Eoceno, observándose que su actividad afecta hasta la discordancia del Eoceno-Mioceno. Algunas de estas fallas posteriormente fueron reactivadas durante el Mioceno.
- Pliegues en sentido NE-SW, muchos de ellos de edad Mioceno que afectan toda la sección sedimentaria de la cuenca y constituyen las principales trampas de hidrocarburos.
- Fallas de corrimiento N-S con vergencia principal al oeste, su ocurrencia es mayor en las áreas de Perijá y en menor proporción y relieve en la costa Oriental de Maracaibo, su formación se asocia a una compresión regional con sentido E-W durante el Mioceno-Holoceno.
- El evento más reciente se evidencia hacia el área sur de la cuenca de Maracaibo, durante el Mioceno Tardío. Debido al levantamiento andino ocurre reactivación e inversión de las fallas pre-existentes lo cual genera planos de despegue subparalelos a los planos de estratificación.

En la cuenca de Maracaibo los sistemas de fallas de Icotea y Pueblo Viejo son los elementos estructurales más grandes e importantes que intervinieron en la conformación de dicha cuenca. Estas fallas alineadas en orientación NNE-SSW, son sistemas susceptibles a la reactivación/inversión durante los diferentes regímenes tectónicos que afectaron la cuenca y su relleno sedimentario.

2.1.3 Marco tectono-estratigráfico

La cuenca de Maracaibo contiene sedimentos depositados desde el Jurásico hasta el Holoceno; el mayor volumen de sedimentación conocido ocurre durante el Cenozoico. Se reconocen dos principales unidades de basamento para la cuenca: una constituida por capas metasedimentarias del Paleozoico Superior, denominada formación Mucuchachí y equivalentes con tendencia NW-SE a lo largo del arco de Mérida; la otra está conformada por las capas rojas jurásicas de la formación La Quinta las cuales rellenan el sistema de graben de tendencia NNE asociado a la apertura continental que comenzó en el Triásico (Lugo, 1991).

- **Jurásico**

La cuenca de Maracaibo formaba parte de un sistema mayor de grábenes que se extendía a lo largo del noreste de Sudamérica, todos estos grábenes fueron rellenos por sedimentos tipo “Capas Rojas”, volcánicas de diversos tipos (eventualmente clásticos) y calizas de invasiones marinas. En la cuenca de Maracaibo estos sedimentos corresponden a la formación La Quinta, compuestos de capas rojas de origen continental e intercalado con flujos de lava (González de Juana *et al*, 1980). En el transcurso del Jurásico Tardío tienen lugar las primeras etapas de apertura del océano Atlántico la cual está reconocida en la cuenca de Maracaibo con el inicio del relleno de los semi-graben con sedimentos marinos; esta sedimentación se inicia desde el norte de la cuenca, y más concretamente sobre la parte sur de la península de la Guajira.

- **Cretácico**

En el Cretácico Temprano se inicia la transgresión causada por la subsidencia gradual del borde de Guayana, que continuó hasta el Santoniense, y por la subida del nivel del mar a escala mundial (Vail *et al.*, 1977). La sedimentación transgresiva del Cretácico

comienza con los clásticos básales de origen continental de la formación Río Negro. Durante el Aptiense y Albiense se estableció un ambiente marino somero estable, el cual propició la formación de una plataforma de sedimentos carbonáticos que constituyen el grupo Cogollo (formación Apón, formación Lisure y formación Maraca). En el Albiense se produjo un importante influjo clástico y se desarrollaron ambientes con condiciones oscilantes de oxigenadas a reductoras que se reflejan en la depositación de arenas glauconíticas, calizas y lutitas de la formación Lisure. Para finales del Albiense Tardío se encuentran delgadas capas de calizas fosilíferas de la formación Maraca. Las condiciones de máxima inundación se alcanzaron del Cenomaniense al Campaniense Temprano (Galea, 1989), es entonces cuando ocurre la sedimentación en condiciones euxínicas de secuencias de sedimentos finos de calizas y lutitas calcáreas negras, fosfáticas, ricas en materia orgánica, que constituyen la formación La Luna, considerada la principal roca madre en la cuenca de Maracaibo. Esta etapa de máxima transgresión es seguida en el Campaniense por un período de escasa sedimentación representado por las capas glauconíticas y fosfáticas de los miembros Tres Esquinas y Socuy de la formación Colón, que evidencian el inicio de una regresión. En el Maestrichtiense Tardío, aparecen intervalos arenosos que en algunas partes de la cuenca se conoce como formación Mito Juan (Audemard, 1991). La gran mayoría de las unidades terciarias al noroeste de Venezuela refleja la evolución de un cinturón plegado que avanza desde el oeste-noroeste al este-sureste.

- **Paleoceno**

El Paleoceno en el área del lago de Maracaibo está compuesto de calizas y areniscas calcáreas de la formación Guasare, que representa ambientes más someros y que refleja una mayor lejanía de los frentes de deformación. La formación Guasare grada hacia el noroeste a las lutitas de la formación Marcelina y hacia el oeste cambian a los sedimentos gruesos del grupo Orocué, (Lugo, 1991). Para esta época, una amplia costa deltaica y un cinturón litoral fueron desarrollados al oeste (aproximadamente en

la posición actual de la sierra de Perijá) mientras que al sureste y al norte del escudo de Guayana prevalecían aún las condiciones marinas (Audemard, 1991).

- **Eoceno**

Los depósitos del Eoceno Temprano conocidos están representados por la formación Mirador de carácter fluvial al suroeste del lago, por la formación Misoa fluvio-deltaica y por la sedimentación turbidítica de la formación Trujillo en la parte este-noreste de la misma localidad. Para el Eoceno Medio, el sistema fluvio-deltaico representado por la formación Misoa muestra su máxima expresión. Hacia finales del Eoceno Medio, ocurre una considerable deformación que expone las rocas ya depositadas, por consiguiente, muchas de las unidades fueron erosionadas. De esta manera las unidades post Eoceno Medio de la cuenca, son discordantes con respecto a las unidades inferiores (Audemard, 1991). Durante el Eoceno Tardío se produce una fuerte compresión oblicua lateral derecha a lo largo del límite de las placas Suramérica y del Caribe. Ocurre un levantamiento generalizado de la cuenca de Maracaibo y un periodo de fallamiento importante. Se produce la erosión profunda del Eoceno Medio, removiendo casi totalmente el conjunto Paují y Mene Grande y la remoción parcial de Misoa hacia el oeste de la Cuenca (Audemard, 1991).

La tectonosecuencia del Eoceno está confinada entre dos discordancias importantes, la discordancia basal del Paleoceno con una edad de 54 ma y la discordancia del Eoceno que separa el Eoceno medio de rocas sedimentarias del Mioceno temprano.

- **Oligoceno-Mioceno**

Durante el Oligoceno y Mioceno, la erosión continua sobre grandes extensiones de la parte norte- noreste del lago y comienza la sedimentación no marina hacia el oeste-suroeste, la cual se preserva solo en los sinclinales y es conocida como formación Icotea, que se encuentra en forma esporádica rellenando depresiones de la superficie

eocena erosionada (Audemard, 1991). La cuenca de Maracaibo subsidía en conjunto, inclinándose al oeste, al tiempo que era invadida otra vez por las aguas del mar, depositándose sobre la superficie de la discordancia los sedimentos de la formación La Rosa, con un conjunto de lutitas marinas fosilíferas que marcan la extensión máxima de la transgresión. Sobre la formación La Rosa en forma transicional y localmente interdigitada se sedimentó la formación Lagunillas (González de Juana, *et al.*, 1980).

Durante el Mioceno Tardío al Plioceno, continuó la subsidencia de la cuenca de Maracaibo, solo que inclinándose hacia el sur más que al oeste. Los sedimentos más jóvenes, como la formación Isnotú, son sedimentos continentales compuestos por arcillas sub-aéreas junto con arenas fluviales gruesas y conglomerados (Audemard, 1991).

Audemard (1991), menciona que para la cuenca de Maracaibo los depósitos Mioceno Tardío al Holoceno se espesan al sureste, donde más de 8 km de sedimentos fluvio deltaicos se encuentran adyacentes en la parte noroccidental del frente de montaña andino. El espesor de este intervalo a lo largo del flanco surandino es aproximadamente la mitad del espesor observado en el flanco norandino. Esta sedimentación divergente, evidencia el levantamiento de los Andes de Mérida. Por lo tanto para este lapso de tiempo los Andes de Mérida sustituye a la sierra de Perijá como la principal fuente de sedimentos.

- **Mioceno-Pleistoceno**

Hacia finales del Mioceno y principios de Pleistoceno, se producen cambios significativos en la cuenca. Los Andes de Mérida y la sierra de Perijá alcanzan la elevación que muestran actualmente. Debido a estos levantamientos, la cuenca de Maracaibo desvía la orientación de su inclinación de oeste a sur-sureste permitiendo que una gran cantidad de sedimentos entraran por el norte de la antifosa andina,

2. 2 Geología local

2.2.1 Marco estructural

Los rasgos estructurales característicos del campo Barúa-Motatán son producto de los procesos tectónicos compresivos ocurridos desde el final del Eoceno Medio hasta el Oligoceno (Chapman y Noel, 1983; en Vera, 2009). Según Vera (2009) la estructura de mayor importancia es el sistema de fallas normales de orientación NNW-SSE que subdivide los campos Barúa-Motatán, dentro de este sistema de fallas, existen importantes altos estructurales o domos, uno al norte y uno al sur, los cuales están separados por un sinclinal fallado, estos son estructuras principales del campo con una dirección NNO-SSE, los cuales se hacen más profundos hacia el sur.

La estructura del área Domo sur de Motatán es alargada con orientación NW-SE y buzamiento hacia el sur (figura 5), el límite oeste de los domos lo constituye la falla principal que se prolonga desde el campo Mene Grande al norte, tiene un rumbo NNE con movimiento transcurrente sinistral, posee alto grado de buzamiento oscilando entre 70 y 80 grados al este (EGEP, 1989). El límite este consiste en una falla inversa de rumbo subparalelo a la falla principal con alto grado de buzamiento entre 70 y 80 grados al oeste. Un sistema secundario de fallas inversas de rumbo noreste separa a los domos en dirección norte-sur y define claramente las unidades estructurales conocidas como Domo Norte, Domo Sur y área del pozo M-39. Las unidades estructurales secundarias son el flanco oeste de Motatán, el flanco este de Motatán y el anticlinal de Paují o área del pozo M-38. De acuerdo con Naylor *et al* (1986; en EGEP, 1989), los sistemas trascurrentes originados a nivel de un buzamiento rígido inducen distintas deformaciones en las rocas sedimentarias suprayacentes, dependiendo de la etapa de evolución en que se encuentra el sistema transcurrente. Cuando se encuentra un sistema transcurrente desarrollado en su primera etapa se empiezan a formar bloques tectónicos en forma alargada en dirección de la transcurrancia, delimitados por fallas con trazados anastomosados. El campo Motatán

puede encontrarse en esta etapa donde el área central, que se ubica entre las fallas inversas que cortan al campo longitudinalmente, en conjunto con las fallas secundarias que delimitan los bloques tectónicos a lo largo del campo y configuran la expresión típica de un sistema transcurrente desarrollado en su primera etapa.

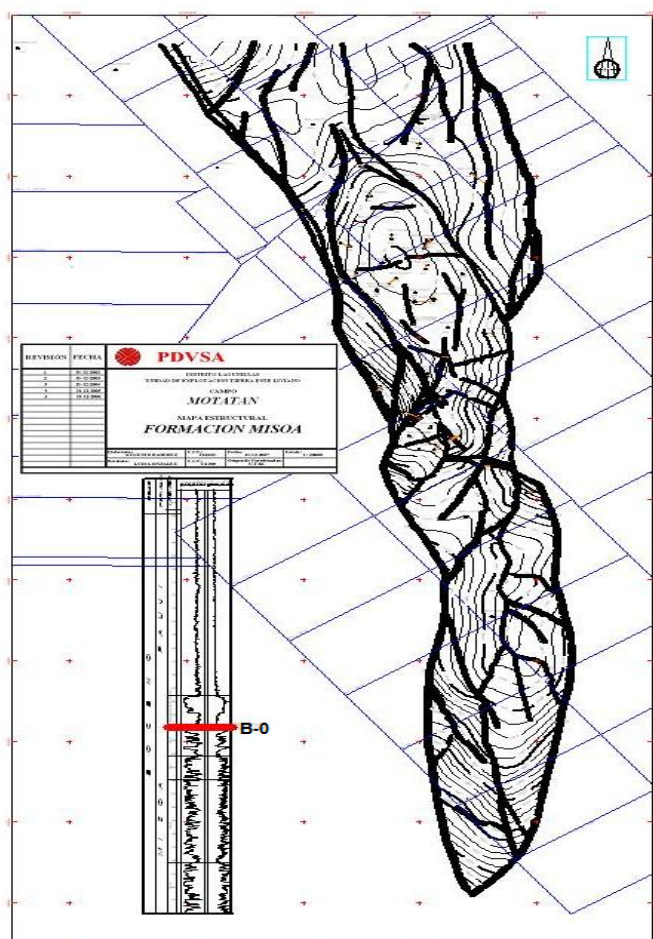


Figura 5. Mapa estructural del domo sur del campo Motatán en el tope de B-0 de la formación Misoa (modificado de Vera, 2009).

2.2.2 Marco estratigráfico

La columna estratigráfica del campo Motatán está constituida en el área yacimiento por las siguientes formaciones de base a tope: Misoa, Paují, Isnotú, Betijoque y

Carvajal, las cuales abarcan un rango de edad que va desde el Eoceno medio al Pleistoceno (figura 6)

EDAD		FORMACIÓN	INTERVALO
Pleistoceno		Carvajal	Sin diferenciar
Plioceno		Betijoque	
Mioceno	Superior	Isnotú	
	Medio		
Eoceno	Medio	Paují	Lutitas
			Arenas Basales A4 - A10
		Misoa	Arenas B0 - B9
	Arenas C0 - C7		
	Inferior	Trujillo	

Figura 6. Columna estratigráfica generalizada del campo Motatán (Cordero, 2006)

Los yacimientos del campo Motatán Domo sur se encuentran ubicados en la formación Misoa y las arenas basales de la formación Paují, están conformadas por las unidades pertenecientes a las arenas de Misoa B superior (B-1/B-3) y las arenas basales de Paují por las unidades A (A-1/A-10) (Urbina, 2001)

Según Vera (2009) en el campo Motatán, la formación Misoa tiene un espesor de aproximadamente 4200' y está en contacto concordante con la formación Trujillo. Los miembros superiores de la formación Misoa en el campo Motatán consisten en areniscas de grano medio a grueso, de moderada a bien ordenados, intercaladas con lutitas laminadas de ambiente marino (Delgado, 1997). La formación Paují representa un período de condiciones de aguas profundas y el espesor varía de 1300' al norte de la zona a 3900' hacia el sur, esta formación descansa discordante sobre la formación Misoa. Por otra parte, la formación Paují se subdivide en dos secuencias de tercer orden, una inferior denominada secuencia nerítica de Paují y una superior llamada arenas basales de Paují. La secuencia superior de las arenas basales de Paují consiste en lutitas grises oscuras monótonas carbonatadas.

CAPÍTULO III

MARCO TEÓRICO

3.1 Procesamiento sísmico

El procesamiento de datos sísmicos tiene como fin presentar los datos en forma adecuada para su interpretación geológica, siendo el producto final una imagen detallada de la estructura del subsuelo. La secuencia de rutina en el procesamiento ha evolucionado, ésta depende de los datos y la complejidad geológica, sin embargo, la secuencia básica de procesamiento comprende las siguientes etapas:

Preprocesamiento

- Carga de datos
- Demultiplexado
- Construcción de la geometría
- Edición de registros
- Ganancia
- Estáticas
- Deconvolución

Dominio del CMP

- Ordenamiento por CMP
- Análisis de velocidad
- Corrección NMO
- Apilamiento

Migración

- Pre-apilamiento ó post-apilamiento
- Tiempo ó profundidad

Los datos sísmicos son grabados de forma multiplexada, lo que implica la grabación a un mismo tiempo de la información procedente de diferentes canales, en la etapa del preprocesamiento es necesario que los datos sean demultiplexados; las trazas correspondientes a un mismo canal y que definen a una traza sísmica son reordenadas de forma secuencial (Manzoni, 2001), de tal manera que se pueda realizar la lectura de los datos como trazas sísmicas registradas en diferentes desplazamientos con un punto de tiro común (Yilmaz, 2008). A su vez, se realiza la edición de trazas con el fin de eliminar trazas ruidosas, señales monofrecuencia y corrección de inversiones de polaridad; tras la edición de trazas, se aplica a los datos una función de recuperación de ganancia para corregir los efectos de amplitud causados por divergencia esférica del frente de onda. Otro de los procesos indispensable son las correcciones estáticas para reducir los tiempos de tránsito a un nivel de referencia común, este nivel puede ser plano o variante (*floating datum*); la reducción de los tiempos de tránsito a un datum general requiere corrección para la capa meteorizada, además de las diferencias en la elevación de la fuente y el receptor (Yilmaz, 2008). Según Pineda (2011) los datos sísmicos pueden ser considerados como la convolución de la señal fuente con la respuesta de los instrumentos, receptores y el subsuelo; en la propagación de ondas por el subsuelo se pueden generar efectos no deseados tales como múltiples, reverberaciones y fantasmas, con la deconvolución se pretende minimizar estos efectos no deseados y mejorar la resolución de los eventos reflejados, este proceso es uno de los principales en el procesamiento sísmico según Yilmaz (2008) además del apilado por CMP (punto medio en común) y la migración sísmica.

3.1.1 Ordenamiento por CMP/CDP

La adquisición de datos sísmicos con cobertura múltiple se hace con base en las coordenadas fuente-receptor (s,g), mientras que el procesamiento, convencionalmente se basa en las coordenadas punto medio-offset (y,h) (*Common midpoint*, CMP) o punto común en profundidad (*Common depth point*, CDP). Para la transformación de

coordenadas, cada traza es asignada al CMP o CDP entre la ubicación del tiro y receptores en lugares asociados con esa traza; las trazas con la misma ubicación se agrupan, formando un *CMP gathers* o *CDP gathers*, estos son equivalentes solo cuando los reflectores son planos y no hay variaciones laterales de velocidad (figura 7).

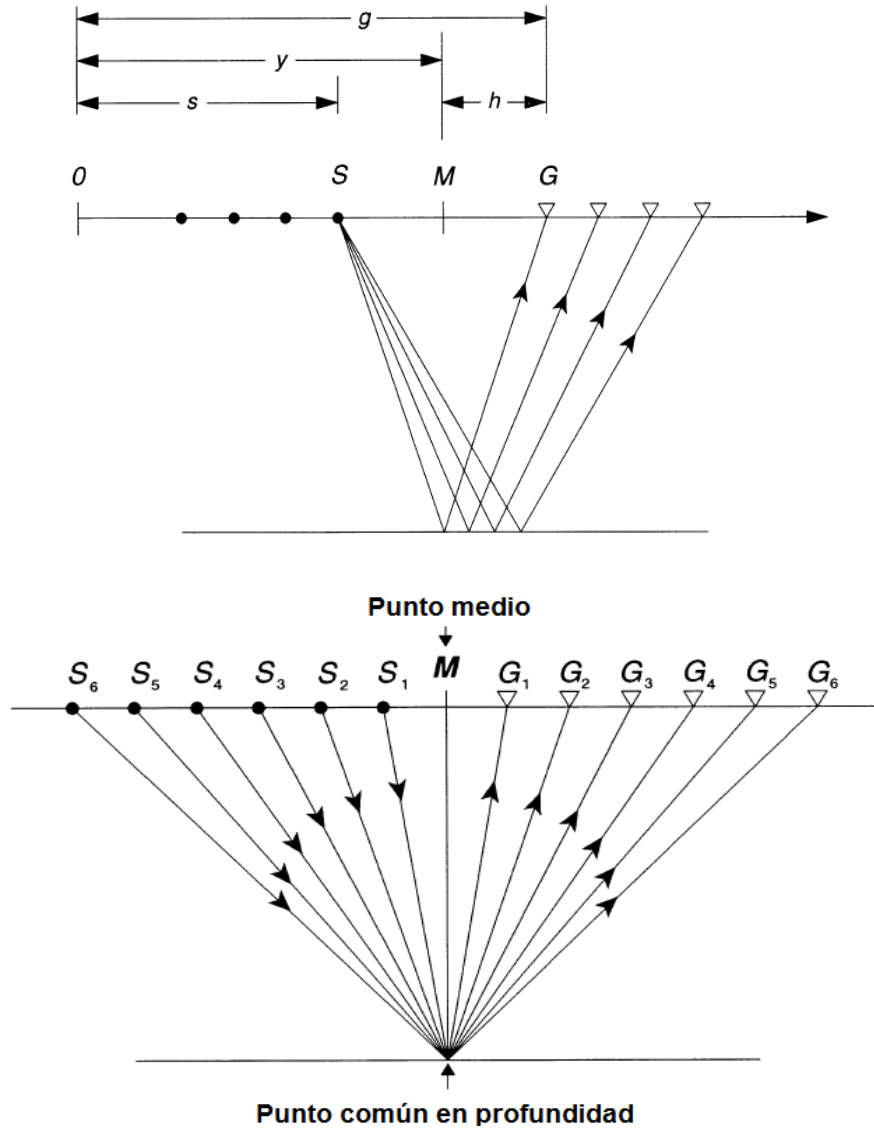


Figura 7. Punto común en profundidad (CDP) (modificado de Yilmaz, 2008)

3.1.2 Análisis de velocidad

Según Pineda (2011) el análisis de velocidad está destinado a establecer las velocidades sísmicas requeridas para obtener resultados óptimos en los procesos de apilamiento y migración tanto en tiempo como en profundidad, normalmente estos análisis se realizan con la información ordenada en el dominio de CMP. Existen varios métodos para realizar los análisis de velocidad, entre ellos los más comunes son:

- **Análisis de semblanza:** se basa en la correlación de las trazas en un CMP *gather* y el resultado de este tipo de análisis es una función de velocidad respecto al tiempo doble de viaje *cero-offset*, también llamado espectro de velocidad, los valores de la función representan un grado de coherencia de la señal a lo largo de las trayectorias hiperbólicas (*Normal MoveOut*, NMO), las cuales dependen de la velocidad, el *offset* y el tiempo de tránsito. La curva en cada espectro representa la función de velocidad basado en los valores de coherencia máximos asociados con reflejos primarios (Yilmaz, 2008). Según Pineda (2011) una medida cuantitativa de la coherencia de datos sísmicos multicanales es la semblanza y es igual a la energía de la traza sísmica sumada o apilada dividida por la energía de todas las trazas que contribuyen al apilamiento (figura 8).

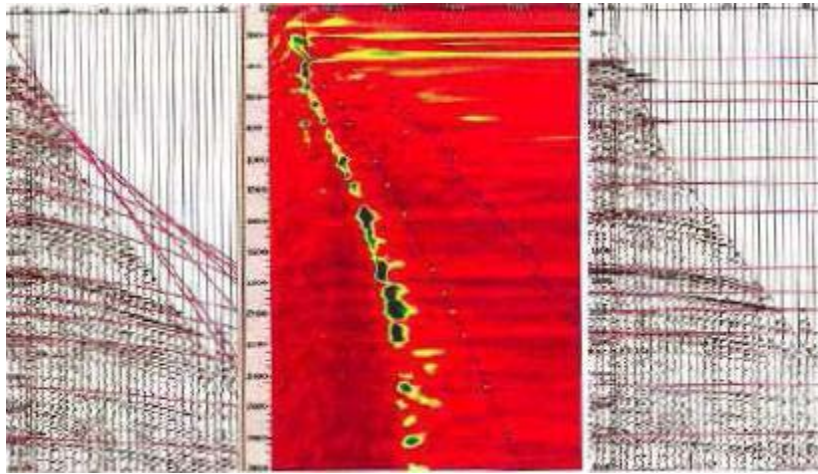


Figura 8. CMP gather y análisis de velocidad por semblanza (Yilmaz, 2008)

- **Análisis de velocidad constante** (*Constant Velocity Stack, CVS*): las velocidades se estiman a partir de datos apilados con un rango de velocidades constantes, basándose en criterios como la amplitud y continuidad del evento apilado; los apilamientos generados con las distintas velocidades son comparados en el panel CVS (figura 9), tomando aquella velocidad que da la mejor respuesta de apilamiento en cada evento seleccionado (Yilmaz, 2008; Pineda, 2011).

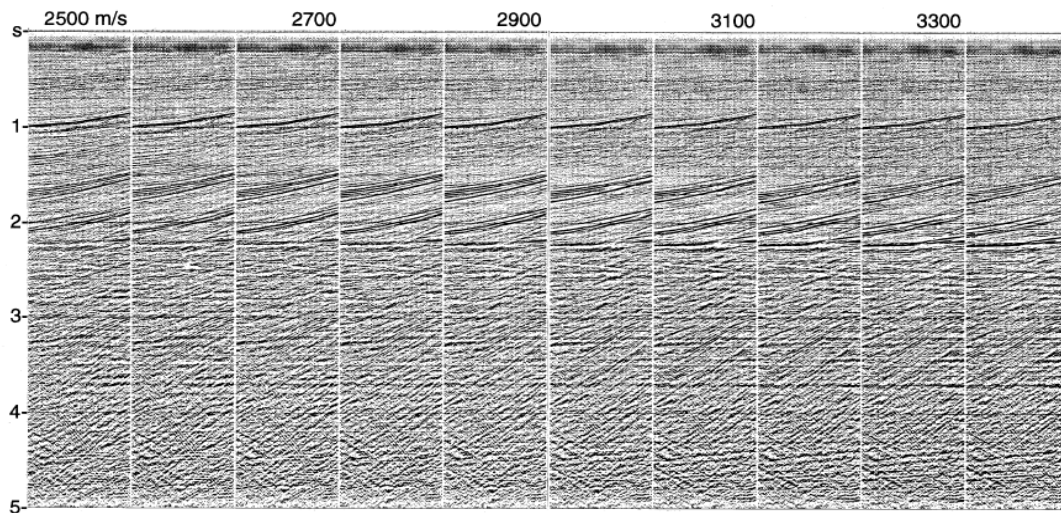


Figura 9. Panel de apilamiento con velocidad constante (Yilmaz, 2008)

En el procesamiento se utilizan distintos tipos de velocidades sísmicas, la cual es definida como la propiedad del medio que permite cuantificar la tasa de cambio en el desplazamiento en tiempo de la propagación de una onda (Pineda, 2011). Sheriff (2001) señala que la terminología de esta velocidad es a menudo mal empleada y causa confusión, entre ellas se encuentran: velocidad instantánea, velocidad promedio, velocidad RMS, velocidad intervállica, velocidad de apilamiento, velocidad NMO.

Velocidad promedio: es el cociente entre la profundidad y el tiempo de viaje de la onda en esa profundidad, esta velocidad se basa en una trayectoria vertical y estratificación paralela, considerando un medio descrito con velocidades v_i y espesores z_i , el tiempo de viaje a través de cada estrato será $t_i = \frac{z_i}{v_i}$, entonces la velocidad promedio será:

$$V = \frac{Z_i}{t_i}$$

Velocidad RMS: la velocidad de una onda que viaja a través de un subsuelo estratificado a lo largo de una trayectoria específica y se define como:

$$V_{rms} = \sqrt{\frac{\sum v_{int}^2 t_i}{\sum t_i}}$$

Donde V_{int} y t_i son las velocidades intervállicas y el tiempo de recorrido simple a través del i -ésimo intervalo, se deriva usualmente de medidas de *normal moveout* (NMO), y comúnmente es un pequeño porcentaje más grande que la velocidad promedio correspondiente y muy próxima a la velocidad de apilamiento para distancias fuentes receptor cortas.

Velocidad intervállica: velocidad sísmica sobre un intervalo de profundidad, la cual puede ser estimada a partir de registros sónicos o a partir de los cambios de la velocidad de apilamiento entre dos reflectores sísmicos. Si el intervalo de

profundidad abarca varios estratos, entonces la velocidad de intervalo es igual a la velocidad promedio calculada sobre la profundidad. Si Z_i es el espesor del i -ésimo intervalo y t_i es el tiempo de la trayectoria a través de este, entonces $V_{int} = Z_i/t_i$. Una aproximación de V_{int} está dada por la ecuación de Dix:

$$V_{int} = \sqrt{\frac{V_n^2 t_n - V_{n-1}^2 t_{n-1}}{t_n - t_{n-1}}}$$

Donde V_n es la velocidad RMS y t_n es el tiempo de llegada a incidencia normal para el n -ésimo reflector.

Velocidad NMO o de apilamiento

Es la velocidad empleada para la corrección de “*Normal Move Out*” cuando la distancia fuente receptor es pequeña. En medios isotrópicos y horizontalmente estratificados $V_{NMO} \approx V_{RMS}$

$$V_{NMO} = \frac{X}{\sqrt{2t_0\Delta t}}$$

Donde;

X = distancia fuente -receptor,

t_0 =tiempo de arribo en $x=0$,

t = tiempo de llegada de la traza a corregir

Δt = tiempo de corrección NMO ($t-t_0$)

3.1.3 Corrección NMO

Normal moveout (NMO) es el efecto producido por la separación entre fuentes y receptores sobre los tiempos de arribo de una reflexión. La corrección NMO antes de apilamiento se realiza utilizando una función de velocidad primaria (Sheriff y

Geldart, 2001) obtenida previamente en el análisis de velocidad. Según Yilmaz (2008) se basa en la suposición de que, en un CMP/CDP *gather*, los tiempos de tránsito de reflexión en función del *offset* siguen trayectorias hiperbólicas en medios isotrópicos, homogéneos y estratificados horizontalmente (figura 10).

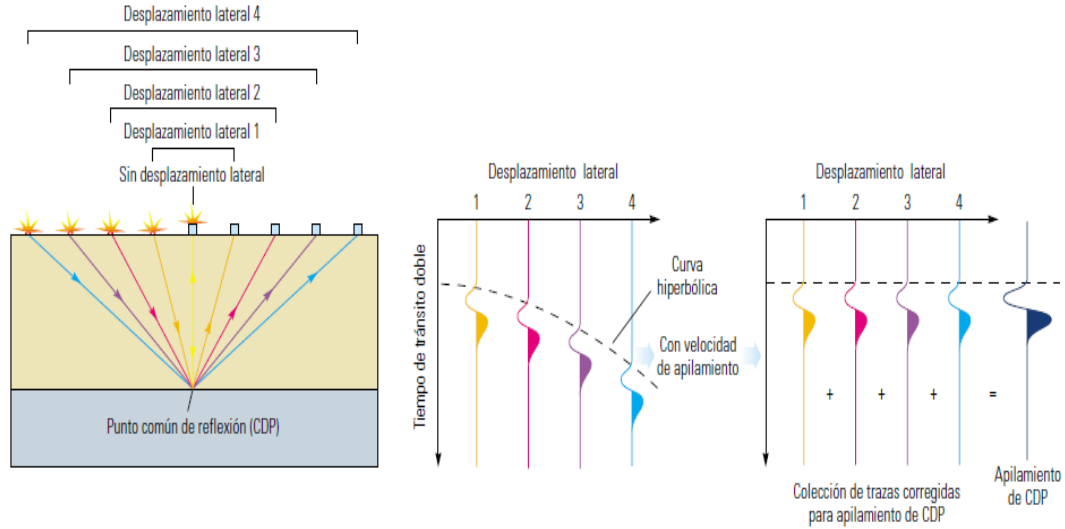


Figura 10. Agrupamiento de trazas por CDP y corrección de NMO (Albertin *et al*, 2002)

Según Albertin *et al* (2002) esta variación en el tiempo de llegada con el desplazamiento se denomina curvatura y antes de apilar las trazas deben ser corregidas para alinear las llegadas (figura 10), a través de la corrección NMO (figura 11) se elimina el efecto en los tiempos de tránsito y el parámetro que describe los desplazamientos laterales versus el tiempo define la velocidad de apilamiento de la capa. La corrección aplicada para alinear las llegadas viene dada por las ecuaciones:

$$\Delta t_{nmo} = T - t_0$$

$$\Delta t_{nmo} = t_0 \left(\sqrt{1 + \left(\frac{x}{v_{nmo} \times t_0} \right)^2} - 1 \right)$$

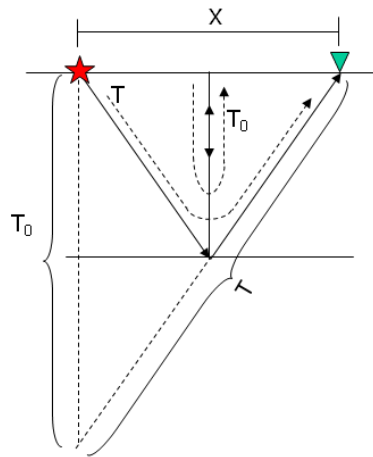


Figura 11. Corrección NMO (modificado de Pineda, 2011)

El resultado del apilamiento es una traza única, que representa la versión mejorada de la señal que hubiera sido registrada para un disparo de incidencia normal o con desplazamiento cero, en el punto medio de los pares fuente-receptor (Albertin *et al*, 2002).

3.2 Migración sísmica

El supuesto básico del reordenamiento del dato desde el dominio del disparo común a CMP *gathers* aplicando NMO y apilado es que los reflectores son planos y horizontales. Sin embargo, la estratificación que se aleja de la horizontal, tal como las capas buzantes viola esta suposición. La consecuencia es que la energía de reflexión en una traza podría haberse originado a lo largo de un punto reflector horizontalmente desplazado de la traza, por lo tanto, se debe mover la reflexión a su punto u origen. De lo contrario, dará lugar a errores en el posicionamiento de los eventos.

Otra razón es que los cambios o discontinuidades en la geometría de la superficie de reflexión dan lugar a difracciones (puntos dispersores de energía). Yilmaz (2008) menciona que la migración mueve los reflectores buzantes a sus posiciones verdaderas del subsuelo y colapsa las difracciones, aumentando la resolución espacial.

El objetivo de la migración es hacer que la sección apilada sea similar a la sección geológica en profundidad a lo largo de una línea sísmica.

En la figura 12 se muestra uno de los principales cambios logrados por la migración sísmica, a la izquierda la sección sísmica presenta efectos conocidos como corbatines que interfieren en la construcción del evento correspondiente a una discordancia prominente la cual parece compleja, mientras que a la derecha se muestra la sección luego de ser migrada, donde estos efectos son convertidos en estructuras sinclinales, corrigiendo el buzamiento de los reflectores y la sección puede ser mejor interpretada.

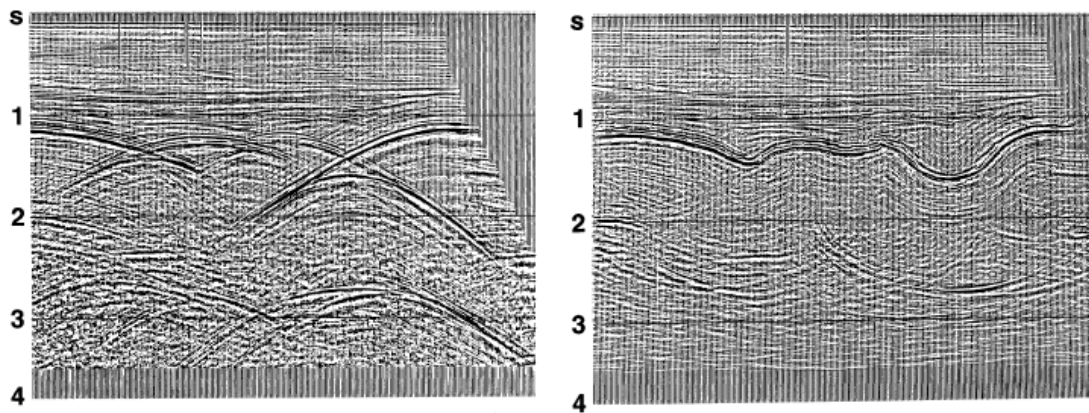


Figura 12. Sección sísmica sin migrar (a) y migrada (b) (Yilmaz, 2008)

3.2.1 Principios de migración

Yilmaz (2008) explica el principio de la migración de la siguiente manera: considere el reflector buzante CD de la sección geológica simple en la figura 13. Se quiere obtener una sección de distancia a la fuente cero a lo largo del perfil Ox. Cuando se mueve el par fuente-receptor (s,g) a lo largo de Ox, la primera llegada de incidencia normal del reflector buzante se graba en la posición A. En esta discusión, se supone una velocidad constante media normalizada $v = 1$ para que ese tiempo y coordenadas de profundidad se puedan intercambiar. La llegada de la reflexión a la posición A se indica por el punto C' sobre la sección de tiempo de cero-desplazamiento en la figura

13, como nos movemos de la posición A hacia la derecha, se graban las llegadas de incidencia normal del reflector buzantes CD. La última llegada se graba en la posición B que se indica por el punto D' en la figura 13 (b). En este experimento, se excluyen difracciones fuera de los bordes de CD del reflector para simplificar la discusión.

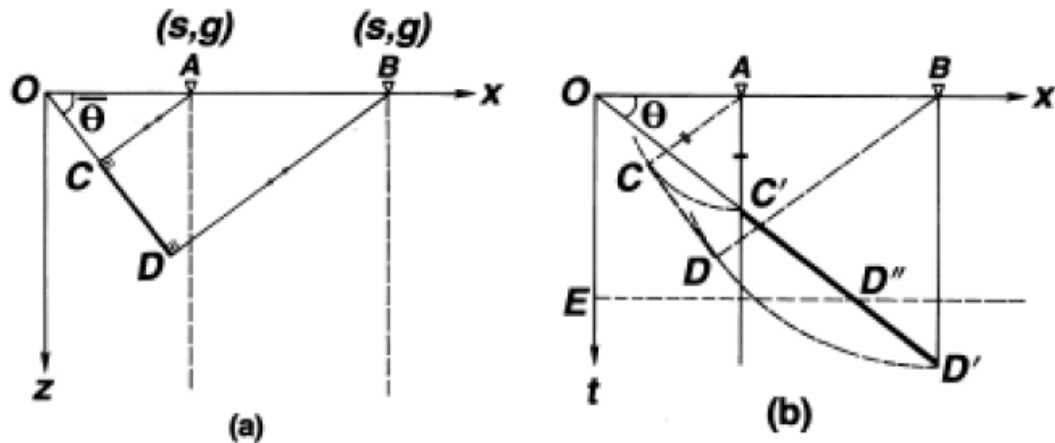


Figura 13. Principio básico de la migración sísmica (Yilmaz, 2008)

Comparando la sección geológica en la figura a (en profundidad) con la sección sísmica de cero-offset en la figura b que es en tiempo. Las verdaderas posiciones en el subsuelo del reflector CD se sobreponen hacia la sección de tiempo para la comparación. Claramente la verdadera posición geológica del reflector CD no está igual que la posición del evento de reflexión C'D'. De esta construcción geométrica simple, se nota que la reflexión en sección de tiempo C'D' debe migrarse a su verdadera posición del subsuelo CD en la sección de profundidad. Las siguientes observaciones pueden hacerse de la descripción geométrica de la migración en la figura.

- (a) El ángulo de buzamiento del reflector en la sección geológica es mayor que en la sección de tiempo; así, la migración aumenta el buzamiento de los reflectores.
- (b) La longitud del reflector, como se ha visto en la sección geológica, es más corto que en la sección de tiempo; así, la migración acorta los reflectores.
- (c) Mueve los reflectores en la dirección ascendente del buzamiento.

3.2.3 Tipos de migración

La migración puede ser clasificada en base al dominio en el que opera o en base a su algoritmo. La clasificación basada en el dominio se diferencia entre migración en 2D y 3D, migración antes del apilamiento o después del apilamiento y migración en tiempo o en profundidad. Según Albertin *et al* (2002) la elección del tipo de migración depende de la complejidad estructural del objetivo (figura 14).

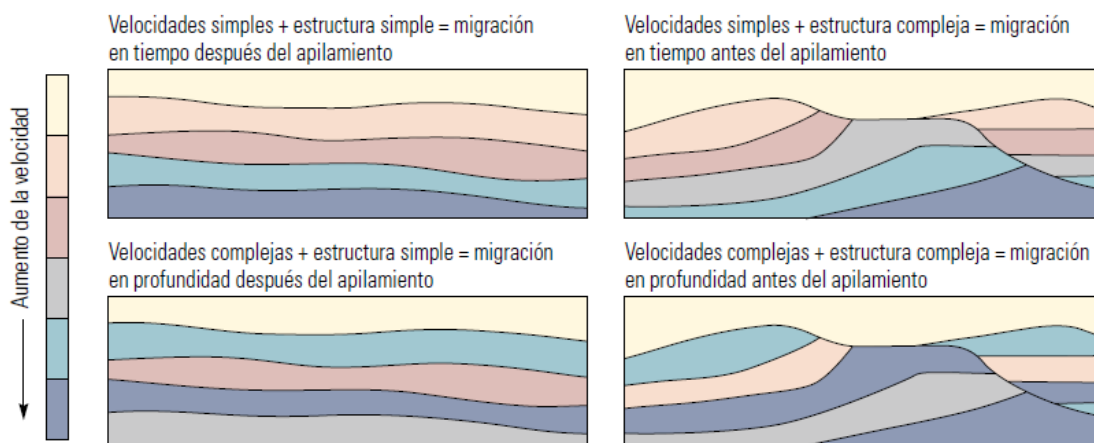


Figura 14. Tipos de migración sísmica (Albertin *et al*, 2002)

Yilmaz (2008) explica que la sección sísmica migrada comúnmente se muestra en el dominio del tiempo, una razón para esto es que la estimación de velocidad basada en los datos sísmicos y otros, es limitada en su precisión, por lo tanto, la conversión a profundidad no es del todo correcta. A su vez, los intérpretes prefieren evaluar la validez de secciones migradas comparándolas con los datos originales, siendo preferible tener las dos secciones que se muestran en el mismo dominio del tiempo. Sin embargo, la migración en tiempo, sólo es apropiada bajo ciertas condiciones: cuando las variaciones de velocidad laterales son leves o moderadas, de lo contrario, la migración en tiempo no produce la imagen verdadera del subsuelo. En su lugar, se tiene que utilizar la migración en profundidad.

Albertin *et al* (2002) señalan que en la migración en tiempo, el modelo o campo de velocidad puede variar levemente; la velocidad aumenta con el tiempo de tránsito y las variaciones horizontales son graduales, en cambio, en la migración en profundidad, el modelo de velocidad puede tener fuertes contrastes en las direcciones horizontal y vertical; este tipo de migración es adecuada cuando existe complejidad estructural, lo que implica fuertes variaciones de velocidad lateral y bajo éstas condiciones la suposición de *moveout* hiperbólico asociada con los tiempos de tránsito de reflexión en el *gather* CMP ya no es válida, como resultado, la corrección *moveout* hiperbólica y el apilamiento CMP no siempre producen una sección apilada en la que las reflexiones de los estratos subyacentes son fielmente conservadas. En tales circunstancias, la formación de imágenes en profundidad y antes de apilamiento se convierte en un imperativo. Este tipo de migración es una operación que demanda mucho tiempo de trabajo y necesita un modelo de velocidad preciso en escala de profundidad.

Por otro lado, la migración aplicada después del apilamiento (post-apilamiento), requiere menos tiempo de cómputo que la migración antes del apilamiento, ya que el apilamiento reduce en un orden de magnitud la cantidad de trazas que deben procesarse. Cabe destacar, que para que la migración después del apilamiento resulte exitosa, las suposiciones que se hacen deben estar bien fundamentadas: la amplitud de la traza de incidencia normal y las llegadas deben ser aproximadamente hiperbólicas. Estas suposiciones son válidas sólo cuando se pueden ignorar las variaciones litológicas y el contenido de fluidos en el área cubierta por el grupo de trazas y cuando la estructura es simple. Mientras que la migración pre-apilamiento puede aplicarse a las estructuras y los campos de velocidad más complejos, las principales restricciones sobre la migración antes del apilamiento eran sobre la capacidad computacional, así como el tiempo y la habilidad requeridas para la construcción del modelo de velocidad en un tiempo razonable, sin embargo, los avances en materia de computación han permitido reducir estas restricciones (Albertin *et al*, 2002).

3.2.4 Algoritmos de migración

La base de los algoritmos comunes de migración es la ecuación de onda escalar unidireccional en profundidad, estos pueden clasificarse como: basados en la solución integral de la ecuación de onda escalar (integral de Kirchhoff), basados en soluciones por diferencias finitas y aquellos basados en las implementaciones frecuencia-número de onda ($f-k$) (Yilmaz, 2008). Según Biondi (2004) estos algoritmos de formación de imágenes pueden ser divididos en dos grandes categorías: métodos integrales (ej. métodos de Kirchhoff) y métodos de continuación de campo de ondas. Los métodos integrales pueden ser descritos por objetos geométricos simples como los rayos y la sumatoria de superficies.

3.2.5 Migración Kirchhoff

Según Biondi (2007) la migración Kirchhoff se basa en la teoría de funciones de Green y en una solución integral de la ecuación de onda (integral de Kirchhoff), la cual representa la solución de onda plana (Guo y Fagin, 2002a), y se realiza por el método de la sumatoria de difracción (Schneider, 1987). En la práctica, la migración Kirchhoff enfoca reflexiones por sumatorias multidimensionales sobre los datos registrados, las cuales se pueden describir fácilmente por el uso de construcciones geométricas simples (Biondi, 2007).

Según Yilmaz (2008) la técnica de la integral de Kirchhoff, colapsa la hipérbola de difracción a su ápice sumando las amplitudes e involucra correcciones de amplitud y fase, que son aplicadas a los datos antes de la sumatoria. Estas correcciones hacen la suma coherente con la ecuación de onda ya que representan los efectos de la propagación esférica, el factor de oblicuidad (variación de amplitud con ángulo de incidencia) y el desplazamiento de fase inherente a fuentes secundarias de Huygens.

El colapso de la hipérbola de difracción a su ápice, se puede explicar utilizando el principio de Huygens según el cual, se considera el reflector sísmico compuesto de

puntos difractores espaciados cercanamente (figura 15a), de esta manera, cada punto en la sección migrada se trata independientemente de los otros puntos. Cada punto de la sección de salida migrada se produce mediante la suma de todos los valores de datos a lo largo de una difracción que se centra en ese punto (figura 15b), cabe destacar que la geometría de la curva de difracción es creada por los rayos que viajan desde el punto de difracción en el subsuelo a todos los puntos de la superficie.

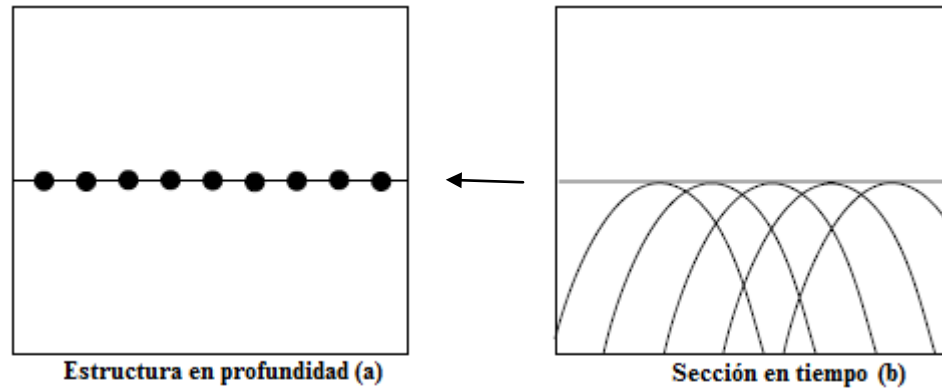


Figura 15. Construcción de un reflector mediante el colapso de las hipérbolas de difracción (modificado de tutorial Paradigm, SF)

El procedimiento de la suma de difracción se lleva a cabo mediante la suma de las amplitudes a lo largo de curvas de difracción en el espacio de entrada, o alternativamente, mediante la difusión de las amplitudes a lo largo de elipses en el espacio de salida migrado. Estos procedimientos son idénticos, con el segundo enfoque, cada punto de entrada se migra por separado, y el resultado es una superposición de todas las respuestas al impulso (figura 16). La respuesta al impulso es el lugar geométrico de todos los puntos en el espacio de salida al que se asigna un punto de entrada. Representa todos los posibles puntos de profundidad que pueden generar una señal en el punto de entrada (x, t) en el intervalo de tiempo, representando un modelo de una lente curvada (elíptica) que concentra toda la energía en un único punto.

La imagen se construye en la envolvente de todas las curvas elípticas por interferencia constructiva y los bordes de las curvas se cancelan debido a la interferencia destructiva.

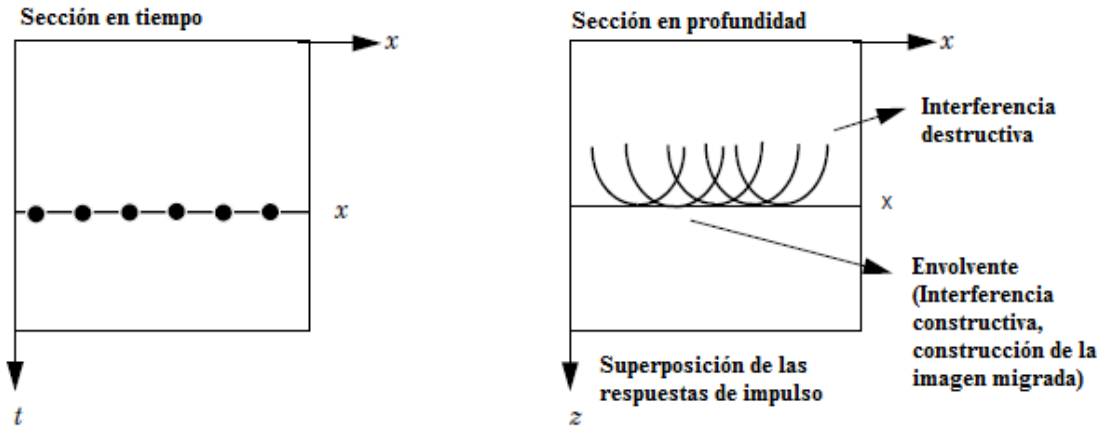


Figura 16. Construcción de la imagen migrada por superposición de las respuestas de impulso (modificado de tutorial Paradigm, SF)

La desventaja de la migración de Kirchhoff es que su exactitud depende del cálculo del tiempo de tránsito los cuales pueden obtenerse resolviendo la ecuación de eikonal, que da soluciones a las primeras llegadas, o por trazado de rayos para encontrar las llegadas más energéticas a través de diferentes enfoques, que incluyen la búsqueda de la trayectoria de tiempo mínimo de los rayos o la reconstrucción del frente de onda (Guo y Fagin, 2002a)

Según Biondi (2007) la derivación teórica rigurosa de la migración Kirchhoff es bastante complicada, pero el resultado final es extraordinariamente simple (Schneider, 1978). La forma general está dada por la siguiente expresión integral:

$$I(\xi) = \int_{\Omega_{\xi}} W(\xi, \mathbf{m}, \mathbf{h}) D[t = t_D(\xi, \mathbf{m}, \mathbf{h}), \mathbf{m}, \mathbf{h}] d\mathbf{m} d\mathbf{h}$$

La imagen $\mathbf{I}(\xi)$, que está definida en un espacio 3D $\xi = (z\xi, x\xi, y\xi)$, es igual a la integral de los valores de datos $\mathbf{D}(\mathbf{t}, \mathbf{m}, \mathbf{h})$ evaluado en el tiempo $t_D(\xi, \mathbf{m}, \mathbf{h})$ y ponderado por un factor de amplitud apropiado $\mathbf{W}(\xi, \mathbf{m}, \mathbf{H})$. El factor de amplitud también debe incluir una convolución 1D por un filtro de derivada, el orden de la derivada depende de la dimensionalidad de la integración, la primera derivada de filtro se debe aplicar para la migración 3D. El dominio de la integración en la ecuación no abarca todo el espacio de entrada, sino que se limita a una región $\Omega\xi$ que se centra en la ubicación del punto de imagen, esta región $\Omega\xi$ a menudo se llama la apertura de la migración; vinculado a la determinación del máximo buzamiento y el costo del procedimiento de migración.

Yilmaz (2008) señala que la apertura de migración es el parámetro crítico en la migración Kirchhoff, una pequeña apertura provoca la eliminación de buzamientos fuertes, genera eventos horizontales falsos y organiza el ruido aleatorio no correlacionado de traza a traza. El colapso de la hipérbola de difracción está relacionado a este parámetro como se puede observar en la figura 17, donde se muestra una sección *cero-offset* que contiene una hipérbola de difracción y las migraciones correspondientes usando diferentes aperturas: (b) 35 trazas, (c) 70 trazas, (d) 150 trazas y (e) 256 trazas, ésta muestra que cuanto menor sea la apertura, la migración pierde capacidad para colapsar eficazmente la hipérbola de difracción.

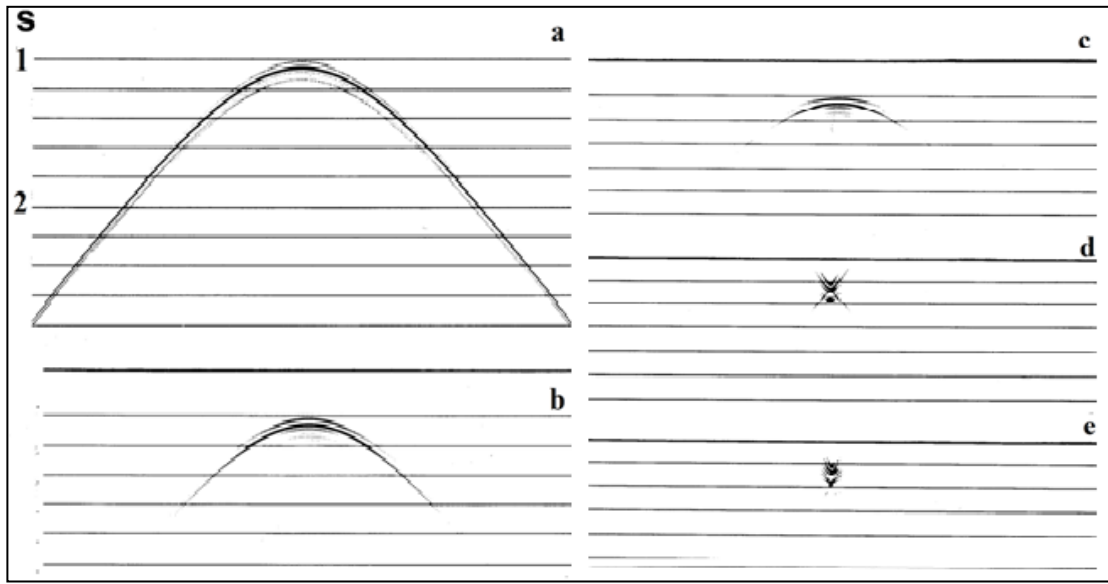


Figura 17. Efecto de la apertura de migración Kirchhoff (Modificado de Yilmaz, 2008)

Es por ello que su correcta determinación tiene una fuerte influencia en la calidad de los resultados de la migración. Biondi (2007) señala que típicamente en la migración preapilamiento de datos 3D, la apertura (Ω_{ξ}) es en forma de cono, tal como el que se ilustra en la figura 18, los puntos medios de entrada que contribuyen a un solo punto de la imagen se limitan a un área circular centrado en la localización de la superficie xy (ξ) del punto de la imagen, el diámetro de este círculo es directamente proporcional a $z\xi \tan \alpha$, donde α es la apertura del cono.

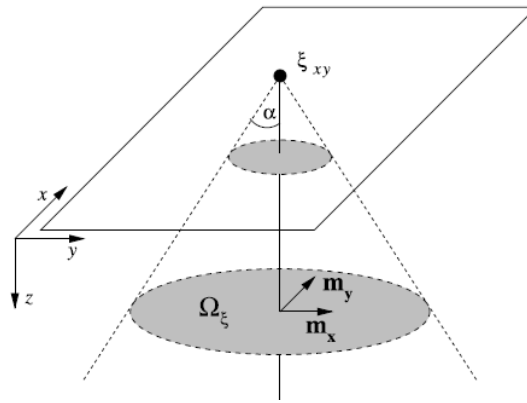


Figura 18. Diagrama de apertura de migración (Biondi, 2007)

3.2.6 Método de migración por ángulo de reflexión común (CRAM)

En el procesamiento sísmico antes del apilamiento, los *gathers* migrados (del inglés: *common image gathers*, “CIGs”) generados a partir de la migración Kirchhoff en el dominio de la profundidad por *offset* común o disparo común se utilizan comúnmente para el análisis de variación de la amplitud con el *offset*, pero diversos autores han demostrado que estos CIGs contienen inesperados artefactos cinemáticos y dinámicos en zonas complejas con gran variaciones de velocidades (Nolan y Symes, 1996; Xu *et al*, 2001). Para superar esto, han propuesto la reconstrucción de los CIGs en el dominio del ángulo común (De Hopp *et al*, 1994; Xu *et al*, 1998; Brandsberg-Dahl *et al*, 1999).

Koren *et al* (2002) proponen un método de migración 2D y 3D basado en la teoría de rayos para la construcción de CIGs en el dominio del ángulo de reflexión conocido como CRAM (*Common reflection angle migration*), el cual trabaja bajo un enfoque orientado a los objetivos con base en disparos de rayos desde los puntos de imagen hasta la superficie, formando un sistema para el mapeo de los datos sísmicos registrados dentro del dominio del ángulo local (*Local Angle Domain* - LAD). Es decir, las trayectorias de los rayos, tiempos de tránsito, propagación geométrica y factores de rotación de fase, se calculan a partir de rayos emergentes con incremento uniforme de ángulos, lo que conlleva a una iluminación uniforme en los puntos de imagen desde todas las direcciones (buzamiento), tomando en cuenta todas las llegadas y permitiendo obtener una imagen migrada de amplitud y fase conservada. Estos autores muestran que las amplitudes y fases de los eventos reflejados se conservan para una amplia gama de ángulos, incluso en zonas complejas con múltiples llegadas.

Cada evento en el CIG se construye mediante la suma de todos los puntos de datos sísmicos reflejados/difractados desde los puntos de imagen con el mismo ángulo de

apertura. El sistema de formación de la imagen implica la interacción de dos campos de onda en los puntos de la imagen: incidente y reflejado/difractado. Cada campo de onda se puede descomponer en un plano local de las ondas (o rayos) que indican la dirección de propagación. La dirección de los rayos incidentes y reflejados/difractados se pueden describir convencionalmente por sus respectivos ángulos polares, cada ángulo polar incluye dos componentes, buzamiento y azimuth. Por lo tanto, se requiere un conjunto de 4 ángulos escalares para definir un sistema de formación de imágenes en el dominio del ángulo en un punto dado de la imagen; estos ángulos son buzamiento (V_1) y el azimuth (V_2) de la normal a los pares de rayos (incidente y reflejado), ángulo de apertura (Υ_1) y azimuth de apertura (Υ_2) (figura 19).

Según Koren *et al* (2008) las migraciones en el dominio del ángulo basadas en trazado de rayos y ecuación de onda tratan con sistemas en los que en cada punto de la imagen, tanto el campo de onda incidente y el de onda reflejada se compone de una amplia gama de direcciones.

La etapa de formación de imágenes consiste en la combinación de pares de rayos (o pares de ondas planas locales) que representan los rayos incidentes y reflejados/difractados. Cada par de rayos mapea datos sísmicos, grabados en la superficie libre, en el dominio de ángulo local (LAD) (Koren *et al*, 2007)

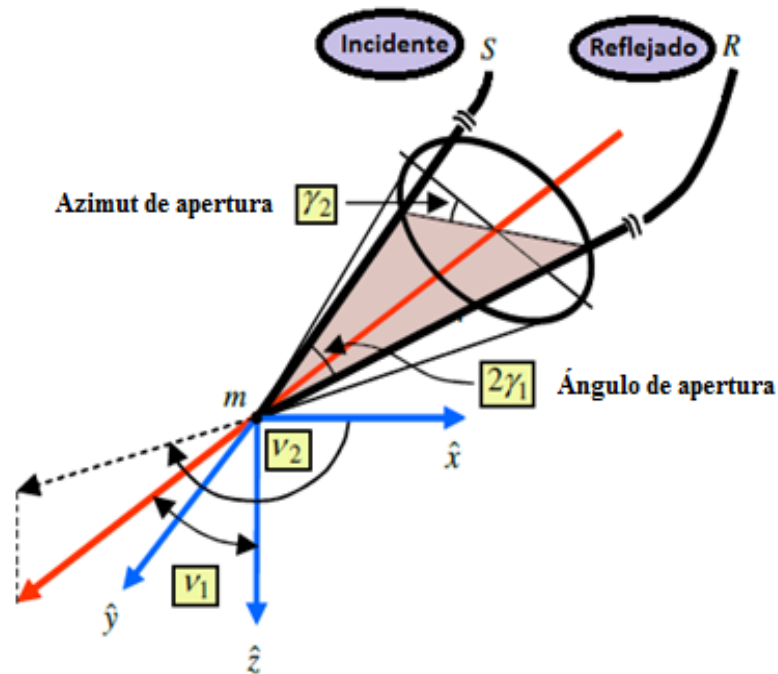


Figura 19. Ejemplo de un par de rayos (incidente y reflejado) y los cuatro ángulos asociados al LAD (modificado de Koren *et al*, 2008)

El sistema LAD puede estar asociado con una sección transversal axial de una superficie cónica, la apertura del cono coincide con el ángulo de apertura y la orientación de la sección transversal corresponde al azimut de apertura.

CRAM está diseñado específicamente para una serie de tareas de formación de imagen sísmica y análisis: determinación detallada del modelo de velocidad; orientado al objetivo, formación de imágenes de yacimientos de alta resolución; extracción de propiedades de yacimiento y amplitud versus ángulo de incidencia (AVA) preciso; y formación de imagen de los datos grabados en áreas de estructura y velocidad compleja (Koren *et al*, 2008).

Pathak *et al* (2013) muestran que las imágenes generadas por CRAM presentan mejor resolución y una mayor nitidez, lo que se traduce en una mejor delineación de estructuras como fallas y continuidad de los eventos, además de una mejor

conservación de amplitudes relativas en comparación con la migración preapilamiento en profundidad a través del método convencional de Kirchhoff.

3.3 Velocidades de migración

La formación de imágenes del subsuelo es el resultado de dos pasos de procesamiento que están conectados firmemente, la estimación de la velocidad y la migración. La información adecuada sobre la velocidad de propagación es necesaria para que la migración enfoque los datos correctamente y para producir la imagen correcta de estratos en profundidad (Biondi, 2007).

Los modelos de velocidades son una representación espacial de las velocidades a través de cada uno de los estratos o capas del subsuelo, tomando generalmente la velocidad de cada capa constante a través de las cuales pasan los rayos de los distintos frentes de onda obedeciendo a la ley de Snell. Generalmente la velocidad utilizada para generar dichos modelos proviene de las velocidades de migración sísmica; en especial de las migraciones en profundidad. Los modelos de velocidades también son llamados cubos de velocidades (Sheriff y Geldart, 2001).

El modelo de velocidad puede ser representado bajo un enfoque basado en capas (figura 20), un enfoque basado en cuadrículas (grid) o una combinación de los anteriores. En el enfoque basado en capas las velocidades son estimadas utilizando un marco estructural de horizontes geológicos, que permite la representación de los cambios de velocidad causados por la profundidad, la edad, la litología y la presión, su desventaja es que se necesita un conocimiento *a priori* de la estructura, mientras que el enfoque basado en cuadrículas el campo de velocidades se deriva sobre la base del análisis del *moveout* residual de las reflexiones, sin requerir el conocimiento anticipado de la geometría de la estructura geológica.

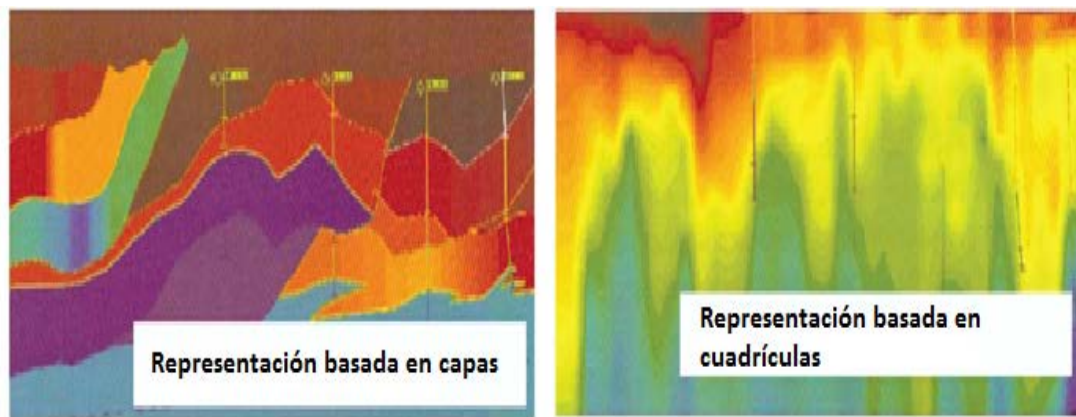


Figura 20. Representaciones de modelos de velocidades (modificado de Guo y Fagin, 2002b)

El campo de velocidad de la formación de imágenes se desarrolla a partir de los propios datos sísmicos, se utilizan los CMP *gathers* para realizar la corrección NMO y derivar el campo de velocidades de apilamiento con el fin de obtener una sección apilada o el campo de velocidad RMS para aplicar a una migración en tiempo. La eliminación del efecto *moveout*, expresado como la planitud de los eventos en los *gathers* representa una prueba de la exactitud del campo de velocidades derivado. Estas velocidades son la base para obtener velocidades interválicas necesarias en la migración pre-apilamiento en profundidad (Guo y Fagin, 2002b)

Guo y Fagin (2002b) señalan que la estimación de la velocidad a partir de los datos sísmicos es un problema inverso y como tal presenta una serie de dificultades (no unicidad, inestabilidad, divergencia) por lo que normalmente requiere varias iteraciones, el procedimiento comienza con una estimación de un campo inicial antes de la primera iteración de imágenes.

3.3.1 Construcción del modelo inicial de velocidades

Para imágenes de profundidad antes del apilamiento, hay muchas maneras de derivar un modelo de velocidad inicial. Los métodos que se utilizan para establecer el modelo inicial se basan en las curvas *moveout* en el dominio del tiempo, generalmente CMP *gathers*. Los métodos populares para la generación del modelo de velocidad

interválica inicial incluyen: transformada de Dix, inversión de la velocidad de apilamiento, inversión de la coherencia y la inversión de tiempo de tránsito (Guo y Fagin, 2002b).

La fórmula Dix transforma velocidades RMS a velocidades de intervalo. La suposición inherente principal es que el subsuelo está compuesto de capas planas con velocidades homogéneas que generan *moveout* hiperbólico, a pesar de ser un método simple, este no toma en cuenta las variaciones laterales de velocidad, el efecto de estructuras buzantes ni la trayectoria de los rayos, trabaja en una dimensión (sentido vertical). Los métodos basados en modelos, trabajan bajo el contexto de un subsuelo en capas, la curva *moveout* se predice por trazado de rayos sobre un CMP a través de este modelo con un rango de velocidades interválicas. Los métodos se diferencian en el tipo de observaciones contra la que se compara el *moveout* pronosticado por el modelo.

Entre los métodos basados en modelos se encuentra la **inversión de velocidades apiladas (CVI)**, se basa en que los tiempos de viaje modelados por *moveout* se comparan con las hipérbolas de velocidad de apilamiento, donde la velocidad de intervalo es aquella que tiene el mejor ajuste a la hipérbola de velocidad de apilamiento. Otro de los métodos es la **inversión de coherencia (IC)**, en éste los tiempos de viaje de la *moveout* se utilizan como trayectorias para calcular los valores de semblanza a través de los *gathers* CMP y finalmente la velocidad de intervalo es la que tiene mayor semblanza. Y por último la **inversión de tiempo de viaje (TTI)** donde los tiempos de viaje modelados por *moveout* se comparan con las llegadas seleccionadas por el usuario o las llegadas automáticas del CMP *gather*, la velocidad de intervalo estimada es aquella que da el mejor ajuste entre la curva *moveout* y los eventos seleccionados.

3.3.2 Refinado del modelo de velocidades

Según Guo y Fagin (2002b) si el campo de velocidad es correcto, los resultados serán idénticos en cada *offset* para cualquier ubicación del CRP *gather*, esta condición se puede expresar como eventos de reflexión planos en el *gather* en profundidad. Los errores en el modelo serán evidentes por eventos no planos o *moveout* residual (RMO). La tarea del refinamiento del modelo es determinar la forma de modificar el campo de velocidades para eliminar *moveout* residual. La regla general para la evaluación del *moveout* residual es que si un evento aparece con una forma cóncava hacia abajo (figura 21 c) hay un exceso en los valores de las velocidades suprayacentes en el modelo, si la forma es cóncava hacia arriba (figura 21 b) hay un déficit en los valores de las velocidades. Sin embargo, cuando las velocidades laterales varían de forma compleja, la regla puede no cumplirse.

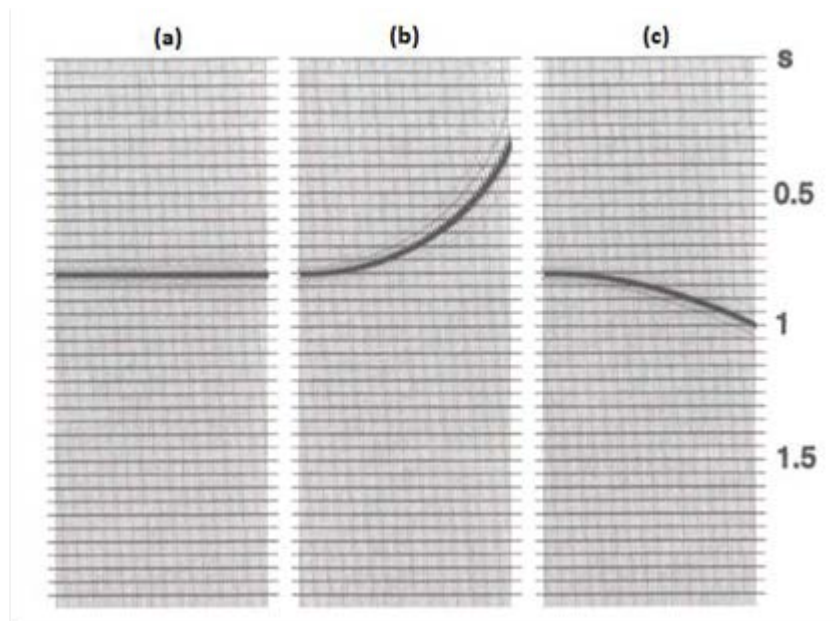


Figura 21. Corrección RMO. (a) Velocidades correctas, (b) velocidades mayores, (c) velocidades menores (Yilmaz, 2008)

Entre los métodos que se utilizan comúnmente para determinar qué cambios en el modelo son adecuados en función de las observaciones de *moveout* residual están: Deregowski, enfoque e inversión tomográfica.

El método de Deregowski supone que si un modelo de velocidad es correcto, los eventos en el *gather* en profundidad serán planos. Si el *gather* en profundidad es escalado a tiempo y se le aplica un NMO inverso, la *moveout* resultante estará acorde con el campo de *Vrms* existente, en caso contrario, se aplicará una transformada de Dix a las nuevas *Vrms* de manera que el cambio entre la *moveout* y el campo de *Vrms* se ajuste a la regla (Guo y Fagin, 2002b).

El método de enfoque supone que si se utiliza la velocidad de capa correcta, entonces los eventos en el CRP *gather* se alinearán y darán la mayor amplitud para el evento en la base de la capa. En un sentido, la técnica es similar al análisis de velocidad CVS en que una gama de velocidades se examinan para ver cuál produce la mayor energía de reflexión. La ventaja de este método es que es intuitivo y fácil de implementar, su desventaja es que los eventos distintos de la señal deseada pueden sumar alta amplitud (Guo y Fagin, 2002b).

La inversión tomográfica busca una solución global para minimizar el *moveout* residual a través de mínimos cuadrados, a diferencia de los métodos anteriores, las velocidades analizadas por encima del punto de estudio no tienen que ser resueltas para mejorar la capa objetivo; puede refinar el modelo de velocidades en cualquier lugar y en forma simultánea, su desventaja es que puede ser mal condicionado cuando no hay una densidad de datos suficientes en todas las direcciones que permitan resolver las velocidades con certeza (Guo y Fagin, 200b).

3.4 Calibración sísmica-pozo

Con el fin de darle significado geológico a los reflectores observados en la sísmica de superficie y de obtener su relación tiempo-profundidad, se realiza la calibración sísmica-pozo, la cual consiste en ajustar el sismograma sintético con la sísmica de superficie. Una buena correlación entre los datos sísmicos y la información de pozos es imprescindible para obtener una excelente interpretación y a su vez una buena conversión tiempo-profundidad (Cabrera y Otero, 2012).

Según Martínez (1996) el sismograma sintético reproduce a partir de los datos de pozos, la imagen sísmica en la posición del pozo a través de una traza sintética, obteniendo así una correlación entre atributos geológicos (litologías, estratigrafía) y parámetros geofísicos, tales como reflexiones sísmicas, amplitudes, frecuencias, entre otros. La relación entre ambos tipos de parámetros son los coeficientes de reflexión (CR) los cuales representan la relación de amplitudes entre dos medios sobre los que incide un rayo perpendicular o la cantidad de energía reflejada, cuyos valores oscilan entre -1 y 1 y su ecuación viene dada por:

$$CR = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1}$$

Donde;

Z_1 = impedancia acústica del medio 1

Z_2 = impedancia acústica del medio 2

Se denomina impedancia acústica al producto de la velocidad de propagación de la onda en un medio por su densidad y físicamente representa la resistencia que opone el medio a que se propague una onda acústica sobre éste.

$$Z = V_p * \rho$$

La impedancia acústica se puede obtener a partir de los registro de pozo sónico y densidad, que tras ser convolucionado con la ondícula sísmica se transforman en valores de amplitud y definirán la traza sísmica sintética del subsuelo (figura 22).

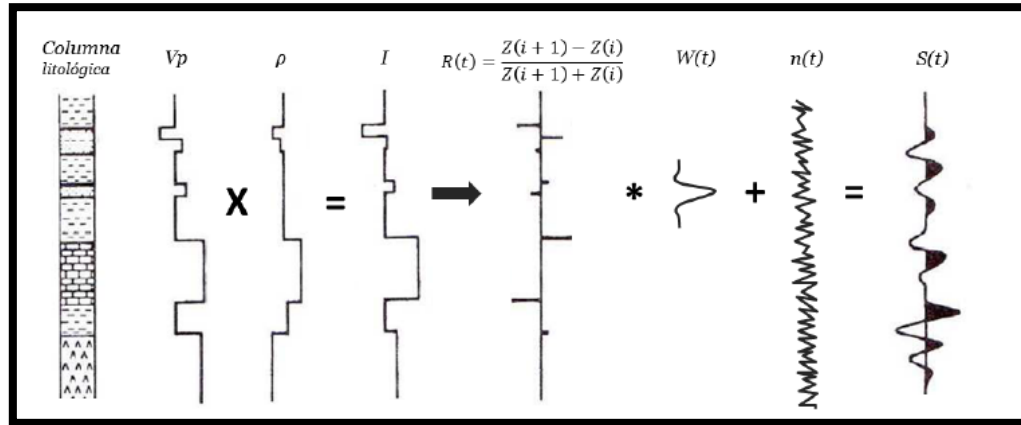


Figura 22. Representación de la construcción de un sismograma sintético (Tearpock y Bischque, 1991)

Sheriff y Geldart (2001) define una ondícula como un pulso sísmico que consiste usualmente de pocos ciclos y depende directamente de dos parámetros: frecuencia y fase. También se puede definir como un pulso unidimensional, que representa la forma de la reflexión en el dominio del tiempo de un reflector positivo en el caso de incidencia normal. Para la construcción del sismograma sintético se debe seleccionar la ondícula adecuada, ya que esto influirá directamente en la calidad del producto a la hora de ajustar las secciones sísmicas con los datos de pozos.

Yilmaz (2008) establece una clasificación para las ondículas dependiendo del tipo de fase: fase cero, fase constante, fase mínima.

- Ondícula fase cero: esta ondícula tiene su espectro de fase igual a cero, es simétrica respecto al pico central de amplitud máxima positiva en un tiempo igual a cero, la resolución es mejor al compararlas con otras ondículas con el

mismo contenido de frecuencia y como la máxima amplitud ocurre en el centro de la ondícula coincide con la interfase que causa la reflexión (figura 23b).

Se recomienda el uso de este tipo de ondículas para realizar una interpretación sísmica más confiable por las siguientes razones (Liner, 2004):

- Son simétricas por lo que se obtiene mayor resolución vertical.
 - El pico de máxima amplitud se localiza en el centro de la ondícula.
 - Son bastante agudas (semejantes a un pulso), debido a que los lóbulos laterales son mínimos.
-
- Ondícula fase mínima: concentra la energía al comienzo y después se atenúa pero a diferencia de la fase cero no es simétrica. Las fuentes de tipo impulsiva (explosivos), la señal que emite al medio pueden ser representadas de mejor forma con este tipo de ondícula (figura 23a).
 - Ondícula de fase constante: ésta varía con los cambios de forma de la ondícula. Para este tipo de ondícula en particular, una variación de fase de 90° convierte una ondícula simétrica a una ondícula no simétrica, mientras que para un cambio de fase de 180° la ondícula cambia de polaridad.

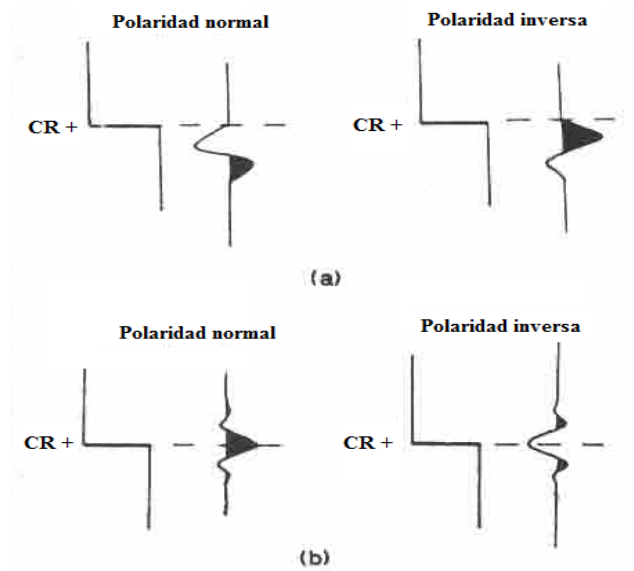


Figura 23. Ondícula fase mínima (a) y ondícula fase cero (b) (modificado de Sheriff y Geldart, 2001)

3.5 Amplitudes sísmicas

Una onda sísmica que incide sobre la interfase de dos medios elásticos semi-infinitos isotrópicos homogéneos del subsuelo sufrirá una partición de su energía, parte de la energía se reflejará y parte se transmitirá a través de dicha interfase. La energía reflejada tendrá dos componentes: una onda reflejada compresiva (onda P reflejada) y una onda reflejada de corte o cizalla (onda S reflejada), al igual que para la energía transmitida (figura 24).

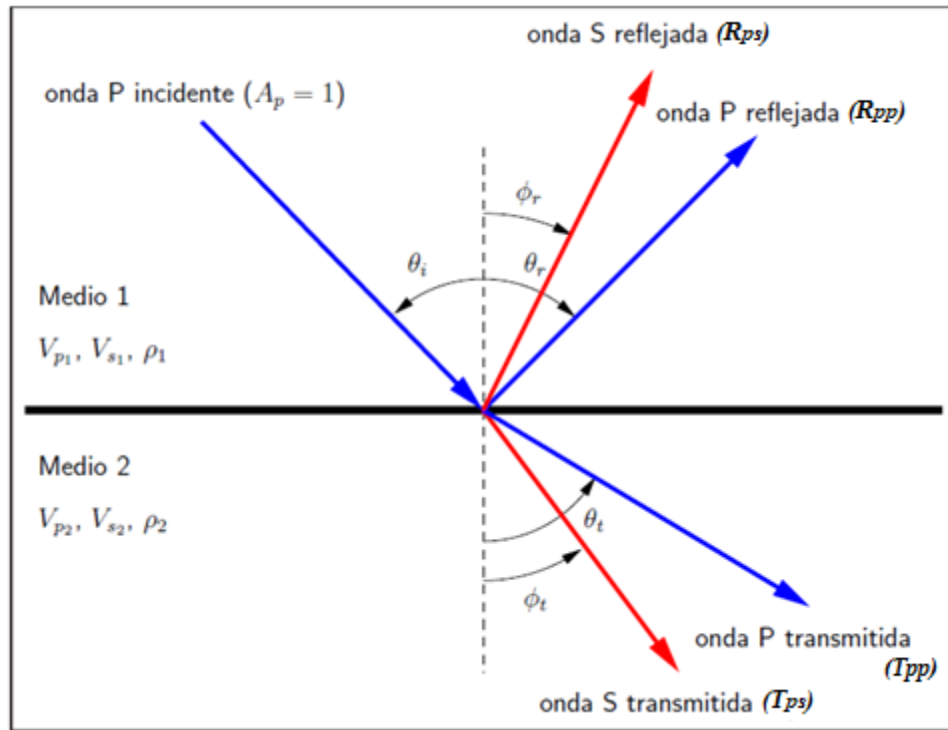


Figura 24. Tetrapartición de la energía de una onda P incidente en una interfase plana (Velis, 2007)

Los rayos incidentes, reflejados y transmitidos se relacionan de acuerdo con la ley de Snell:

$$\frac{\sin \theta_i}{V_{p1}} = \frac{\sin \theta_r}{V_{p1}} = \frac{\sin \theta_t}{V_{p2}} = \frac{\sin \phi_r}{V_{s1}} = \frac{\sin \phi_t}{V_{s2}} = p$$

Donde;

V_{p1} = Velocidad de la onda P en el medio 1

V_{p2} = Velocidad de la onda P en el medio 2

V_{s1} = Velocidad de la onda S en el medio 1

V_{s2} = Velocidad de la onda S en el medio 2

θ_i = Ángulo de la onda P incidente

θ_r = Ángulo de la onda P reflejada

θ_t = Ángulo de la onda P transmitida

ϕ_r = Ángulo de la onda S reflejada

ϕ_t = Ángulo de la onda S transmitida

p = Parámetro sísmico del rayo (constante para toda interfase encontrada por el rayo en su trayectoria)

3.5.1 Ecuaciones de Zoeppritz

Las ecuaciones de Zoeppritz describen cómo las amplitudes de las ondas P y S reflejadas y transmitidas dependen del ángulo de incidencia y las propiedades elásticas del medio, bajo condiciones de continuidad de desplazamiento y tensión (sin desplazamiento a lo largo de la interfase, también se requiere de continuidad de la tensión normal y tangencial para evitar una aceleración infinita en la discontinuidad). Estas ecuaciones proporcionan los coeficientes de reflexión y transmisión de ondas planas (R_{pp} , R_{ps} , R_{sp} , R_{ss} , T_{pp} , T_{ps}) en función del ángulo de incidencia y los parámetros elásticos (velocidad y densidad) independientes en cada lado de la interfase que las refleja.

En el caso particular de la figura 24 (onda P incidente desde el medio 1), las ecuaciones de Zoeppritz están conformadas por un sistema de cuatro ecuaciones con cuatro incógnitas, y se pueden escribir de la siguiente manera (Velis, 2007):

$$\begin{pmatrix} \sin \theta_i & \cos \phi_r & -\sin \theta_t & \cos \phi_t \\ \cos \theta_i & -\sin \phi_r & \cos \theta_t & \sin \phi_t \\ \sin 2\theta_i & \frac{V_{p1}}{V_{s1}} \cos 2\phi_r & \frac{V_{s2}^2 V_{p1} \rho_2}{V_{s1}^2 V_{p2} \rho_1} \sin 2\theta_t & -\frac{V_{p1} \rho_2 V_{s2}}{V_{s1}^2 \rho_1} \cos 2\phi_t \\ \cos 2\phi_r & -\frac{V_{s1}}{V_{p1}} \sin 2\phi_r & -\frac{\rho_2 V_2}{\rho_1 V_1} \cos 2\phi_t & -\frac{\rho_2 V_{s2}}{\rho_1 V_{s1}} \sin 2\phi_t \end{pmatrix} \times \begin{pmatrix} R_{pp} \\ R_{ps} \\ T_{pp} \\ T_{ps} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} -\sin \theta_i \\ \cos \theta_i \\ \sin 2\theta_i \\ \cos 2\phi_r \end{pmatrix}$$

La variación de los coeficientes de reflexión y transmisión con ángulo de incidencia (y el correspondiente aumento de *offset*) es la base fundamental para el análisis de la amplitud versus *offset* (AVO).

Castagna (1993) afirma que la naturaleza pesada de las ecuaciones de Zoeppritz desafía la perspectiva física y hace difícil la visualización de cómo la variación de un parámetro particular afectará el coeficiente de reflexión. Es por ello que se han desarrollado varias aproximaciones con diferentes énfasis para simplificar dichas ecuaciones, éstas dan una visión más clara de las relaciones entre reflectividad y las propiedades de las rocas.

La primera fue dada por Bortfeld en 1961, esta aproximación proporcionó una idea de la variación de la amplitud con el *offset* en función de propiedades de las rocas como el fluido y la rigidez. Sin embargo, la ecuación no indica explícitamente la dependencia entre las amplitudes sísmicas y el *offset*-ángulo de incidencia; por lo tanto, su aplicación práctica para el análisis AVO no se ha considerado (Bancroft, 2006), siendo las más comunes la aproximación de Aki y Richards (1980) y la de Shuey (1985).

3.5.2 Aproximación de Aki y Richards

La aproximación Bortfeld fue refinada por Aki y Richards (1980). La aproximación Aki, Richards representa las variaciones en el coeficiente de reflexión con el ángulo en función de tres parámetros relacionados con el cambio relativo de la velocidad de onda P y S y la densidad. Su fórmula puede escribirse como:

$$R(\theta) \approx \frac{1}{2} \left(1 - 4 \frac{V_s^2}{V_p^2} \sin^2 \theta \right) \cdot \frac{\Delta \rho}{\rho} + \frac{1}{2 \cos^2 \theta} \cdot \frac{\Delta V_p}{V_p} - 4 \frac{V_s^2}{V_p^2} \sin^2 \theta \cdot \frac{\Delta V_s}{V_s}$$

La cual es una ecuación de la forma:

$$R(\theta) \approx a \frac{\Delta \rho}{\rho} + b \frac{\Delta V_p}{V_p} + c \frac{\Delta V_s}{V_s}$$

3.5.3 Aproximación de Shuey

Shuey (1985) proporciona una aproximación de las ecuaciones de Zoeppritz en función de la relación de Poisson eliminando los términos de V_s y ΔV_s , una de las principales contribuciones de Shuey fue que identificó cómo varias propiedades de la roca se pueden asociar con rangos de ángulos cercanos, medianos y lejanos. Su expresión queda de la siguiente manera:

$$R(\theta) \approx \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta V_p}{V_p} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right) + \left(\frac{1}{2} \frac{\Delta V_p}{V_p} - 4 \frac{V_s^2}{V_p^2} \frac{\Delta V_s}{V_s} - 2 \frac{V_s^2}{V_p^2} \frac{\Delta \rho}{\rho} \right) \sin^2 \theta + \frac{1}{2} \frac{\Delta V_p}{V_p} (\tan^2 \theta - \sin^2 \theta)$$

Representado una ecuación de la forma:

$$R(\theta) \approx A + B \sin^2 \theta + C (\tan^2 \theta - \sin^2 \theta)$$

Donde;

A= reflectividad a incidencia normal

B= gradiente

C= curvatura

La forma más comúnmente usada es la aproximación de 2 términos, que es válida para ángulos de reflexión menores a 30° donde permite estimar buenos resultados y establece que la amplitud de reflexión de la onda P incidente en una interfase plana varía linealmente con el $\sin^2 \theta$, quedando expresada como:

$$R(\theta) \approx A + B \sin^2 \theta$$

Donde:

$$A = \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta V_p}{V_p} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right)$$

$$B = -2 \frac{V_s^2}{V_p^2} \frac{\Delta \rho}{\rho} + \frac{\Delta V_p}{2V_p} - 4 \frac{V_s^2}{V_p^2} \frac{\Delta V_s}{V_s}$$

A es conocido como el atributo intercepto AVO y B es el atributo gradiente AVO, este último representa una medida del cambio de reflectividad de la onda P en función del ángulo de incidencia.

3.6 Análisis AVO/AVA

El análisis de las amplitudes de reflexión en función del ángulo de incidencia puede ser usado para detectar cambios laterales en las propiedades elásticas de las rocas del yacimiento, tales como el cambio en la relación de Poisson. Esto puede entonces sugerir un cambio en la relación de velocidad de la onda P a velocidad de la onda S, que a su vez puede implicar un cambio en la saturación de fluido dentro de las rocas del yacimiento.

El análisis de amplitud vs *offset* (AVO) es una técnica sísmica utilizada con mucho éxito para predecir hidrocarburos (especialmente gas) y litologías para la exploración de petróleo y la caracterización de yacimientos. La amplitud varía con el desplazamiento (*offset*) debido a que el coeficiente de reflexión varía cuando el ángulo de incidencia de la onda en la interfase también varía, como fue demostrado por Zoeppritz, suponiendo que la amplitud de los datos sísmicos es proporcional al coeficiente de reflexión.

En principio el análisis AVO debería medir las variaciones de amplitud con respecto al ángulo de incidencia, sin embargo, la amplitud puede medirse con respecto al *offset* ya que existe una relación entre éste y el ángulo de incidencia, bajo la suposición de que para ángulos pequeños, el desplazamiento (*offset*) es pequeño y para ángulos grandes el desplazamiento es grande (figura 25), por lo tanto el análisis de la

variación de la amplitud vs *offset* es equivalente al análisis de la variación de la amplitud vs el ángulo de incidencia.

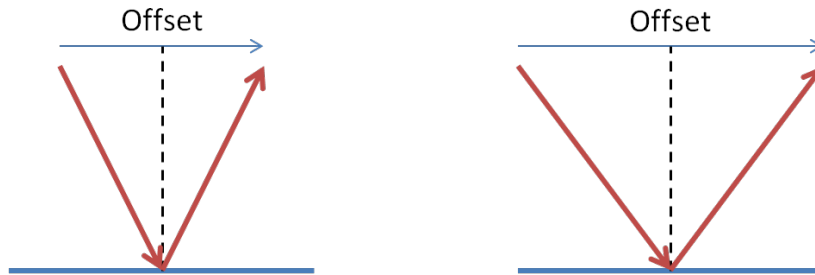


Figura 25. Relación entre *offsets* y ángulos de incidencia (Paradigm, 2012)

Es por ello que para llevar a cabo una inversión AVO, es necesario conocer los ángulos de incidencia para todos los *gathers*, *offsets* y muestras en tiempo o profundidad, convirtiendo el desplazamiento (*offset*) al ángulo de incidencia utilizando un procedimiento de trazado de rayos.

3.6.1 Atributos AVO

Utilizando la aproximación de Shuey se pueden obtener dos atributos AVO independientes: intercepto y gradiente. Para cada CDP es posible determinar estos valores, analizando la respuesta de amplitud en cada muestra de tiempo o profundidad, por lo tanto, sería posible obtener secciones completas para cada uno de estos atributos. La amplitud se representa gráficamente y se realiza una regresión lineal de los datos para el cálculo de estos atributos, mostrando cómo se comporta la amplitud en función del ángulo (figura 26)

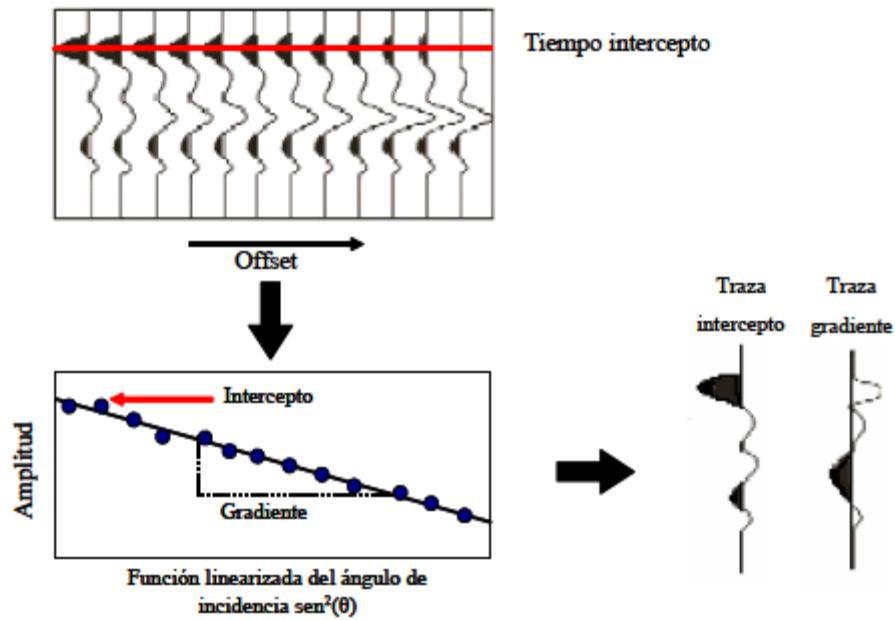


Figura 26. Generación de intercepto y gradiente en un CDP gather

Los atributos básicos calculados en AVO utilizando la aproximación Aki y Richards de dos términos son la reflectividad de la onda P y la reflectividad de onda S. Se pueden calcular otros atributos útiles que son una función de los dos atributos básicos, entre ellos está el factor fluido. Según Castagna (1993), Smith y Gidlow (1987) definen el "factor fluido" como la diferencia entre la variación de V_p observada y la variación de la V_p obtenida a partir de la variación de V_s haciendo uso de la "línea de tendencia de las lutitas" (Castagna *et al*, 1985) quedando expresado como:

$$\Delta F = \frac{\Delta V_p}{V_p} + 1.16 \frac{V_p}{V_s} \frac{\Delta V_s}{V_s}$$

La línea de las lutitas (*mudrock line*) es una relación lineal entre V_p y V_s con base en mediciones en lutitas saturadas, las saturaciones de petróleo y gas se alejan de la línea *mudrock*, es por ello que se calcula el factor de líquido a partir de los cambios de V_p ,

Vs y la medición de la desviación de esta línea (figura 27). El atributo resultante es un buen indicador para hidrocarburos.

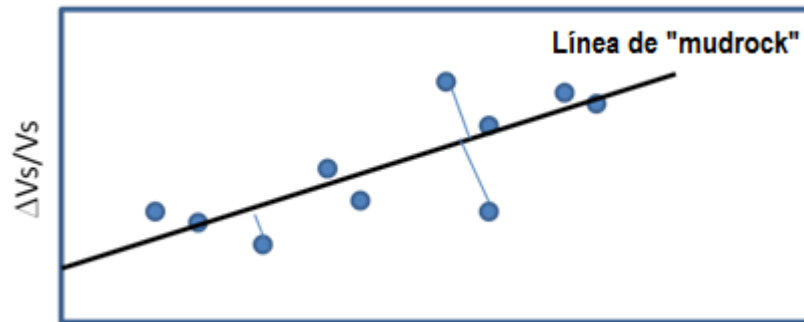


Figura 27. Desviación a partir de la línea de las limolitas (Paradigm, 2012)

Otro método comúnmente utilizado para realizar el análisis AVO es crear apilados parciales de ángulos: cercanos, medio y lejanos. El análisis de las diferencias entre estos apilados parciales puede proporcionar indicadores de hidrocarburo, la creación de apilados angulares parciales es una forma simplificada de inversión AVO que es más cualitativa que cuantitativa pero es bastante común y bastante útil (PDGM, 2012).

3.7 Atributos sísmicos

Según Chopra y Marfurt (2007) un atributo sísmico es cualquier medida de los datos sísmicos que ayuda a mejorar o cuantificar visualmente las características de interés interpretativo. Un buen atributo sísmico es sensible a las características geológicas y propiedades del yacimiento de interés, o puede permitir definir el ambiente deposicional o estructural y así poder inferir sobre algunas propiedades o estructuras de interés.

Brown (2004) clasifica los atributos de acuerdo a la información básica estudiada: tiempo, amplitud, frecuencia y atenuación. Como una amplia generalización los atributos derivados de tiempo proporcionan información estructural, atributos de

derivados de amplitud proporcionan información estratigráfica y de yacimiento, atributos derivados para frecuencias aún no son bien comprendidos, pero se ha generalizado el optimismo de que proporcionarán información estratigráfica o de yacimiento adicional. La atenuación no se usa hoy en día, pero hay una posibilidad de que en el futuro se producirá información sobre la permeabilidad. Los atributos sísmicos pueden ser extraídos a volúmenes de datos, intervalos (atributos interválicos) o sobre un horizonte conocido como *Horizon slice* según el interés; estos últimos según Chopra y Marfurt (2007) han demostrado que los horizontes interpretados exhiben características del reflector que no se observan fácilmente en secciones sísmicas verticales. Variaciones areales en las características de reflexión podrían estar relacionados con elementos paleográficos, mientras que las extracciones de amplitud de horizontes sísmicos revelan características directamente relacionadas con los eventos estratigráficos.

3.7.1 Atributos instantáneos

La amplitud sísmica es tratada como la parte real de la señal analítica (compleja), mientras la parte imaginaria de la señal es calculada a través de la transformada de Hilbert (Chopra y Marfurt, 2007).

- **Amplitud instantánea/ fuerza de reflexión o envolvente**

La amplitud instantánea, es la raíz cuadrada de la energía total en la señal sísmica en un instante de tiempo. Se refiere a la envolvente de la traza sísmica y puede ser vista como la amplitud independiente de la fase, es sensible a los cambios de impedancia acústica, por lo tanto a litología, porosidad, hidrocarburos y entonación de capa fina. Cada muestra es calculada a partir de la siguiente fórmula:

$$Reflexión = \sqrt{(traza\ real)^2 + (cuadratura\ traza)^2}$$

A través del estudio de los cambios de intensidad de la reflexión, se puede tener idea sobre cambios litológicos importantes entre estratos de roca adyacente, así como a través de discontinuidades y límites asociados a cambios significativos en el nivel del mar o ambientes depositacionales. Cambios laterales muy marcados pueden estar asociados a la presencia de hidrocarburos. Este último factor se ejemplifica a través de las grandes amplitudes asociadas a acumulaciones de gas conocidas como puntos brillantes.

CAPÍTULO IV

METODOLOGÍA

4.1 Adquisición y procesamiento de los datos

El levantamiento sísmico Barúa – Motatán es parte del proyecto de procesamiento Merge Ceuta-Tomoporo el cual estuvo conformado por 7 levantamientos sísmicos, de los cuales el 60% se encuentra en el lago de Maracaibo y el 40% en tierra, estos abarcan un área de 2350 km² y están ubicados en la costa oriental del lago.

Los parámetros de adquisición del levantamiento Barúa – Motatán se resumen en la tabla 1 y los parámetros de las fuentes y receptores utilizados en el mismo se muestran en la tabla 2 y tabla 3 respectivamente.

Tabla 1. Parámetros de adquisición

Área (km²)	608
Distancia entre fuentes (m)	60
Distancia entre receptores (m)	60
Distancia entre líneas de fuentes (m)	540
Distancia entre líneas de receptores (m)	300
Cobertura	42
Azimut líneas receptores	71°31'48"

Tabla 2. Características de las fuentes

Parámetros de fuentes	
Tipo de fuente	Explosivos
Profundidad	3 m
Volumen del arreglo	6 pozos con 400 gramos

Tabla 3. Características de receptores y grabación

Tipo de receptor	Geófonos
Modelo	SM-4 LD
Equipo de grabación	VISION 24 bits
Filtro corte bajo	“Desactivado”
Filtro corte alto	206 Hz@ 120 dB/oct
Ganancia fija	48 Db

Tomando en cuenta que el levantamiento de mayor extensión involucrado era el proyecto Barúa-Motatán y en vista de que los estudios previos mostraban una mayor complejidad estructural en los datos terrestres que en los lacustres, la construcción del mallado de procesamiento se realizó respetando de manera fiel las condiciones de adquisición (espaciamiento y azimut) de los levantamientos terrestres, en la tabla 4 se presentan los parámetros seleccionados (Cova *et al*, 2008).

Tabla 4. Parámetros del mallado de procesamiento

Distancia entre inlines	30 m
Distancia entre crosslines	30 m
Nro. de inlines	1700
Nro. de crosslines	2600
Azimut	18.5°

En la Figura 28 se presenta la geometría del merge y su mapa de cobertura, el área de Barúa-Motatán (polígono a la derecha) tiene una cobertura de 31.

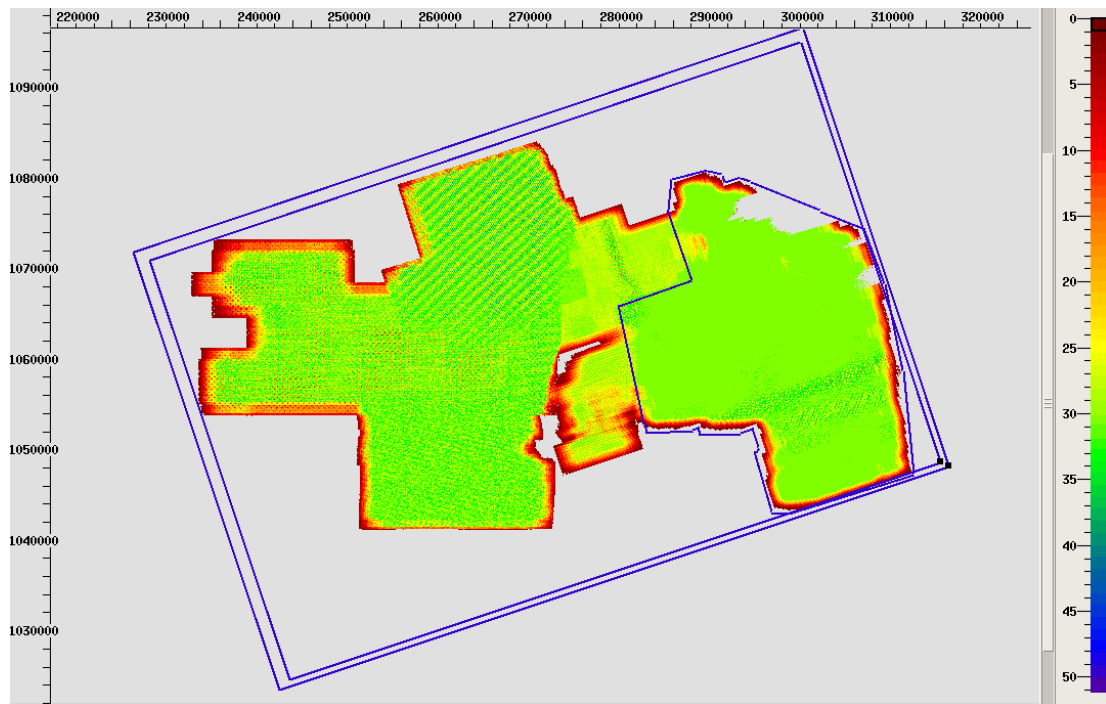


Figura 28. Diagrama de cobertura de los *gathers* disponibles del proyecto Merge Ceuta-Tomoporo

La secuencia de procesamiento aplicada en este proyecto fue la siguiente (Cova *et al*, 2008):

- Carga de datos y construcción de la geometría
- Edición de registros y trazas
- Filtro pasabanda
- Calibración de amplitudes
- Calibración de fases
- Recuperación de amplitudes por divergencia esférica
- Atenuación de ruido coherente
- Balance de amplitudes consistente con superficie
- Deconvolución consistente con superficie
- Estáticas de refracción
- Análisis de velocidades y estáticas residuales

- Migración pre-apilamiento en tiempo

Según Cova *et al* (2008) el proceso de migración pre-apilamiento en tiempo se realizó utilizando el algoritmo de migración Kirchhoff, a partir de los CDP *gathers* procesados y el modelo de velocidades de apilamiento construido en la etapa de análisis de velocidad.

4.2 Metodología aplicada

Para el desarrollo del presente estudio se contaba con la siguiente información:

- CMP *gathers*
- *Gathers* migrados pre-apilamiento en tiempo
- Modelo de velocidades RMS de la migración en tiempo
- 18 pozos correspondientes a la zona domo sur
- Topes geológicos correspondientes a la discordancia del Eoceno y las arenas de la formación Misoa
- Horizonte en tiempo del tope de la formación Misoa

La ubicación de los pozos se puede observar en la figura 29 y el inventario de éstos en la tabla 5, cabe destacar que el único pozo con checkshot disponible es el M64.

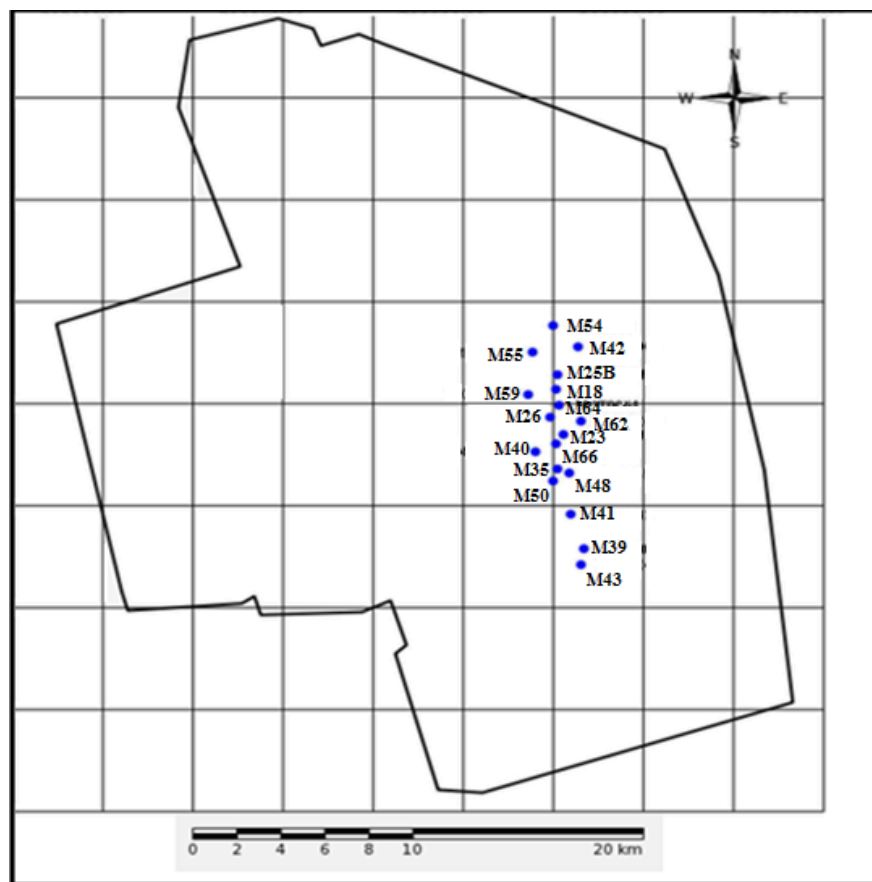


Figura 29. Mapa de ubicación de pozos

Tabla 5. Inventario de pozos y registros disponibles

Pozos	Bit Size	Caliper	GR	DT	DTS	RHOB	Resistividad	Nphi	Vsh	Sw
M18	x	x	x	x	x	x	x		x	x
M23	x	x	x	x		x	x		x	x
M25B	x	x	x	x		x	x		x	x
M26			x	x			x			
M33		x	x			x	x		x	x
M35	x	x	x	x		x	x	x	x	x
M39	x	x	x	x		x	x	x	x	x
M40	x	x	x	x		x	x		x	x
M41	x	x	x	x		x	x	x	x	x
M42	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
M43	x	x	x	x		x	x	x	x	x
M48	x	x	x	x		x	x		x	x
M50	x	x	x	x		x	x	x	x	x

Pozos	Bit Size	Caliper	GR	DT	DTS	RHOB	Resistividad	Nphi	Vsh	Sw
M54			x	x			x			
M55			x			x	x			
M59	x	x	x	x		x	x	x	x	x
M62			x	x				x		
M64	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
M66	x	x	x	x		x	x		x	x

Tabla 6. topes disponibles para cada pozo

Pozos	ER-EO	B-0	B-1	B-2	B-3	B-4	B-5
M18	x	x	x	x	x	x	
M23	x	x		x	x	x	
M25b	x	x	x	x	x	x	
M26	x	x	x	x	x	x	
M33	x	x	x	x	x	x	
M35	x	x	x	x			
M39	x	x	x	x	x	x	
M40	x	x					
M41	x	x					
M42	x	x	x	x	x	x	
M43	x	x	x				
M48		x	x	x	x	x	
M50	x	x	x	x	x		
M54	x	x	x	x	x	x	
M55	x	x	x	x	x	x	
M59	x	x	x	x	x	x	
M62							
M64	x	x	x	x	x	x	x
M66	x	x	x	x			

La metodología empleada en el desarrollo de este estudio comprende de manera general dos fases: la formación de imágenes en escala de profundidad y el análisis de amplitudes (figura 30).

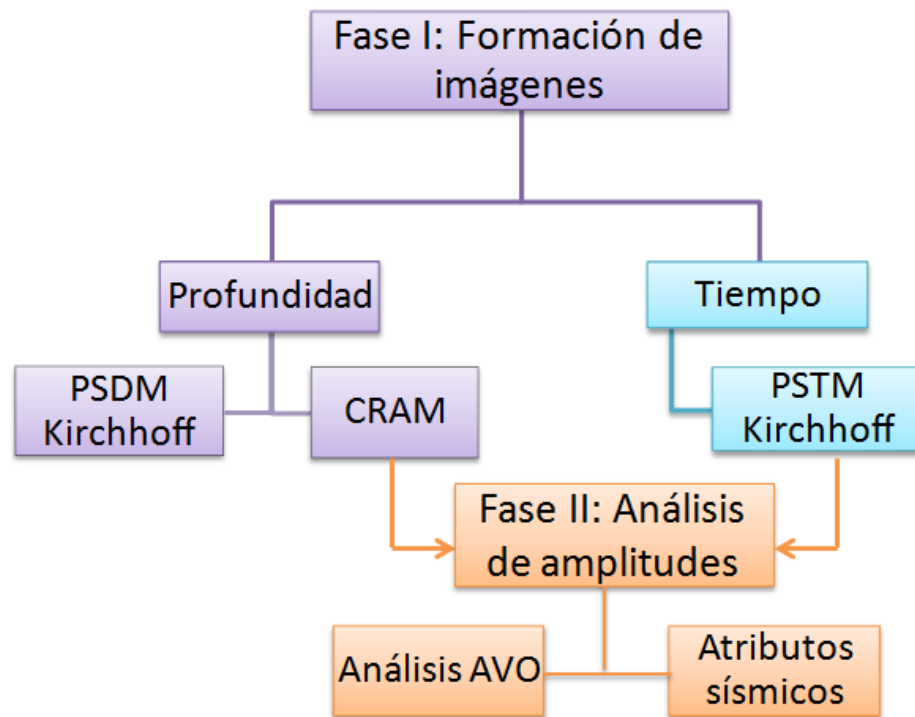


Figura 30. Flujo de trabajo general

En la fase inicial el flujo de trabajo empleado se basa en la metodología de Guo y Fagin (2002) la cual puede observarse en la figura 31, cuyo objetivo es construir un modelo de velocidades intervállicas con alta certidumbre basado en un análisis de enfoque que implica diversas iteraciones hasta obtener en los CDP *gathers* reflectores planos.

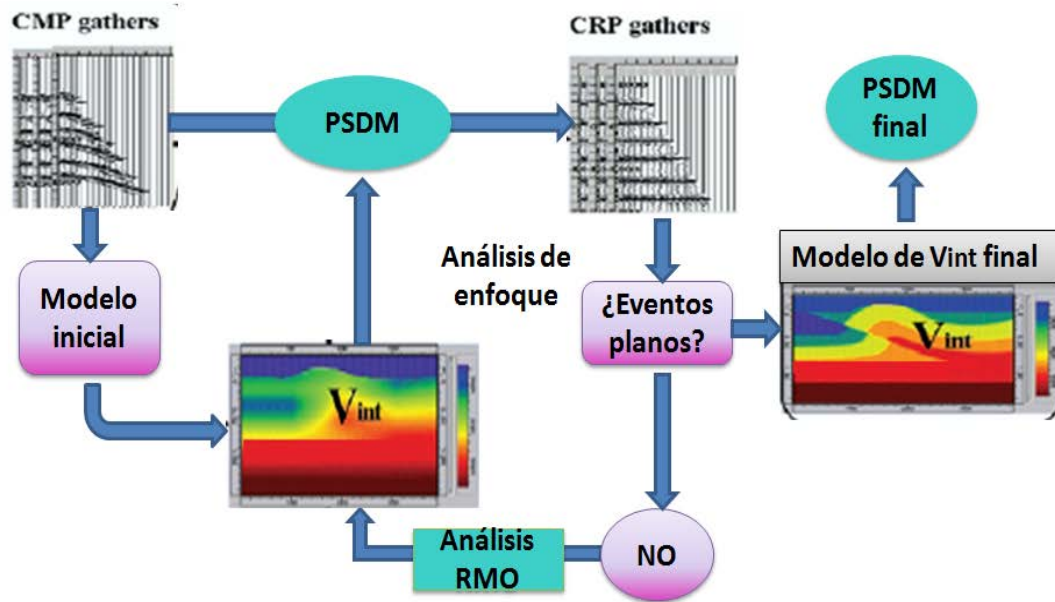


Figura 31. Construcción de modelo de velocidades interválicas (modificado de Guo y Fagin, 2002b)

El procedimiento comienza con una estimación de un campo inicial de velocidades antes de la primera iteración de formación de imágenes, las posteriores iteraciones para el refinamiento del modelo de manera general implican:

1. Formación de la imagen con el campo de velocidades existente.
2. Evaluación de los eventos de reflexión para medir los errores en el campo de velocidad, en caso de que presenten *moveout* residual se aplica el siguiente paso.
3. Refinación del campo existente de velocidades y regresar al primer paso.

4.2.1 Construcción del modelo inicial de velocidad

A partir del modelo de velocidades RMS disponible, el cual fue utilizado para la migración preapilamiento en tiempo, y aplicando el método de transformación de

velocidades CVI, se obtuvo el modelo de velocidades intervállicas en profundidad inicial.

4.2.2 Migración preapilamiento en profundidad por Kirchhoff

Antes de comenzar con el proceso iterativo para la construcción del modelo final de velocidades intervállicas, fue necesario realizar un estudio referente a las variables que involucra la formación de imágenes a través de la aplicación del método de migración de Kirchhoff en profundidad, ya que el proceso de migración de este método implica el cálculo de tiempos de viaje, la definición de los parámetros óptimos para obtener la mejor imagen (rango de *offsets* y azimuts, apertura de migración) y finalmente la migración. Los algoritmos disponibles para la migración de Kirchhoff antes de apilamiento en profundidad tienen tres métodos para calcular los tiempos de viaje:

- Método de Fermat
- Método esférico de eikonal
- Método de reconstrucción de frente de ondas

En este caso los tiempos de viaje fueron calculados utilizando el método de reconstrucción de frente de ondas, el cual está basado en un trazado de rayos dinámico en una cuadrícula o *grid* donde inicialmente los rayos son enviados desde las posiciones de la fuente o del receptor a un conjunto de puntos del subsuelo que se encuentran dentro de una apertura definida. Para asegurar una cobertura uniforme del subsuelo, rayos adicionales son sumados siempre que la distancia o la diferencia de ángulo entre los rayos vecinos no se vuelva demasiado grande, esto asegura un número suficiente de rayos para reproducir tiempos de viaje precisos (Paradigm, 2011).

4.2.3 Cálculo de pesos para la migración

Para corregir y compensar los efectos que puedan presentarse debido a una geometría irregular de adquisición, se aplicó la ponderación de la migración pre-apilamiento, ya que los patrones de adquisición de levantamientos 3D suelen tener un efecto significativo sobre los resultados de la migración pre-apilamiento cuando la distribución espacial de las trazas de entrada es irregular, los resultados de la migración pueden estar contaminados por artefactos, que pueden dar lugar a una interpretación incorrecta. Este fenómeno tiene también un efecto importante sobre la viabilidad del análisis AVO después de la migración preapilamiento y también puede afectar el análisis de velocidad (Paradigm, 2011).

Éste procedimiento se basa en el estudio de las distribuciones espaciales de *offset* y azimut, a partir de las que se asignan pesos a cada traza para compensar las irregularidades en estas distribuciones, aún en levantamientos adquiridos con geometrías regulares puede observarse que cada rango de *offset* presente una cobertura distinta. Por otra parte, hay que tener en cuenta que el proceso de migración preapilamiento en tiempo se realiza en paneles de *offset* por lo cual, es importante que cada uno de éstos paneles tenga el mismo peso en el procesos de suma de difracciones, de lo contrario se pueden crear efectos AVO artificiales (Canning and Gardner, 1997)

El primer paso para realizar la estimación de pesos consiste en definir los rangos de *offset* y azimut a partir de su distribución en el levantamiento, en la figura 32 se pueden observar los histogramas de *offset* y azimut, los cuales representan la base para seleccionar un rango de *offsets* y un valor de incremento en función de obtener una distribución más regular, se estableció como *offset* mínimo el valor de 40 m, para así tener la mayor información posible referente a los *offsets* cercanos y como *offset* máximo 4000 m con un incremento de 100 m . Por otra parte para los azimuts se definió como valor mínimo 0°, valor máximo 180° y un incremento de 10°. En la

figura 32 se pueden observar los nuevos histogramas con los valores de rango e incremento definidos, presentando un comportamiento regular.

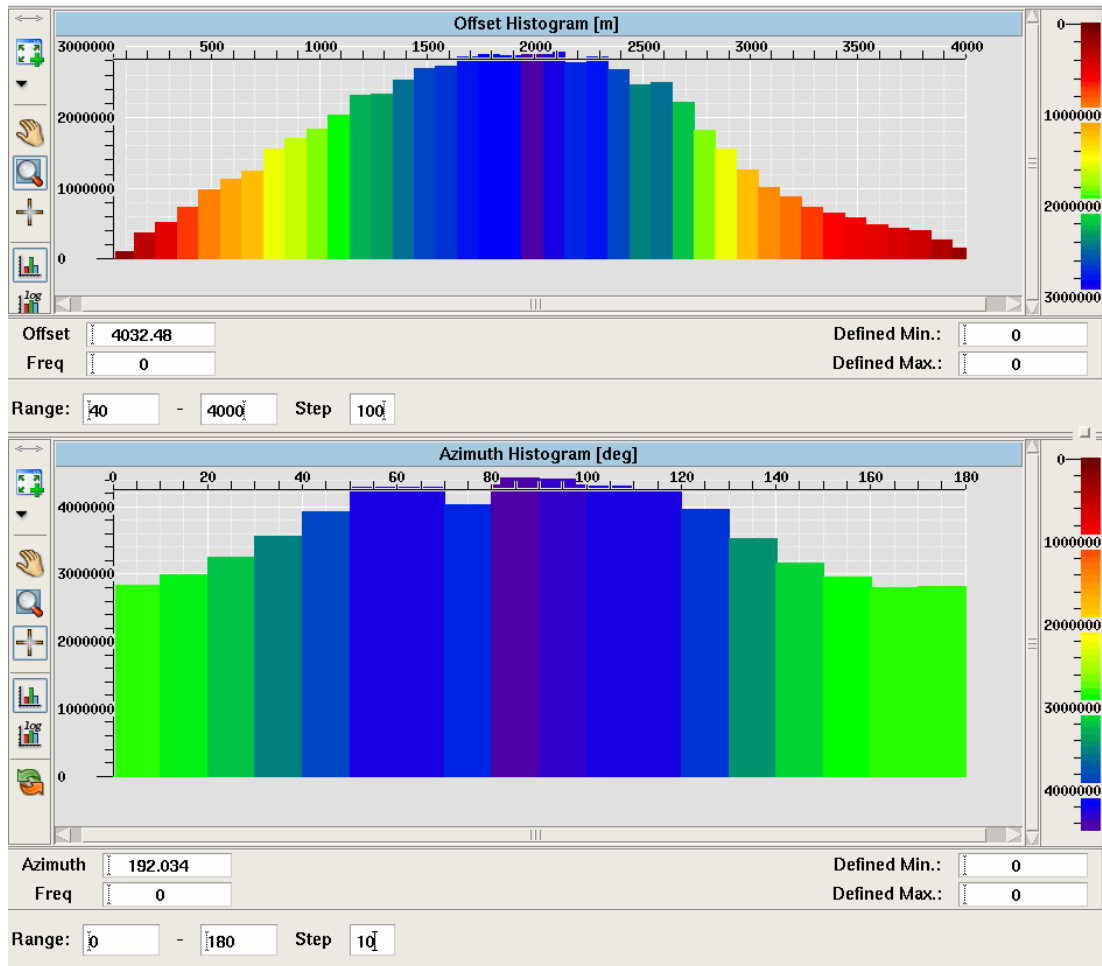


Figura 32. Histogramas de *offset* y *azimut*

Una vez establecidos estos parámetros el programa calcula los pesos necesarios para cada traza tomando en cuenta su ubicación espacial, *offset* y *azimut*, a través del diagrama de Voronoi: para cada bin *offset*, los puntos medios de todas las entradas se trazan en un mapa (x,y) y se generan polígonos alrededor de cada punto que representan una superficie relativa, dichas zonas se utilizan como un peso para la traza de entrada. Esto significa que cada traza de entrada va a ser escalada por esta zona antes de ser migrada, el efecto general es el equilibrio de la amplitud para valores uniformes que eviten los artefactos de migración (Voronoi, 1908). La

distribución de los pesos se puede observar en la figura 33; sin embargo, se puede limitar aún más el peso de los valores más pequeños (un peso que es demasiado grande puede actuar como un pico en los datos e introducir artefactos). Para limitar el peso máximo, se seleccionó un rango excluyendo los valores con menor frecuencia y se calcularon los pesos nuevamente. En el histograma, los valores de peso se multiplican por 100 para la visualización.

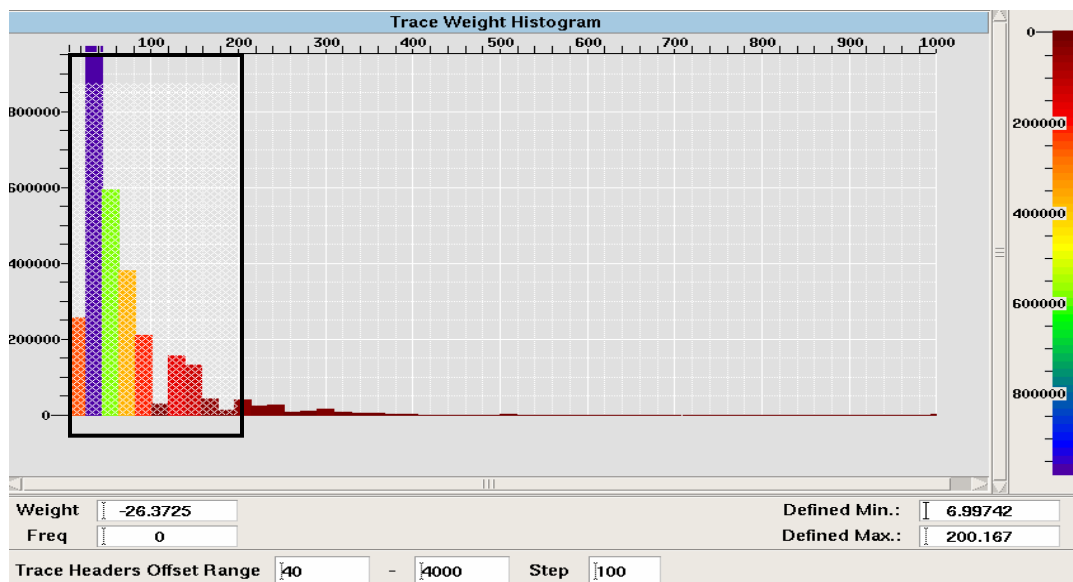


Figura 33. Distribución de pesos

Si los parámetros establecidos inicialmente son correctos el valor promedio de los pesos debe ser cercano a 1, como puede observarse para el área del campo Barúa–Motatán en la figura 34, correspondiente al mapa promedio de pesos resultante del control de calidad para un rango de *offsets*. Es importante destacar que en la figura la geometría corresponde al Merge Ceuta-Tomoporo, involucrando mas levantamientos que el de interés, por lo que se puede observar un área donde el valor promedio de los pesos no es cercano a 1 (zona izquierda) y esto se debe a que, en este caso, el cálculo no fue realizado en función de la misma.

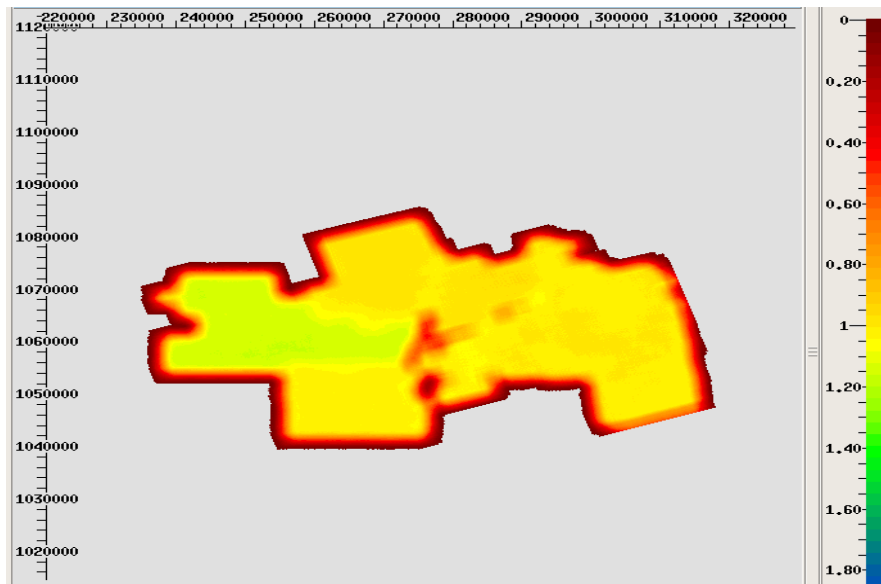


Figura 34. Mapa de pesos promedio para *offsets* 1880 m-1990 m.

Los parámetros que se utilizaron para la ponderación y el cálculo de pesos fueron guardados en el encabezado (*header*) de las trazas y se aplicaron en los procesos de migración para producir una mejor reconstrucción de amplitud durante los mismos.

4.2.4 Pruebas de apertura de migración

Al definir los rangos de *offset* y azimut se procedió a realizar las pruebas de apertura de migración para así establecer los parámetros finales que serían utilizados en cada proceso de migración hasta obtener el modelo final de velocidades.

En principio las pruebas de apertura de migración se realizaron tomando el mismo valor de apertura tanto para la dirección *inline* como para la dirección *xline*, la variación de las aperturas fue 1000 m, 3000 m, 5000 m, 6000 m y 8000 m, sobre la *inline* 1755 y haciendo uso del volumen inicial de velocidades interválicas en profundidad. Como puede observarse en la figura 35 para las aperturas de 1000 m y 3000 m el operador de migración no resuelve de manera correcta los eventos presentes.

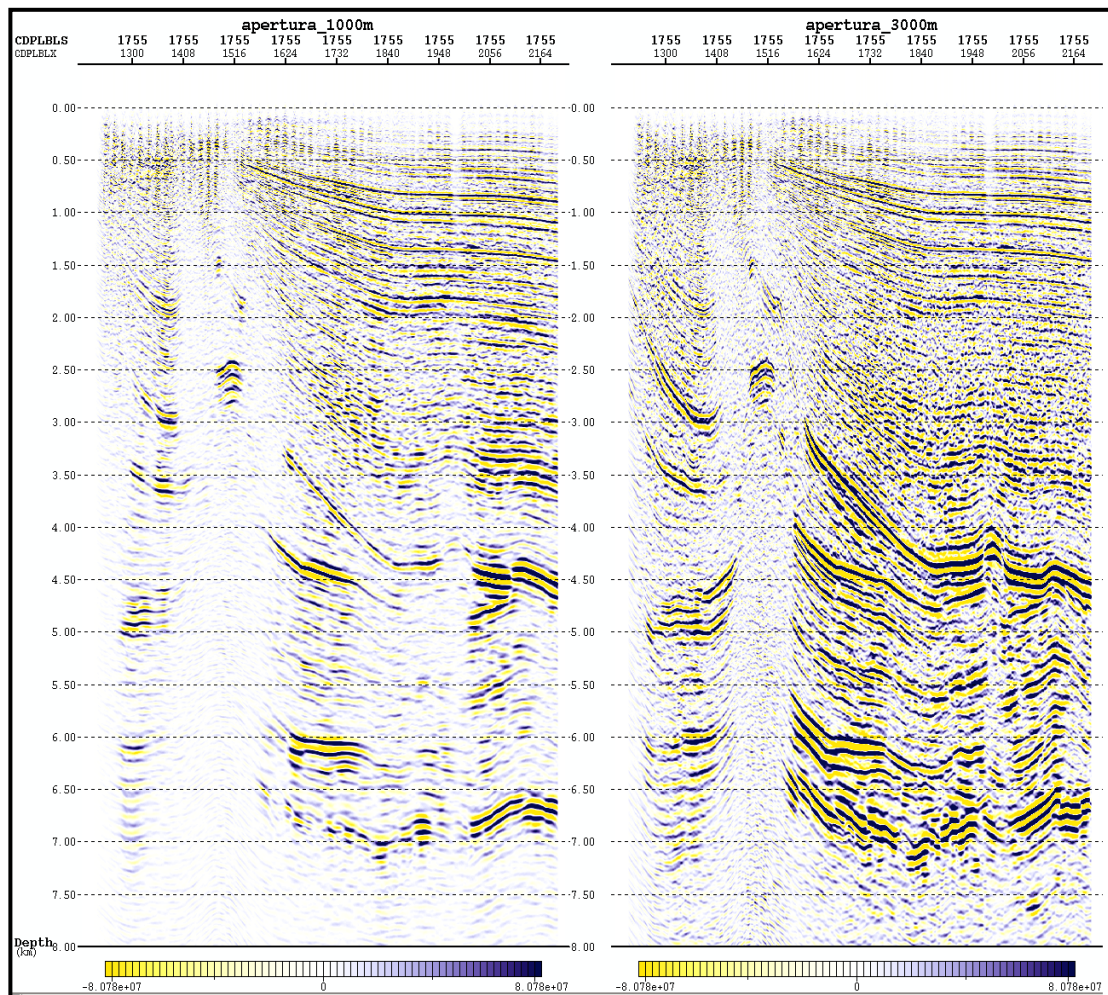


Figura 35. Pruebas de apertura de migración 1000 m y 3000 m

Mientras que para mayores aperturas como el caso de 5000 m y 6000 m (figura 36) se puede observar una mejor definición de los eventos, como es de esperarse para grandes buzamientos. En este caso, la apertura seleccionada para *inline* (dirección perpendicular al objetivo) fue de 6000 m, ya que con éste valor, la zona señalada en el cuadro rojo presentó una mejoría en comparación con la apertura de 5000 m. Se realizaron pruebas con aperturas superiores a ésta y la calidad de la imagen no mejoró, al contrario, comenzó a verse afectada por ruido.

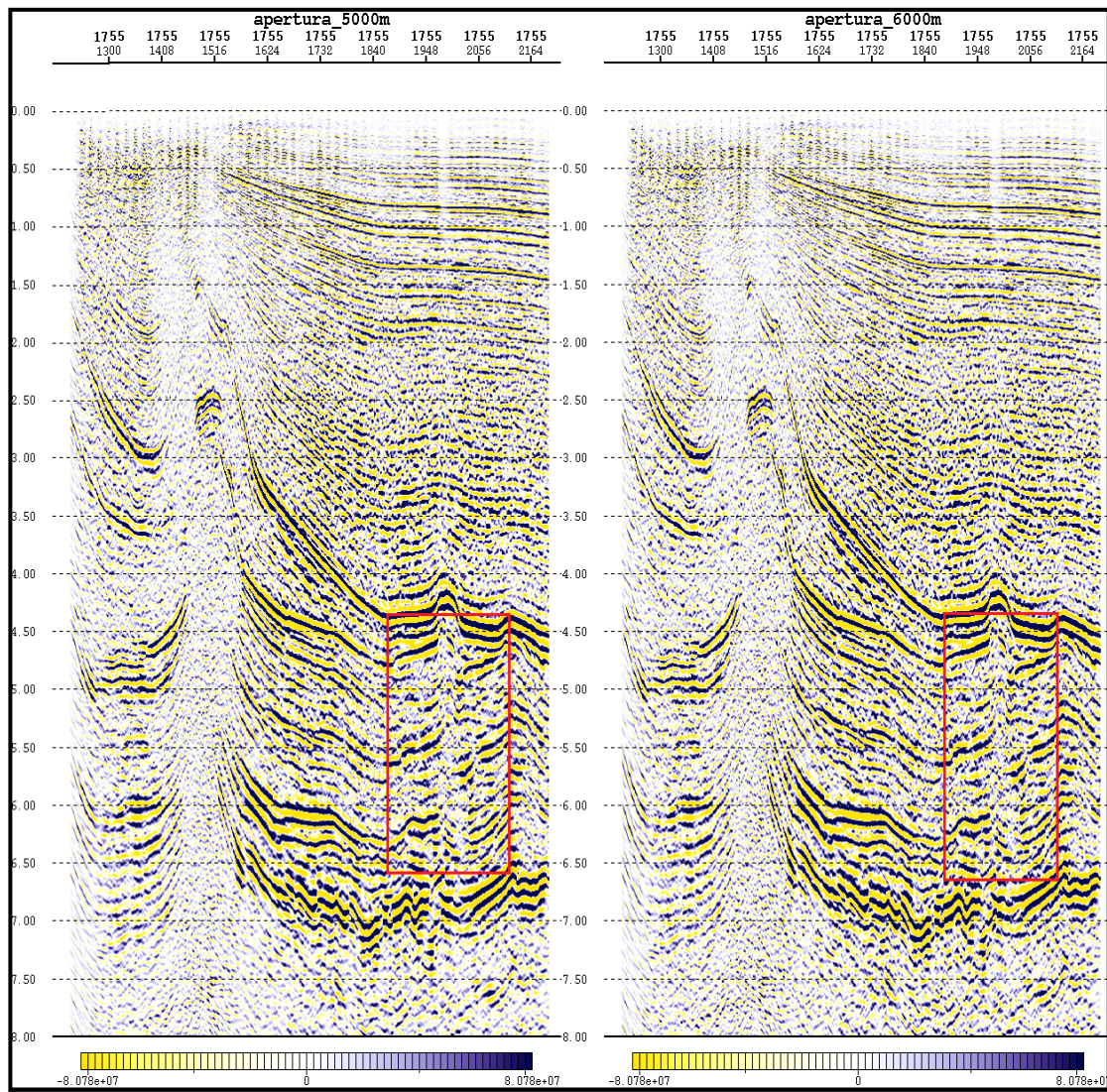


Figura 36. Pruebas de apertura de migración 5000 m y 6000 m

A pesar de obtenerse una buena imagen con esta apertura tanto para *inline* como para *xline*, se realizaron pruebas variando el valor de apertura en la dirección *xline* desde 2000 m a 6000 m, ya que no necesariamente debe ser la misma, sin embargo, como se puede observar en la figura 37 a partir de la comparación de las zonas señaladas con color rojo y azul, se obtuvieron mejores resultados para 5000 m de apertura, desde el punto de vista de definición y continuidad de eventos, por lo cual se decidió trabajar como se planteó inicialmente con una apertura de 6000 m para ambas direcciones.

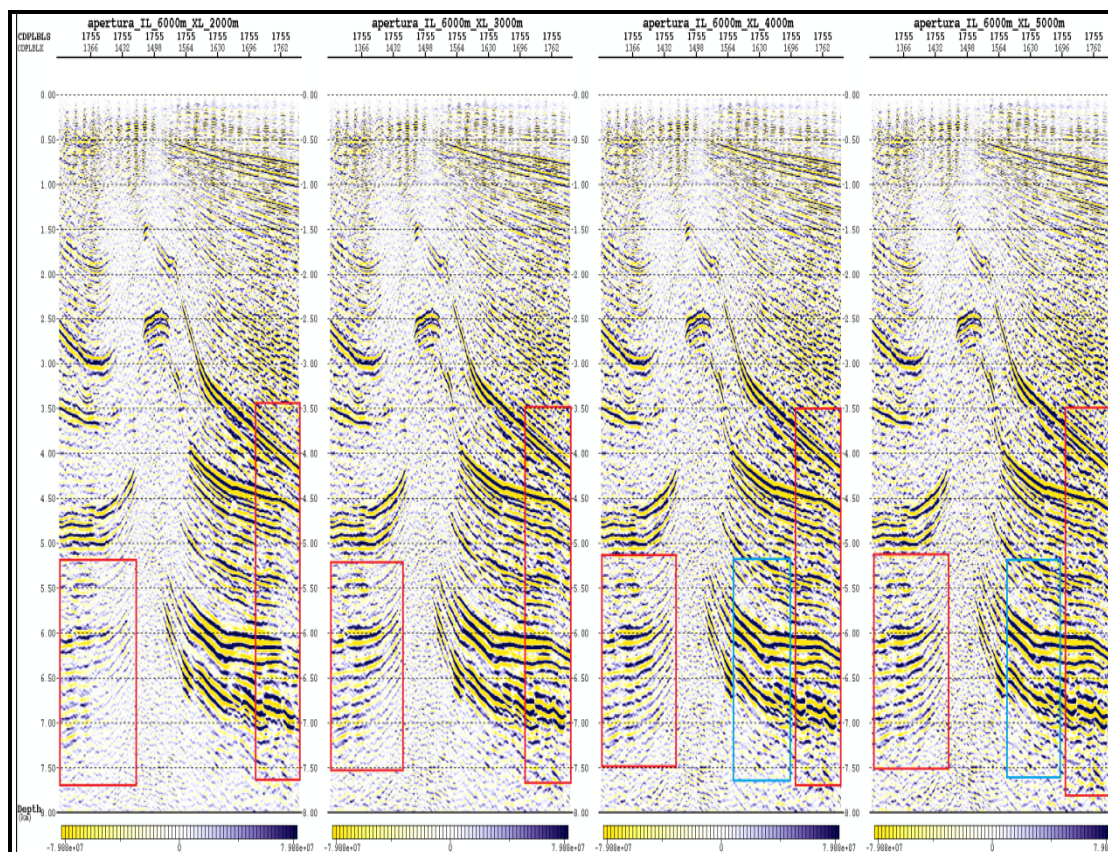


Figura 37. Pruebas de apertura de migración con 2000, 3000, 4000 y 5000 m en dirección crossline (de izquierda a derecha)

El área para la PSDM Kirchhoff fue establecida en función de la estructura de interés (domo sur) y la ubicación de los pozos, la misma abarca una extensión de 180 km² para un total de 500 *inlines* y 400 *crossline*, el tiempo de cómputo del proceso de migración fue de 17,5 horas. Los parámetros finales utilizados pueden observarse en la tabla 7.

Tabla 7. Parámetros finales de la PSDM Kirchhof

Filtro antialias: triangular	Intensidad	1.00
Objetivo	<i>Inline</i>	
	1400 - 1900	Incremento:1
	<i>Xline</i>	
	1300-1700	Incremento:1
Profundidad (m)	-410 a 8000	Incremento: 5
Apertura de migración (m)	<i>Inline</i>	6000
	<i>Xline</i>	6000
Max. <i>offsets</i> de entrada (m)	<i>Inline</i>	4000
	<i>Xline</i>	4000
Azimut (°)	92	+/-87
<i>Offsets</i> de salida (m)	40-4000 m	<i>Step</i> :100

4.2.5 Análisis de enfoque

Si las velocidades de migración no son las correctas los CDP *gathers* generados con la primera iteración presentarán moveout residuales (RMO), es decir reflectores hiperbólicos. Por lo tanto, es necesario aplicar un análisis de velocidades residuales para disminuir ese comportamiento hasta obtener reflectores planos, en esto consiste el análisis o método de enfoque. El análisis de velocidades residuales se realiza con base en el modelo de velocidad interválica que quiere ser refinado, empleando un análisis de velocidad por semblanza y el análisis de velocidad CVS. Luego de que se han realizado los análisis de residuales para cada uno de los CDPs migrados inicialmente se construye un volumen de residuales en profundidad a partir de las funciones verticales de RMO obtenidas, con éste volumen de residuales se actualiza el modelo de velocidades utilizado en la iteración, obteniéndose el modelo de velocidades refinado con el cual se realiza una nueva migración, sin embargo el modelo debe ser suavizado antes de la migración con el fin de atenuar cualquier variación fuerte de velocidad introducida por los residuos.

Luego de definir los parámetros finales para la migración se realizó la primera iteración o migración para un área prueba de 700 *inlines* y 500 *xline*, el análisis de residuales se aplicó cada 20 *inline* (600 m) y cada 50 *xline* (1500 m) para las diferentes iteraciones, en ésta primera iteración se utilizó un análisis de velocidad por semblanza utilizando la herramienta *velocity navigator* (figura 38), donde el primer panel corresponde a la sección apilada, el segundo a la sección de velocidades residuales local, seguido del panel donde se realiza la selección de velocidades en base a un análisis de semblanza y por último el *gather* corregido por RMO a partir de éstas velocidades.

Sin embargo, para las posteriores iteraciones se aplicó el análisis de semblanza en conjunto con el análisis CVS en la herramienta *Geostack* como se muestra en la figura 39, lo que permitió tener un mejor control en la selección de la velocidad correcta; el primer panel corresponde a los *gathers* con la corrección RMO, seguido por el panel del análisis de semblanza y el análisis CVS, el cuarto panel muestra el modelo de velocidad local resultante de la selección de velocidades que permite llevar un control de calidad relacionado al comportamiento estructural de la zona y el quinto panel corresponde a la sección de *la moveout* residual local. Cabe destacar que antes de iniciar el análisis de residuales se aplicó un *mute* a los CDPs *gathers* para corregir los efectos de estiramiento causados por la migración, semejante al estiramiento que ocurre por la corrección NMO en los *gathers* en tiempo.

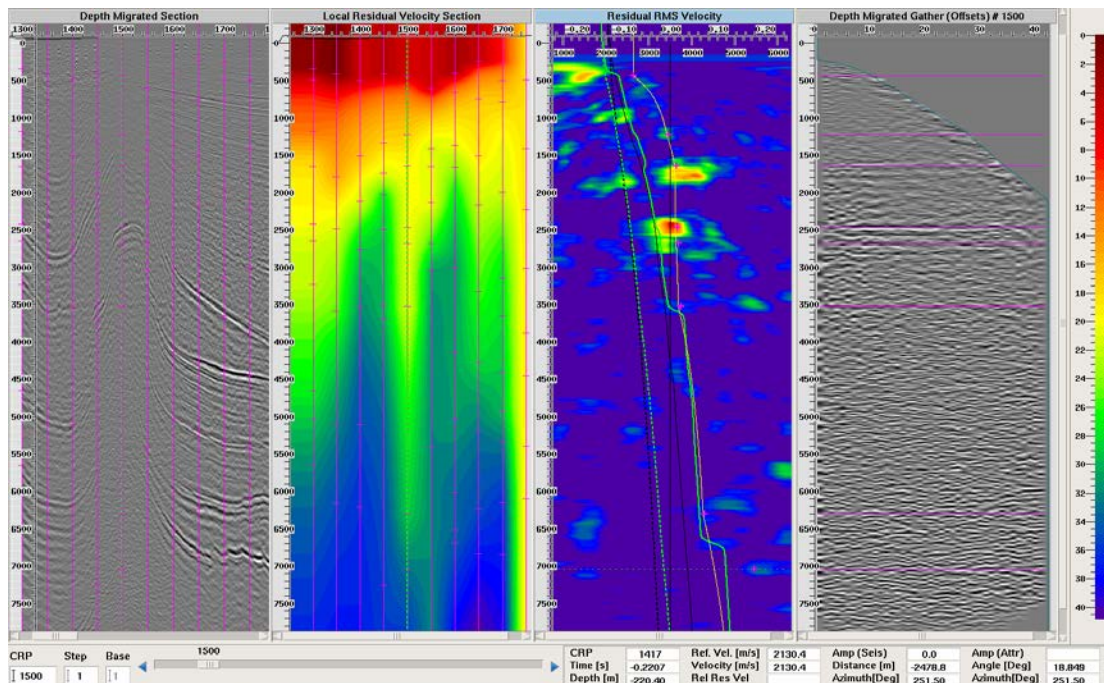


Figura 38. Análisis de velocidades residuales en base a semblanza por Velocity Navigator

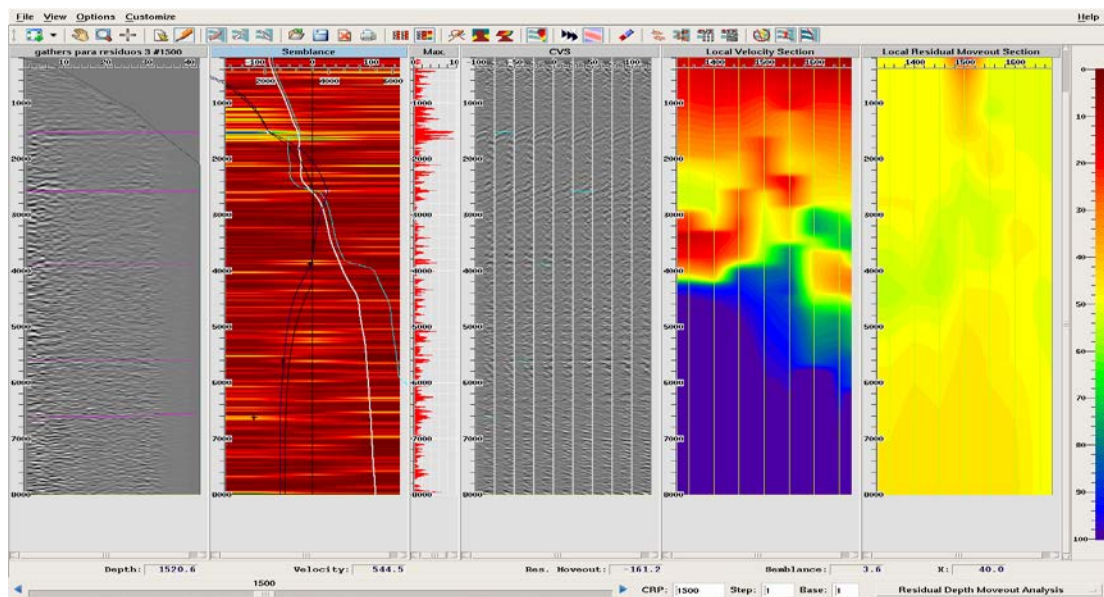


Figura 39. Análisis de velocidades residuales en base a semblanza y CVS por Geostack

El análisis de enfoque se aplicó tres veces (tabla 8) hasta obtener el modelo de velocidad interválica final, el cual fue suavizado cada 80 *inline* y 80 *crossline* con un incremento de 25 y finalmente se realizó la PSDM Kirchhoff final con un tiempo de cómputo de 15 horas y 40 minutos.

Tabla 8. Análisis de enfoque aplicado

Iteración	Modelo de Velocidad	Inline	Crossline
1	Inicial	1280-1980	1300-1800
2	Actualizado I	1400-1900	1300-1700
3	Actualizado II	1500-1800	1300-1700

En la figura 40 se puede observar las áreas migradas con cada método con respecto al levantamiento Barúa-Motatán, donde el cuadro azul corresponde al área de la PSTM Kirchhoff y el cuadro de color naranja al área migrada con CRAM.

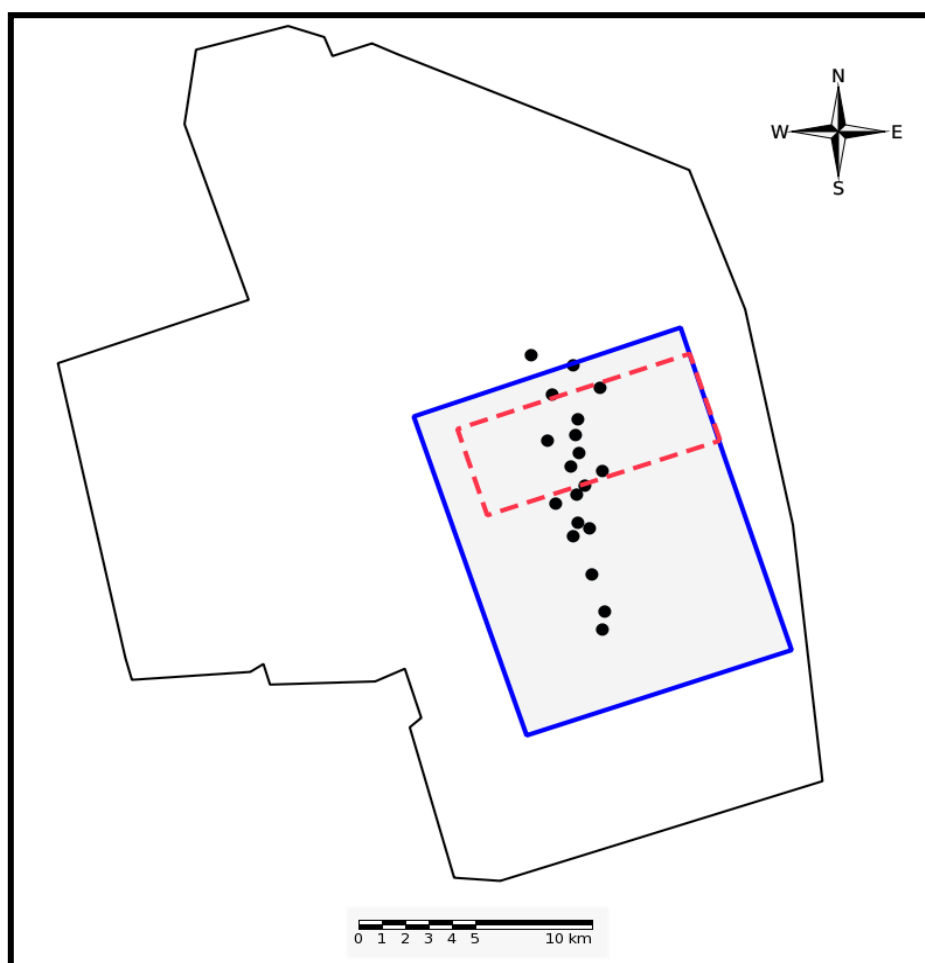


Figura 40. Áreas de las migraciones

4.3 Calibración marcadores – PSDM Kirchhoff

Se realizó la calibración del volumen migrado preapilamiento en profundidad con los pozos relacionados, para ello se utilizó el marcador de la discordancia del Eoceno que es un marcador sísmico regional, con el fin de evaluar el ajuste entre los topes geológicos disponibles y la posición del reflector correspondiente a este evento, el cual está identificado como un evento de polaridad negativa (Cabrera y Otero, 2012), obteniéndose una diferencia en algunos pozos hasta de 15 ft, mientras en otros la diferencia fue mínima, un ejemplo de ello puede observarse en la figura 41 correspondiente al pozo M18 con una diferencia de 0 ft y los pozos M26 y M54 con una de 5 ft.

Las relaciones erróneas entre profundidades de pozos y las imágenes sísmicas migradas preapilamiento en profundidad son casi universales. La anisotropía es la explicación más comúnmente asociada a estas discrepancias, al no ser incorporada correctamente o de manera general durante la migración. Sin embargo, los problemas de fondo con la calidad de la interpretación sísmica y el control de pozos, también pueden causar problemas significativos en los ajustes (MacKay *et al*, 2006).

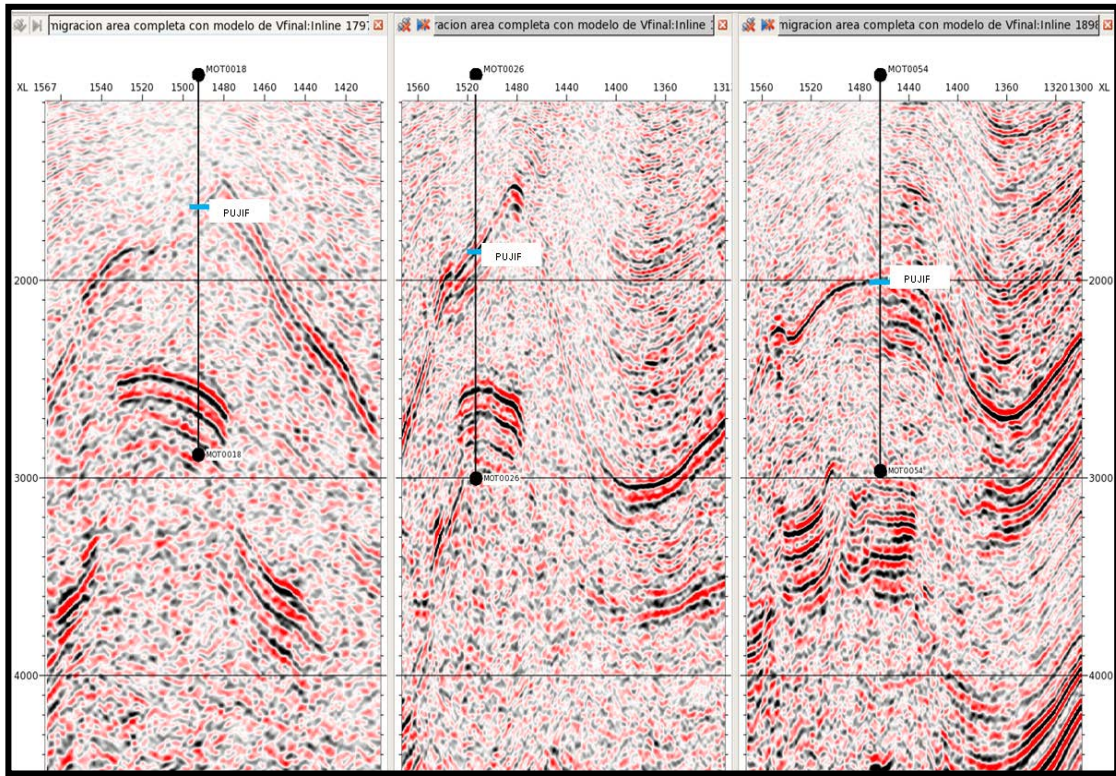


Figura 41. Calibración entre marcador Discordancia del Eoceno y PSDM Kirchhoff

4.4 CRAM

La etapa final de la primera fase consistió en obtener las imágenes sísmicas en el dominio del ángulo de reflexión a través del método de migración de ángulo de reflexión común (CRAM) para ello se utilizó el módulo *EarthStudy 360 imager* de la plataforma Paradigm. Los datos de salida son *gathers* de ángulo de reflexión, donde cada traza de este tipo de datos se asocia con un ángulo de apertura determinado y además conservando la relatividad de amplitudes. En este sentido, estos son los *gathers* óptimos para ser utilizados en estudios AVO/AVA. Los datos de entrada necesarios para esta migración se muestran en la tabla 9.

Tabla 9. Datos de entrada para CRAM

Datos	Modo	Datos sísmicos	Velocidad
ENTRADA	Isotrópico	CMP <i>gathers</i> en el dominio del tiempo	Volumen de velocidad intervállica
SALIDA	<i>Gathers</i> migrados en el dominio del ángulo de reflexión		

El modelo de velocidades intervállicas utilizado fue el obtenido mediante el flujo de trabajo de la etapa inicial (PSDM Kirchhoff). Para iniciar el operador de formación de imágenes se debe establecer:

- Área objetivo y apertura de migración
- Parámetros del dominio del ángulo local
- Parámetros de los datos de entrada

Para definir el área de migración se realizaron pruebas de tiempo de cómputo (tabla 10) con los parámetros recomendados.

Tabla 10. Tiempos de cómputo en CRAM

Inlines	Xlines	Nodos	Tiempo (horas)
6	300	1	26
50	500	5	108

Debido a los tiempos de cómputo se redujo el área inicial de trabajo utilizada para la PSDM Kirchhoff a un subvolumen de datos correspondientes a 135 *inlines* (1725-1860) y 350 *crosslines* (1300-1650) que representan aproximadamente 42 km². Ésta área fue definida en función del área yacimiento y la ubicación de los pozos que tenían disponibles la mayor cantidad de registros básicos usados para la identificación de respuesta de hidrocarburos. Los pozos ubicados en la zona son: M18, M25B, M26, M42, M59, M62 y M64.

La apertura de migración utilizada en *inline* y *crossline* fue la misma que para la migración preapilamiento en profundidad por Kirchhoff (6000 m).

Luego de establecer el área para la migración, se realizaron las pruebas de los parámetros correspondientes al dominio del ángulo local (ángulo de apertura y azimut del ángulo de apertura). Los ángulos de reflexión y su dirección pueden cambiar con la profundidad: más amplio en la parte superior o más somera y más pequeño en la parte inferior o más profunda, es por ello que la definición de estos parámetros se realiza en función de dos niveles de referencia en profundidad, los cuales son establecidos para definir los cambios verticales de los ángulos. Al realizar la prueba respecto a un parámetro, los demás se mantuvieron fijos para así evaluar el efecto de la variación del parámetro en la imagen sísmica.

En primer lugar se realizaron pruebas correspondiente al ángulo medio de apertura, utilizando como referencia los ángulos de incidencia que alcanzan los datos sísmicos, para de ésta manera incluir la mayor información posible, en la figura 42 se puede observar un CRP *gather* migrado y sus ángulos de incidencia, se tomó el valor máximo de éstos para el nivel de referencia superior correspondiente a 45° y para el nivel inferior el ángulo de incidencia máximo que alcanzan a nivel del yacimiento (25°), estos valores definen un cono de apertura que limita la cantidad de rayos que contribuyen a la formación de la imagen.

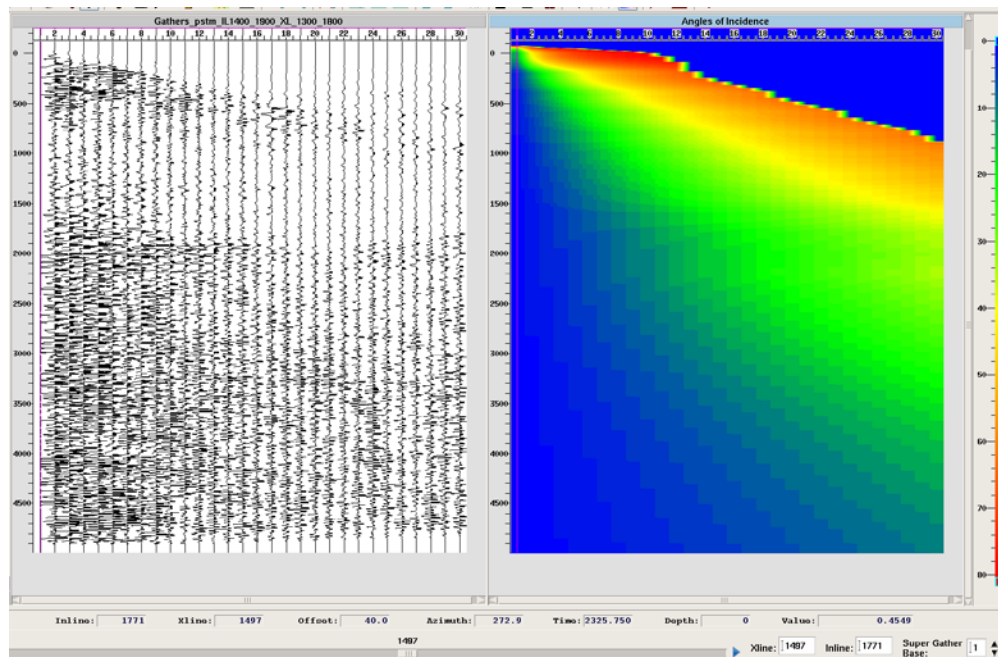


Figura 42. Ángulos de incidencia de los datos sísmicos

Al definir este parámetro se realizaron las pruebas correspondientes a la dirección o azimut del ángulo de apertura, el cual está relacionado con el buzamiento de las estructuras presentes en el área de estudio, es decir, la posición del abanico de rayos respecto a la superficie de formación de imagen depende de este parámetro, dicha posición influye en la cantidad de rayos que utiliza el operador de migración para la formación de la imagen, ya que de ésta depende una mayor o menor contribución de los rayos en la posición de fuentes y receptores; en una dirección tal que la normal del abanico coincida con la normal a la superficie se tendrá la mayor cobertura en el sistema del ángulo local.

Para el nivel superior se probaron valores cercanos al buzamiento de los flancos del domo y de las fallas presentes según la geología (70°-80°). En la figura 43 se puede observar una sutil mejoría en la definición del evento señalado en el cuadro rojo referente al flanco del domo para 90°, aunque la variación en este rango de valores no muestra cambios relevantes en la imagen se seleccionó el valor de 90° como parámetro final de tal manera que la posición entre el abanico de rayos y la superficie

de formación de imagen lleguen a ser perpendiculares para la máxima cobertura, mientras que para el nivel inferior al no presentarse eventos de fuerte buzamiento en comparación con el área superior ,se probó en un rango cercano al valor recomendado 40° , en un rango entre 30° y 60° (figura 44), sin embargo la imagen sísmica no presentó una mayor sensibilidad ante esta variación por lo que se seleccionó el valor cercano al recomendado (45°).

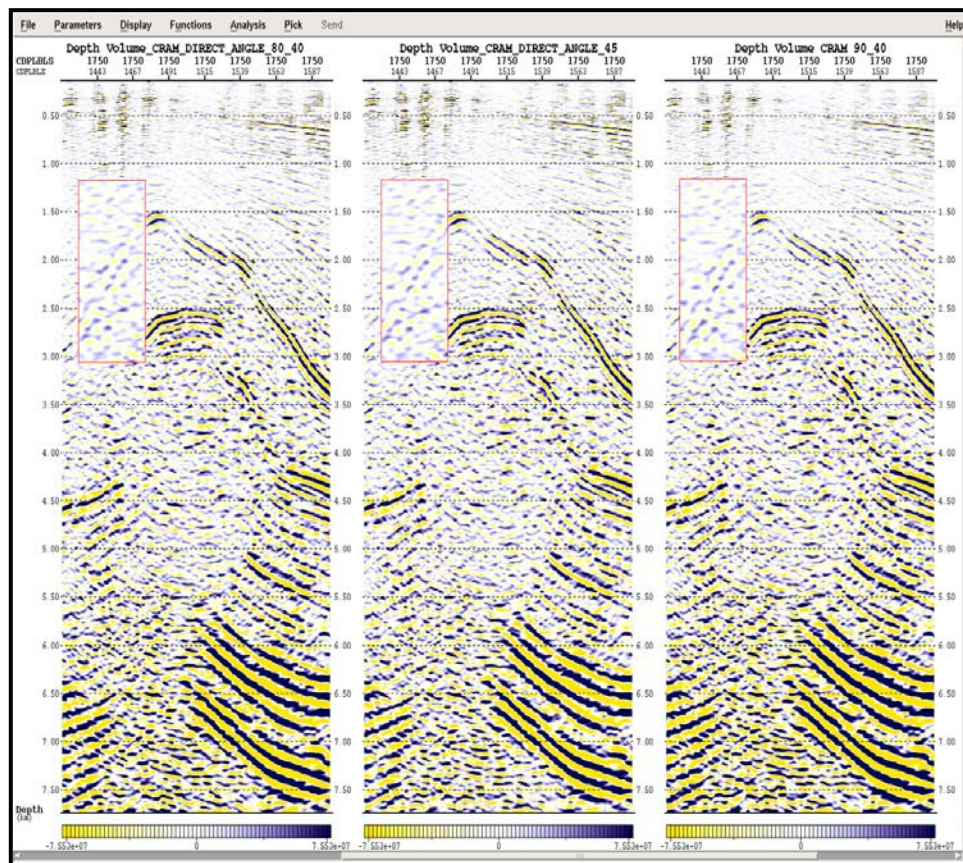


Figura 43. Prueba del parámetro azimuth del ángulo para valores de 75° , 80° y 90°

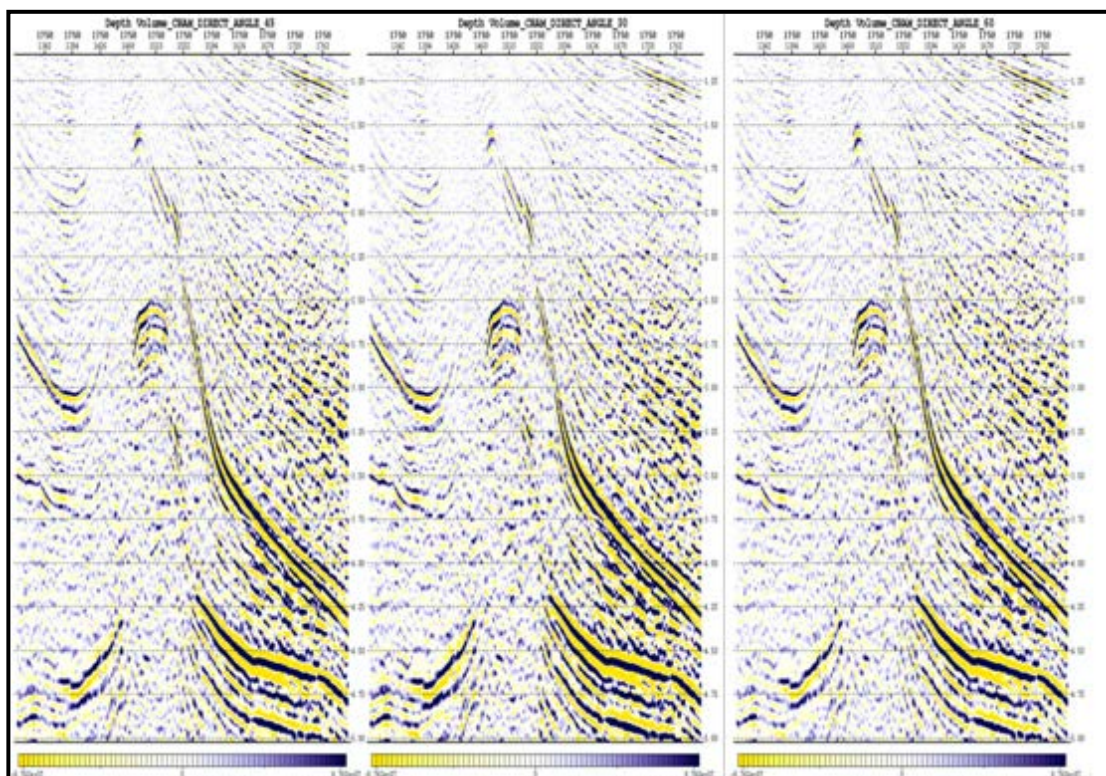


Figura 44. Prueba del parámetro azimuth del ángulo en el nivel inferior para valores de 30°, 45° y 60° (de derecha a izquierda)

En cuanto a los parámetros de los datos de entrada, éstos son extraídos del archivo interno de las trazas (rango de *offset* y rango de tiempo), mientras que los límites del azimuth se relacionan al diseño del levantamiento.

Los parámetros finales de la migración se pueden observar en la tabla 11, con los que se obtuvo el mejor resultado en cuanto a la calidad de la imagen: amplitudes, definición y continuidad de eventos.

Tabla 11. Parámetros finales utilizados en CRAM

Dominio del ángulo local (LAD)	Apertura media		Azimut	
	Nivel superior	Nivel inferior	Nivel superior	Nivel inferior
	45°	25°	90°	40°
Dominio trazas de entrada	Rango de tiempo (ms)	Rango de <i>offset</i> (m)	Límites azimut	
	0 – 4996	0 - 4000	Az. central 92°	Apertura 87°

Al obtener el volumen de datos sísmicos migrados en el dominio del ángulo común se comenzó con la segunda fase de este estudio, el análisis de amplitudes, para lo cual se aplicó el flujo de trabajo mostrado en la figura 45. Este análisis se realizó bajo un enfoque comparativo entre tiempo (*gathers* migrados preapilamiento en tiempo) y profundidad (*gathers* migrados preapilamiento en profundidad en el dominio del ángulo común).

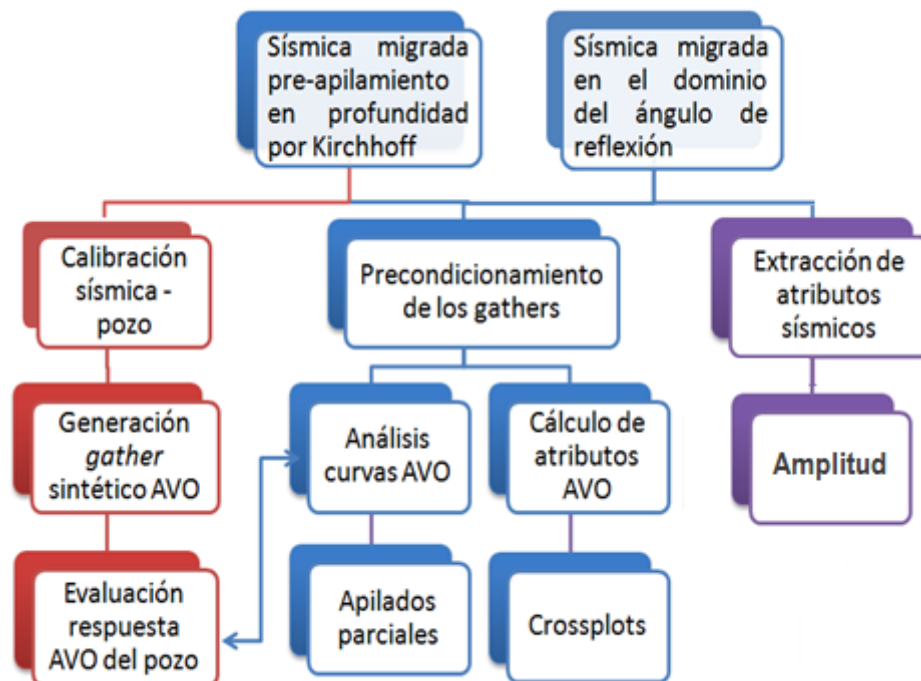


Figura 45. Metodología del análisis de amplitudes

4.6 Calibración sísmica-pozo

En el análisis AVO inicialmente se evaluó la curva AVO de los eventos de interés en el pozo con el fin de conocer la respuesta que debería esperarse de la sísmica, para ello se debe tener una relación tiempo-profundidad que permita correlacionar y comparar la curva AVO en cada evento de interés tanto para los *gathers* en tiempo como en profundidad. Por lo tanto se realizó la calibración sísmica – pozo correspondiente al pozo M64 (*Inline* 1771, *Xline* 1497) el cual era el único pozo que contaba con checkshot. Para generar el simograma sintético se ejecutó la siguiente metodología:

- Selección de pozos de entrada
- Selección del método de modelado (acústico o elástico)
- Selección de registros de pozos
- Relación tiempo-profundidad
- Carga de parámetros para el modelado (ventana de calibración, longitud de la ondícula)
- Cálculo de sismograma sintético
- Selección y estimación de la ondícula
- Calibración sísmica-pozo

En este caso se realizó el cálculo del sismograma sintético con base en un modelado elástico (distinto de cero *offset*); por ello, aparte del registro sísmico de onda P, el registro de densidad y la relación tiempo profundidad (checkshot) se agregó como dato de entrada el registro sísmico de onda S. Debido a la limitación de los registros al área del yacimiento se utilizó una ventana de calibración de 300 ms (1900 a 2200 ms) rango para el cual se contaba con información y una longitud de ondícula de 100 ms, ya que se recomienda que la longitud de la ondícula sea $\frac{1}{2}$ a $\frac{1}{4}$ del tamaño de ventana de tiempo (Fugro-Jason, 2008). Se realizó el cálculo automático del sismograma sintético el cual utiliza una ondícula predeterminada correspondiente a una ondícula

teórica pasabanda o trapezoidal y se llevaron a cabo varias pruebas variando la ondícula, su fase y los límites de frecuencias. Finalmente se seleccionó la ondícula extraída de la sísmica fase cero para la cual se obtuvo un coeficiente de correlación de 0.76 (figura 47). Para corroborar los parámetros de frecuencia y fase se realizó el análisis espectral en la zona de calibración para evaluar los rangos de frecuencia y el comportamiento de la fase (figura 46) donde se puede observar que el rango de frecuencias de interés oscila entre 10 Hz – 60 Hz con una frecuencia predominante de 25 Hz con fase cercana a 0°.

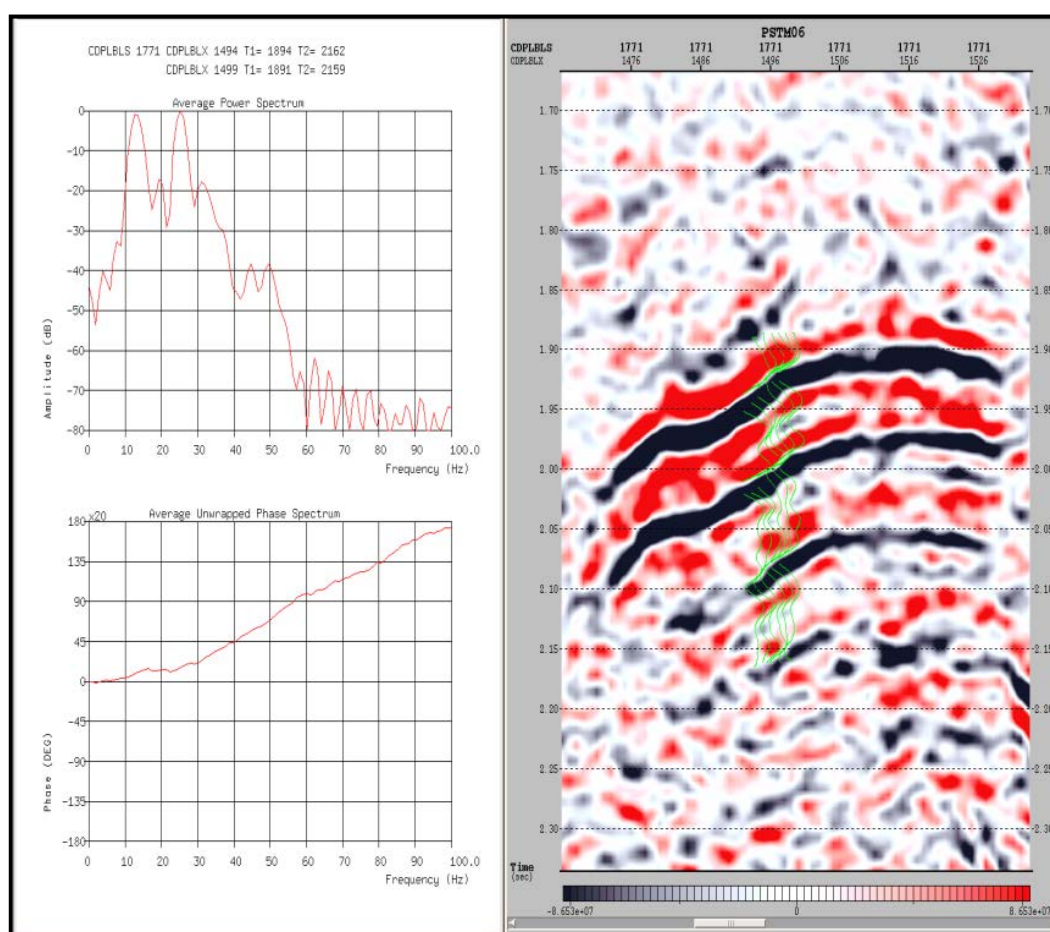


Figura 46. Análisis espectral en la zona de la calibración sísmica del M64.

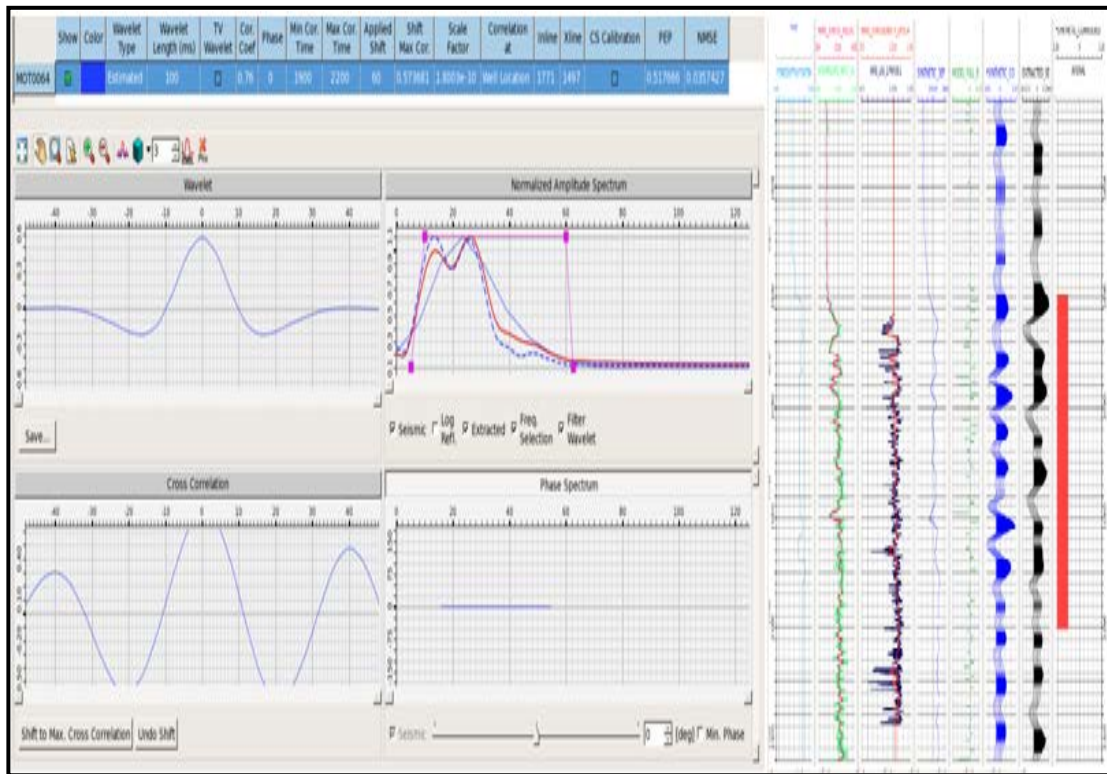


Figura 47. Ventana de calibración sísmica del M64

Sin embargo, al desplegar los registros GR y sónico de onda P con la relación TZ obtenida de la calibración sísmica y comparar la posición del marcador B-0 con respecto a los registros desplegados directamente en la sísmica en profundidad, se pudo observar que el marcador difería o se encontraba desplazado en un reflector con respecto a su posición en profundidad (figura 48) por lo que se realizó una modificación a la TZ para llevar el marcador B-0 al reflector correspondiente, sin embargo, la polaridad del sismograma sintético en el evento no concordaba con la de la sísmica y en base al contraste de impedancia que debería esperarse según los parámetros elásticos de los medios (coeficiente de reflexión positivo). Se aplicó una rotación de fase constante de 180° coincidiendo efectivamente con la ondícula extraída de la sísmica y la posición del registro en profundidad, obteniéndose un coeficiente de correlación de 0.73 (figura 49)

4.7 Generación de *gather* sintético AVO

Al obtener el sismograma sintético final se generó el *gather* sintético AVO para la zona de interés, el cual se puede observar en el segundo panel de la figura 50, en el primer panel se encuentra el *gather* original correspondiente a la ubicación del pozo M64 y en el tercer panel la sección sísmica apilada. El *gather* sintético AVO se generó en una ventana en tiempo desde 1800 ms a 2300 ms y en profundidad desde 2300 m (7545,9 ft) a 3340 m (10958 ft). Los *gathers* son transformados desde el dominio del *offset* al dominio del ángulo de incidencia utilizando el modelo final de velocidades interválicas. La generación del *gather* sintético AVO consiste en extrapolar la respuesta del pozo para el rango de ángulo de incidencia del *gather* haciendo uso de una de las aproximaciones de Zoeppritz, en este caso la aproximación de dos parámetros de Shuey.

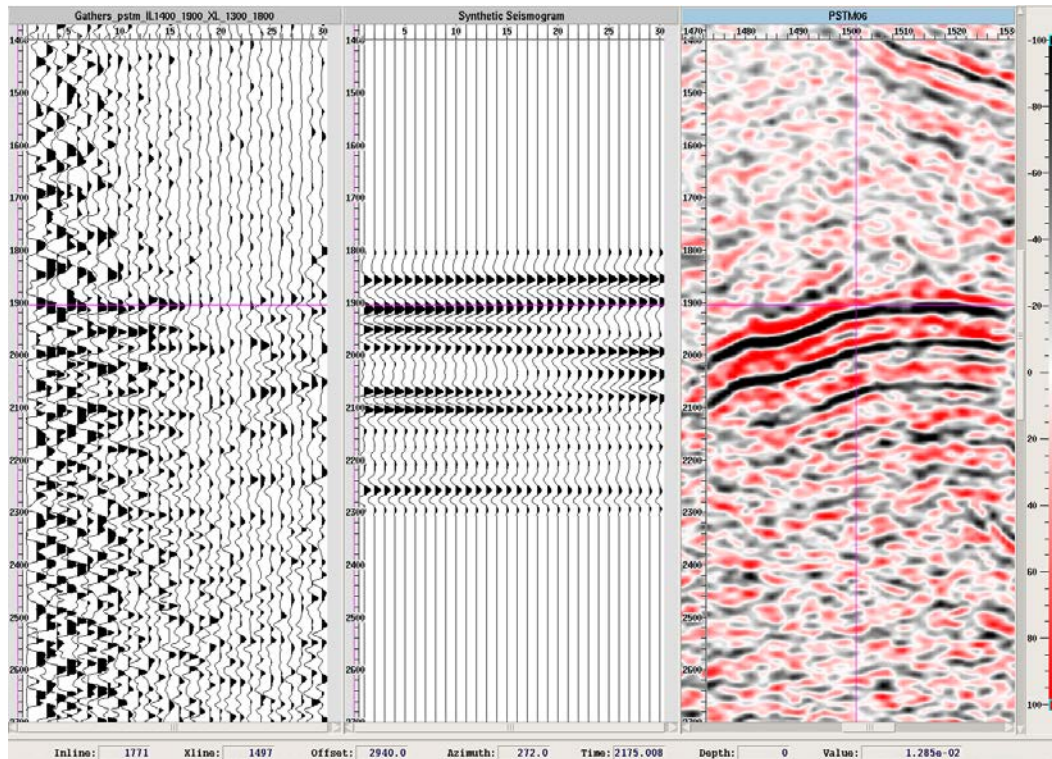


Figura 50. *Gather* sintético AVO

4.8 Precondicionamiento de los *gathers*

Antes de iniciar un análisis o inversión AVO los *gathers* de entrada deben ser condicionados para el proceso, ya que el AVO supone que: los *gathers* están corregidos por NMO y aplanados, la amplitud de los datos representa el coeficiente de reflexión, la ondícula es igual para todos los desplazamientos (*offsets*) y los datos están libres de múltiples (Paradigm, 2011). Efectos de amplitud que no sean proceso de reflexión deben ser retirados de los datos, como por ejemplo la propagación geométrica, atenuación, factores consistentes con la superficie, entre otros.

Los datos de entrada están migrados preapilamiento, corregidos por NMO y se les aplicó un análisis de RMO lo que garantiza planitud de los eventos, y por el procesamiento previo se consideran libres de múltiples. Se aplicaron algunos procesos de precondicionamiento a los *gathers* los cuales se muestran en la figura 51.

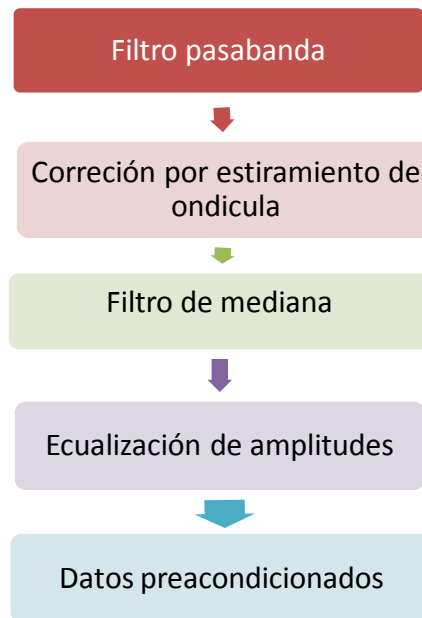


Figura 51. Precondicionamiento aplicado a los *gathers*

4.8.1 Filtro pasabanda

Para evitar la presencia de ruido en los datos se filtró el espectro de amplitud con un filtro pasabanda o trapezoidal con límites de frecuencia 5 Hz-10 Hz-60 Hz-70 Hz (figura 52).

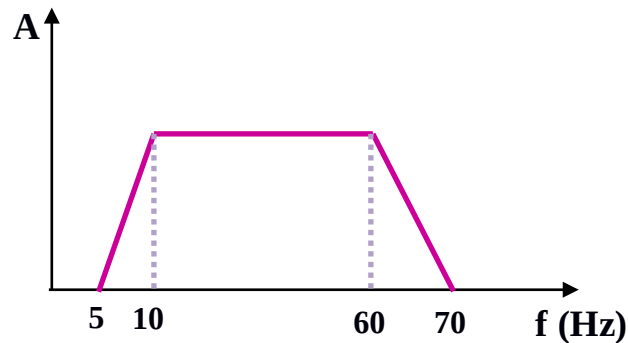


Figura 52. Filtro pasabanda aplicado en el acondicionamiento de los datos

4.8.2 Filtro de mediana

Calcula la media de todas las muestras de amplitud para un *gather* y un tiempo seleccionado, su tamaño se define en porcentaje del *offset* máximo. Este filtro es útil para eliminar puntos atípicos en la dirección del desplazamiento causado por *ground roll*, múltiples o algún otro ruido.

4.8.3 Corrección por estiramiento de ondícula

El efecto de estiramiento de migración causa distorsiones en la ondícula como una función del *offset*, que genera errores importantes en la medición de los gradientes AVO y distorsiona procedimientos de inversión de amplitudes y caracterización sísmica de yacimientos. El estiramiento debido a la migración es similar al efecto de estiramiento de la corrección NMO, se genera cuando se lleva un intervalo de tiempo de entrada a su equivalente de tiempo vertical. En otras palabras, el estiramiento NMO es invariante con el ángulo lo que sugiere que trabajar en el dominio del ángulo común es ventajoso (Paradigm, 2011).

4.8.4 Ecualización *cross-offset* de amplitud

El objetivo de la ecualización de amplitud es encontrar un único factor de escala para cada *offset* que equilibre el conjunto de datos de modo que, en promedio, la amplitud es la misma para todos los desplazamientos, es decir unifica la amplitud de la onda para todas las ondículas, el operador aplicado es único para todas las trazas pero varía con cada *offset*. Este proceso se divide en dos etapas: una etapa de entrenamiento en donde cada *offset* es analizado y se construyen los operadores, para ello se toma un área del CMP de referencia; la segunda etapa es la aplicación de estos operadores a los datos que actúan como operadores de escalamiento, dicha ecualización consiste en que los datos dentro de la zona de entrenamiento son ordenados en *bins* de *offset* común, la envolvente se calcula para todas las trazas, seguidamente se calcula el valor RMS para todas las envolventes de las trazas dentro de cada *bin* y se construye el operador de amplitud, el cual es el inverso del valor RMS (Paradigm, 2011)

4.9 Análisis curvas AVO

Antes de iniciar el análisis de las curvas AVO se realizó una interpretación petrofísica en el pozo M64 para identificar intervalos asociados con presencia de hidrocarburos con el fin de correlacionarlos a la respuesta sísmica y así definir los eventos de interés en los cuales se evaluó la respuesta AVO. Se realizó la visualización de los registros básicos: bit size, caliper, gamma ray, sísmico, resistividad, densidad y neutrón; en este pozo había disponible un modelo de volumen de arcilla y saturación de agua. Para la identificación se combinaron algunos de los registros por paneles:

- **Bit size, caliper y gamma ray:** la combinación de estos registros permite obtener información sobre la calidad del hoyo e identificar litologías duras y blandas, permeables o no permeables. En formaciones blandas (lutitas), poco consolidadas, se producen derrumbes, mientras que en formaciones duras (arenas, carbonatos, carbones) se forma costra (o revoque) producida por el lodo.

- **Densidad y neutrón:** la combinación de estos registros puede indicar la presencia de hidrocarburos, en el caso de fluido o petróleo estas curvas suelen presentar el mismo comportamiento, mientras que para presencia de gas el registro neutrón tiende a disminuir al igual que el registro densidad, normalmente el gas es menos denso que el petróleo así que el gas contiene pocos átomos de hidrógenos por unidad de volumen. Los registros fueron reescalados a los rangos de valores típicos esperados del medio, para el registro densidad 1,95 g/cm³ en la izquierda y 2,95 g/cm³ en la derecha y para neutrón se invierte la escala 0,45 en la izquierda y -0.15 en la derecha, para observar de mejor manera algún efecto de hidrocarburo.

En el histograma del GR observado en la figura 53 se puede observar un comportamiento bimodal, lo que permitió establecer un *cutoff* de 85 GAPI para la clasificación arenas-lutitas en el pozo, correlacionando con la clasificación del modelo de volumen de arcillas disponible.

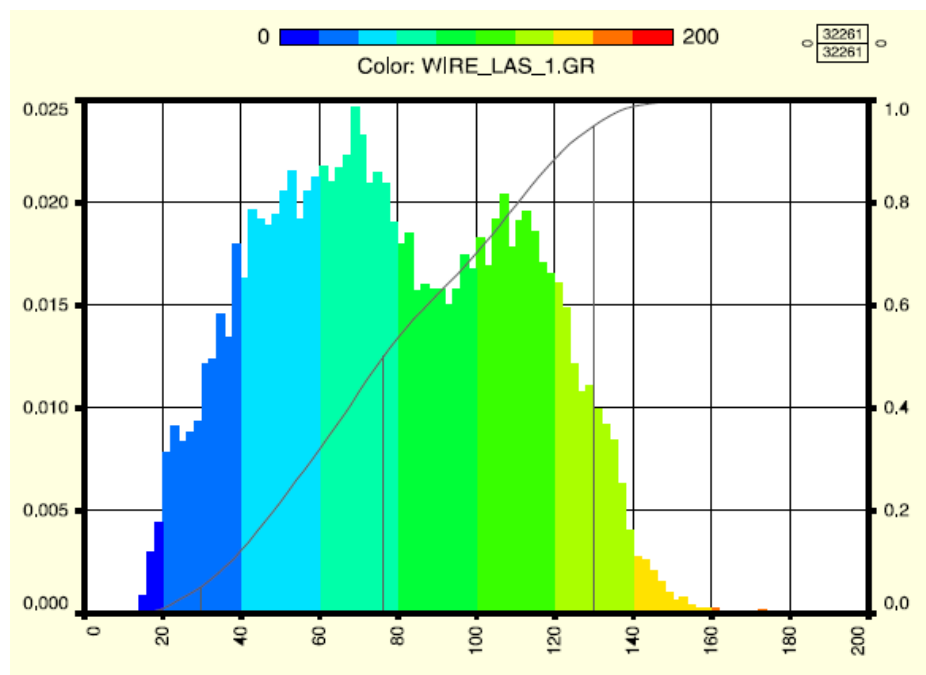


Figura 53. Histograma del GR del pozo M64

Los registros GR y sónico fueron reescalados a la frecuencia predominante de la sísmica en la zona de la calibración sísmica-pozo (25 Hz) para evaluar los cambios en la respuesta de la sísmica en relación a los pozos. Al desplegar estos registros sobre la sísmica en profundidad, pudo observarse claramente un cambio en el comportamiento de los mismos a cierta profundidad que indican un cambio de litología, disminución del gamma ray y aumento de la velocidad, que puede relacionarse al cambio de la formación Paují a las arenas de la formación Misoa, y que a su vez se evidencia en la respuesta sísmica con un alto contraste de impedancia.

Se identificaron varios paquetes de arenas asociados a respuestas de hidrocarburos, los cuales se pueden observar en la tabla 12. Al comparar el comportamiento del registro GR con la respuesta sísmica, éstas pudieron correlacionarse: en general donde el GR disminuye, lo que se relaciona a una respuesta de arenas limpias donde además existen intervalos asociados a respuesta de hidrocarburo, coteja con los eventos de polaridad positiva, mientras que un aumento en el registro GR vinculado a paquetes de lutitas que predominan en cantidad y espesor sobre los posibles intervalos de arena que puedan presentarse tienden a estar relacionados a los eventos de polaridad negativa; sin embargo, la resolución vertical de la sísmica ($\lambda/4$) para el área de interés es de 80 ft por lo que algunos de los intervalos de arenas identificados no pueden ser resueltos por la sísmica y la respuesta no estaría asociada netamente a éstas. Es por ello que el estudio se enfocó a las arenas asociadas a hidrocarburo que pueden ser resueltas por la sísmica como AR1 principalmente y los intervalos AR3 y AR5.

La notación “P” es referente a los reflectores de polaridad positiva y los “N” al caso contrario en el área de yacimiento.

Tabla 12. Intervalos de arena asociados a hidrocarburo

Paquete	Evento en sísmica	Tope (m)	Tope (ft)	Base (m)	Base (ft)	Espesor (m)	Espesor (ft)
AR1	P1	2500	8202	2533.5	8312.0	33.5	109.91
AR2	P2	2575	8451	2585	8481.0	25	82.02
AR3		2597	8522	2612	8569.6		
AR4	N2	2621	8599	2625	8612.2	4	13.12
AR5	P3	2650	8694	2675	8773.0	25	82.02
AR5.1	N3	2679	8789	2693	8835.3	14	45.93
AR6	P4	2700	8858	2711	8894.4	11	36.09
AR7	P5	2783	9131	2800	9186.4	17	55.77

Al tener los datos acondicionados y los eventos relacionados a hidrocarburos identificados, se inició el análisis de las curvas AVO, para ello se realizó un seguimiento en cada reflector de interés (P1, P2 y P3) en el CRP *gather* migrado correspondiente a la ubicación del pozo como se puede observar en la figura 54, luego los datos de amplitud se graficaron en el plano gradiente AVO (amplitud vs ángulo), a los cuales se ajustó una curva teórica basada en alguna aproximación de Zoeppritz, en este caso se utilizó la aproximación de 2 parámetros de Shuey.

Las curvas AVO fueron obtenidas para los *gathers* en tiempo y en profundidad, y fueron comparadas con la curva AVO sintética del pozo, con el objetivo de evaluar la conservación relativa de las amplitudes, es decir, si se conserva la tendencia de la curva AVO, observar si existen cambios de polaridad en la amplitud y definir el rango de ángulo de incidencia que alcanza la sísmica. En la figura 54 se puede observar un ejemplo del análisis AVO en el evento N1, correspondiente al primer reflector de polaridad negativa observado en la sección sísmica apilada ubicada en el primer panel, mientras que en figura 55 se muestra el grafico gradiente AVO de dicho evento, a la izquierda la curva AVO correspondiente al reflector del *gathers* en tiempo donde se muestra en conjunto la respuesta AVO del pozo, a la izquierda el reflector correspondiente al *gather* en profundidad.

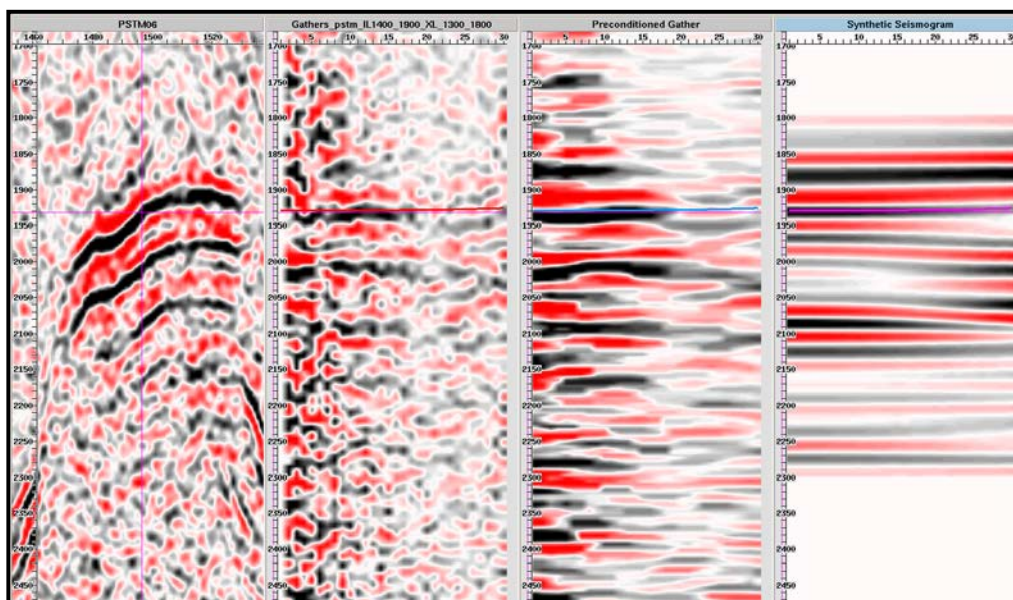


Figura 54. Selección de evento para análisis AVO.

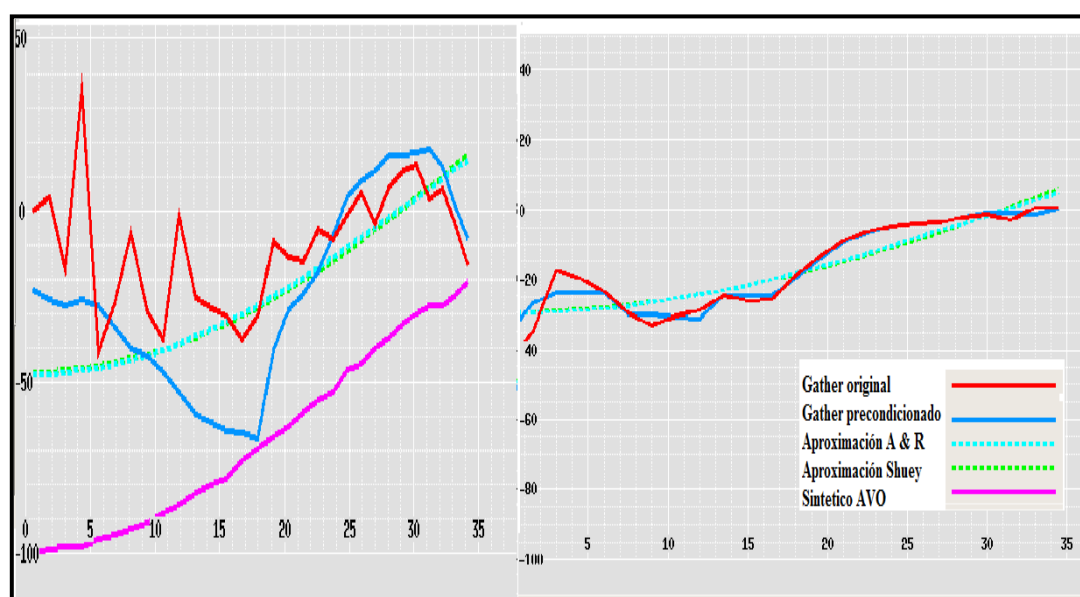


Figura 55. Gráfico gradiente del evento seleccionado sobre el *gather* en tiempo junto a la respuesta AVO en el pozo (izquierda) y el *gather* en profundidad (derecha)

4.10 Apilados parciales por ángulos

Al culminar el análisis de las curvas AVO se pudo observar que el ángulo de incidencia máximo para la zona de interés es de 35° y que para los primeros 5°

(*offsets* cercanos) se presentan anomalías de amplitud, por lo que se define un rango de ángulos de 5° a 35°, a partir del cual se definen los apilados parciales de los datos, correspondientes a ángulos cercanos, medios y lejanos, esto consiste en sumar los datos por rangos de ángulos y obtener una traza representativa para cada rango en cada CMP/CRP. Los intervalos de ángulos para los apilados parciales se eligieron en función de que cada uno tenga la misma proporción y que no presenten cambios de polaridad de manera tal que al apilar no exista interferencia destructiva. Para el apilado de ángulos cercanos se utilizó un intervalo de 5°-15°, para ángulos medios de 10°-25° y para ángulos lejanos de 20°-35°, generándose 3 cubos apilados por cada dominio (tiempo y profundidad).

4.11 Cálculo de atributos AVO

Los atributos intercepto, gradiente y factor fluido se calcularon para el volumen de datos sísmicos migrados preapilamiento en tiempo y para el obtenido por la migración preapilamiento en profundidad CRAM. Para el cálculo del atributo factor fluido se buscó la relación *mudrockline*, a partir de los datos de V_p y V_s del pozo M64, debido a que disponía de registro sísmico de onda S en la zona de interés y no fue construido a partir de una relación V_p/V_s . En la figura se puede observar el gráfico cruzado V_p (m/s) vs V_s (m/s) del pozo (figura 56), los datos presentan la siguiente relación lineal:

$$V_s = 0.769 * V_p - 880.40$$

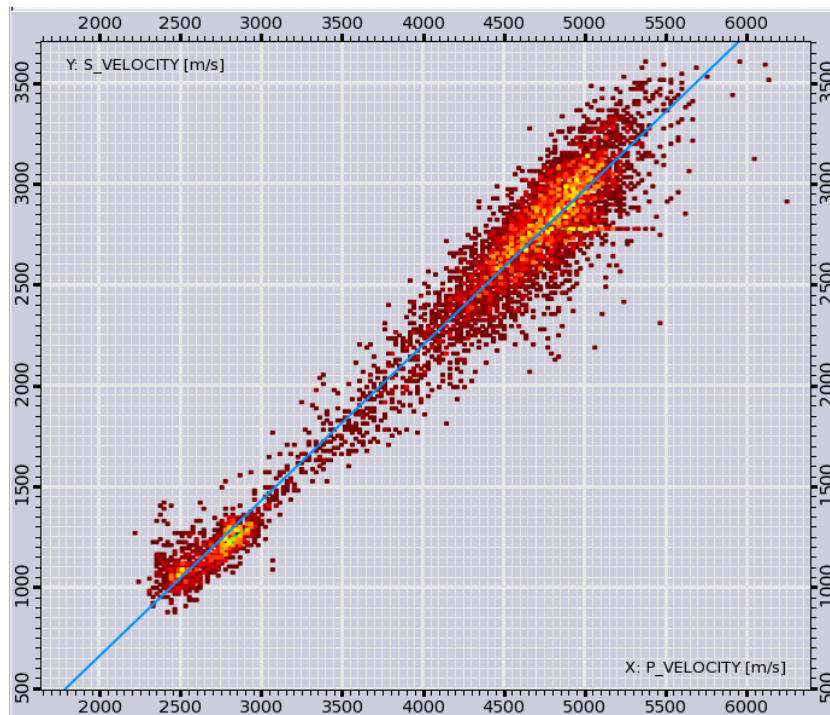


Figura 56. Gráfico de la línea de lutitas (*mudrock line*) pozo M64

En cuanto a los atributos gradiente e intercepto, inicialmente se realizó el *crossplot* de las trazas sintéticas AVO generadas durante la creación del *gather* sintético AVO para conocer las respuestas de gradiente e intercepto a lo largo de pozo estudiado (M64) en correlación con los topes geológicos y la ondícula extraída de la sísmica. Seguidamente, se realizaron gráficos cruzados de estos atributos, en cada evento de interés a través de *Horizon slices*, para lo cual se utilizó el horizonte disponible en tiempo correspondiente al tope de Misoa; sin embargo, éste tuvo que ser reinterpretado para corregir los saltos o picos de tal manera que coincidiera con el evento sísmico. Al culminar la reinterpretación, se suavizó y se realizó la interpolación del mismo. Este horizonte fue convertido a profundidad para generar los *Horizon slices* respecto al cubo sísmico obtenido por CRAM, la conversión a profundidad se realizó con un modelo de velocidades promedio generado a partir del modelo de velocidades interválicas en profundidad. Al culminar este procedimiento, los atributos gradiente e intercepto fueron extraídos sobre el *Horizon slices* con base en los volúmenes calculados de estos atributos tanto en tiempo como en profundidad.

Cabe destacar que el *Horizon slice* se limitó al área de yacimiento; obteniéndose mapas de atributos correspondientes a los eventos de interés con los que fueron realizados los gráficos cruzados, esto se realizó con el fin de identificar anomalías relacionadas a la respuesta AVO, las mismas fueron proyectadas a los mapas de cada atributo para evaluar la distribución y la relación con los pozos disponibles en la zona. Para identificar de una mejor manera las anomalías de interés, se buscó la tendencia de fondo del área de estudio y se obtuvo su relación lineal tanto en tiempo (figura 57) como en profundidad (figura 58), ésta fue graficada en los diferentes *crossplots* para así identificar aquellos puntos alejados de la tendencia de fondo.

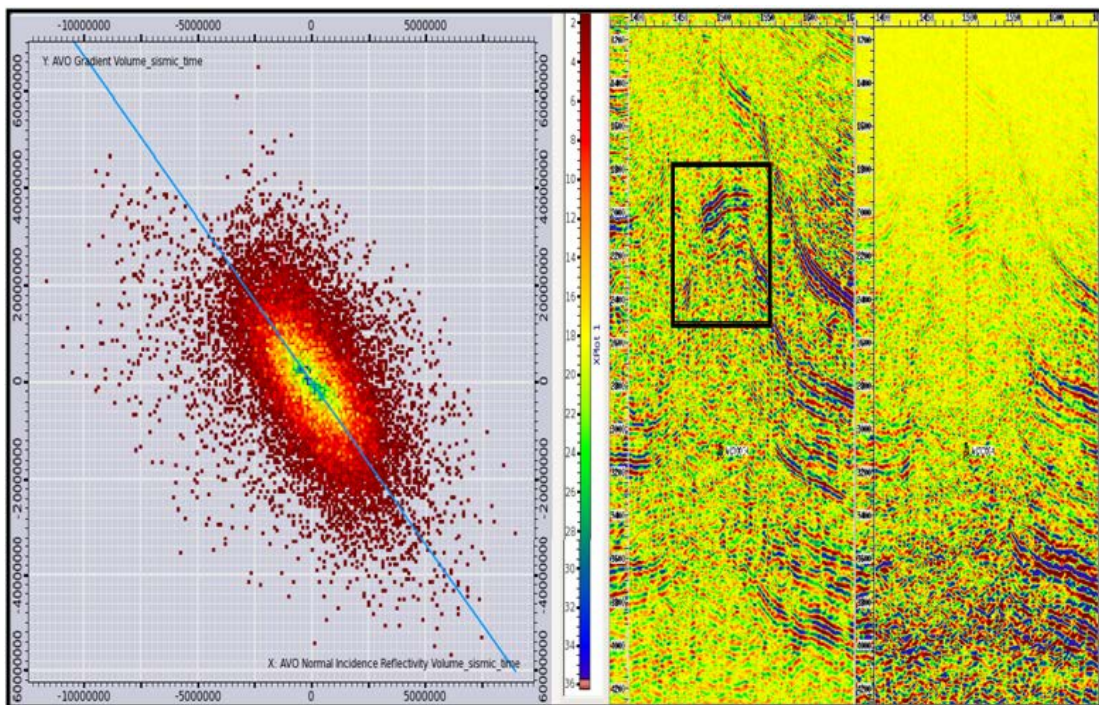


Figura 57. Tendencia de fondo Gradiente vs Intercepto en el dominio del tiempo

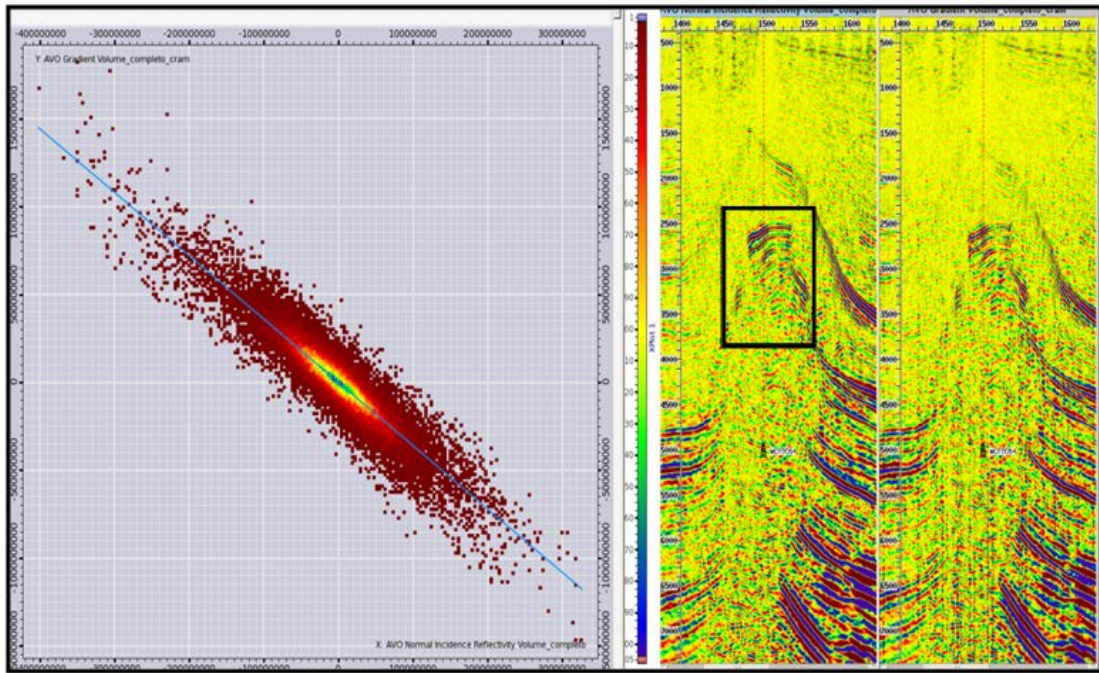


Figura 58. Tendencia de fondo Gradiente vs Intercepto en el dominio de la profundidad

A su vez, se realizó un *crossplot* de estos atributos en el área del yacimiento para cada volumen (tiempo y profundidad). A pesar de que no se tenía información disponible para la definición de la base del yacimiento, el área se limitó en función de la respuesta sísmica. Para ello se estableció un sub-rango de tiempo/profundidad a partir de una superficie de referencia correspondiente al horizonte disponible en cada dominio, estableciéndose un volumen limitado por horizontes, se identificaron las anomalías de interés definidas anteriormente a partir de las curvas AVO y *crossplots* en los eventos de interés y se proyectaron sobre la sección sísmica para evaluar la distribución a lo largo de los reflectores.

Con respecto a los apilados parciales, estos fueron utilizados para realizar el *crossplot* de ángulo cercano vs ángulo lejano en el área del yacimiento, también se calculó la diferencia entre el cubo sísmico de ángulo lejano y ángulo cercano para identificar posibles anomalías de amplitud en la zona del yacimiento, de igual manera se generaron *Horizon slices* para estos apilados parciales en los diferentes eventos de

interés, lo que permitió evaluar el comportamiento de las amplitudes a lo largo de ellos y las diferencias en tiempo y en profundidad.

4.12 Atributos sísmicos

Con el fin de estudiar el comportamiento de las amplitudes tomando en cuenta las características de los reflectores en la zona de interés se extrajeron atributos de amplitud sobre *Horizon slices* en un área limitada al domo. Al contar con los horizontes interpretados tanto en tiempo como en profundidad, los cuales representan la superficie de referencia ($t=0$ o $Z=0$) se crearon los *Horizon slice* para una ventana de 300 ms y en profundidad una ventana de 400 m, ya que el *Horizon slice* permite visualizar el comportamiento de alguna propiedad a lo largo de un evento, su incremento depende de la tasa de muestreo de la sísmica.

Estos se integraron con los generados a partir de atributos AVO con el fin de cotejar las anomalías de amplitudes identificadas o resaltadas por las distintas técnicas, enfocándolo a aquellos comportamientos que podían ser indicadores de presencia de hidrocarburos con base en la respuesta de los eventos identificados a partir de la información de pozo y caracterizadas a través de AVO.

CAPÍTULO V

RESULTADOS Y ANÁLISIS

5.1 Modelo de velocidades interválicas

En la figura 59 se presenta el modelo de velocidades interválicas obtenido a través de la migración antes de apilamiento en profundidad de Kirchhoff, utilizando el método de enfoque y realizando 3 iteraciones. El volumen de velocidades posee valores que oscilan en un rango entre 1672 m/s a 6250 m/s y a pesar de no ser un modelo de velocidades basado en horizontes geológicos, con el método aplicado se logró representar la geometría de la estructura geológica (domo). El modelo presenta una zona de inversión de velocidades la cual corresponde a la formación Paují donde se tienen valores entre 3000-3400 m/s variando lateralmente. Según Borges (2013) ésta es una zona anormalmente presurizada, por lo que es consistente esta disminución de las velocidades a esa profundidad, lo que a su vez se evidencia en el comportamiento de los registros sísmicos de los pozos (figura 60).

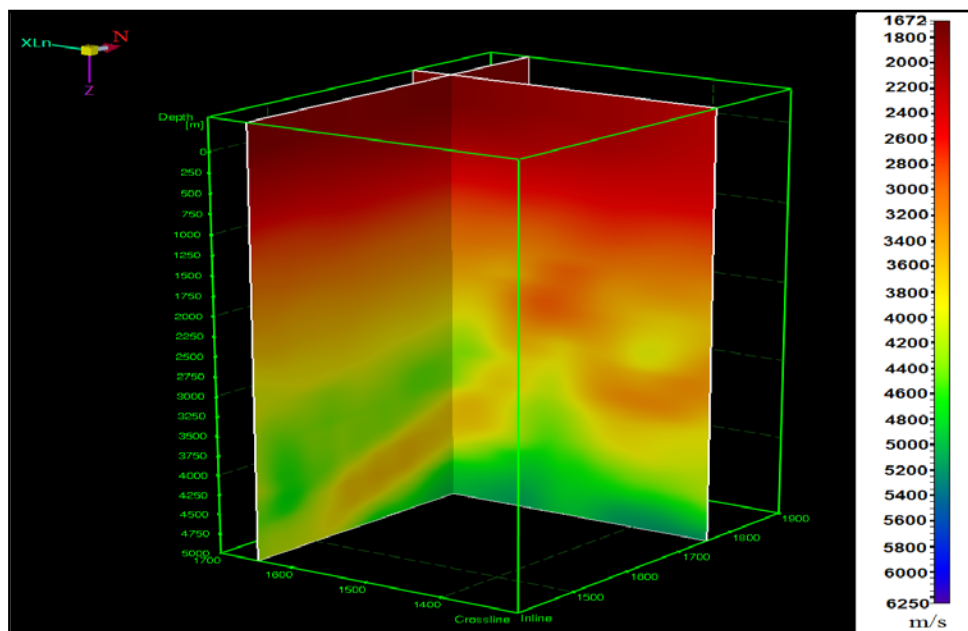


Figura 59. Modelo de velocidades intervalicas final

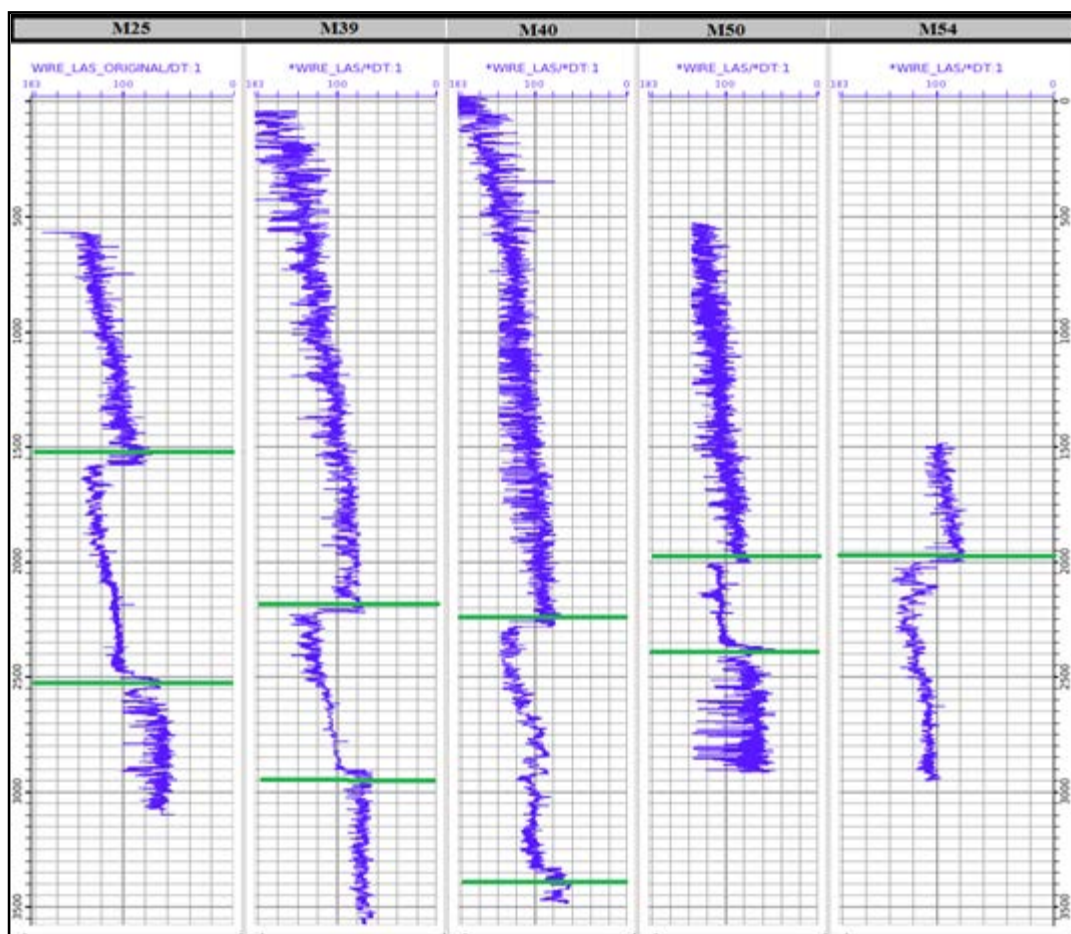


Figura 60. Registros sónicos

En la figura 61 se puede observar el modelo de velocidad sobre la sección sísmica para la *inline* 1771 y en la figura 62 la *inline* 1500 (a la izquierda) lo que permite evaluar el comportamiento de las velocidades con relación a los reflectores sísmicos, en función de esto se puede apreciar que la inversión de velocidades tiene lugar a partir de la discordancia del Eoceno hasta la base de la formación Paují.

Para el área bajo el domo no hubo una buena definición de las velocidades con el método aplicado en la construcción del modelo, ya que la calidad del dato no permitió contar con información que generará un cambio en las velocidades a partir de cierta profundidad, manteniendo un comportamiento constante desde la selección de velocidad sobre el último evento en el *gather* como se puede observar en la *inline*

1771, mientras que para algunas ubicaciones se pudo definir la función de velocidad de manera tal que el comportamiento de las velocidades en la zona fuese el mismo que en las áreas laterales, como en la inline 1500. Las velocidades asociadas a esta zona tienen un nivel de incertidumbre, sin embargo la misma esta fuera del área de interés.

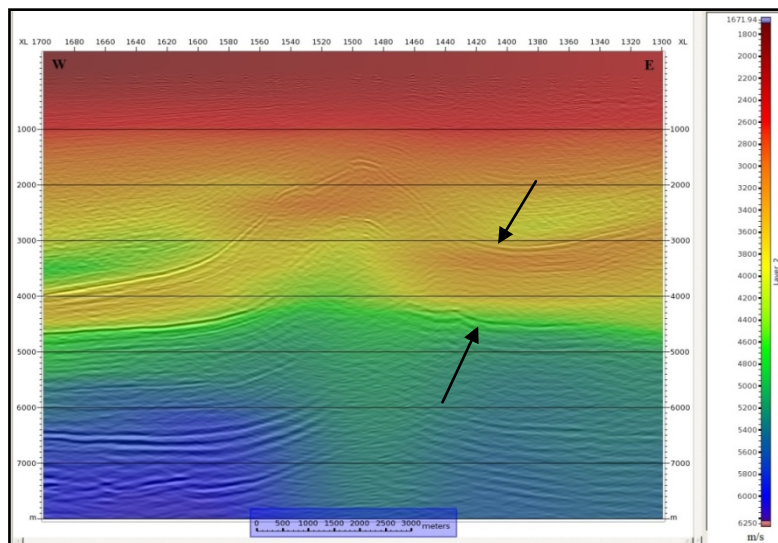


Figura 61. Inline 1771 y modelo de velocidad

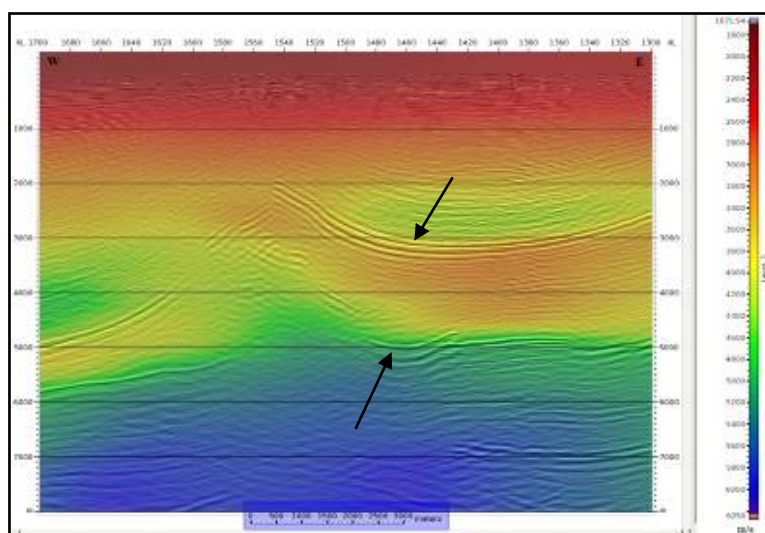


Figura 62. Inline 1500 y modelo de velocidad

5.2 Comparación entre la sección sísmica de PSTM Kirchhoff y CRAM

La migración en el dominio del ángulo de reflexión común (CRAM) resuelve de mejor manera los altos buzamientos como puede observarse en la figura 63 donde la imagen a la izquierda corresponde con la migración preapilamiento en tiempo por Kirchhoff mientras que a su derecha se encuentra la correspondiente a CRAM. Comparando las imágenes resultantes de las migraciones (cada una en su dominio) puede observarse que con CRAM existe una mejor definición de eventos y continuidad lateral de los mismos (zonas señaladas en color azul), se reconstruyen buzamientos que en la sección en tiempo parecen mas planos (zonas señaladas en color morado) y a su vez recupera información de alta frecuencia como puede observarse en el área mas somera.

En general, la migración en profundidad (CRAM) logra definir con mayor continuidad la reflexión asociada a la discordancia del Eoceno y mejora la definición de estructuras asociadas al tope y flancos del domo. Sin embargo, aún queda una zona de mala calidad del dato sísmico por debajo del domo.

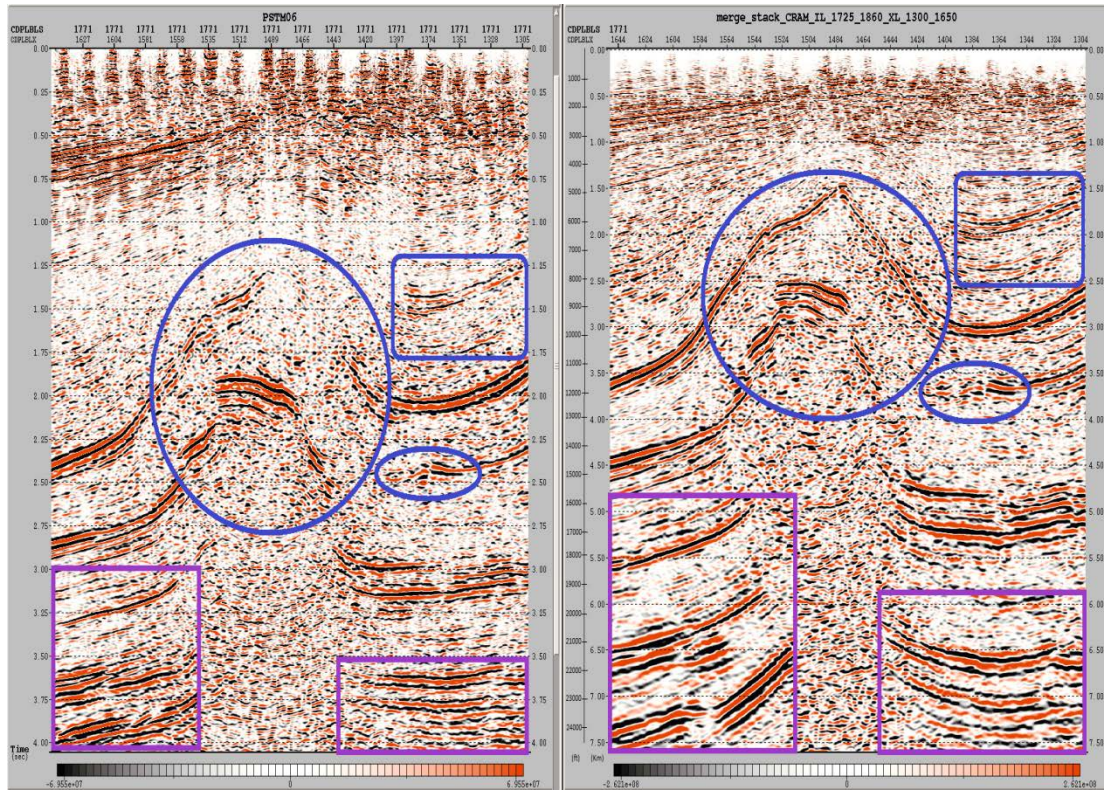


Figura 63. PSTM Kirchhoff vs CRAM

5.2.1 Comparación entre slices de PSTM Kirchhoff, PSDM Kirchhoff y CRAM

Las figuras mostradas a continuación corresponden al *time slice* de la PSTM Kirchhoff (figura 64) y los *depth slice* de la PSDM Kirchhoff (figura 65) y CRAM (figura 66) correspondientes al mismo evento, a nivel del primer reflector en el área del yacimiento (evento P1). A través de la comparación entre el resultado de la migración Kirchhoff en tiempo y en profundidad, se puede observar como en profundidad existe una mejor definición de los eventos en el domo (Ad), variando la geometría del mismo, ésta estructura en el corte se observa como un contorno cerrado ubicado entre las xline 1485-1540 tanto en tiempo como en profundidad, lo que indica que no se presentan mayores variaciones laterales de velocidades en la zona, ya que se mantiene su posición en ambos dominios. Sin embargo, en el *depth slice* correspondiente al dominio del ángulo de reflexión común puede notarse que los

eventos en el domo presentan una mayor continuidad y una mejor definición de las amplitudes con respecto al dominio del *offset* (PSDM Kirchhoff).

El comportamiento de los eventos en el área este (a menores *xlines*) es similar entre la PSDM Kirchhoff y CRAM. Sin embargo al oeste, a pesar de que tanto en la PSDM Kirchhoff como en CRAM hay una mejor definición de los eventos con respecto al dominio en tiempo, la imagen de CRAM presenta una mayor continuidad de los mismos, además se puede observar la diferencia en la forma del evento ubicado a la izquierda del contorno cerrado, el cual corresponde con el flanco oeste de la discordancia del Eoceno, donde en Kirchhoff presenta una mayor variación con la dirección (forma más curva) que en CRAM, en este caso la forma del evento se mantiene como una línea más recta, dirección que guarda mayor relación con los eventos que se encuentran asociados a éste flanco (*xline* 1575-1650) que con la PSDM Kirchhoff, lo que corresponde con la geometría de la estructura.

De manera general, puede observarse que existe desplazamiento de las estructuras en el dominio de la profundidad con respecto al dominio en tiempo. El evento correspondiente al flanco oeste de la discordancia del Eoceno (O2) presenta un desplazamiento aproximado de 8 *xline* (210 m) hacia el este, tomando como referencia la ubicación del primer evento en el límite sur (*inline* 1725) que en tiempo corresponde a la *xline* 1565 mientras que en profundidad se encuentra en la *xline* 1557, a su vez los eventos presentes ubicados al este se encuentran desplazados, ya que se pueden observar eventos que en el *time slice* no se definen, lo que es consecuencia del aumento del buzamiento del flanco oeste.

Los eventos presentes en el área este de los mapas correspondiente a las menores *xline*, están asociados a una estructura sinclinal, el buzamiento de esta estructura disminuye en comparación con el dominio en tiempo, debido a que los eventos asociados sufren desplazamientos: el evento a la derecha del contorno cerrado, correspondiente al flanco este (E1) de la discordancia del Eoceno, se encuentra

desplazado al oeste 20 *xlines* con respecto al dominio en tiempo que representan 570 m aproximadamente, tomando como referencia el límite norte del evento ubicado en la *inline* 1860 en profundidad se ubica en la *xline* 1400 mientras que en tiempo en la *xline* 1380, lo que indica que aumenta el buzamiento del flanco.

Por otro lado, los tres eventos en dirección *xline* presentes en la imagen en tiempo entre las *xline* 1300-1355 no se observan completamente en profundidad, al tratarse de la misma área de migración, estos eventos se encuentran desplazados en este dominio como consecuencia de la disminución del buzamiento de la estructura en esta dirección. Para definir el desplazamiento aproximado se tomó como referencia el límite norte (*inline* 1860) del primer evento (E2), en tiempo corresponde con la *xline* 1355 mientras que en profundidad corresponde con la *xline* 1325, lo que representa aproximadamente 870 m de diferencia. Lo expuesto anteriormente para esta área puede interpretarse como un mayor espacio de acomodo.

En este caso, la migración antes de apilamiento en profundidad muestra el movimiento lateral de las estructuras debido a que el método considera los contrastes laterales del campo de velocidad del área, con lo que cambia la geometría de la imagen sísmica definida respecto a la del dominio de tiempo. En ese sentido, se nota la importancia de aplicar este tipo de procesos ya que cambian las condiciones estructurales de los yacimientos.

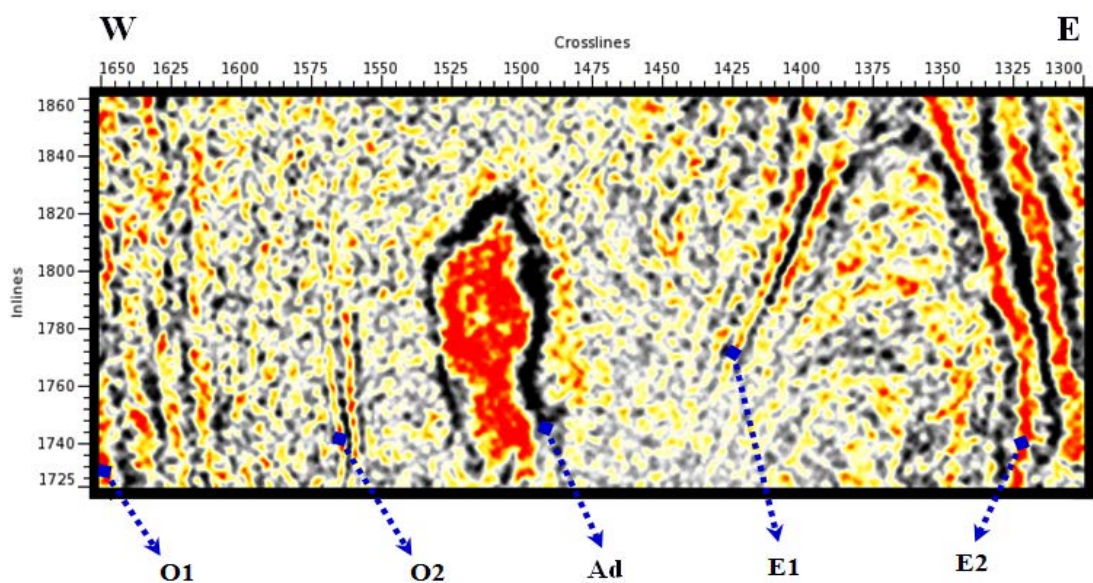


Figura 64. Time slice del volumen sísmico obtenido por PSTM a 1908 ms

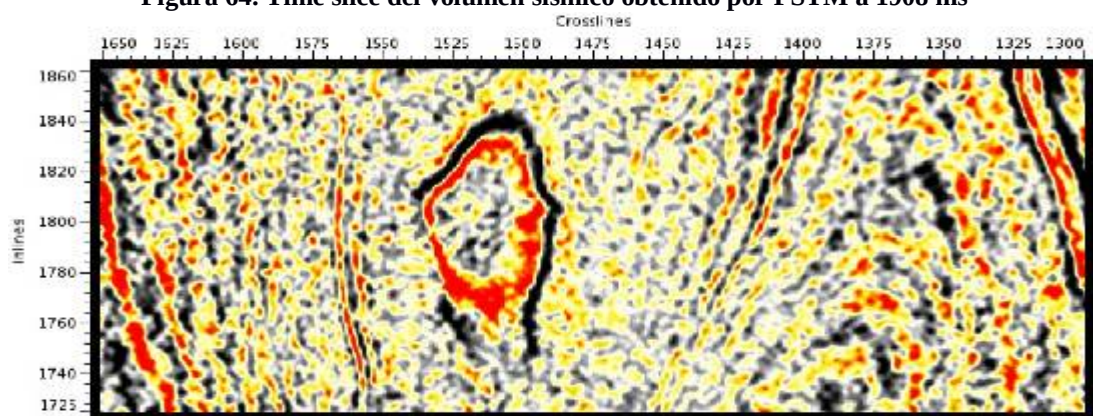


Figura 65. Depth slice del volumen sísmico obtenido por PSDM a 2535 m

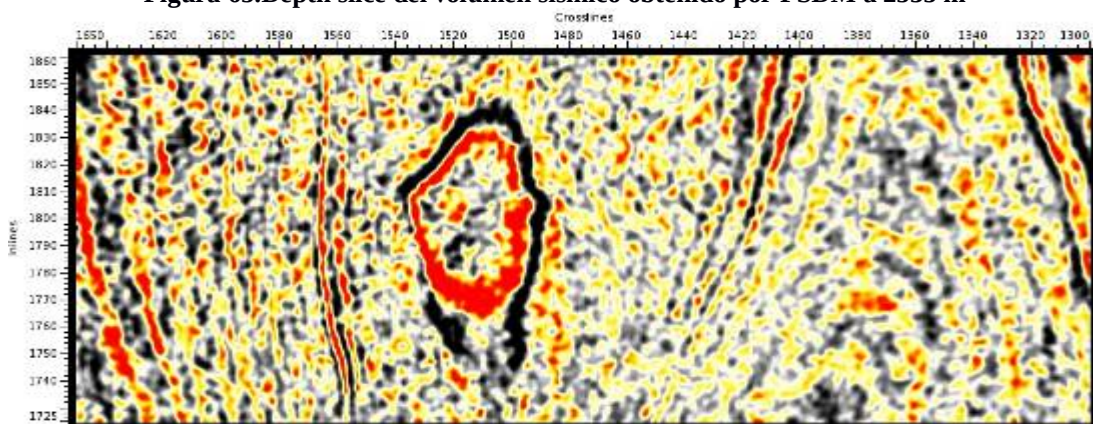


Figura 66. Depth slice del volumen sísmico obtenido por CRAM a 2535 m

5.3 Acondicionamiento de datos para análisis AVO

Los *gathers* de entrada fueron preacondicionados antes de comenzar el análisis AVO como se explicó en el capítulo anterior, en la figura 67 se puede observar un *gather* migrado en tiempo antes (a la izquierda) y después del acondicionamiento. El *gather* acondicionado presenta mayor coherencia lateral en las amplitudes, corrigiéndose las anomalías de *offset* cercano y lejano señaladas en color azul.

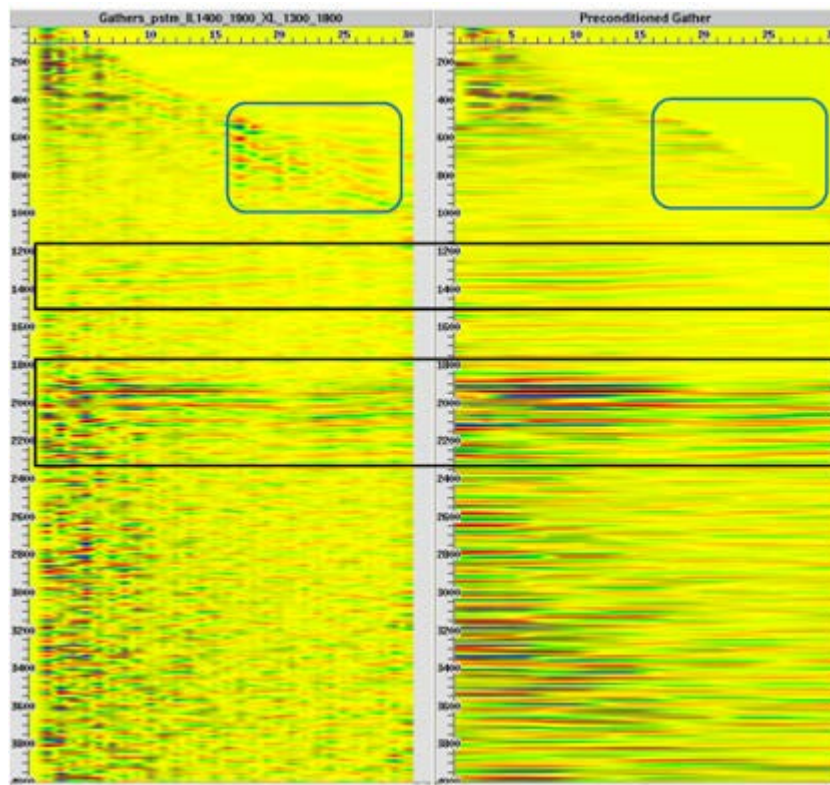


Figura 67. *Gather* migrado en tiempo antes y después del acondicionamiento

A su vez en los *gathers* migrados en profundidad en el dominio del ángulo de reflexión común mostrados en modo “*wiggle*” (figura 68) puede observarse que con el acondicionamiento se recupera energía en las trazas, permitiendo una mejor definición de los eventos, lo que puede apreciarse de mejor manera en el modo “*density*” (figura 69).

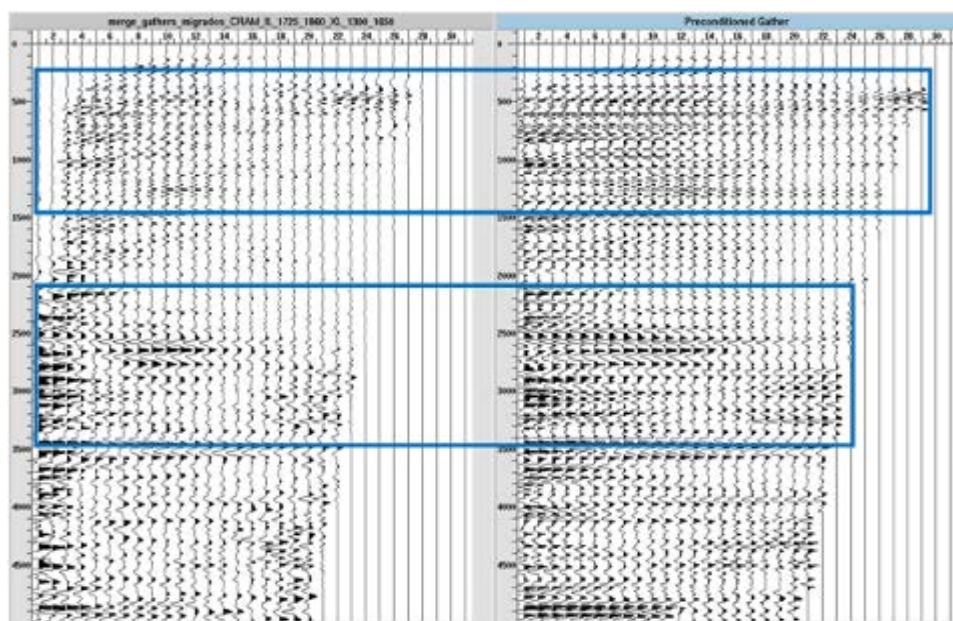


Figura 68. *Gather* migrado en profundidad antes y despues del apilamiento, modo *wiggle*.

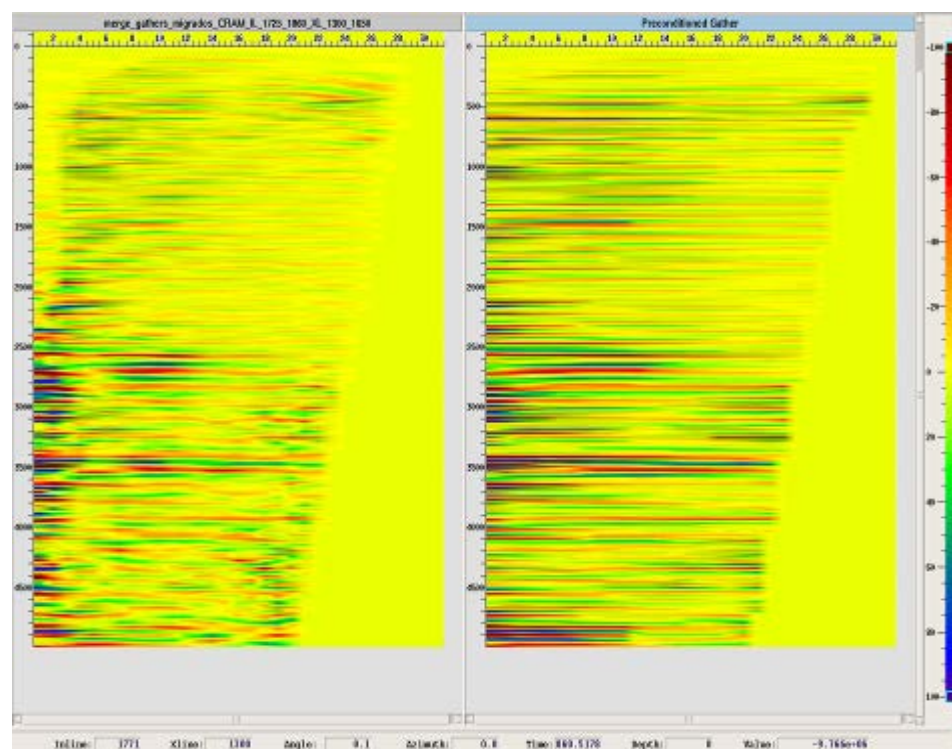


Figura 69. *Gather* migrado en profundidad antes y despues del apilamiento, modo *density*.

5.4 Interpretación petrofísica pozo M64

De acuerdo al comportamiento de las curvas correspondientes a los diferentes registros disponibles se identificaron intervalos de arenas asociados a respuesta de hidrocarburo (petróleo) que se pueden observar en la figura 70, con resistividad promedio de 95 Ohm.m, valor dentro del rango de resistividad de arenas con hidrocarburos (1-100 Ohm.m); baja saturación de agua (<22%), bajo contenido de volumen de arcilla y mayores valores de lentitud, mientras que el comportamiento de las curvas resistividad y neutrón indican la presencia de fluido. En la figura 70 se muestran aquellos de interés los cuales están representados por las arenas AR1, AR3 y AR5, éstas presentan espesores de 109.9 ft y 82 ft respectivamente que pueden ser resueltos por la sísmica según la resolución vertical en el área (80 ft). Al desplegar los topes geológicos disponibles se pudo observar que los correspondientes a las arenas B-0, B-1 y B-2 de la formación Misoa se asocian a estos intervalos identificados.

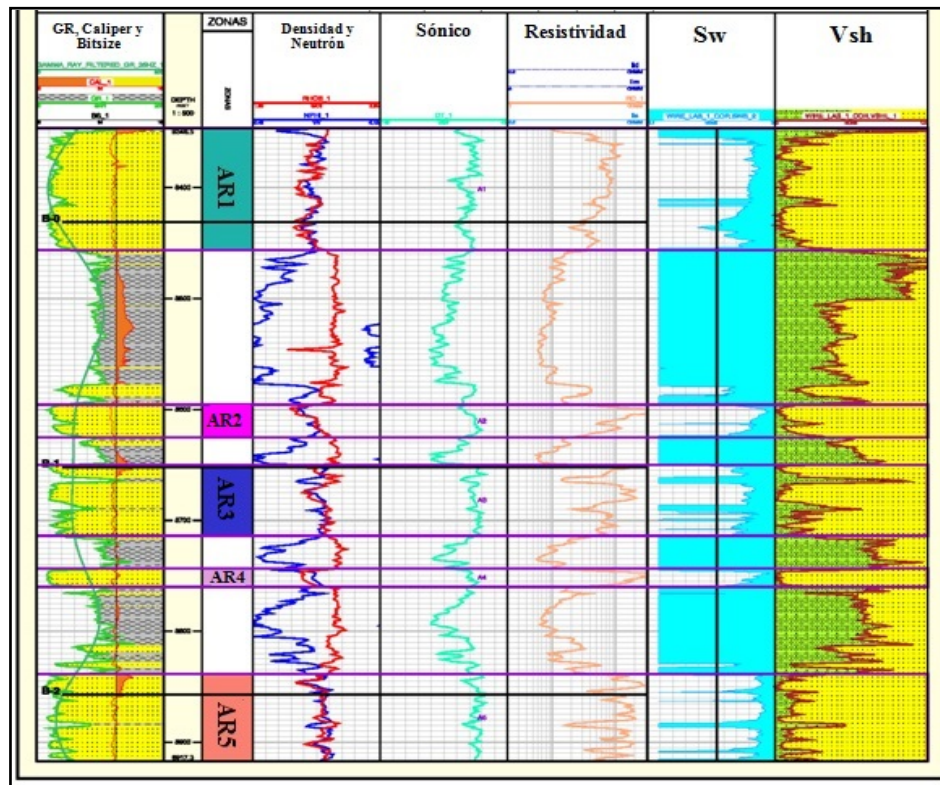


Figura 70. Despliegue de registros del pozo M64 con intervalos de interés

5.5 Análisis AVO y apilados parciales

El análisis AVO realizado en los reflectores sísmicos correlacionados con las arenas de interés identificadas anteriormente (AR1, AR3 y AR5) sobre el CDP correspondiente a la ubicación del M64 muestra que la curva AVO de cada reflector tiene para los *offsets*/ángulos cercanos amplitudes positivas y éstas van disminuyendo con el incremento de *offset*/ángulo, tendencia que se presenta tanto en tiempo como en profundidad y coincide con la respuesta AVO del pozo como se puede observar en las figuras 71, 72 y 73, en las que la línea roja corresponde a la respuesta de los *gathers* de entrada, la línea azul a los *gathers* preacondicionados, la línea verde a la curva de ajuste de la aproximación de Shuey para los datos y la línea morada la respuesta AVO del pozo M64. Esto garantiza lo descrito en la migración en profundidad CRAM, ya que se conserva la relatividad de las amplitudes posterior a la migración en tiempo y en profundidad. Es importante destacar que la magnitud de los valores de amplitud no son los mismos en las respuestas AVO en tiempo (pozo-sísmica) ni en las de profundidad respecto a las de tiempo, lo cual es congruente al tratarse de diferentes escalas y dominios.

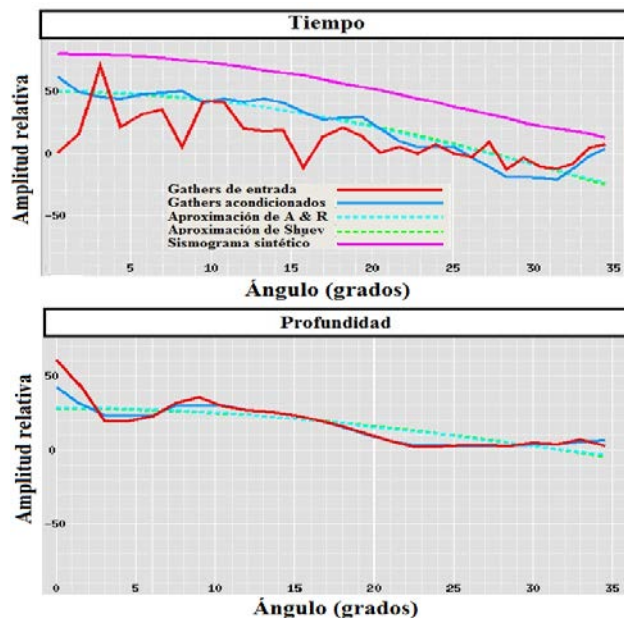


Figura 71. Curva AVO del reflector P1 correlacionado con AR1 en tiempo y profundidad

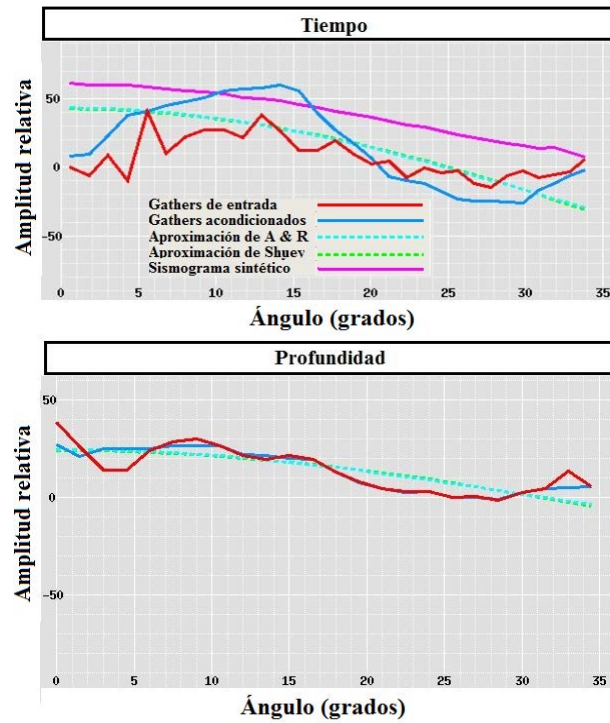


Figura 72. Curva AVO del reflector P2 correlacionado con AR3 en tiempo y profundidad

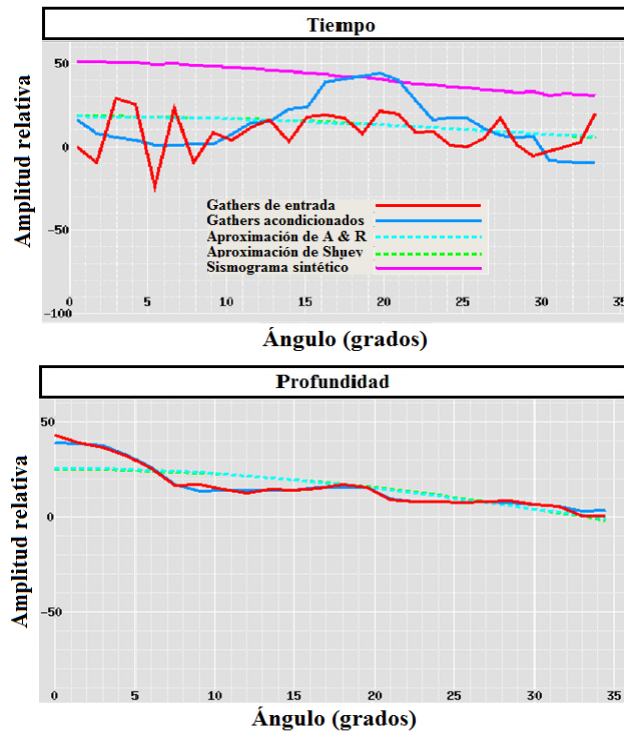


Figura 73. Curva AVO del reflector P3 correlacionado con AR5 en tiempo y profundidad

La respuesta AVO obtenida representa un valor de incidencia normal positivo con gradiente negativo. Como se puede observar en las figuras anteriores el máximo ángulo de incidencia para la zona de interés es de 35°. Para los primeros 5° (*offsets* cercanos) se presentan anomalías de amplitud, por lo que se define un rango de ángulos de 5° a 35 para los apilados parciales de los datos con un solape de 5°.

Para el apilado de ángulos cercanos se utilizó un intervalo de 5°-15°, mientras que para ángulos medios de 10°-25° y para ángulos lejanos de 20°-35°. En la figura 74 se muestran secciones de los mismos en tiempo y en profundidad, correspondientes a la inline 1771, donde se puede observar la diferencia en el comportamiento de las amplitudes entre los apilados parciales de ángulos cercanos y lejanos, resultando de interés la zona señalada, ya que en el apilado parcial de ángulos lejanos se observa la variación en la forma de los reflectores con una disminución de frecuencia que causa un efecto aparente en las respuestas de las amplitudes en los eventos de polaridad positiva (color azul), es notable que a medida que se incrementan los ángulos en el apilado se hace más evidente la localización de la anomalía. Esta anomalía puede estar relacionada a fluido de interés, por otro lado, este comportamiento también puede observarse en los apilados parciales en el dominio del tiempo pero ésta respuesta se destaca mucho mejor en el dominio de la profundidad.

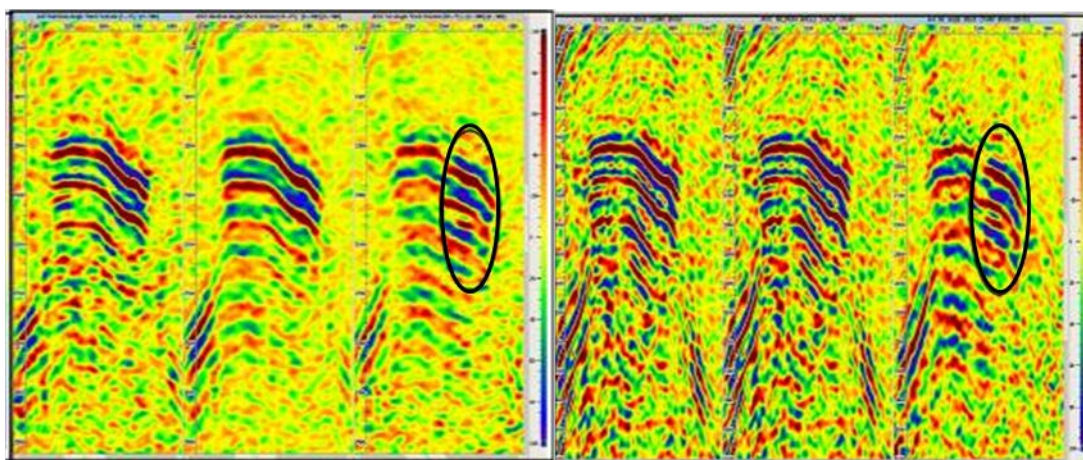


Figura 74. Apilados parciales angulares en profundidad (izquierda) y en tiempo (derecha)

A continuación se muestran los resultados y análisis en función a los reflectores sísmicos relacionados a las arenas AR1 y AR3 mostrados en la figura 75 que serán llamados evento P1 y P2, ya que la AR5 presenta el mismo comportamiento AVO como se pudo observar en las figuras anteriores.

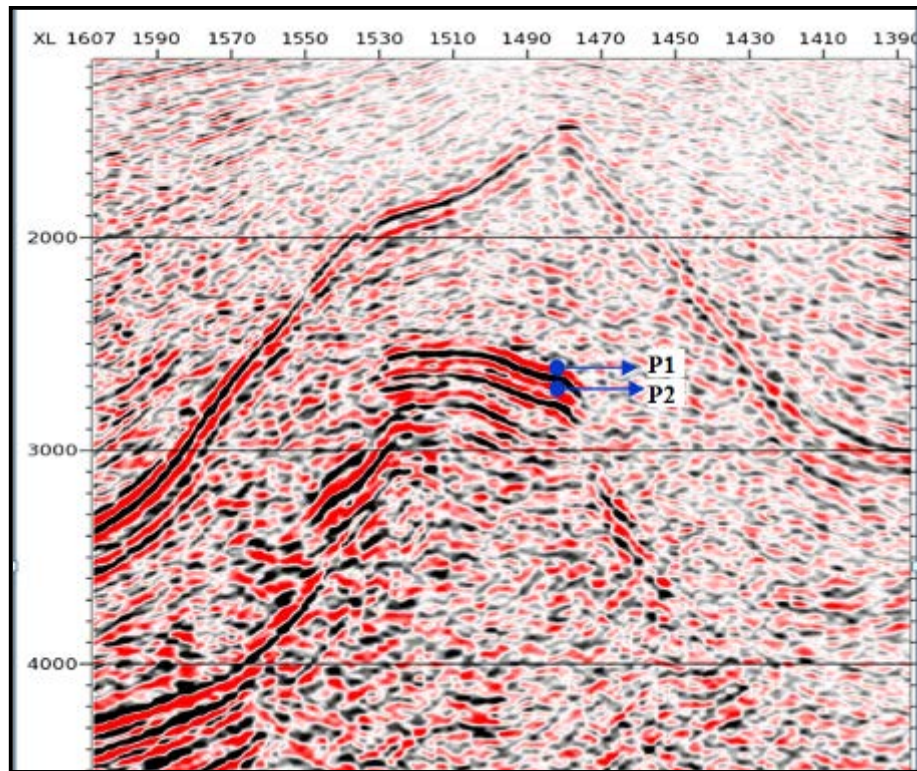


Figura 75. Sección sísmica donde se indican los reflectores en estudio

5.6.1 Gradiente e intercepto

El *crossplot* realizado a partir de las trazas sintéticas AVO correspondientes al pozo M64 se muestra en la figura 76, donde se puede observar que los datos presentan una tendencia de fondo, la cual fue excluida de los valores de interés a través de la elipse, mientras que los puntos considerados anómalos, los cuales se alejan de la tendencia se encuentran externos a la misma y se clasificaron por cuadrantes según el valor de gradiente e intercepto. Al ser proyectados sobre las trazas se pudo identificar que los valores correspondientes a intercepto positivo y gradiente negativo representados por

el color fucsia corresponden a los eventos relacionados a las arenas de interés como se puede observar en la figura 77, donde a su vez se muestra la ondícula extraída de la sísmica y el registro litológico con los topes geológicos de interés correspondientes a las arenas de Misoa, coincidiendo efectivamente con la respuesta AVO de los reflectores. Cabe destacar que el estudio está limitado a las arenas correspondientes con los topes B-0, B-1 y B-2 ya que se encuentran dentro de la resolución vertical de la sísmica y pertenecen a Misoa B superior.

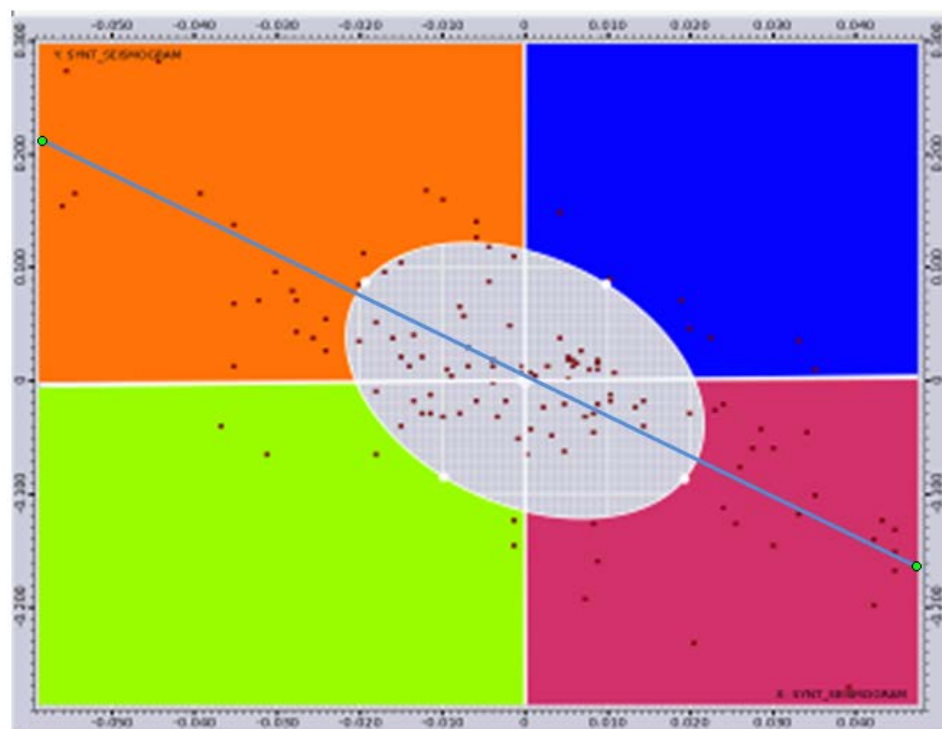


Figura 76. Crossplot de las trazas sintéticas AVO gradiente e intercepto

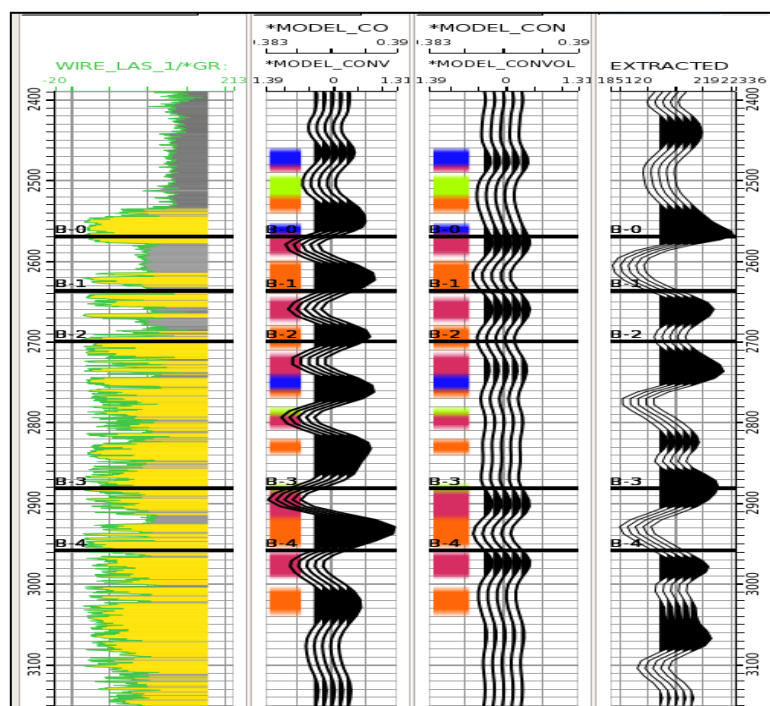


Figura 77. Anomalías AVO en correlación con los eventos de interés

Los *crossplot* correspondientes a cada evento tanto en tiempo como en profundidad se muestran en las figuras 78, 79, 80 y 81. En cada *crossplot* se graficó la tendencia de fondo, la cual fue calculada respecto a un área mayor a la del yacimiento como se muestra en el capítulo anterior, a partir de la cual se definió el comportamiento anómalo de los datos. De manera general, puede observarse la diferencia en el comportamiento de los datos en cada dominio, en el caso del ángulo local los datos presentan una distribución con menos dispersión, focalizando las anomalías.

Al proyectar el *crossplot* del evento asociado a AR1 sobre los mapas de cada atributo en tiempo, se observa que las anomalías de interés correspondientes a valores de intercepto positivo y gradiente negativo se relacionan con las zonas donde se encuentran ubicados los pozos M64 y M18 (figura 78 y figura 79) sin embargo para éste último la respuesta no es clara ya que se superpone una anomalía correspondiente a intercepto y gradiente positivo, en cambio, en profundidad se define la anomalía de interés de manera puntual con respecto al pozo M18.

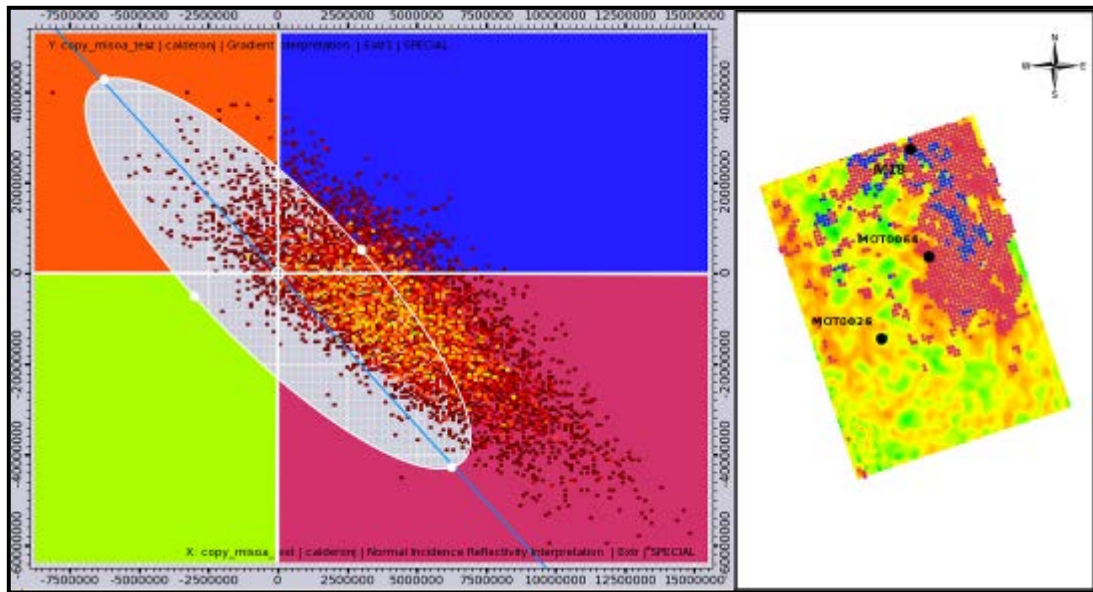


Figura 78. *Crossplot* gradiente e intercepto en tiempo para P1

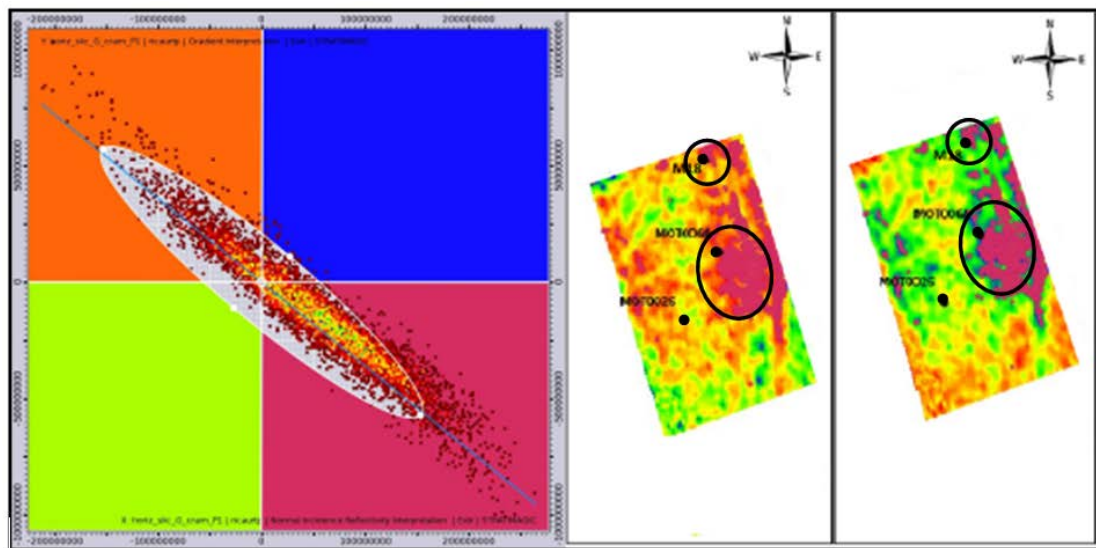


Figura 79. *Crossplot* gradiente e intercepto en profundidad para P1

Para el *crossplot* del evento correspondiente a AR3, se puede observar que la anomalía de interés está asociada a la ubicación del pozo M64 y a la zona SE de la misma (figura 80), lo cual también se presenta en profundidad, sin embargo, en este dominio la anomalía se puntualiza delimitando de mejor manera la anomalía asociada al pozo M64 y una posible zona de interés señalada en el círculo blanco (figura 81).

Mientras que en el pozo M18 no se presentan las anomalías de interés, lo que quizás implique que a este nivel en el pozo no se encuentre un intervalo con las características de interés.

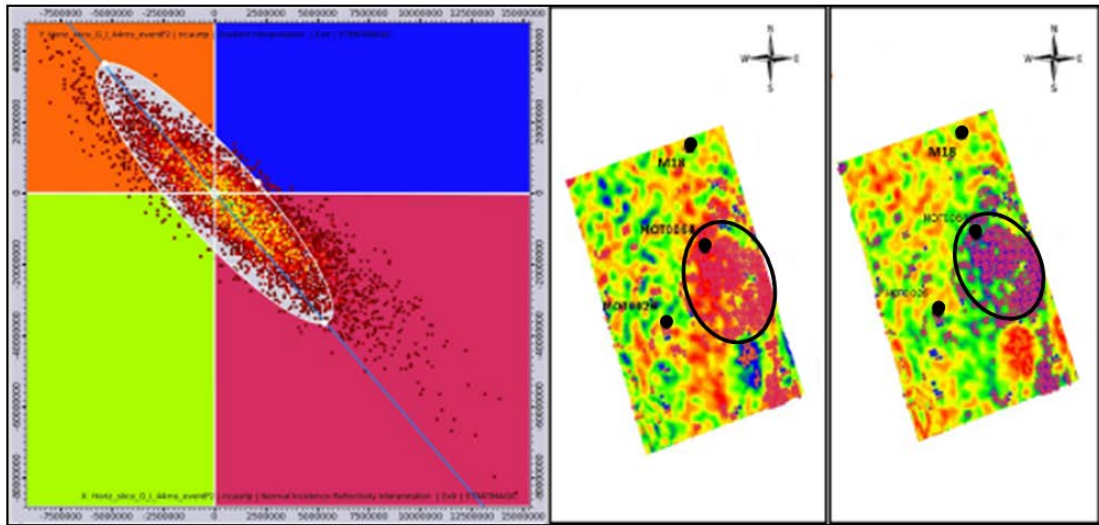


Figura 80. Crossplot gradiente e intercepto en tiempo para P2

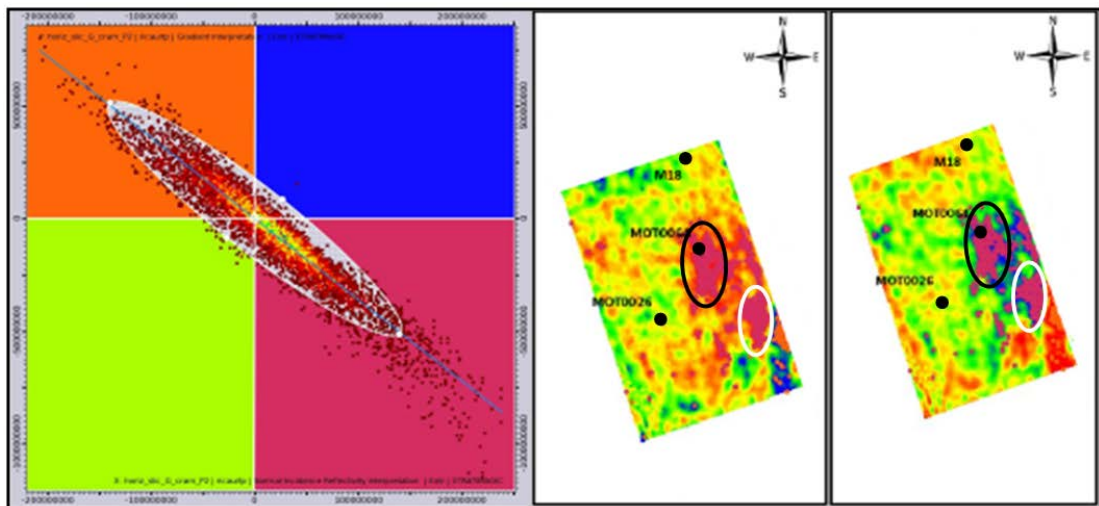


Figura 81. Crossplot gradiente e intercepto en tiempo para P2

5.6.2 Apilados parciales

El *crossplot* entre el apilado cercano y lejano en tiempo y en profundidad para el intervalo de interés se muestra en la figura 82, al proyectar los datos que se alejan de la tendencia central en la sección sísmica (figura 83), se puede observar la distribución de las anomalías a lo largo de los reflectores, en este caso, las anomalías relacionadas a los eventos de interés en la posición del pozo corresponden con los colores azules. La tendencia de los datos varía, en el *crossplot* de los datos en profundidad se tienen anomalías (señaladas en el círculo rojo) que en tiempo no se presentan, estas diferencias en la definición de las amplitudes al aplicar relaciones entre estos apilados pueden influir en la la respuesta de información de interés en un dominio con respecto al otro.

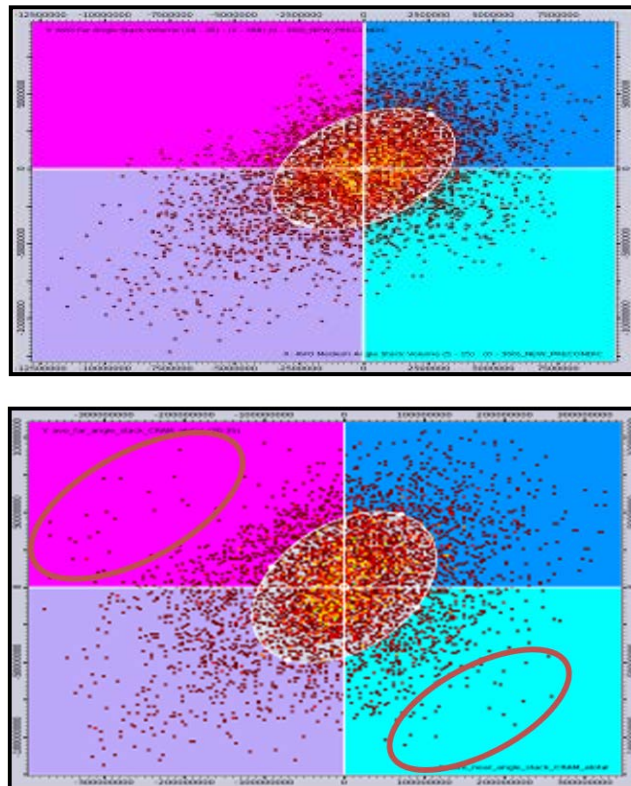


Figura 82. Crossplot far vs near en tiempo (arriba) y en profundidad (abajo)

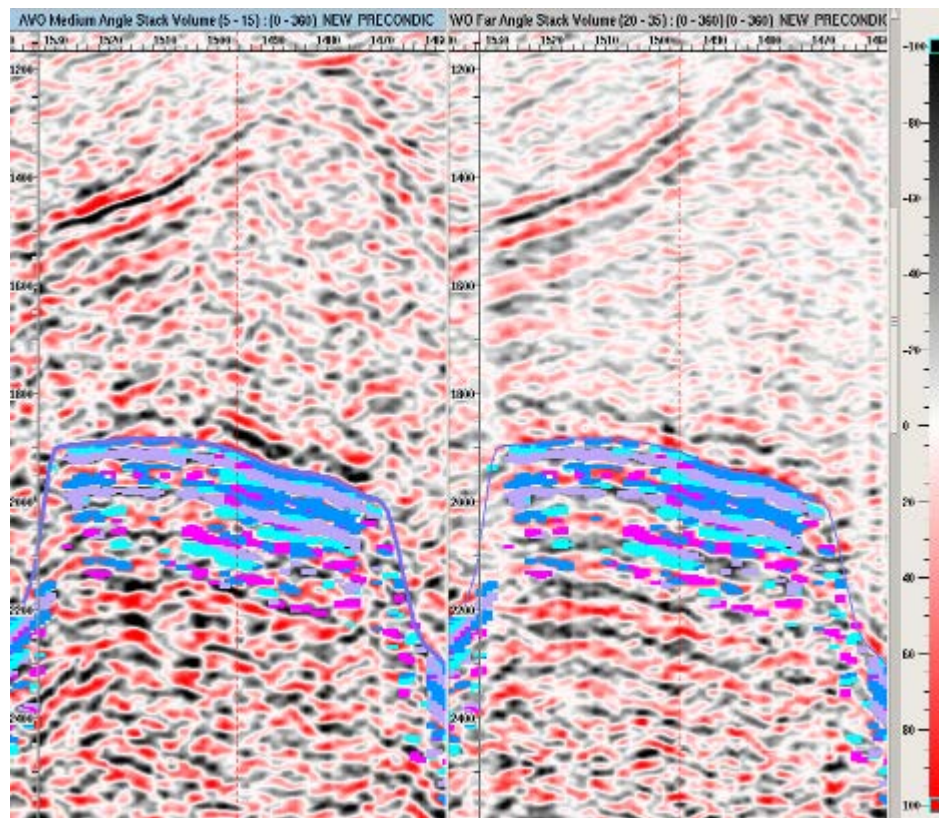


Figura 83. Anomalías proyectadas en la sección sísmica

La diferencia entre el apilado parcial lejano y cercano en tiempo (a la derecha) y en profundidad (a la izquierda) se muestra a través de secciones correspondientes a la inline 1771 (figura 84), en profundidad (dominio del ángulo local) se resaltan anomalías de amplitudes positivas en el área del yacimiento, respuesta que no se aprecia de tal manera en el dominio de tiempo, donde apenas se logra producir la respuesta. En la zona donde se presentan parte de éstas anomalías se encuentra el pozo M64, como puede observarse los topes geológicos de las arenas B-0, B-1 y B-2 coinciden con las mismas, es importante recordar que estos topes están relacionados con las arenas asociadas a hidrocarburo identificadas inicialmente en el pozo, por lo que puede inferirse que posiblemente estas anomalías de amplitudes están asociadas con la presencia de hidrocarburo.

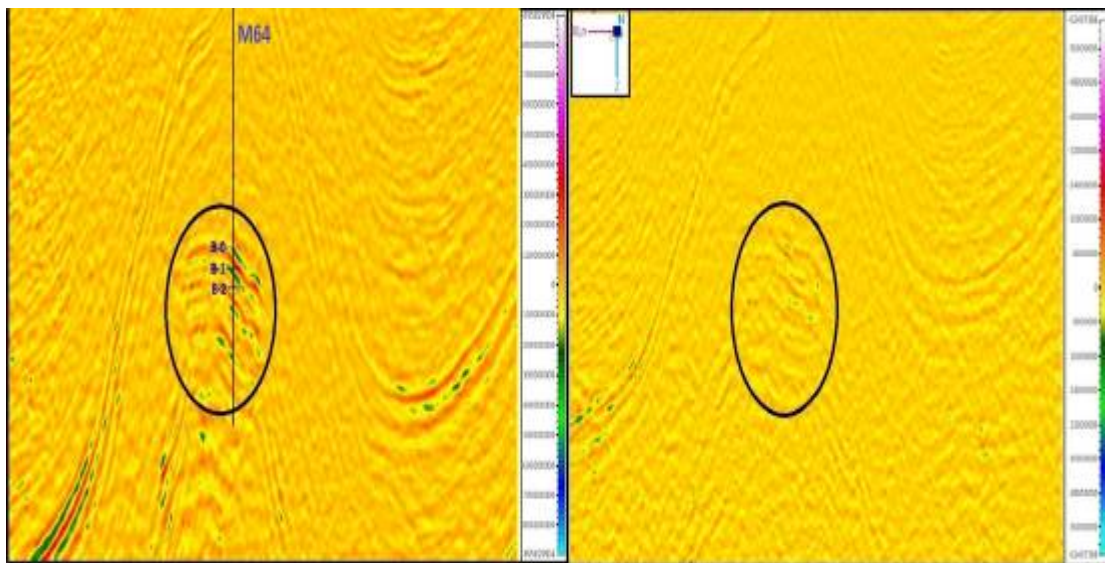


Figura 84. Diferencia entre apilado lejano y cercano en profundidad (izquierda) y en tiempo (derecha)

Al identificar estas anomalías de amplitudes se realizó la combinación de éste volumen con el de factor fluido (figura 85), se puede observar que las zonas de las anomalías corresponden con valores negativos de factor fluido; es conocido que el factor de fluido es igual a cero cuando se trata de rocas saturadas con agua y que los valores son distintos de cero cuando se trata de rocas que contienen hidrocarburos. Con base a éste comportamiento, se pueden señalar dos zonas de posible interés (círculo azul), cabe destacar que una de ellas se encuentra fuera del área del yacimiento, por lo tanto no hay pozos que atraviesen la misma.

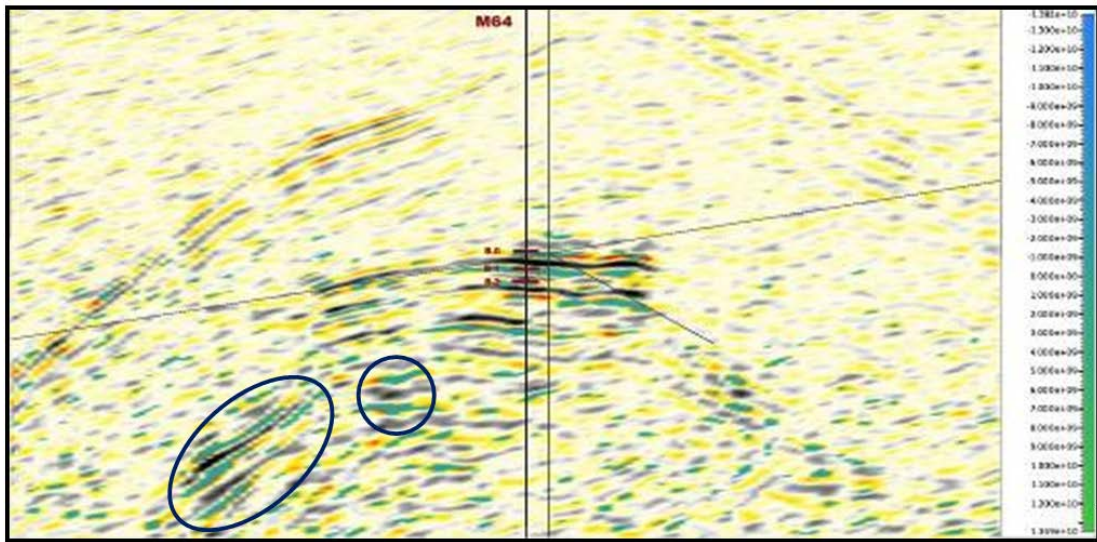


Figura 85. Combinación del volumen de amplitud con el volumen de factor fluido en profundidad

Con el fin de conocer la extensión de la anomalía de amplitud se extrajo el geocuerpo asociado a la misma en el nivel correspondiente a B-0 ó AR1, la cual puede observarse en la figura 86 (proyección 3D en el plano), donde el color verde representa la respuesta de factor fluido y el naranja la anomalía de amplitud, a la izquierda se muestra respecto a la sección sísmica correspondiente a la ubicación del pozo M64, donde se observa que está limitada lateralmente al domo posiblemente por el elemento estructural presente (falla), mientras que a la derecha se puede observar su dimensión y extensión areal.

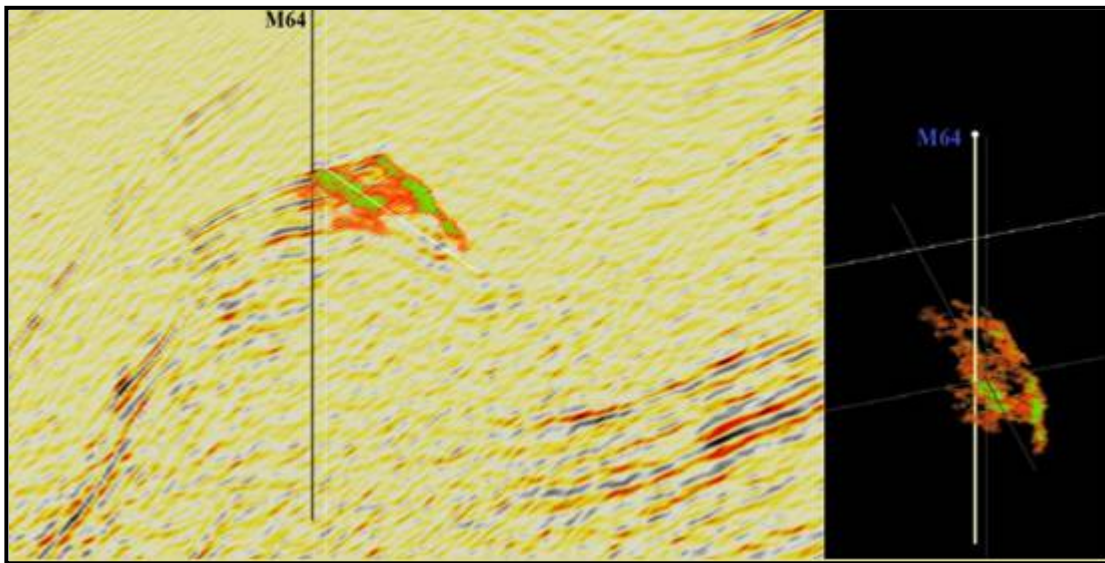


Figura 86. Geocuerpo de la anomalía de amplitud en el evento P1

En la figura 87 se presenta la vista en planta de la combinación del volumen de datos migrados preapilamiento en el dominio del ángulo común con el volumen de factor fluido para el intervalo de interés (a la izquierda), donde se resaltaron las anomalías de amplitudes identificadas de interés (positivas) en el área aplicando opacidad. Se pueden observar las anomalías que resaltaron en la relación entre los apilados cercano y lejano y su proyección 3D sobre la sección sísmica (a la derecha), a su vez la imagen a la derecha permite observar que la zona de interés prospectivo mencionada anteriormente (anomalía izquierda) se encuentra en un bloque delimitado por dos fallas, que pueden haber formado una trampa estructural.

En la figura 88 se comparan las respuestas de las amplitudes sísmicas positivas entre el volumen migrado en el dominio del ángulo local (a la izquierda) y el volumen migrado en tiempo (a la derecha), donde se puede observar la diferencia en el carácter de las mismas, existiendo una mejor definición de anomalías en el dominio de la profundidad.

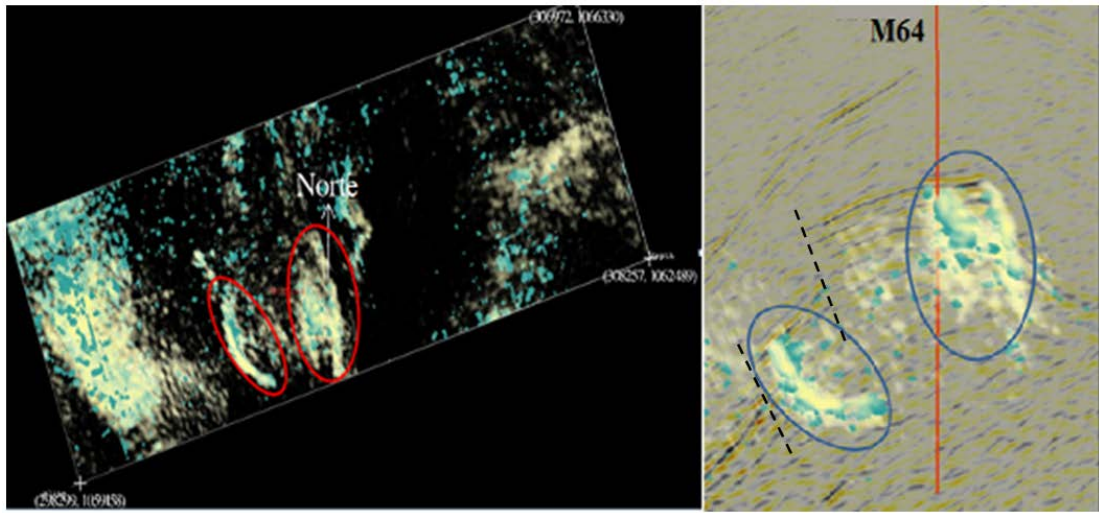


Figura 87. Combinación de las anomalías de amplitud con el factor fluido aplicando opacidad

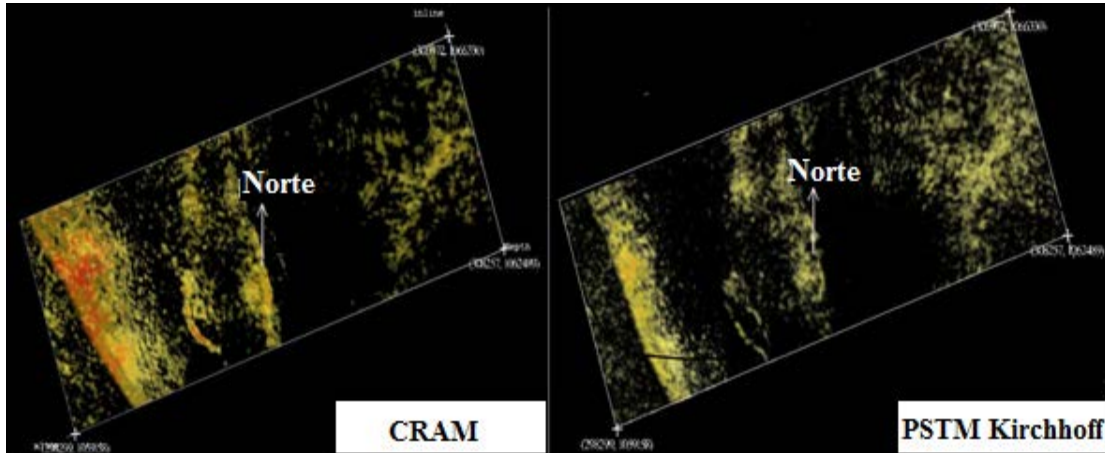


Figura 88. Comparación de las amplitudes en CRAM y en PSTM Kirchhoff

5.6.3 Mapas de atributos AVO y atributos sísmicos

En los *horizon slice* de los atributos gradiente (figura 89) e intercepto (figura 90) del evento P1, tanto en tiempo como profundidad, se puede observar que la respuesta AVO de las arenas con hidrocarburo correspondiente a valores de gradiente negativo e intercepto positivo abarca la zona donde se ubica el pozo M64 y al S-SE del mismo, como a su vez se pudo observar a través de los *crossplots* tanto para este evento como para el evento P2 y P3, calibrando con la respuesta sintética del pozo. Sin embargo, para el evento P1 en profundidad la respuesta AVO de interés también se define en el

pozo M18, lo que posiblemente indica que a este nivel en el pozo exista algún intervalo de interés.

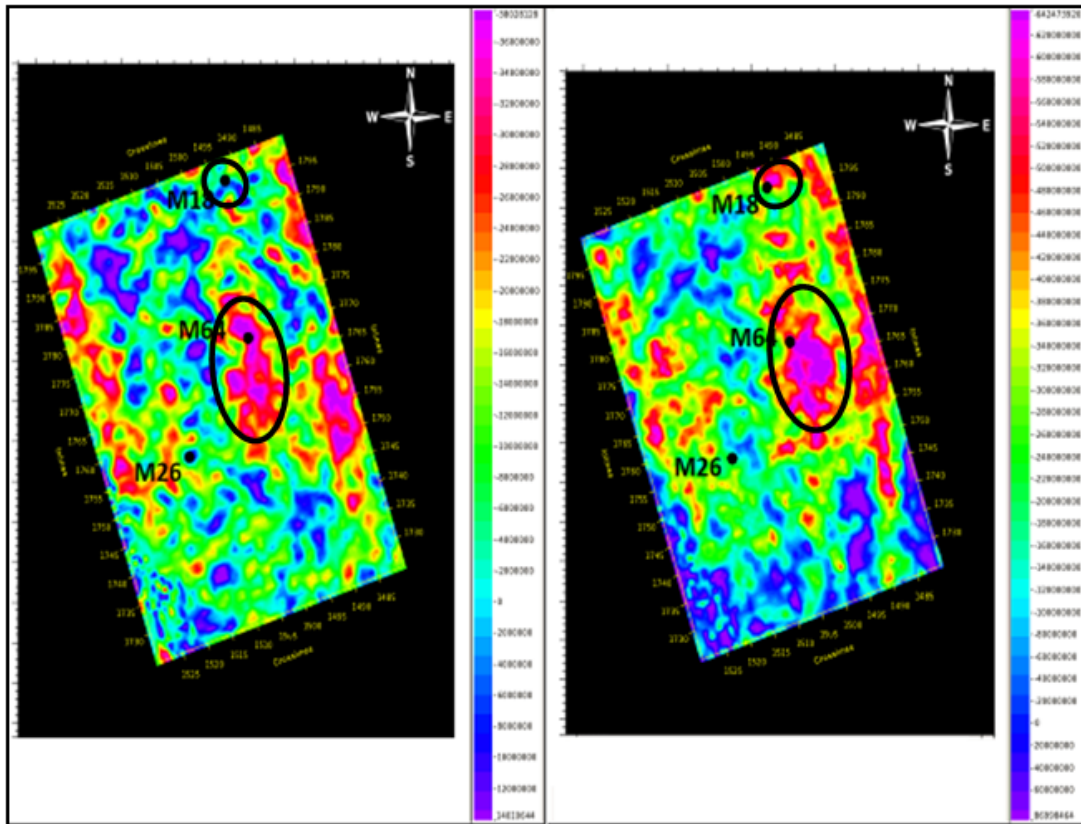


Figura 89. *Horizon slice* de atributo gradiente en tiempo (a la derecha) y en profundidad (a la izquierda)

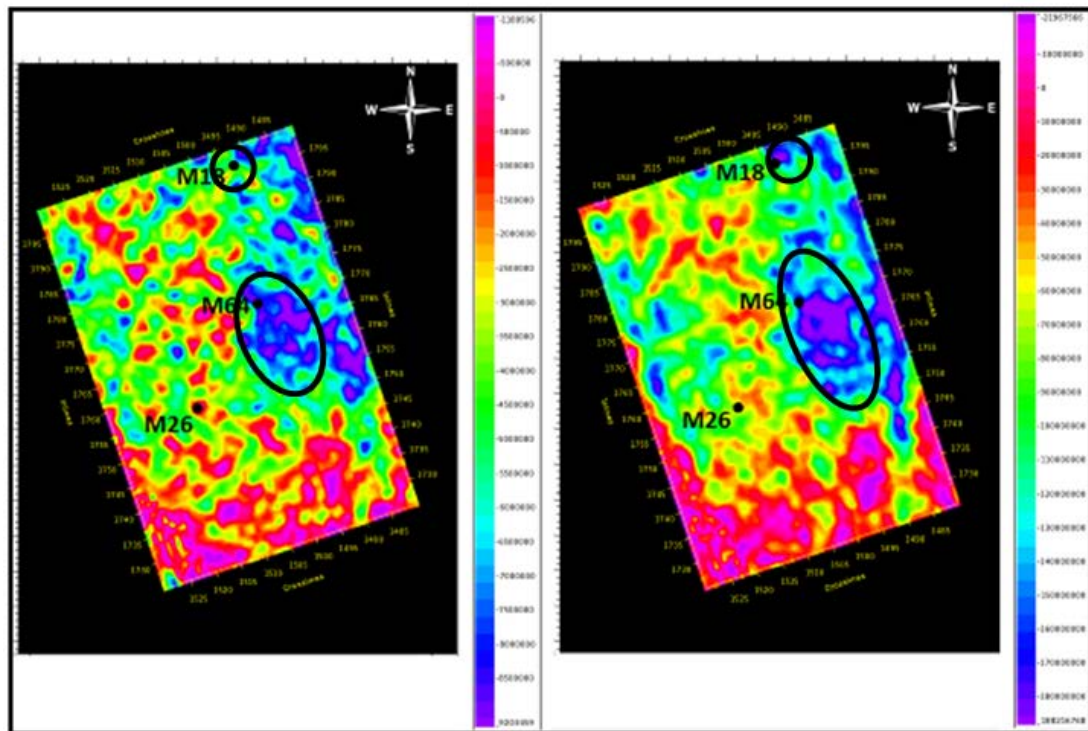


Figura 90. *Horizon slice* de atributo intercepto en tiempo (a la derecha) y en profundidad (a la izquierda)

Al generar los *horizon slice* de amplitud para el evento P1 (figura 91) estos presentan la misma tendencia en tiempo y en profundidad, sin embargo en profundidad las anomalías de amplitudes positivas parecen definirse en dos áreas en comparación con tiempo y existe una mejor correlación de la misma con la ubicación los pozos M64 y M18. En la zona sur del mapa correspondiente a bajas amplitudes, el reflector no se encuentran bien definido ocasionando un comportamiento caótico. En la ubicación del pozo M26 se observa una anomalía de amplitud negativa y en el mapa de gradiente e intercepto no hay una respuesta AVO de interés asociada, por lo que posiblemente no se presente un intervalo de interes para este nivel, sin embargo según los *crossplot* de gradiente e intercepto de los eventos estudiados (P1, P2 y P3) no se presentan anomalías AVO de interés asociadas a la ubicación de éste pozo, por lo que quizás pueda representar un pozo delimitante en el área del yacimiento.

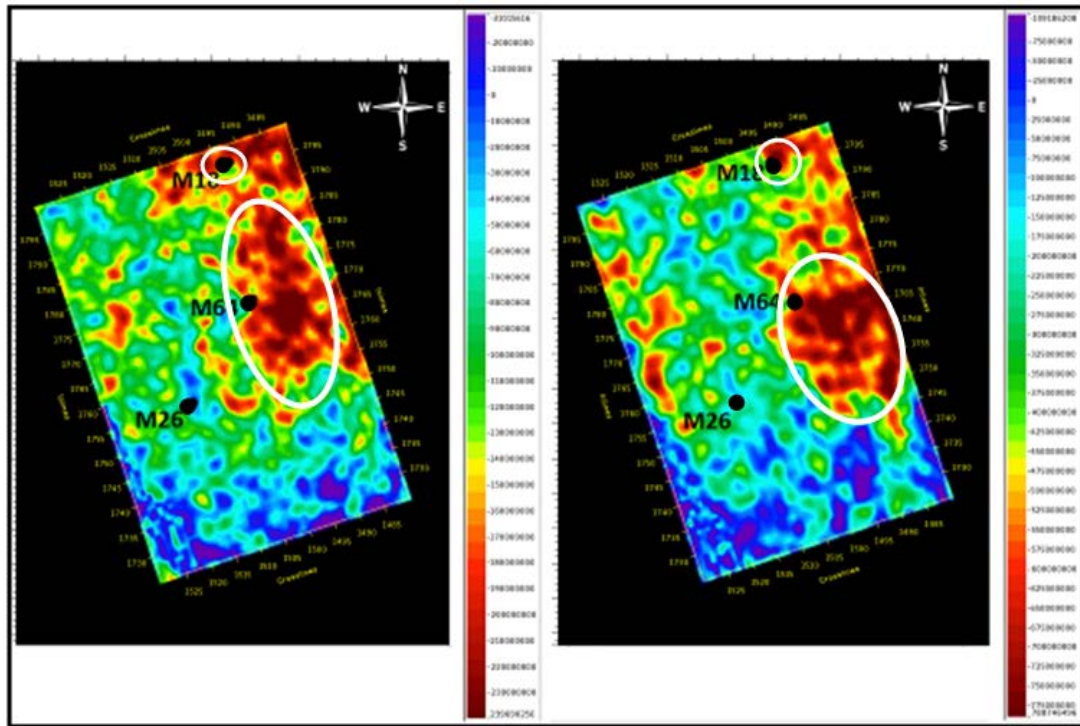


Figura 91. *Horizon slice* de amplitud en tiempo (a la derecha) y en profundidad (a la izquierda)

Los mapas del atributo fuerza de reflexión (figura 92) presentan la misma anomalía de amplitud, sin embargo se puede observar la variación en la intensidad de la reflexión, permitiendo identificar diferencias en el comportamiento de la anomalía de amplitud, en el dominio en tiempo los mayores valores de amplitud se encuentran en la zona NE mientras que en profundidad esta respuesta puntualiza en la zona señalada (circulo negro), la cual se asocia al cambio en la forma del reflector que puede observarse en la figura 93, donde se muestra la proyección del *horizon slice* sobre la sección sísmica, en la *inline* mostrada en este caso la variación de la forma en el reflector no es tan marcada como en tiempo. Los valores medios de amplitud (colores amarillo-naranja) corresponden con las ubicaciones de los pozos M18 y M64 en ambos dominios.

Al comparar los mapas de gradiente e intercepto con el *horizon slice* de amplitud y el atributo sísmico envolvente de la señal o fuerza de reflexión correspondiente al

mismo evento o reflector P1 se pudo identificar que efectivamente las zonas con la respuesta AVO de interés corresponden con anomalías de amplitud positiva en el área del yacimiento, por lo que éstas anomalías representan una respuesta asociada a posibles zonas prospectivas en el campo.

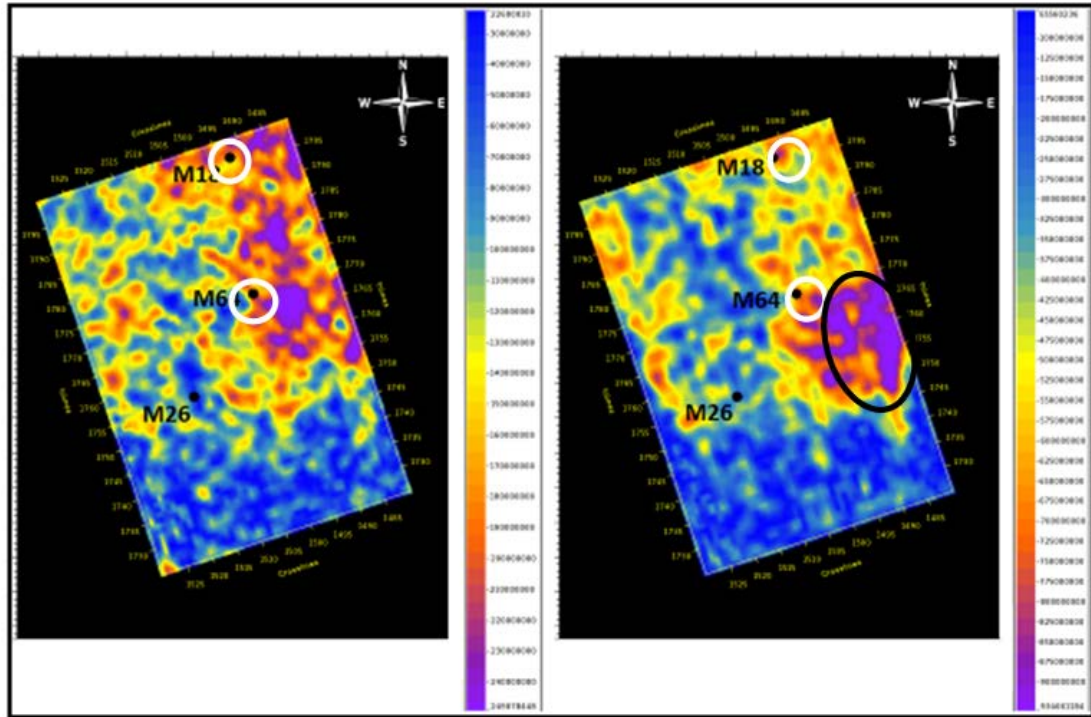


Figura 92. Envoltura de la señal reflexión en tiempo (a la derecha) y en profundidad (a la izquierda)

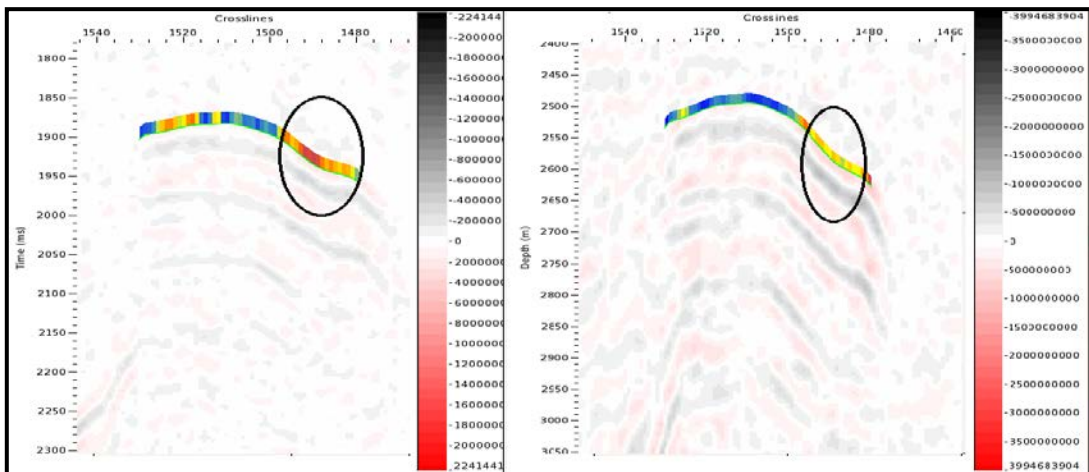


Figura 93. Proyección del *Horizon slice* del atributo fuerza de reflexión sobre el evento

CAPÍTULO VI

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

- El análisis de amplitudes sobre datos sísmicos 3D migrados antes de apilamiento en profundidad en el dominio del ángulo de reflexión común permitió establecer dos áreas de interés prospectivo de acuerdo con las respuestas de anomalías de AVO, atributos de amplitud y apilados parciales en yacimientos del campo Motatán al occidente de Venezuela.
- La metodología aplicada en la construcción del modelo de velocidades interválicas basada en el método de enfoque a través de la migración preapilamiento en profundidad, en este caso haciendo uso de la PSDM Kirchhoff, constituye una herramienta eficaz para obtener modelos de velocidades con alta certidumbre sin tener un conocimiento *a priori* de la estructura o contar con horizontes geológicos. Sin embargo la misma tiene dificultades en zonas donde la calidad del dato es baja y sus diversas iteraciones implican un tiempo considerable en el procesamiento.
- El modelo de velocidades interválicas obtenido a través de la PSDM Kirchhoff representó satisfactoriamente la estructura geológica del subsuelo y las variaciones de velocidad en el medio, presentando una zona de inversión de velocidades correspondiente a la formación de Paují, lo cual se ajusta a las velocidades presentes en los pozos del área.
- Los CRP *gathers* migrados obtenidos a partir de la PSDM Kirchhoff presentaron eventos planos, lo que indica una buena corrección de la *moveout* residual de los reflectores, dando un nivel de certidumbre al modelo de velocidades interválicas final obtenido.

- El modelo de velocidades interválicas obtenido se utilizó en la migración antes de apilamiento en profundidad en el dominio del ángulo de reflexión común (CRAM) produciendo una mejor calidad de la imagen sísmica si se compara con la migración preapilamiento en profundidad de Kirchhoff.
- La comparación entre cortes en profundidad permitió identificar que la migración en el dominio del ángulo de reflexión común (CRAM) presenta una mayor continuidad de los eventos y una mejor definición de las amplitudes en el domo que la migración preapilamiento en profundidad de Kirchhoff.
- La migración en profundidad (CRAM) logró resolver los altos buzamientos asociados al domo, definiendo con mayor continuidad el reflector correspondiente a la discordancia del Eoceno en comparación con la PSTM Kirchhoff, por lo tanto en éste dominio se reconstruyen buzamientos que en el dominio en tiempo presentan menor relación señal – ruido.
- La migración preapilamiento en profundidad desplaza las estructuras en comparación con el dominio de tiempo al considerar los contrastes laterales de velocidades en el área, cambiando la configuración de la imagen sísmica obtenida en el dominio de tiempo. En este sentido, se considera que la imagen sísmica producto de la migración preapilamiento en profundidad representa una imagen más real del subsuelo.
- A través de la calibración sísmica-pozo se pudo correlacionar los intervalos de interés AR1, AR3 y AR5 asociados a respuesta de hidrocarburos (petróleo) que podían ser resueltos por la sísmica según la resolución vertical con los reflectores en el área del yacimiento y así generar los *gathers* sintéticos AVO que permitieron evaluar la respuesta AVO de los eventos de interés.

- Las curvas AVO de los reflectores sísmicos de interés (P1, P2 y P3) presentaron para *offsets*/ángulos cercanos amplitudes positivas que van disminuyendo con el incremento del *offset*/ángulo tanto en tiempo como en profundidad, coincidiendo con la respuesta AVO predicha por el pozo, lo que permite afirmar que la relatividad de las amplitudes se conserva posterior a la migración como es descrito para la migración en el dominio del ángulo de reflexión común (CRAM).
- A partir del *crossplot* de las trazas sintéticas AVO gradiente e intercepto se pudo identificar que los eventos de interés presentan valores de intercepto positivo y gradiente negativo. Al generar los *crossplot* para los eventos de interés a partir de los datos sísmicos, las anomalías AVO de interés correspondían con la ubicación del pozo M64, calibrando con la respuesta sintética.
- La diferencia entre el volumen del apilado lejano y cercano en el dominio del ángulo de reflexión común resaltó en el área del yacimiento anomalías de amplitudes positivas, que corresponden con la ubicación del pozo M64 y los marcadores B-0, B-1 y B-2 relacionados a las arenas con hidrocarburos, dicha respuesta no se define de tal manera en el dominio en tiempo. Estas anomalías coinciden con las identificadas a través de la comparación entre las secciones de los apilados parciales angulares, donde la localización se define a medida que se incrementan los ángulos en el apilado (lejano).
- En las zonas donde se presentaron las anomalías de amplitudes se tienen valores negativos del atributo AVO factor fluido. Considerando esta relación y que las anomalías coinciden con las arenas de interés, se identificaron dos zonas de interés prospectivo, una de ellas ubicada fuera del área del yacimiento en un bloque delimitado por dos fallas, que pueden haber formado una trampa estructural.

- Las amplitudes sísmicas asociadas a las anomalías de interés (positivas) presentan diferencias en su carácter al comparar el volumen migrado en el dominio del ángulo local y el volumen migrado en tiempo, existiendo una mejor definición de anomalías en profundidad.
- A través de los *horizon slice* de amplitud de la sísmica, atributos AVO gradiente e intercepto y el atributo sísmico envolvente de la señal, se identificó que la respuesta AVO asociada a los eventos de interés corresponden con anomalías de amplitud positiva en el área del yacimiento, por lo que ésta relación puede representar una respuesta asociada a posibles zonas prospectivas en el campo.
- De acuerdo con los resultados obtenidos, se recomienda realizar la migración antes de apilamiento en profundidad en el dominio del ángulo de reflexión común a todo el volumen sísmico del campo Motatán con la finalidad de establecer zonas de interés prospectivo a través del estudio de amplitudes en el dominio de la profundidad.
- Se recomienda realizar la evaluación petrofísica para los pozos M18 y M26, ya que para el pozo M26 en los diferentes eventos no se presentó la respuesta AVO ni de amplitud de interés, mientras que para el pozo M18 en el evento P1 en profundidad se define la respuesta AVO de interés, sin embargo, en el dominio en tiempo no se presenta.
- Se recomienda realizar un modelado AVO en el yacimiento que permita estudiar las variaciones de las amplitudes sísmicas a partir de parámetros y condiciones conocidas en la zona para distintos escenarios donde la roca se encuentre saturada con diferentes tipos de fluido, siendo de interés en este caso el petróleo.

REFERENCIAS

- Aki K y Richards P. (1980). *Quantitative Seismology, Theory and Methods*. Volume 1. W.h. Freeman and Company.
- Albertin, U., Kapoor, I., Randall, R., Smith, M., Brown, G. y Sonfleris, C. (2002). La era de las imágenes en escala de profundidad. *Oilfield Review*.
- Audemard, F. (1991). *Tectonics of western Venezuela*. Trabajo Especial de Grado para optar al Título de Doctor en Filosofía. Universidad de Rice. Houston, Texas.
- Audemard, F. (2002). Ruptura de los grandes sismos históricos de los siglos XIX y XX revelados por la sismicidad instrumental contemporánea. *Memorias XI Congreso Venezolano de Geofísica*, 17-19 de noviembre. Caracas, Venezuela.
- Bacon, M., Simm, R. y Redshaw, T. (2003). *3-D Seismic Interpretation*. Cambridge University Press. p. 84 – 101.
- Baina, R., Thierry, P., and Calandra, H. (2002). *3D preserved-amplitude prestack depth migration and amplitude versus angle relevance*. The Leading Edge. 21:12,1237-1241.
- Bancroft, J., y Feng, H. (2006). *AVO principles, processing and inversion*. CREWES Research Report ,(18)
- Beydoun, W., Jin, S., y Hanitzsch, C. (1994) AVO migración e inversión: ¿Son conmutables?. Programa Técnico SEG Ampliado Abstracts 1994: p. 952-955.
- Biondi, B. L. (2004). *3D Seismic Imaging*. Investigations in Geophysics. No. 14.
- Biondi, B. L (2007). *Concepts and Applications in 3D Seismic Imaging*. SEG Distinguished Instructor Series. No.10.
- Borges, J. (2013). Generación de un volumen de geopresiones del campo Franquera, estado Trujillo. Trabajo de grado De Geofísica. Universidad Central de Venezuela.
- Bortfeld R. (1961). *Approximation to the reflection and transmission coefficients of plane longitudinal and transverse wave*. *Geophys. Prosp.*, 9, 485-502.
- Bueno E. (1996). Superposed structural styles of the Maracaibo basin, Venezuela”. Third ISAG, Vol.17. St Malo. France.

Brandsberg-Dahl, S., de Hoop, M. V., and Ursin, B. (1999). *Velocity analysis in the common scattering-angle/azimuth domain*. In Expanded Abstracts, p .1715-1718. Society Exploration Geophysics.

Brown, A. (2004). Interpretation of three-dimensional seismic data. 6th Ed. AAPG Memoir No.42. SEG investigations in Geophysics, No.9

Cabrera, L. y Otero, S. (2012) Interpretación sísmica estructural 3D semiregional de las áreas Ceuta, Framolac, Barúa y Motatán; cuenca de Maracaibo. Trabajo de grado de Geofísica. Universidad Central de Venezuela

Canning y Gardner (1997) *Reducing the acquisition footprint for 3D DMO and 3D pre-stack migration*. Geophysics, 3, p.1177-1183.

Castagna, J. (1993). *Offset-dependent Reflectivity: Theory and Practice of AVO Analysis*. Society Exploration Geophysicists.

Castagna, J.P. Batzle, M.L. and Eastwood, R.L. (1985). *Relationships between compressional-wave and shear-wave velocities in clastic silicate rocks*. Geophysics 50, 571-581.

Chopra, S. y Marfurt, K. (2007). *Seismic Attributes for Prospect Identification and Reservoir Characterization*. Series N° 11. Stephen J. Hill. 73 – 110pp.

Clayton, R. W., and Stolt, R. H.(1981). *A Born-WKBJ inversion method for acoustic reflection data*: Geophysics, 46, 1559-1567.

Cordero, V. (2006). Modelado y procesamiento sísmico de registros VSP para los pozos FRA-1X y MOT-64X. Trabajo de grado de Geofísica. Universidad Simon Bolivar.

Cova, R., Andara, E y Ovalles A. (2008). Procesamiento y migración en tiempo del merge pre-apilamiento del área Ceuta-Tomoporo. PDVSA-INTEVEP, Los Teques.

De Hoop, M., Burridge, R., Spencer, C., and Miller, D. (1994) *GRT/AVA migration/inversion in anisotropic media*, volume 2301, pages 15-27. SPIE-The International Society of Optical Engineering.

De Toni, B., Loureiro, D., Colletta, B., Roure, F., Guo, Y., y Marquez, C. (1994). Análisis Geológico Integrado de las Cuencas de Barinas y Maracaibo. Síntesis Estructural. N° de informe: INT-0296A4. Los Teques: PDVSA Intevep

Delgado, M. y Martínez, A. (1997). *Modelo Estratigráfico y Sedimentológico de las Areniscas B-Superior (B-4). Formación Misoa, Área 8 Sur. Campo Ceuta-Tomoporo, Maracaibo, Venezuela, Febrero 2000, IT-OC-2000-305.LL*

EGEP. Consultores S.A (1989). *Compendio de Historia y Diagramas Mecánicos Campo Barúa-Motatán. Maraven S.A. Informe Técnico. EPC-12679.*

Fugro-Jason (2008). *Wavelet Estimation: Best Practices.*

Galea, F. (1989). Microfacies, edad y ambiente de sedimentación de la formación La Luna, FlancoNorandino, Venezuela. En Spalletti, L.A. (Editor). *Contribuciones de los Simposios sobre el Cretáceo de América Latina, Parte A: Eventos y registro sedimentario. Cent Inv. Geol. Univ. La Plata, Argentina: 57-63*

González de Juana, C; Iturralde, J. y Picard, X. (1980). *Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas. Tomo II, Ediciones FONINDES, Caracas-Venezuela.*

Guo, N. y Fagin, S. (2002a). *Becoming effective velocity-model builders and depth imager, Part 1-The basics of prestack depth migration.* The Leading Edge, Vol. December 2002.

Guo, N. y Fagin, S. (2002b). *Becoming effective velocity-model builders and depth imager, Part 2-The Basics of velocity-model building, examples and discussions.* The Leading Edge, Vol. December 2002.

Koren Z., Xu S., y Kosloff D. (2002) *Common reflection angle migration. EAGE 64th Conference & Exhibition.* Florencia, Italia. 27 - 30 May.

Koren, Z., I. Ravve, A., y Kosloff, D. (2007) *Local angle domain in seismic imaging. Presented at the 69th Annual International Conference and Exhibition.*

Koren Z., Ravve I., Ragoza E., Bartana A., y Kosloff D. (2008). *Full-azimuth angle domain imaging.* SEG Technical Program Expanded Abstracts 2008: 2221-2225

Liner, Christopher L. (2004). *Elements of 3D Seismology.* Segunda edición, Departamento de Geociencias de la Universidad de Tulsa, Oklahoma, E.E.U.U. 400 – 427pp.

Lugo, J. (1991). *Cretaceous to Neogene tectonic control on sedimentation: Maracaibo Basin, Venezuela.* Tesis doctoral. The University of Texas at Austin, USA.

Lugo, J., Mann, P. (1995) *Jurassic-Eocene Tectonic Evolution of Maracaibo Basin*, Venezuela. AAPG Memoir 62. 699 – 725pp.

MacKay, S., Ramirez H., y San Martin, J. (2006). *Calibrating Prestack Depth Migration Volumes with Well Control*. New Orleans Annual Meeting, Society Exploration Geophysicists.

Manzoni, S. (2001). Secuencia básica de procesamiento de data sísmica para obtener datos finales, orientada a estudiantes de Ingeniería Geofísica: Trabajo Especial de Grado, Universidad Central de Venezuela, Caracas.

Martínez, W. (1996). Interpretación geológica de sismogramas sintéticos. Un ejemplo aplicado al sondeo Rio Segura G-1. Geogaceta 20.

Nolan, C. and Symes, W. (1996). *Imaging in complex velocities with general acquisition geometry*. Technical Report, TRIP, The Rice Inversion Project (Rice University).

Paradigm (S.F). *Earth Domain Imaging (Migrations)* tutorial.

Paradigm (2011). *Weighting Pre-Stack Migration to Correct for Artifacts due to Acquisition Geometry* tutorial.

Paradigm (2012). *AVO theory* tutorial.

Pathak R, Gupta A, Kumar S, Goel R.K y Varadarajan C.M (2013). *Common Reflection Angle Migration for Improved Imaging-A Case Study*. 10th Biennial International Conference & Exposition.

PDVSA INTEVEP (1997). Léxico Estratigráfico de Venezuela. Disponible en: <http://www.pdv.com/lexico/>.

Pineda, H. (2011). Curso Geofísica - Sísmica de reflexión. PDVSA Intevep, Los Teques, Venezuela

Rodríguez, E. (2007). Modelo Sedimentológico y Petrofísico de los Miembros “C-6-X” y “C-7-X” del Eoceno, en el lado deprimido de la falla CLD0050, Campo Bloque VIII, U. E. Centro Sur Lago. Mérida: Universidad de los Andes.

Schneider, W. A. (1978). *Integral formulation for migration in two dimensions and three Dimensions*. Geophysics, 43, 49–76.

Sheriff, R., Geldart, L. (2001). *Exploration Seismology*. Cambridge University Press.

Shuey, R. T. (1985). *A simplification of the Zoeppritz Equations*. Geophysics, (50):4, p.609-614.

Smith, G.C. and Gidlow, P.M. (1987). *Weighted stacking for rock property estimation and detection of gas*. Geophysical Prospecting 35, 993-1014

Stolt, R. H., and Weglein, A. B. (1985). *Migration and inversion of seismic data*. Geophysics, **50**, 2458-2472.

Tearpock, D y Bischque, R. (1991). *Applied subsurface geological mapping*. Prentice May, New Jersey. p. 648.

Urbina, E. (2001). Determinación de registros pseudo sónicos a partir de registros de resistividad en los campos Barúa, Motatán y Tomoporo. Trabajo de grado de Geofísica. Universidad Central de Venezuela.

Vail, P. Mitchum, R., Todd, R. and Sangree, J. (1977) *Seismic stratigraphy and global changes of sea level in C.*, Payton,ed., *Seismic stratigraphy-Application to hydrocarbon exploration*: AAPG, 1977 Methods in Exploration Series 7, p. 55-57.

Velis, D. (2007). *Elastic Impedance*. Reporte DataSeismic Geophysical Services. CONICET y UNLP, p.30.

Vera, O. (2009). *Stratigraphic and sedimentological characterization of the domo sur area, motatan field, venezuela*. Trabajo de maestria. INSTITUTE FRANÇAIS DU PÉTROLE – PDVSA.

Voronoi, G. (1908). *Applications des paramètres continus à la théorie des formes quadratiques. Deuxième Mémoire: Recherches sur les paralléloèdres primitifs*, J. reine angew. math. 143,198-287.

Xu, S., Chauris, H., Lambare', G., and Noble, M. (1998). Common angle image gather: a strategy for imaging complex media. In Extended Abstracts Book, Boussens, p. X012. SEG/EAGE.

Xu, S., Chauris, H., Lambaré, G., and Noble, M. (2001). Common angle image gather: a strategy for imaging complex media. Geophysics in press.

Yilmaz, O. (2008). *Seismic Data Analysis: Processing Inversion and Interpretation of Seismic Data*. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists.