

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

MODELADO SÍSMICO APLICANDO TRAZADO DE RAYOS Y ECUACIÓN DE ONDA ACÚSTICA POR DIFERENCIAS FINITAS EN ZONAS DE GEOLOGÍA COMPLEJA; NORTE DE MONAGAS

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por el Br. Pérez S., Jesús A.
Para optar al Título
de Ingeniero Geofísico

Caracas, 2010

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

MODELADO SÍSMICO APLICANDO TRAZADO DE RAYOS Y ECUACIÓN DE ONDA ACÚSTICA POR DIFERENCIAS FINITAS EN ZONAS DE GEOLOGÍA COMPLEJA; NORTE DE MONAGAS

TUTOR ACADÉMICO: Prof. MSc. Yaraixa Pérez
TUTOR INDUSTRIAL: MSc. Hugo Cerquone

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por el Br. Pérez S., Jesús A.
Para optar al Título
de Ingeniero Geofísico


Caracas, 2010

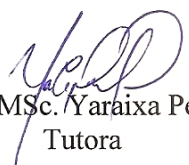
Caracas, noviembre de 2010

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 el Bachiller **JESÚS ALEJANDRO PÉREZ SILVA**, titulado:

“MODELADO SÍSMICO APLICANDO TRAZADO DE RAYOS Y ECUACIÓN DE ONDA ACÚSTICA POR DIFERENCIAS FINITAS EN ZONAS DE GEOLOGÍA COMPLEJA; NORTE DE MONAGAS”

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 el autor, lo declaran APROBADO.


Prof. Ing. Francisco Bolívar
Miembro del Jurado


Prof. MSc. Yaraixa Pérez
Tutora


Prof. Ing. Jesús González
Miembro del Jurado

UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
FACULTAD DE INGENIERIA
ESCUELA DE GEOLOGÍA, MINAS Y GEOFÍSICA
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA


ACTA DE EVALUACIÓN DE TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

Los abajo firmantes, integrantes del jurado examinador designado por el consejo de Escuela de Geología, Minas y Geofísica para evaluar el Trabajo Especial de Grado titulado: **“MODELADO SÍSMICO APLICANDO TRAZADO DE RAYOS Y ECUACIÓN DE ONDA ACÚSTICA POR DIFERENCIAS FINITAS EN ZONAS DE GEOLOGÍA COMPLEJA; NORTE DE MONAGAS”**, presentado por los Bachilleres **JESÚS ALEJANDRO PÉREZ SILVA**, Cédula de Identidad: v-18.834.798; para obtener el título de Ingeniero Geofísico, en el acto de defensa pública correspondiente considerando que:


1. El trabajo evaluado representa el esfuerzo personal del bachiller, quien meritoriamente culminó de esta manera el programa de formación que lo acredita como Ingeniero Geofísico de esta institución.
2. El trabajo comprende un modelado sísmico realizado en zonas de geología compleja, el cual supera con creces a los estudios anteriores realizados en la región.
3. Constituye un valioso aporte en la inserción de una nueva herramienta de apoyo a la interpretación sísmica en ausencia de datos sísmicos de calidad, toda vez que propone últimas tendencias en materia de modelado sísmico.


Acordamos por unanimidad otorgar la Mención de Honor al Bachiller: JESÚS ALEJANDRO PÉREZ SILVA.

Acto celebrado en la Ciudad Universitaria de Caracas, al segundo día del mes de noviembre de dos mil diez.


Prof. Ing. Francisco Bolívar
Miembro del Jurado

Atentamente,


Prof. MSc. Yaraixa Pérez
Tutora


Prof. Ing. Jesús González
Miembro del Jurado

AGRADECIMIENTOS

A Dios. A la Universidad Central de Venezuela por ser la casa de estudios que me permitió lograr esta meta y otros éxitos académicos durante el transcurso de mis estudios.

A Yaraixa Pérez por ser mi tutora de tesis y mi mentora en la carrera. Gracias por todo el apoyo brindado a mi persona y al departamento, y por el gran corazón que tienes.

A un gran número de personas que me apoyo desde el punto de vista humano y profesional en PDVSA Guaraguao. Ernesto Vieira y Hugo Cerquone gracias por la excelente tutoría industrial, los oportunos consejos y observaciones técnicas. A Daniel Salas gracias por la oportunidad de tesis en la empresa y por ser tan buen gerente y ser humano.

Al profesor José Cavada por las observaciones académicas ofrecidas en el transcurso de esta investigación y por su gran labor en el Departamento de Geofísica.

A las muchachas de geofísica de PDVSA, gracias por hacer de mi estadía en la empresa una experiencia muy agradable y por la ayuda académica que frecuentemente me ofrecían. Vero gracias por tu asesoría en redacción (y por condonar la deuda jaja). Maxlyn gracias por todo, menos los insultos jaja. Angie por ser tan buena persona, menos los insultos jaja. Geral por ser tan pana y por el aprecio que se que me tienes. Natalia gracias por el apoyo y por no insultarme tanto como otras personas. A Yil gracias por estar al principio de la tesis jaja. A Deyamar, Analias, Leydi, Yuleidys y Beisy, gracias por todo.

A mi mama Francia Silva, la persona más importante en mi vida. A mi hermano Franco y mi abuela Eudocia. A mi tía Bertina y tío Miguel por ayudarme durante mis estudios. A mi tia Chispet por recibirme en su casa en los momentos que lo necesite. A la señora Gloria, sin su ayuda me hubiese sido difícil lograr esta meta. A mi primo Wilfredo por su gran apoyo en mi estadía en Puerto La Cruz.

A las personas que me asesoraron académicamente en la empresa y en la universidad con su gran experiencia en diversas ramas de conocimiento de geofísica y

geología: Manuel Bolívar, el señor Jacinto, Jesús González, Francisco Bolívar, Héctor Repilloza, Israel Roche, etc.

A mis amigos de Geofísica que me acompañaron durante el transcurso de la tesis y mi estadía en el departamento: Giselle, Luis, Abraham, Yuniev, Derik, Mauro, Laura, Manu y los demás.

A Crisotilo (Vero Torres) por estar siempre ahí desde principio a fin en toda esta travesía de 5 años.

A mis amigos de la básica por todo lo vivido durante el comienzo de mis estudios en la Facultad de Ingeniería: Wendy, Pablo, Marcel, Sofi, Andrea, Alita y muchos otros.

Pérez S., Jesús A.

**MODELADO SÍSMICO APLICANDO TRAZADO DE RAYOS Y ECUACIÓN
DE ONDA ACÚSTICA POR DIFERENCIAS FINITAS EN ZONAS DE
GEOLOGÍA COMPLEJA; NORTE DE MONAGAS**

**Tutor Académico: Prof. MSc. Yaraixa Pérez. Tutor Industrial: MSc. Hugo
Cerquone. Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología,
Minas y Geofísica. Año 2010, 157 p.**

Palabras Claves: sísmica – modelaje, trazado de rayos, migración sísmica, estado
Monagas, alto Piritral.

Resumen. Las técnicas de modelado sísmico frecuentemente se utilizan en la exploración petrolera para la optimización de diseños de adquisición sísmica y validación de modelos geológicos. En esta investigación se evaluaron las técnicas de modelado por trazado de rayos y ecuación de onda acústica en diversos modelos teóricos y se compararon los datos sintéticos de dos transectos del Norte de Monagas con datos sísmicos reales de la zona.

La secuencia metodológica comprende la generación de los modelos teóricos para los cuales se definieron las estructuras de falla normal, domo de sal y corrimiento con yacimiento. Para los transectos del Norte de Monagas se realizó la construcción de los modelos geológicos y se calculó la velocidad de las formaciones Naricual y Carapita. Seguidamente, se definieron los parámetros de las técnicas de modelado y la geometría de adquisición, y se generaron los registros sísmicos correspondientes a cada técnica. Finalmente, se procesaron estos datos para obtener las secciones apiladas y migradas.

La evaluación de las técnicas de aplicadas a los modelos teóricos arrojó que los datos modelados por ecuación de onda presentaron una reproducción sísmica más adecuada de las estructuras que la técnica de trazado de rayos, obteniéndose

mejoría en esta última técnica en datos migrados post-apilamiento y en estructuras de suave curvatura.

Por otro lado, se obtuvo que la respuesta sísmica de los transectos del Norte de Monagas hacia los campos Jusepín y Chaguaramal y hacia el alto de Pirital se ajusta a la interpretación sísmica de los datos de la zona, sin embargo, se tienen inconsistencias entre los datos sintéticos y reales hacia la base del bloque de Pirital, pudiendo indicar que los modelos geológicos han sido modificados sustancialmente en esta zona por criterios geológicos y/o por el proceso de balanceo y restauración.

ÍNDICE DE CONTENIDO

	Página
CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN	
1.1 Planteamiento del Problema	21
1.2 Objetivos	24
1.2.1 Objetivo general	24
1.2.2 Objetivos específicos	24
1.3 Justificación	25
CAPÍTULO II. MARCO GEOLÓGICO	
2.1 Cuenca Oriental de Venezuela	26
2.2 Subcuenca de Maturín	27
2.3 Marco estructural de la Subcuenca de Maturín	29
2.4 Geología del área de estudio	31
2.5 Marco estructural del área de estudio	35
CAPITULO III. MARCO TEÓRICO	
3.1 Conceptos básicos de sismica de reflexión	37
3.1.1 Ley de Snell	37
3.1.2 Teoría del punto medio común	38
3.1.3 Tiempo de reflexión	39
3.1.4 Ecuaciones de Zoeppritz	40
3.1.5 Registros sísmicos de acuerdo al tipo de agrupación de trazas	40
3.2 Geometría de adquisición 2D	41
3.3 Procesamiento sísmico	44
3.3.1 Aplicación de geometría	45
3.3.2 Corrección de amplitud por divergencia esférica	45
3.3.3 Agrupación por ‘CMP gathers’	45

3.3.4	Análisis de velocidad y corrección ‘Normal Moveout’	45
3.3.5	Mute de estiramiento	47
3.3.6	Apilamiento	48
3.3.7	Migración	49
3.4	Modelado sísmico	50
3.4.1	Modelado sísmico por trazado de rayos	52
3.4.2	Modelado sísmico por ecuación de onda Acústica	54
3.4.2.1	Diferencias finitas	54
3.4.2.2	Dispersión de malla	57
3.4.2.3	Condiciones de estabilidad y precisión	59

CAPITULO IV. METODOLOGÍA

4.1	Definición de modelos geológicos teóricos	62
4.1.1	Establecimiento de velocidad de las capas	64
4.2	Construcción de modelos geológicos de los transectos	65
4.2.1	Obtención de velocidad de las formaciones Carapita y Naricual	68
4.2.2	Definición de los casos de velocidad de la Formación Carapita	72
4.3	Establecimiento de parámetros de las técnicas de modelado	77
4.3.1	Parámetros de técnica de Trazado de rayos	77
4.3.2	Parámetros de la técnica de Ecuación de Onda	80
4.4	Cálculo de parámetros de adquisición	87
4.4.1	Geometría de adquisición de los modelos teóricos	87
4.4.2	Geometría de adquisición de los transectos geológicos	90
4.5	Procesamiento sísmico de datos sintéticos	92
4.5.1	Aplicación de Geometría	93
4.5.2	Análisis de velocidad	93
4.5.3	Corrección NMO y Apilamiento	96
4.5.4	Migración post-apilamiento	98
4.5.5	Migración Pre-apilamiento en tiempo	101

CAPÍTULO V. RESULTADOS Y ANÁLISIS	
5.1 Análisis de los modelos teóricos	103
5.1.1 Modelo de falla normal	103
5.1.3 Modelo de domo de sal	108
5.1.4 Modelo de corrimiento con yacimiento	112
5.2 Modelado sísmico de los transectos geológicos	125
5.2.1 Evaluación de las técnicas de modelado en los transectos	125
5.2.2 Análisis de casos de velocidad de la Formación Carapita	132
5.2.3 Comparación de los datos sísmicos sintéticos y reales en los transectos	139
5.2.3.1 Comparación de datos en el transecto 1	141
5.2.3.2 Comparación de datos en el transecto 2	146
CONCLUSIONES	151
RECOMENDACIONES	153
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	154

ÍNDICE DE FIGURAS

	Página
Figura 1.1. Ubicación del área del proyecto exploratorio (recuadro verde) con los transectos geológicos estudiados (azul), localidades (rojo) y pozos en la zona (puntos negros).	22
Figura 2.1. Principales cuencas petrolíferas de Venezuela. Modificado de Carneiro (2002).	26
Figura 2.2. Cuencas sedimentarias de Venezuela. Se muestra la subdivisión de la Cuenca Oriental en Subcuenca de Guárico (borde rojo), Subcuenca de Maturín (borde amarillo) y Faja Petrolífera del Orinoco. Modificado de Yoris y Ostos (1997).	27
Figura 2.3. Columna Litoestratigráfica generalizada de la Cuenca Oriental de Venezuela. Tomado de Guzmán et al. (2001).	28
Figura 2.4. Mapa crono-estructural de la región nor-central de la Cuenca Oriental. Tomado de Mendoza, (2005).	30
Figura 2.5. Sección esquemática del Norte de Monagas con marco estructural predominante. Modificado de Almarza (1998).	30
Figura 2.6. Columna estratigráfica generalizada del área con los horizontes interpretados. Tomado de González et al. (2009).	30
Figura 2.7. Mapa estructural a nivel de la Formación Naricual. Se muestra la ubicación de los todos los transectos generados en el proyecto exploratorio (azul), los segmentos modelados (verde) y los trenes estructurales presentes en el área. Modificado de González et al. (2009)	36
Figura 3.1. Relación entre un rayo sísmico y el frente de onda asociado. Modificado de Kearey, Brooks y Hill (2002).	37
Figura 3.2. Representación grafica de la refracción de un rayo.	38
Figura 3.3. Diferencia entre posición del CMP y CDP para casos de capas buzantes. Modificado de Laurain, Gelius, Vinje y Lecomte. (2004).	39

Figura 3.4. Ecuaciones de Zoeppritz para una onda plana incidente P. Donde Z_i y W_i representan la impedancia P y S (respectivamente) de la capa superior (Z_1 y W_1) e inferior (Z_2 y W_2). Modificado de Sheriff (2002).	40
Figura 3.6. Configuración de fuentes y receptores para agrupación de trazas. a) <i>Common-midpoint gather</i> . b) <i>Common-receiver gather</i> . c) <i>Common-offset section</i> . d) <i>Common-shot gather</i> . Modificado de Kumar (2004).	41
Figura 3.7. Configuraciones más usadas en sísmica 2D. a) Geometría <i>Split-spread</i> . b) Geometría <i>End-on</i> . Modificado de Kearey et al. (2002)	42
Figura 3.8. Registro sísmico con su gráfico de semblanza. Modificado de Yilmaz (2001).	46
Figura 3.9. Corrección de evento de reflexión por <i>Normal Moveout</i> . Tomado de Yilmaz (2001).	47
Figura 3.10. <i>Mute</i> de estiramiento. (a) Registros sísmicos, (b) corrección NMO y aparición del estiramiento en las trazas, (c) aplicación del mute para eliminar el efecto. Modificado de Yilmaz (2001)	48
Figura 3.11. Sección sísmica antes (a) y después (b) de migración. Modificado de Yilmaz (2001).	49
Figura 3.12. Modelado sísmico por ecuación de onda acústica. Arriba: modelo de velocidades; abajo: sección sintética migrada. Modificado de Jinhua, Tao, Genyang, y Tianyue (2009).	51
Figura 3.13. Método de shooting (a) y método de bending (b) utilizados para el trazado de rayos. Modificado de Rawlinson (2007).	53
Figura 3.14. Trazado de rayos sobre un modelo de velocidad de capas (a) en comparación con el trazado sobre el modelo de velocidad suavizado (b). Tomado de Rastogi, Yereni y Phadke (2001).	54
Figura 3.15. a) Registro sintético obtenido del modelado por ecuación de onda elástica por diferencias finitas. b) Frentes de onda del registro a un tiempo de 800ms. Modificado de Krebes (2004)	57

Figura 3.16. Modelado de onda por diferencias finitas. a) Modelo del domo de sal SEG/EAGE. b) Propagación de ondas con dispersión artificial (flechas negras). Modificado de Liu y Sen (2009).	58
Figura 3.17. Mallado espacial correspondiente al algoritmo de ecuación de onda. Modificado de Jinhua et al. (2009).	59
Figura 4.1. Flujo de trabajo para obtención de los resultados de la investigación.	61
Figura 4.2. Modelo teóricos de estructuras complejas. a) Falla normal, b) Domo de sal y c) Corrimiento con yacimiento.	63
Figura 4.3. Generación de los modelos teóricos por serie de puntos.	64
Figura 4.4. Datos sísmicos disponibles en la zona. Se muestra en azul los segmentos de los transectos incluidos en el modelado y en gris los no incluidos.	66
Figura 4.5. Área de estudio delimitada en el transecto 1 (recuadro azul).	67
Figura 4.6. Área de estudio delimitada en el transecto 2 (recuadro azul).	67
Figura 4.7. Metodología de construcción de los modelos geológicos a través de la colocación de capas sobre la imagen de referencia.	68
Figura 4.8. Parte superior del modelo de velocidad (en km/seg) del transecto 1. Se aprecia el aumento de velocidad hacia el bloque de Pirital (zona norte).	69
Figura 4.9. Mapa base del Proyecto “Travi-Cotoperí” con los pozos disponibles para el análisis.	70
Figura 4.10. Registros GR y velocidad P correspondientes al pozo F.	71
Figura 4.11. Registros de velocidad correspondientes a la Formación Carapita en los ocho pozos estudiados.	74
Figura 4.12. Modelo de velocidad del transecto 2 con gradiente de velocidad en la Formación Carapita.	75
Figura 4.13. División de la Formación Carapita en capas.	76
Figura 4.14. Ondícula de entrada usada para el modelado sísmico.	78
Figura 4.15. Trazado de rayos en el modelo teórico del domo con 180 rayos de salida.	79

Figura 4.16. Prueba de dispersión de malla para un intervalo espacial de 10 m (1/4 de la longitud de onda dominante), en la cual se aprecia la fuertemente este fenómeno artificial.	81
Figura 4.17. Prueba de dispersión de malla para un intervalo espacial de 8 m (1/5 de la longitud de onda dominante).	81
Figura 4.18. Prueba de dispersión de malla para un intervalo espacial de 6,66 m (1/6 de la longitud de onda dominante).	82
Figura 4.19. Prueba de dispersión de malla para un intervalo espacial de 5 m (1/8 de la longitud de onda dominante).	82
Figura 4.20. Prueba de dispersión de malla para un intervalo espacial de 4 m (1/10 de la longitud de onda dominante).	83
Figura 4.21. Valores del Factor Q vs. Factor de atenuación establecido en el modelado sísmico para una frecuencia de 40 Hz.	86
Figura 4.22. Geometría de adquisición y cobertura obtenida en los modelos teóricos. Fuentes en rojo y receptores en azul.	89
Figura 4.23. Esquema de la geometría de adquisición del transecto 2.	91
Figura 4.24. Flujo establecido en el programa VISTA para la generación de los productos utilizados en el análisis de velocidad: apilado con velocidad constante (e), súper CMP gather (f) y grafico de semblanza (g).	93
Figura 4.25. Modelo de velocidad interválica obtenido para el caso del corrimiento. Se muestra el conjunto de puntos de análisis de velocidad (líneas negras).	94
Figura 4.26. Disposición del grafico de semblanza (a), súper <i>CMP gather</i> (b) y apilados con velocidad constante (c) para el análisis de velocidad.	95
Figura 4.27. Efecto del estiramiento en las trazas (ovaló verde) luego de la escogencia de velocidades en el grafico de semblanza; la línea roja representa la velocidad interválica obtenida.	96
Figura 4.28. Flujo establecido en el programa VISTA para la obtención de las secciones apiladas.	97

Figura 4.29. <i>Mute</i> aplicado a un registro sísmico del transecto 1 para eliminar la onda directa en offsets pequeños.	97
Figura 4.30. Suavizado del modelo de velocidad del transecto 1.	98
Figura 4.31. Comparación del algoritmo de migración Kirchoff (arriba) y diferencias finitas (abajo). Este último produjo una mejor reproducción de la falla (flecha amarilla) pero mayor cantidad de ruido de migración (flechas rojas).	99
Figura 4.32. Obtención de la apertura de migración media necesaria para colapsar la difracción observada, de acuerdo a la determinación de la extensión total de la misma.	100
Figura 4.33. Datos migrados con distintos porcentajes de velocidad. a) Datos apilados de ecuación de onda, (b) Migración con un porcentaje de 90%, (c) Migración con un porcentaje de 102%.	101
Figura 4.34. Pre-acondicionamiento de los CMP gathers antes de ser utilizados en la migración pre-apilamiento. a) Registro original, b) corrección NMO con mute de estiramiento, c) corrección inversa NMO.	102
Figura 5.1. Secciones apiladas de trazado de rayos (arriba) y ecuación de onda (abajo) para el modelo de falla normal	104
Figura 5.2. Secciones migradas post-apilamiento (arriba) y pre-apilamiento (abajo) de trazado de rayos.	105
Figura 5.3. Sección del modelo de falla normal para la técnica de trazado de rayos migrada pre-apilamiento, con remoción previa de altas frecuencias para eliminar el ruido dispersivo.	106
Figura 5.4. Secciones migradas post-apilamiento (arriba) y pre-apilamiento (abajo) de la técnica de ecuación de onda.	107
Figura 5.5. Secciones apiladas de trazado de rayos (arriba) y ecuación de onda (abajo) para el modelo de domo de sal.	109
Figura 5.6. Secciones migradas post-apilamiento (arriba) y pre-apilamiento (abajo) de la técnica de trazado de rayos en el modelo del domo de sal.	110

Figura 5.7. Secciones migradas post-apilamiento (arriba) y pre-apilamiento (abajo) de la técnica de ecuación de onda en el modelo de domo de sal.	111
Figura 5.8. Secciones apiladas de trazado de rayos (arriba) y ecuación de onda (abajo) para el modelo del corrimiento.	113
Figura 5.9. Fenómeno de puntos de difracción en los horizontes por el mallado espacial definido en el modelado por ecuación de onda.	114
Figura 5.10. Respuesta sísmica del yacimiento para trazado de rayos (b) y ecuación de onda (c). Se aprecia el gran parecido del tope de la estructura con los segmentos de la reflexión de trazado de rayos.	115
Figura 5.11. Análisis espectral de las amplitudes en la ventana definida (recuadro negro) en los datos de trazado de rayos.	116
Figura 5.12. Análisis espectral de las amplitudes en la ventana definida (recuadro negro) en los datos de ecuación de onda.	117
Figura 5.13. Secciones migradas post-apilamiento (arriba) y pre-apilamiento (abajo) de la técnica de trazado de rayos en el modelo del corrimiento.	118
Figura 5.14. Datos migrados pre-apilamiento (arriba) y post-apilamiento (abajo) de trazado de rayos en la zona del yacimiento.	119
Figura 5.15. Secciones migradas post-apilamiento (arriba) y pre-apilamiento (abajo) de la técnica de ecuación de onda en el modelo del corrimiento.	120
Figura 5.16. Datos migrados pre-apilamiento (arriba) y post-apilamiento (abajo) de trazado de rayos en la zona del yacimiento.	121
Figura 5.17. Cuantificación de amplitudes mínimas en el horizonte dentro de la ventana establecida (líneas rojas) en datos de trazado de rayos.	122
Figura 5.18. Cuantificación de amplitudes mínimas en el horizonte dentro de la ventana establecida (líneas rojas) en datos de ecuación de onda.	123
Figura 5.19. Fenómeno de entonación para cuña, con la velocidad de capas y frecuencia dominante del modelo del yacimiento en los datos de ecuación de onda.	124
Figura 5.20. Trazado de rayos en el bloque de Pirital del transecto 1, con ubicación de la fuente a 21280 m del origen del modelo.	125

Figura 5.21. Registro sintético del trazado de rayos de la Figura 5.21. a) Conjunto de reflexiones de las capas; b) Respuesta sísmica del corrimiento de Pirital.	126
Figura 5.22. Comparación de registro de trazado de rayos (izquierda) y ecuación de onda (derecha) del disparo de la Figura 5.21.	127
Figura 5.23. Propagación de frentes de onda acústicos en la zona del bloque alóctono del transecto 1.	128
Figura 5.24. Sección apilada de ecuación de onda del transecto 1.	129
Figura 5.25. Sección migrada de ecuación de onda del transecto 1.	130
Figura 5.26. Datos reales del transecto 1.	131
Figura 5.27. Datos apilados del modelado por trazado de rayos del transecto 1.	132
Figura 5.28. Datos migrados de ecuación de onda para el transecto 2, con velocidad constante en la Formación Carapita. Se muestra la respuesta sísmica de la Fm. Naricual en algunas estructuras infrayacentes al corrimiento de Pirital.	134
Figura 5.29. Respuesta sísmica característica de la base del bloque de Pirital, en el CMP 1201 del transecto 2. Registro antes (a) y después (b) de la corrección NMO con mute de estiramiento.	135
Figura 5.30. Datos de ecuación de onda del transecto 2 con migración pre-apilamiento en tiempo.	136
Figura 5.31. Datos migrados de ecuación de onda para el transecto 2, con gradiente de velocidad en la Formación Carapita, con los eventos similares a la respuesta sísmica real del transecto.	137
Figura 5.32. Datos migrados de ecuación de onda para el transecto 2, con la definición en capas de la Formación Carapita.	138
Figura 5.33. División transecto 1 en zonas de análisis.	140
Figura 5.34. División del transecto 2 en zonas de análisis.	140
Figura 5.35. Comparación de los datos sintéticos y reales de la zona 1 “Campos Jusepin y Chaguaramal” del Transecto 1.	142

Figura 5.36. Comparación de los datos sintéticos y reales de la zona 2 “Alto de Pirital” del Transecto 1.	144
Figura 5.37. Comparación de los datos sintéticos y reales de la zona 3 “Base de bloque de Pirital” del Transecto 1.	145
Figura 5.38. Comparación de los datos sintéticos y reales de la zona 1 “Campos Jusepín y Chaguaramal” del Transecto 2.	147
Figura 5.39. Comparación de los datos sintéticos y reales de la zona 2 “Alto de Pirital” del Transecto 2.	148
Figura 5.40. Comparación de los datos sintéticos y reales de la zona 3 ‘Base del bloque de Pirital’ del Transecto 2.	150

ÍNDICE DE TABLAS

	Pagina
Tabla 4.1. Velocidad de capas del conjunto modelos teóricos.	65
Tabla 4.2. Valores de velocidad asignados a las formaciones de los transectos geológicos de la zona (negrita).	72
Tabla 4.3. Capas definidas en la Formación Carapita y velocidad calculada.	77

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1 Planteamiento del problema

La actividad exploratoria en la industria petrolera se fundamenta en la asociación de diversas técnicas de investigación, usadas para tratar de inferir la configuración geológica de las cuencas sedimentarias; obteniéndose en la actualidad la mayor cantidad de información del subsuelo por medio del método de sísmico de reflexión. La utilidad de los resultados de este método depende de las imágenes que produce, las cuales condicionan directamente la validez de la interpretación geológica realizada por los analistas.

A su vez, la calidad de las secciones sísmicas depende de diferentes factores entre los cuales está la disposición estructural de los estratos, ya que al existir condiciones geológicas como fallas, inversiones de velocidad o altos buzamientos, la propagación de la energía sísmica aumenta su complejidad, dificulta el procesamiento de los datos y puede resultar en una imagen sísmica difícil de interpretar.

Esta situación es característica de los campos petrolíferos del norte del estado Monagas, región perteneciente a la Cuenca Oriental de Venezuela, que pese a su larga historia de exploración, cuenta con áreas en las que se tiene poca certeza sobre las estructuras geológicas presentes y la geometría de los yacimientos. Por esta razón, se hace imperativo el estudio de la respuesta sísmica de estas zonas para mejorar la identificación de los prospectos inferidos a través de las interpretaciones realizadas.

La Gerencia de Proyectos Exploratorios de Petróleos de Venezuela S.A. (PDVSA) propuso el Proyecto Travi-Cotoperí, para generar prospectos que permitan contribuir con el Plan de Inversiones de Exploración e incrementar las reservas de hidrocarburos (González et al., 2009), mediante la documentación de oportunidades en el área mostrada en la Figura 1.1. Esta zona de estudio cuenta con yacimientos de petróleo generalmente liviano-mediano, en trampas asociadas al conjunto de

corrimientos producto de la interacción de la placa del Caribe con la placa de Suramérica.

El principal reservorio en la región es la Formación Naricual depositada en el Oligoceno; la roca sello está constituida por una secuencia lutítica de gran espesor correspondiente a la Formación Carapita y la roca madre es de edad cretácica, representada principalmente por la Formación Querecual.

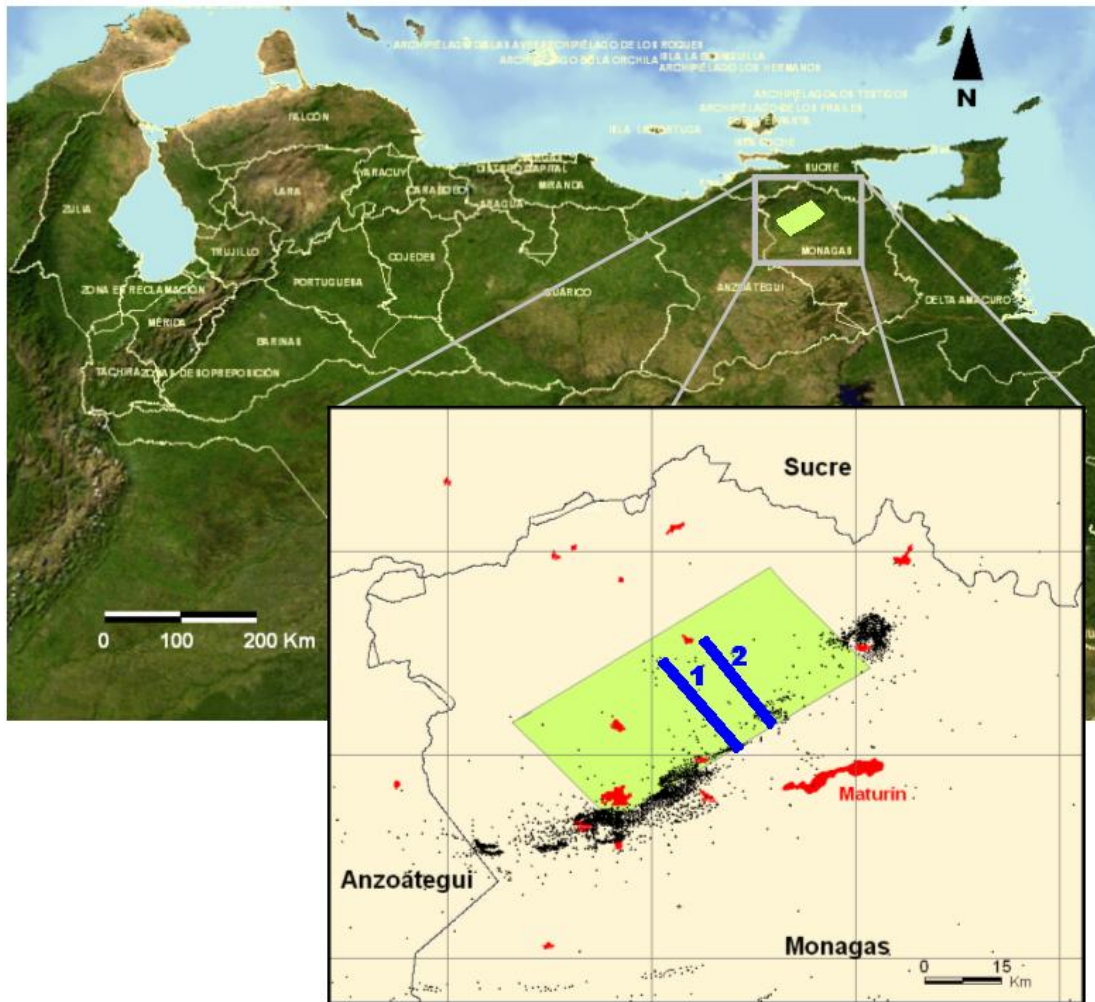


Figura 1.1. Ubicación del área del proyecto exploratorio (recuadro verde) con los transectos geológicos estudiados (azul), localidades (rojo) y pozos en la zona (puntos negros).

En tal sentido, la Gerencia Corporativa de Geofísica de Exploración se plantea a través del presente estudio, realizar el modelado sísmico por trazado de rayos y

ecuación de onda acústica de dos transectos geológicos generados en el desarrollo del proyecto exploratorio antes mencionado; con el fin de analizar las técnicas de modelado y evaluar las estructuras geológicas propuestas en cada transecto, a través de la comparación de la respuesta sísmica en las secciones sintéticas y los datos reales de la zona.

Las técnicas de modelado sísmico se suelen implementar previo a la adquisición de datos en zonas con complejidad estructural, para simular el comportamiento de la energía sísmica que llegaría a un horizonte y sería registrada por receptores en superficie (estudio de iluminación), y así predecir la calidad que tendrían los datos sísmicos resultantes y el efecto de los parámetros de adquisición. Además, como es el caso de esta investigación, se pueden utilizar para comprobar la respuesta sísmica de estructuras geológicas en relación a los datos sísmicos reales de un área.

Los algoritmos usados en las técnicas de modelado se fundamentan en diversas teorías de propagación de onda aplicadas a medios con características específicas, diferenciándose algunos de ellos por la aproximación usada a la ecuación de onda. De acuerdo a esto, cada algoritmo tiene sus ventajas y desventajas en relación al modelo geológico establecido y a la capacidad de cómputo disponible, y por lo tanto, es de interés evaluar la aplicabilidad de dichas técnicas de modelado respecto a estas dos condiciones.

Por consiguiente, previo al análisis de los transectos geológicos propuestos, se realiza el modelado sísmico de diversas de estructuras geológicas complejas, para evaluar el desempeño de las técnicas de trazado de rayos y ecuación de onda en relación a la respuesta sísmica obtenida en cada caso.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo general

Evaluar la respuesta sísmica de dos transectos del Norte de Monagas y de diversos escenarios geológicos teóricos, a través de la aplicación de las técnicas de modelado sísmico por trazado de rayos y ecuación de onda acústica.

1.2.2 Objetivos específicos

- Obtener los registros sísmicos de dos transectos geológicos de la zona y de diversos modelos teóricos con características estructurales complejas.
- Generar las secciones sintéticas apiladas y migradas por medio de la aplicación de una secuencia de procesamiento a los datos sísmicos.
- Analizar la respuesta sísmica de los modelos teóricos respecto a la reproducción de los fenómenos de la onda en cada técnica de modelado.
- Evaluar el efecto de la distribución de velocidad de la Formación Carapita en la iluminación sísmica de la Formación Naricual a través del modelado por ecuación de onda.
- Comparar los datos sintéticos de ecuación de onda y los datos sísmicos reales de los transectos geológicos, de acuerdo a la delineación del tope de la Formación Naricual y algunas estructuras importantes en la zona.

1.3 Justificación

La realización de la presente investigación constituye un aporte al estudio de modelado sísmico, debido a que se evalúan de los resultados de las técnicas de trazado de rayos y ecuación de onda, obteniéndose las ventajas y desventajas en la aplicación de cada una en el modelado de estructuras geológicas complejas. Esto permitirá comparar los métodos y recomendar el más adecuado para las estructuras establecidas.

Por otro lado, tiene una considerable importancia ya que se realiza el estudio de la propagación de las ondas sísmicas en una zona del Norte de Monagas y se analizan las secciones sintéticas resultantes, considerando la respuesta de amplitud y calidad de iluminación de reflectores correspondientes a objetivos geológicos específicos; lo cual contribuye al proceso de planificación de adquisición de datos sísmicos en la zona, a las interpretaciones geológicas realizadas de los datos existentes y a la factibilidad de inclusión de estas técnicas de modelado en la etapa de interpretación sísmica.

De esta forma, los resultados de este estudio contribuyen al proceso exploratorio de la región del Norte de Monagas de la Cuenca Oriental de Venezuela y al avance en la aplicación de las técnicas de modelado sísmico analizadas.

CAPÍTULO II

MARCO GEOLÓGICO

2.1 Cuenca Oriental de Venezuela

La Cuenca Oriental de Venezuela está situada en la zona centro - este del país, formando una depresión topográfica y estructural limitada al Sur por el curso del río Orinoco, al Oeste por el levantamiento de El Baúl, al Norte por la línea que demarca el piedemonte meridional de la Serranía del Interior Central y Oriental, y al Este continua por debajo del Golfo de Paria y se hunde en el Atlántico en la costa del delta del Orinoco (Figura 2.1). La cuenca tiene una longitud de más de 800 km en dirección Este-Oeste con un ancho promedio de 200 km en dirección Norte-Sur (González de Juana, Iturralde y Picard, 1980).

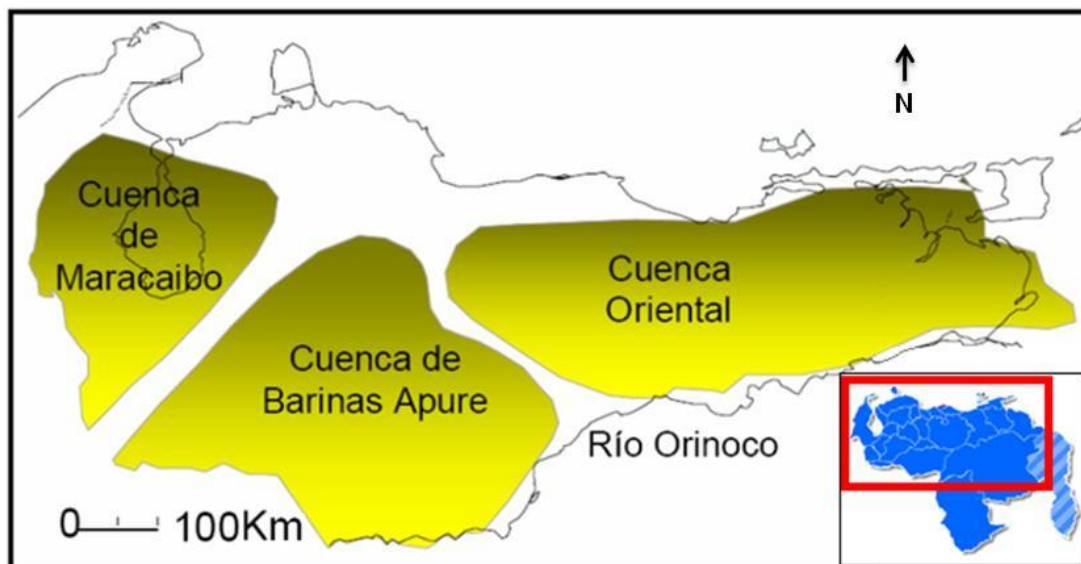


Figura 2.1. Principales cuencas petrolíferas de Venezuela.
Modificado de Carneiro (2002).

El área total (continental y costa afuera) de la Cuenca Oriental es de alrededor de 200.000 km² (Di Croce, 1995), formando parte de los estados Guárico, Anzoátegui, Monagas, Delta Amacuro y porción menor del estado Sucre. La calidad

del hidrocarburo acumulado en la cuenca es variable, teniéndose crudos livianos, medianos y pesados en la parte septentrional, y pesados y extrapesados en la franja meridional denominada Faja Petrolífera del Orinoco.

2.2 Subcuenca de Maturín

La Cuenca Oriental de Venezuela está compuesta por dos subcuencas: la Subcuenca de Guárico y la Subcuenca de Maturín (Figura 2.2), separadas por el arco de Urica. Ellas se encuentran afectadas por una serie de estructuras mayores que en su mayoría se han desarrollado a partir del Mioceno. Limita con el frente de deformación al Norte, con el escudo de Guayana al Sur y con el océano Atlántico al Este.



Figura 2.2. Cuencas sedimentarias de Venezuela. Se muestra la subdivisión de la Cuenca Oriental en Subcuenca de Guárico (borde rojo), Subcuenca de Maturín (borde amarillo) y Faja Petrolífera del Orinoco. Modificado de Yoris y Ostos (1997).

La roca madre por excelencia es cretácica, aunque no se descarta el aporte de secuencias más jóvenes, con materia orgánica de afinidad continental. En la Serranía del Interior la roca madre principal se encuentra representada particularmente por la Formación Querecual, la cual llega a tener más del doble de espesor que su

equivalente (Formación La Luna) en Venezuela occidental, con similares características de roca madre (Yoris y Ostos, 1997).

En la Figura 2.3 se muestra la columna estratigráfica generalizada de la Subcuenca de Maturín en la cual se aprecia la falta de formaciones del Paleógeno hacia el Sur, debido a su carácter de zona positiva y expuesta a la erosión en este periodo.

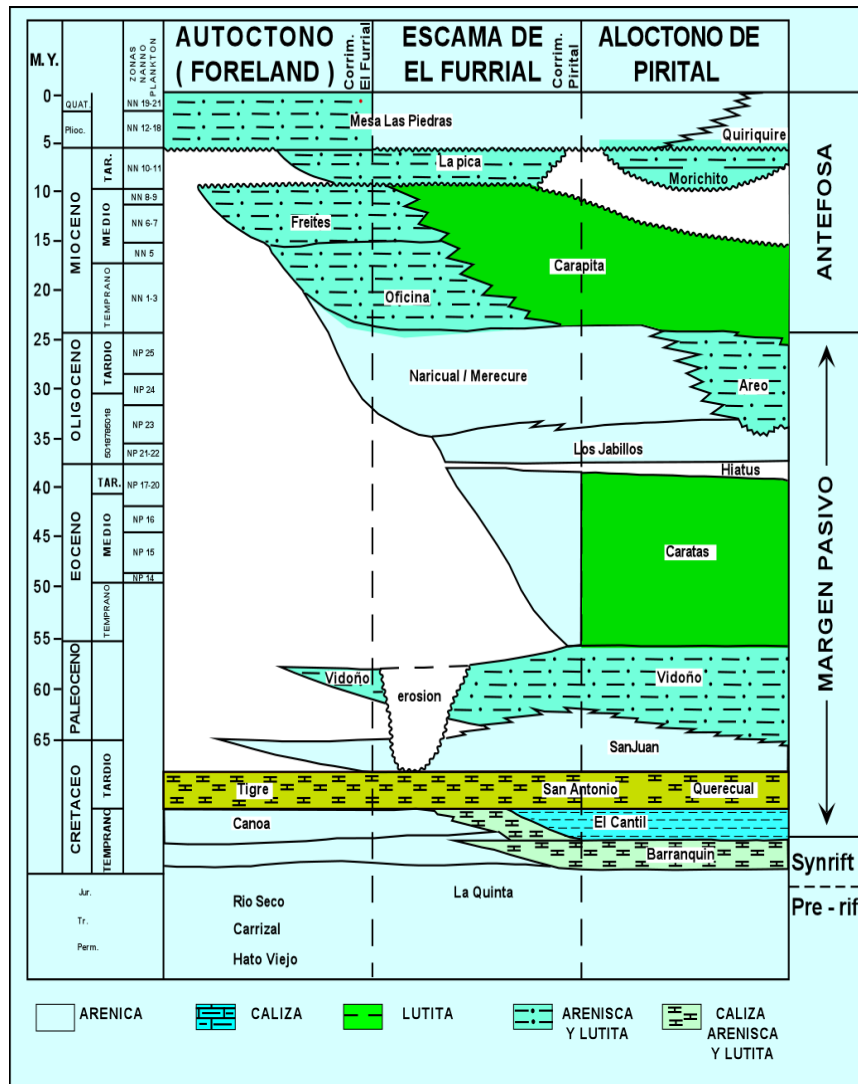


Figura 2.3. Columna Litoestratigráfica generalizada de la Cuenca Oriental de Venezuela. Tomado de Guzmán et al. (2001).

2.3 Marco estructural de la Subcuenca de Maturín

Podría afirmarse que la deformación estructural y acuñaientos de las unidades estratigráficas hacia el Sur definen dos dominios operacionales: uno al norte del corrimiento de Pirital y otro al sur del mismo (Yoris y Ostos, 1997).

El flanco norte, cuya principal característica es la presencia de estructuras compresivas, es estructuralmente complejo debido a la transcolisión de la placa del Caribe con la de placa de Suramérica. Dicho evento deformó esta zona de la cuenca con una tectónica compresiva de fallas inversas y corrimientos.

La fase de esfuerzos compresivos comenzó en el Mioceno Medio teniendo como primera consecuencia la formación del corrimiento frontal (Mendoza, 2005). Finalmente, la configuración actual de la subcuenca se estableció a finales del Plioceno Superior, lo cual coincidió con un evento de inclinación regional, levantamientos y exposición de terrenos.

El tectonismo adquirió especial importancia y se manifestó con mayor intensidad en la región Norte de Monagas (Almarza, 1998); en consecuencia, en la Serranía del Interior Oriental se notan numerosos sobrecorrimientos con buzamiento al noroeste, tal como se aprecia en la Figura 2.4. Estos eventos causan la repetición de la sección Cretácico – Paleógeno en algunas zonas, colocando dichas fallas y los pliegues relacionados cercanos a la superficie.

Algunas estructuras relevantes en la zona son: el conjunto de fallas de Úrica, corrimiento de El Furrial, corrimiento de Pirital y falla de San Francisco. El reflejo de la acción tectónica es notable en corrimientos de gran magnitud como el de Pirital, en cuyo bloque norte se consiguen calizas paleocenas a unos 150 metros de profundidad, mientras que en el lado sur se conocen grandes espesores de sedimentos del ciclo Terciario Superior (Almarza, 1998).

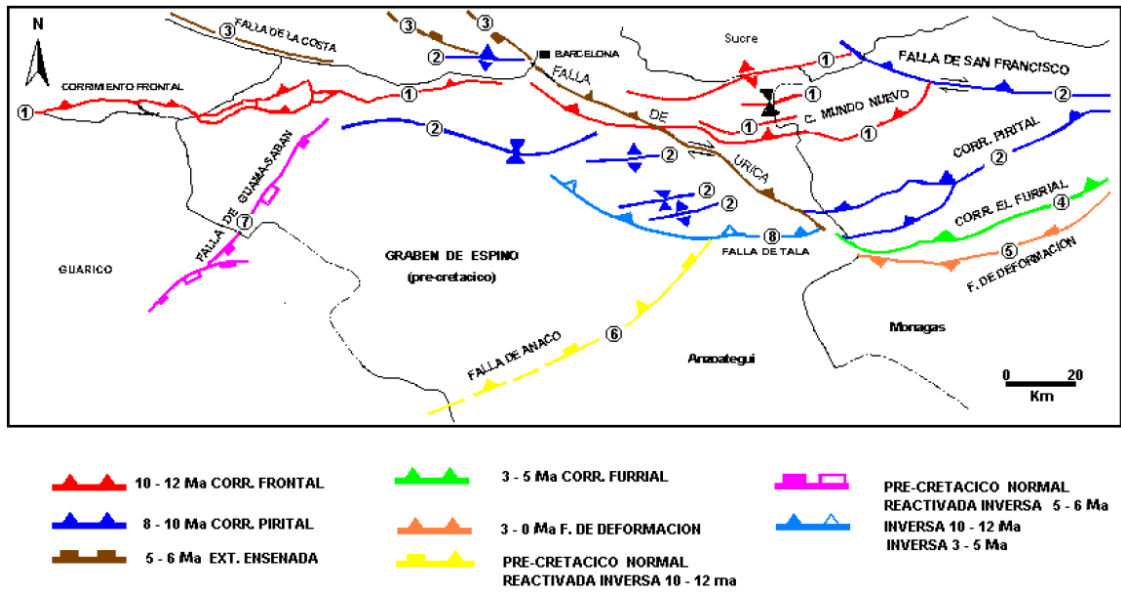


Figura 2.4. Mapa crono-estructural de la región nor-central de la Cuenca Oriental. Tomado de Mendoza, (2005).

Asociado a esto se tiene el alto de Pirital, el cual es un sistema anticlinal complejo cercano a superficie que limita al sur con el corrimiento de Pirital (Figura 2.5). Generalmente, se interpreta que los corrimientos de la zona disminuyen su buzamiento con la profundidad.

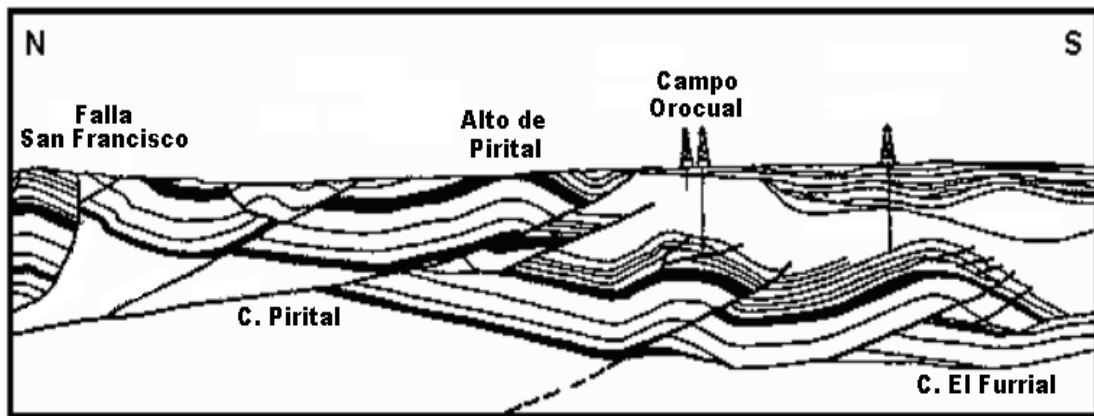


Figura 2.5. Sección esquemática del Norte de Monagas con marco estructural predominante. Modificado de Almarza (1998).

Según Hung (1997), se asume la ocurrencia de estructuras complejas tipo dúplex en el subsuelo de la Serranía del Interior y parte del piedemonte. Estas representan acortamiento y repetición extensa de la secuencia Cretácico-Oligoceno de margen pasivo. Al sur del corrimiento de Pirital se presenta una franja de diapiros de lodo que son provenientes de la Formación Carapita y su litología arcillosa. Estas estructuras tienen expresión en superficie en forma de volcanes de lodo de poca dimensión.

Por otro lado, el margen sur de la subcuenca está caracterizado por un buzamiento suave hacia el Norte y fallas normales asociadas al basamento que definen las estructuras prolíferas para acumulación de petróleo de los campos tradicionales. Por encima de estos bloques de fallas normales, ocurren crecimientos de fallas lítricas que afectan las rocas sedimentarias del Neógeno.

2.4 Geología del área de estudio

Los transectos estudiados abarcan parte de los campos Jusepín, Orocuál, Chaguaramal, Cotoperí, Manresa y Travi; zonas cuya sedimentación estuvo afectada por una tectónica de margen pasivo entre el Jurásico y el Oligoceno, y de margen activo a partir del Mioceno.

En la Figura 2.6 se presenta la columna estratigráfica general que está compuesta por sedimentos depositados del Cretácico hasta el reciente, donde la Formación Naricual (Oligoceno), representa el principal reservorio en la zona y en menor proporción se encuentran yacimientos dentro de las formaciones San Juan, Areo, Los Jabillos y Caratas.

Por su parte, la Formación Carapita constituye el sello regional de los yacimientos y las formaciones Querecual y San Antonio son las rocas generadoras. Estructuralmente se puede dividir la zona en varios bloques delimitados por la presencia de corrimientos que generan la superposición de las secuencias; los principales son los de Pirital, Jusepín, El Furrial, Travi, Chaguaramal y Cotoperí (González et al., 2009).

Seguidamente se presenta la descripción de las formaciones presentes en el área del proyecto según el Léxico Estratigráfico de Venezuela:

Formación La Mesa: esta formación consiste en una secuencia de arenas de grano grueso, gravas y lentes discontinuos de arcilla fina y limolita. Suprayace de forma concordante a la Formación La Pica y se estima una sedimentación con comienzos en el Pleistoceno Temprano del tipo fluvio-deltaica.

Formación Las Piedras: consiste de areniscas de grano fino, intercaladas con lutitas y lignitos sedimentados en ambientes de aguas dulces a salobres bajo sistemas deltaicos. Ocasionalmente es productora de petróleo pesado en campos que abarcan el bloque de Pirital.

Formación La Pica: representa una cuña regional infrayacente a la Formación Las Piedras, depositada en un ambiente marino somero cercano a la costa. Consiste de lutitas grises y limolitas, con desarrollo importante de areniscas arcillosas de grano fino.

Formación Morichito: esta formación está restringida a una franja de 4 km de ancho por 100 km de longitud en el frente de montañas del Norte de Monagas con acuñamiento hacia el sur contra el alto de Pirital. Está compuesta por conglomerados y gravas intercaladas con arenas y limolitas. Representa la acumulación de conos aluviales procedentes de la Serranía del Interior que rellenaron un valle intramontino separado del mar por el alto de Pirital.

Formación Carapita: representa la sedimentación iniciada en el Oligoceno de lutitas oscuras y algunas areniscas de poca extensión a través de una invasión marina. Su parte superior fue erosionada luego de la regresión del Mioceno Superior. Su espesor en la mayor parte de la cuenca oscila entre los 4500 y 6000 m y es considerada la principal formación sello en la zona.

Formación Naricual: esta formación está constituida por areniscas típicamente masivas y lutitas carbonosas o arenosas. Su sedimentación ocurre del Oligoceno

Tardío hasta el Mioceno Temprano. Representa una fase regresiva de aguas dulces a salobres relacionada a un gran sistema deltaico.

Formación Caratas: esta formación fue depositada en un ambiente regresivo marino de aguas someras del Eoceno Temprano a Medio. Está compuesta por una secuencia de lutitas y areniscas frecuentemente carbonáceas.

Formación Vidoño: depositada del Maastrichtiense al Paleoceno, representa una secuencia de lutitas oscuras y capas menores de arenas y limolitas calcáreas duras. Su sedimentación se desarrollo en ambientes marinos de plataforma y talud superior.

Formación San Juan: esta formación está compuesta por capas de arenisca de poco espesor intercaladas con lutitas negras localmente calcáreas y limolitas. Ha presentado producción de petróleo en algunos pozos del Norte de Monagas. Se depositó en el Maastrichtiense Tardío en un ambiente fluvial a marino somero.

Formación San Antonio: constituye la transición en el Turoniense del ambiente anóxico de la Formación Querecual al ambiente oxigenado de la formación San Juan en condiciones marinas profundas. Consiste de calizas y lutitas negras con algunas capas de areniscas duras.

Formación Querecual: se sedimentó del Albiense Tardío al Santonience en ambientes marinos profundos y anóxicos. Consiste de calizas y lutitas típicamente negras y ocasionalmente bituminosas.

Formación El Cantil: esta formación contiene litologías variables lateralmente, teniéndose que el mayor volumen está constituido por calizas masivas y en menor cantidad de areniscas y lutitas delgadas. Se depositó en un ambiente de plataforma interna y externa en el Cenomaniense.

Formación Barranquin: constituye la sedimentación en ambientes marinos poco profundos con influencia deltaica esporádica, de areniscas cuarcíticas de color rojizo intercaladas con lutitas y ocasionales capas de caliza.

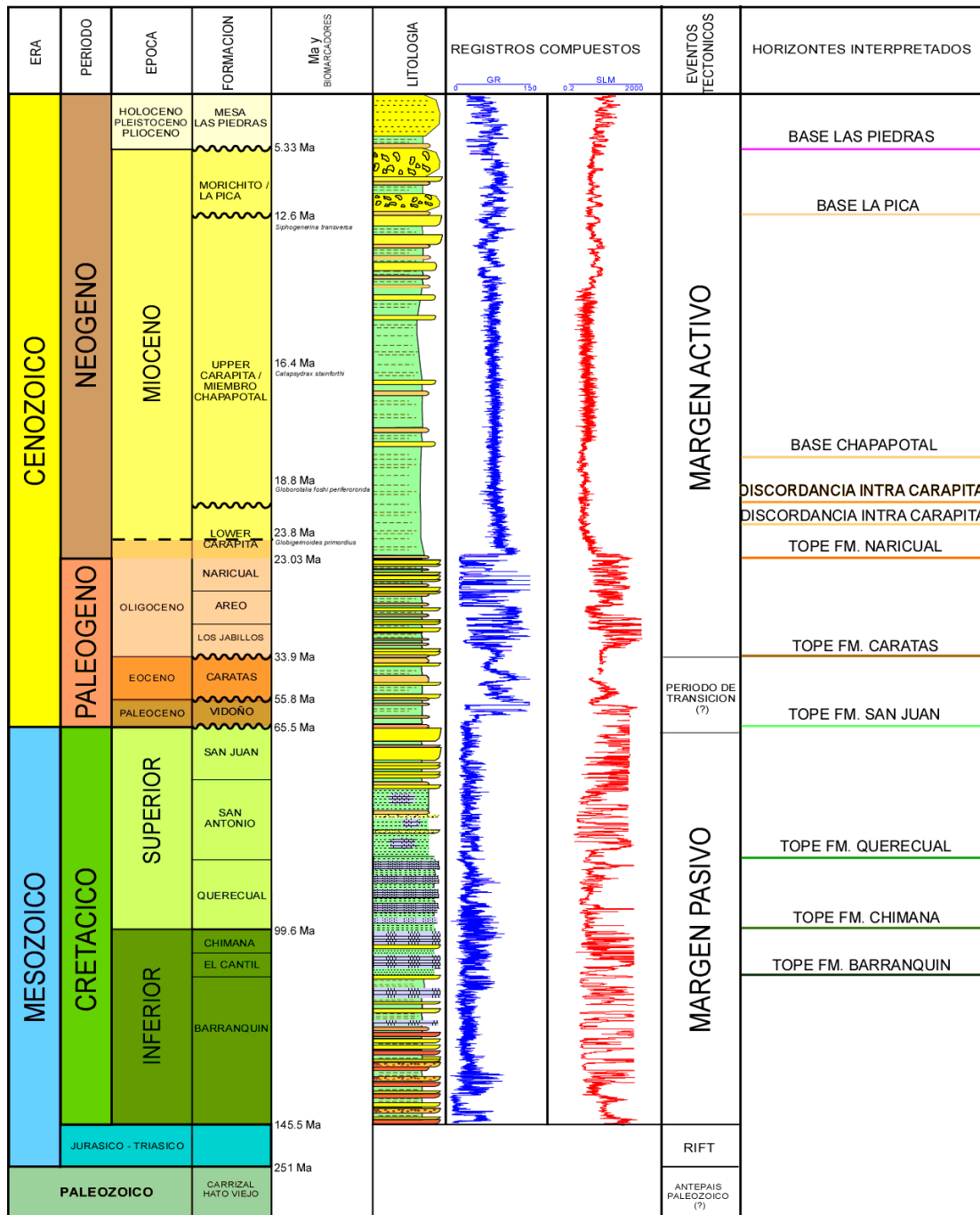


Figura 2.6. Columna estratigráfica generalizada del área con los horizontes interpretados. Tomado de González et al. (2009).

2.5 Marco estructural del área de estudio

Según González et al. (2009), las trampas de los prospectos son estructurales, y en general están compuestas por pliegues anticlinales asociados a fallas inversas (Figura 2.7). Los corrimientos de Pirital y El Furrial son los más importantes en términos de desplazamiento.

El corrimiento de Pirital tiene un desplazamiento que varía de 16 a 20 km y muestra valores máximos en la región central. Sobre la sección frontal del corrimiento, la escama de Pirital está compuesta por una rampa cabalgante que ha sido plegada y muestra una configuración anticlinal conocida como el alto de Pirital. Al norte de este anticlinal se desarrolla un sinclinal que está asociado a la disminución en el buzamiento del corrimiento.

El bloque piso del corrimiento de El Furrial está ubicado en el extremo sur de todas las secciones, y muestra un buzamiento entre 3° y 6° que se incrementa hacia el Norte. Este ángulo es el resultado de la flexura que ha sufrido la cuenca desde el Cretácico.

A partir del corrimiento de El Furrial se desarrollan una serie de rampas o corrimientos de segundo orden, como es el caso de las fallas de Jusepín, Travi, Bosque y Cotoperí – Orocual, entre otras. Existe una tendencia en estas fallas a desarrollar mayores desplazamientos hacia el Este.

Por otra parte, la sección oligocena (Formación Naricual y parte inferior de Carapita) se engrosa hacia el Norte, lo que parece estar controlado por las rampas anteriormente mencionadas y a su vez sugiere que estas podrían ser fallas normales oligocenas reactivadas como inversas. Durante el Mioceno Medio se formaron las fallas de Caicara, Cotoperí, Chaguaramal y Jusepín. La falla de Caicara plegó el corrimiento de Pirital, lo que indica que es posterior al mismo, sin embargo no se conoce su edad con exactitud. El corrimiento de Cotoperí se activa hace 16.4 Ma y posteriormente hace 14.8 Ma se activan la fallas de Chaguaramal.

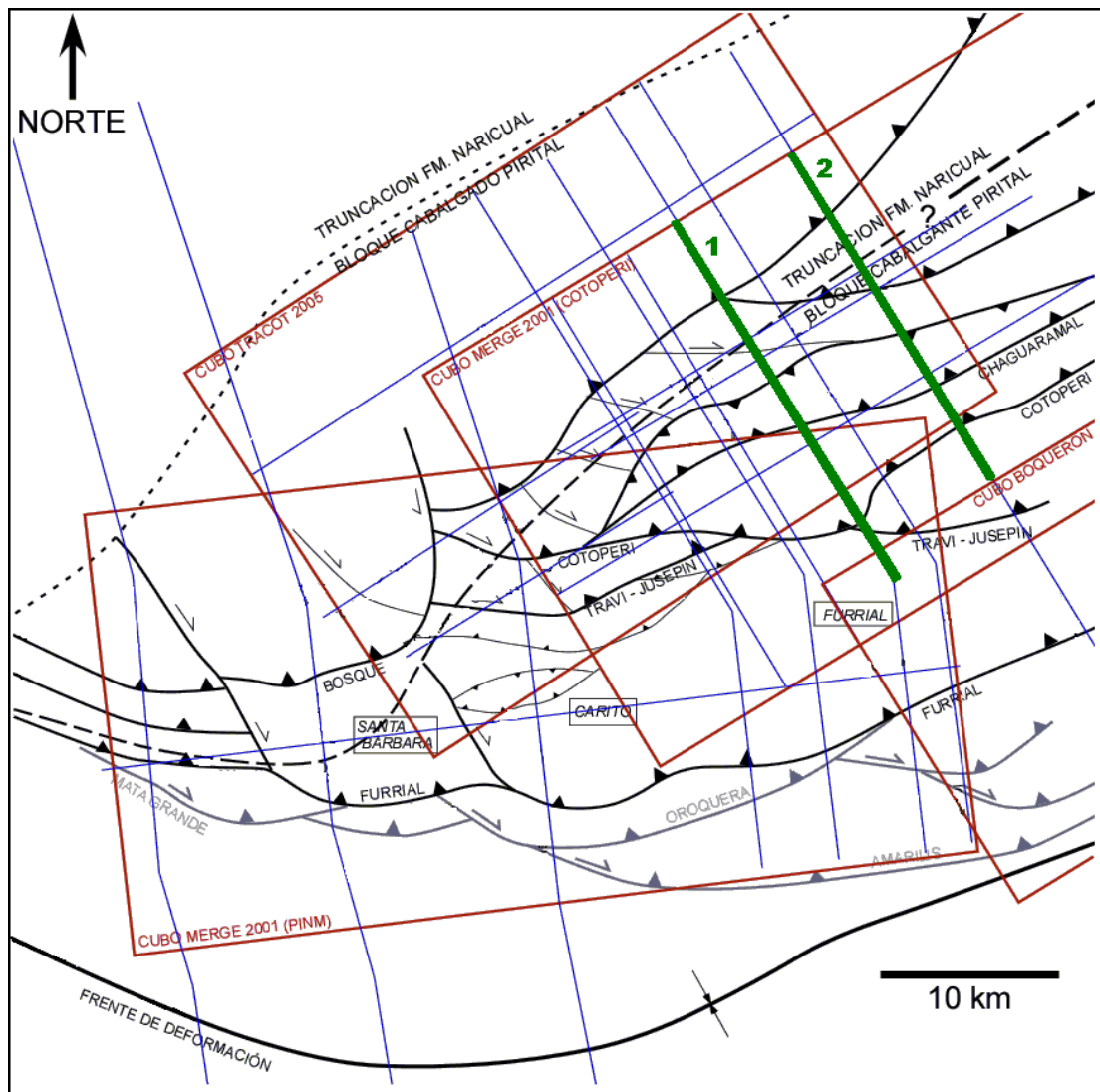


Figura 2.7. Mapa estructural a nivel de la Formación Naricual. Se muestra la ubicación de los todos los transectos generados en el proyecto exploratorio (azul), los segmentos modelados (verde) y los trenes estructurales presentes en el área. Modificado de González et al. (2009)

CAPITULO III MARCO TEÓRICO

3.1 Conceptos básicos de sismica de reflexión

Las ondas elásticas son perturbaciones que se propagan por el volumen o la superficie de un material sin desplazamiento neto del mismo. Pueden ser representadas por frentes de ondas o trayectoria de rayos (Figura 3.1); los primeros constituyen la superficie sobre la cual la fase del impulso es la misma y los rayos representan líneas perpendiculares a los frentes de ondas que definen el sentido de desplazamiento de la perturbación (Sheriff, 2002).

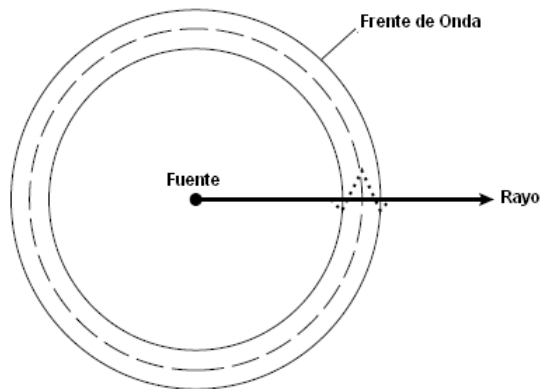


Figura 3.1. Relación entre un rayo sísmico y el frente de onda asociado. Modificado de Kearey, Brooks y Hill (2002).

3.1.1 Ley de Snell

La trayectoria que sigue una onda sísmica al atravesar interfases en el subsuelo se rige por la Ley de Snell (ecuación 3.1), la cual indica que una ondícula que atraviesa una frontera entre dos medios isotrópicos cambia su dirección tal que:

$$\frac{\text{Sen } \theta_1}{v_1} = \frac{\text{Sen } \theta_2}{v_2} \quad (\text{Ecuación 3.1})$$

Donde θ_1 es el ángulo medido respecto a la normal del plano del rayo incidente, v_1 es la velocidad del medio de incidencia, θ_2 es el ángulo de refracción tomado respecto a la normal del plano de refracción y v_2 es la velocidad del segundo medio, tal como se muestra en la siguiente figura.

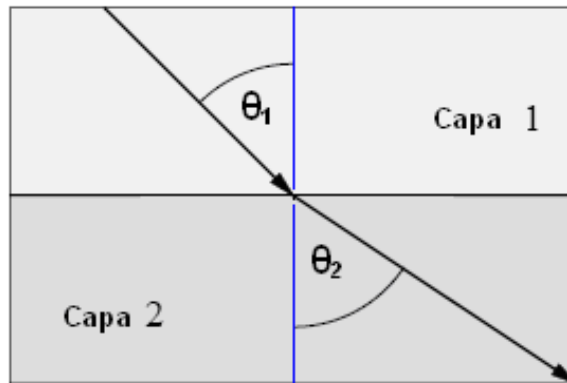


Figura 3.2. Representación grafica de la refracción de un rayo.

De igual forma, la Ley de Snell aplica en la reflexión de rayos. Para este caso se tiene que el ángulo de reflexión será igual al ángulo de incidencia en presencia de interfases planas y medios isotrópicos donde el rayo reflejado no sea producto de conversión de ondas (Scales, 1997).

3.1.2 Teoría del punto medio común

La técnica actual de adquisición sísmica tiene sus principios en la teoría del punto medio común o *common midpoint* (CMP), por la cual se asume que las reflexiones registradas en un receptor provienen de puntos del subsuelo ubicados en la distancia media entre dicho receptor y la fuente, en una configuración de capas planas. Por otro lado, el punto en profundidad común o punto de reflexión común, en ingles *common depth point* (CDP) o *common reflection point* (CRP), se define como el punto del subsuelo donde la energía es reflejada para un par fuente – receptor (Sheriff, 2002).

La posición lateral del CMP y CDP es la misma bajo una configuración de capas planas e isotrópicas, pero no se mantiene en casos como estructuras buzantes (Figura 3.3), ondas convertidas y distintas cotas de fuentes y receptores (Laurain et al, 2004); por lo que la energía debe ser posicionada en el lugar de reflexión verdadero.

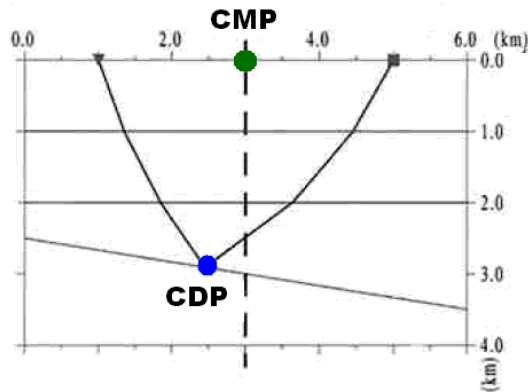


Figura 3.3. Diferencia entre posición del CMP y CDP para casos de capas buzantes. Modificado de Laurain, Gelius, Vinje y Lecomte. (2004).

3.1.3 Tiempo de reflexión

El tiempo de reflexión para una capa plana y de velocidad constante representa una función hiperbólica (ecuación 3.2) que describe el tiempo empleado por una ondícula para desplazarse a una distancia x (*offset*) en un medio con velocidad v por medio de la reflexión en la interfase plana inmediata. La propiedad hiperbólica de las reflexiones se preserva en el dominio del CMP; por lo tanto, la ecuación del tiempo de reflexión sigue siendo aplicable en dicho dominio (Lembang, 2003).

$$t^2(x) = \frac{(2h)^2}{v^2} + \frac{x^2}{v^2} \quad (\text{Ecuación 3.2})$$

En presencia de múltiples capas planas, la anterior ecuación es aplicable siempre y cuando el *offset* sea pequeño en relación con la profundidad h del reflector;

en este caso el valor de v en el dominio del CMP, se aproxima a la velocidad de apilamiento.

3.1.4 Ecuaciones de Zoeppritz

Los coeficientes de reflexión y transmisión para ondas elásticas en interfases horizontales están dados por las Ecuaciones de Zoeppritz, las cuales se resumen en la forma matricial mostrada en la Figura 3.4 y proveen el valor de las amplitudes ángulo-dependientes de las ondas reflejadas y transmitidas P y S. Sin embargo, en su derivación no consideran las ondas cónicas, por lo que no producen resultados confiables a ángulos mayores al crítico.

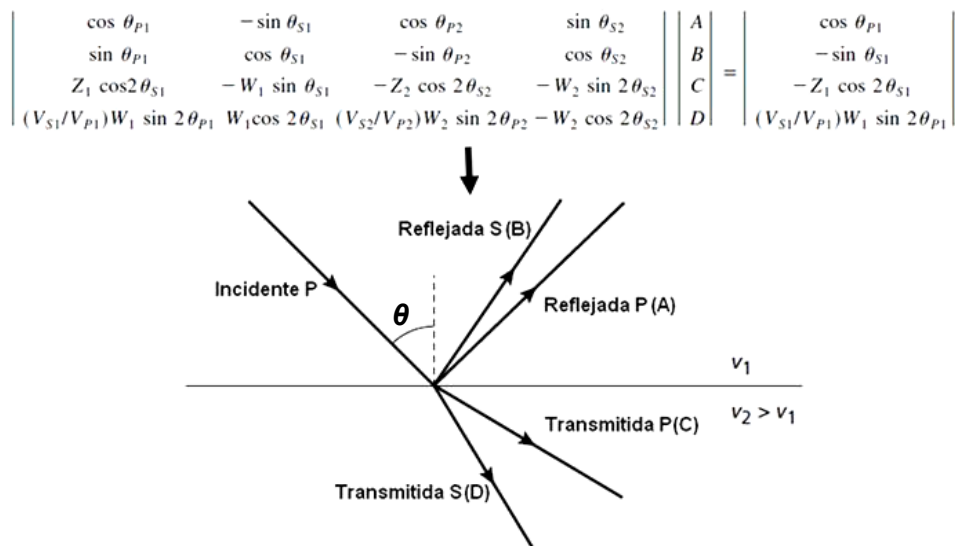


Figura 3.4. Ecuaciones de Zoeppritz para una onda plana incidente P. Donde Z_i y W_i representan la impedancia P y S (respectivamente) de la capa superior (Z_1 y W_1) e inferior (Z_2 y W_2). Modificado de Sheriff (2002).

3.1.6 Registros sísmicos de acuerdo al tipo de agrupación de trazas

Existen diversas formas de desplegar un conjunto de trazas respecto a la configuración de fuentes y receptores en una geometría de adquisición dada, tal como se muestra en la Figura 3.6. Un *common-midpoint gather* o agrupación por punto

medio común, presenta trazas agrupadas respecto al mismo punto medio (entre pares fuente receptor) en superficie y ordenadas por distancia fuente receptor (*offset*); un *common receiver gather* agrupa las trazas correspondientes a un receptor con posición fija, obtenidas con diversas fuentes y ordenadas de acuerdo al *offset*.

El término *common offset section* o sección de *offset* constante, presenta trazas que tienen el mismo *offset* dado un conjunto de fuentes y receptores. Por último, el *common-shot gather* es la agrupación de trazas que fueron grabadas en un mismo disparo y están ordenadas por distancia al punto fuente, es también denominado registro de campo o registro de fuente (Yilmaz, 2001).

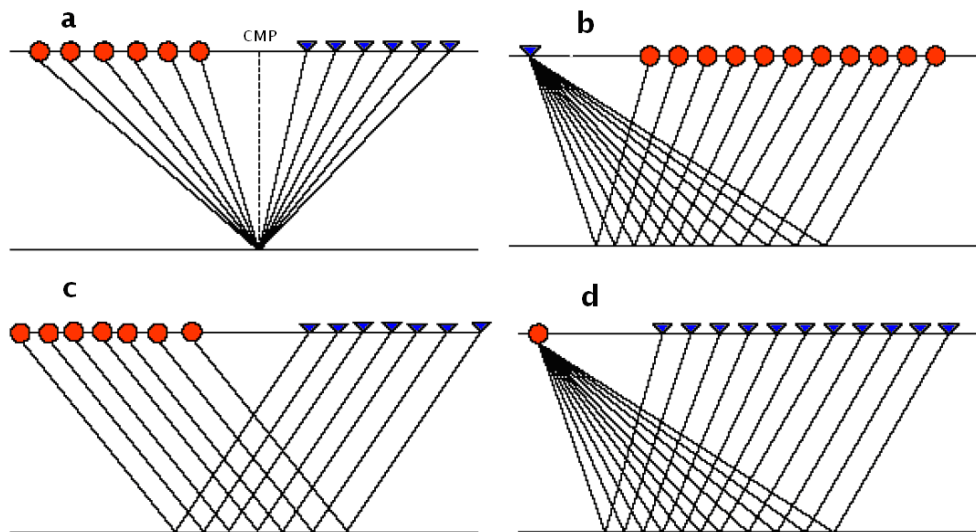


Figura 3.6. Configuración de fuentes y receptores para agrupación de trazas. a) *Common-midpoint gather*. b) *Common-receiver gather*. c) *Common-offset section*. d) *Common-shot gather*. Modificado de Kumar (2004).

3.2 Geometría de adquisición 2D

Según Keary et al. (2002), en levantamientos de reflexión 2D los datos son coleccionados a lo largo de líneas que nominalmente contienen todas las fuentes y receptores. Para el propósito del procesamiento de los datos, se asume que los rayos reflejados están en el plano vertical que contiene la línea del levantamiento. Debido a esto, en la presencia de buzamiento lateral las secciones sísmicas resultantes no

proveen una representación real de la estructura del subsuelo ya que puntos de reflexión caen fuera del plano vertical. Estas secciones pueden ser usadas para investigar estructuras tridimensionales al mapear cambios laterales en una serie de líneas sísmicas cercanas o mallado.

Las dos configuraciones más comunes de fuentes-receptores en los levantamientos 2D son la configuración *split-spread* y *end-on* (Figura 3.7) en las que puede haber cientos de detectores en un mismo arreglo.

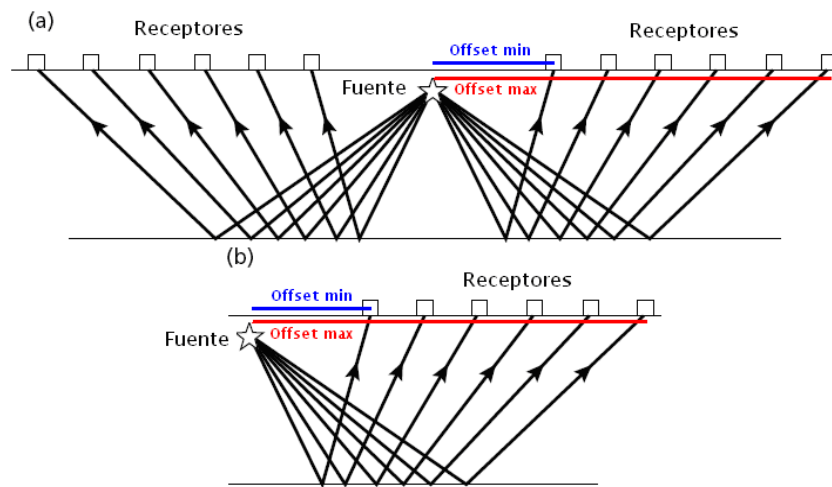


Figura 3.7. Configuraciones más usadas en sísmica 2D. a) Geometría *Split-spread*. b) Geometría *End-on*. Modificado de Kearey et al. (2002)

En los levantamientos *split-spread*, los receptores están distribuidos a ambos lados del disparo central y en la configuración *end-on*, el punto fuente está ubicado a un extremo del conjunto de receptores. La geometría más usada en tierra es *split-spread* y en mar es *end-on* por factores operacionales. El cálculo de los principales parámetros de adquisición se realiza tomando en cuenta las siguientes consideraciones:

Offset máximo: representa la distancia horizontal de la fuente al último receptor. Debe ser aproximadamente la misma dimensión de la profundidad al reflector objetivo. Además, puede tomarse en cuenta el buzamiento de las estructuras por la

ecuación 3.4, conociendo la profundidad del horizonte objetivo Z y el mayor ángulo de buzamiento θ .

$$X_{max}=Z*\tan(\theta) \quad (\text{Ecuación 3.4})$$

Intervalo de receptores: el intervalo de receptores debe ser determinado tomando en la dimensión lateral de las estructuras prospectadas. Se calcula a través de la siguiente ecuación:

$$IR \approx \frac{V_{int}}{4 * f_{max} * \text{Sen}\theta} \quad (\text{Ecuación 3.5})$$

Donde V_{int} es la velocidad interválica por encima del horizonte objetivo, f_{max} es la frecuencia máxima recuperable a dicho nivel y θ el ángulo máximo de buzamiento.

Intervalo de fuentes: generalmente se define de acuerdo a la cobertura máxima deseada, el número de canales y la distancia entre ellos de acuerdo a la ecuación 3.6.

$$IF = \frac{NC * IG}{2 * C_{max}} \quad (\text{Ecuación 3.6})$$

Donde NC es el número de canales en el tendido, IG es el intervalo de grupos y C_{max} es la cobertura máxima.

Intervalo de muestreo temporal: generalmente se precisa en 1, 2 o 4 ms, ya que con estos muestreos se pueden recuperar frecuencias superiores a las que realmente son registradas con las fuentes de energía actualmente utilizadas.

Tiempo de grabación: se debe tomar en cuenta la capacidad de almacenamiento de datos y las reflexiones que lleguen en mayor tiempo. En este sentido, se puede aproximar este valor al calcular el tiempo de reflexión (ecuación 3.2) de la capa más profunda usando como distancia horizontal el offset máximo.

3.3 Procesamiento sísmico

La secuencia de procesamiento aplicada a datos sintéticos presenta ligeras diferencias respecto a la aplicada a datos sísmicos reales; dichas diferencias dependen de las condiciones evaluadas y dispuestas para el modelado sísmico. En base a esto, ciertas etapas no son necesarias ni aplicables, lo que reduce significativamente el tiempo empleado en el procesamiento de los datos obtenidos.

La secuencia de procesamiento generalmente empleada con registros sintéticos abarca los siguientes procesos:

- a. Aplicación de geometría
- b. Corrección de amplitud por divergencia esférica
- c. Agrupación por *CMP gathers*
- d. Análisis de velocidad
- e. Corrección NMO
- f. *Mute*
- g. Apilamiento
- h. Migración

Etapas como las correcciones estáticas y residuales son aplicadas solo cuando se toma en cuenta la topografía de la zona. Además, no es necesaria la edición de las trazas que incluye la remoción de trazas erróneas e inversión de polaridad.

3.3.1 Aplicación de geometría

Un paso importante en el pre-procesamiento es la imposición de la geometría de campo a los datos sísmicos mediante el uso de las coordenadas de ubicación de las fuentes y receptores en los *headers* en base a la información del levantamiento (Kumar, 2005). En datos sísmicos terrestres las estáticas de elevación son aplicadas en esta etapa del procesamiento para reducir y establecer los tiempos de viaje de la onda a un nivel o *datum* común.

3.3.2 Corrección de amplitud por divergencia esférica

Esta corrección de amplitud consiste en la aplicación de una ganancia variable en tiempo a los datos, para aumentar las amplitudes de las llegadas posteriores en comparación con las registradas a menor tiempo (Bacon et al., 2003). Es aplicada para remover la pérdida de amplitud debido a la expansión del frente de ondas en profundidad.

3.3.3 Agrupación por *CMP gathers*

La adquisición de datos sísmicos de cobertura múltiple es llevada a cabo en coordenadas fuente-receptor y en dominio del *common-shot gather*. A su vez, el procesamiento sísmico es convencionalmente hecho en coordenadas *CMP-offset*, a través de la agrupación de las trazas por *CMP gathers*. En base a la información de la geometría de campo, cada traza individual es asignada al punto medio entre la ubicación de la fuente y receptor asociados a la misma.

3.3.4 Análisis de velocidad y corrección *Normal Moveout*

Se denomina *Normal Moveout* o NMO a la diferencia en el tiempo de arribo de una reflexión causada por la variación de la distancia entre la fuente y el receptor

(Sheriff, 2002). El análisis de velocidad se lleva a cabo para obtener el valor de velocidades de apilamiento a partir de la corrección del efecto del *Normal moveout*, que actualmente involucra encontrar la velocidad asociada a la hipérbola de mejor ajuste para datos en el dominio del CMP. La mayoría de los análisis miden la coherencia de las trazas para esa corrección en función de maximizar dicho valor.

En la Figura 3.8 se muestra un registro sísmico y el espectro de semblanza correspondiente, el cual es un gráfico creado a partir del análisis de semblanza que cuantifica la velocidad de corrección que produce la amplitud máxima de la reflexión en el apilamiento de la traza (Keary et al., 2002).

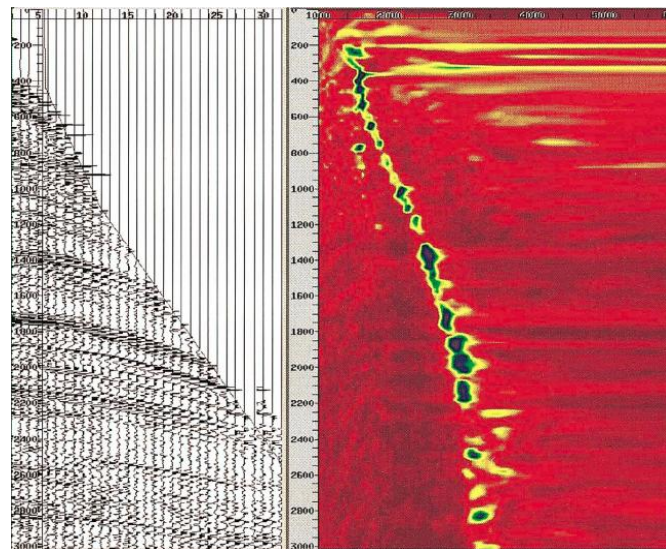


Figura 3.8. Registro sísmico con su gráfico de semblanza. Modificado de Yilmaz (2001).

Sin embargo, las reflexiones no siempre son hiperbólicas (excepto en el caso de capas horizontales con velocidad constante) y por lo tanto, el valor de la velocidad de apilamiento depende en gran medida de la cantidad de trazas incluidas en el análisis (Sheriff, 2002).

Luego de la escogencia de las velocidades de corrección a través del análisis de semblanza, se procede a horizontalizar las reflexiones por medio de la corrección NMO para cada CMP existente, a través de la siguiente ecuación.

$$\Delta t_{NMO} = t(0) \left\{ \sqrt{1 + \left(\frac{x}{v_{NMO} t(0)} \right)^2} - 1 \right\} \quad (\text{Ecuación 3.7})$$

El tiempo obtenido Δt_{NMO} se le resta al tiempo original t de la reflexión (para cada *offset*) para lograr el carácter horizontal de los eventos, tal como se muestra en la Figura 3.9.

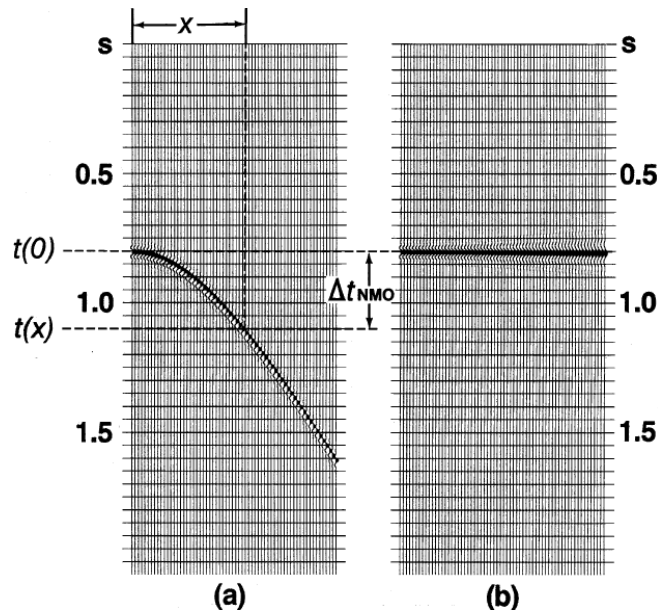


Figura 3.9. Corrección de evento de reflexión por *Normal Moveout*. Tomado de Yilmaz (2001).

3.3.5 Mute de estiramiento

Al aplicar la corrección NMO, las trazas son sometidas a un estiramiento no lineal que es llamado *NMO stretching* y como resultado se produce una distorsión de frecuencias particularmente en eventos someros y a grandes *offsets* (Kumar, 2005). En la Figura 3.10 se observa dicho efecto y el *mute* aplicado para eliminar las zonas del registro donde el estiramiento es mayor al permitido.

Aparte de este tipo de corrección, se puede aplicar el denominado *surgical mute*, el cual es un procedimiento utilizado para eliminar directamente las refracciones y eventos someros para que sus amplitudes no estén presentes en el los registros CMP.

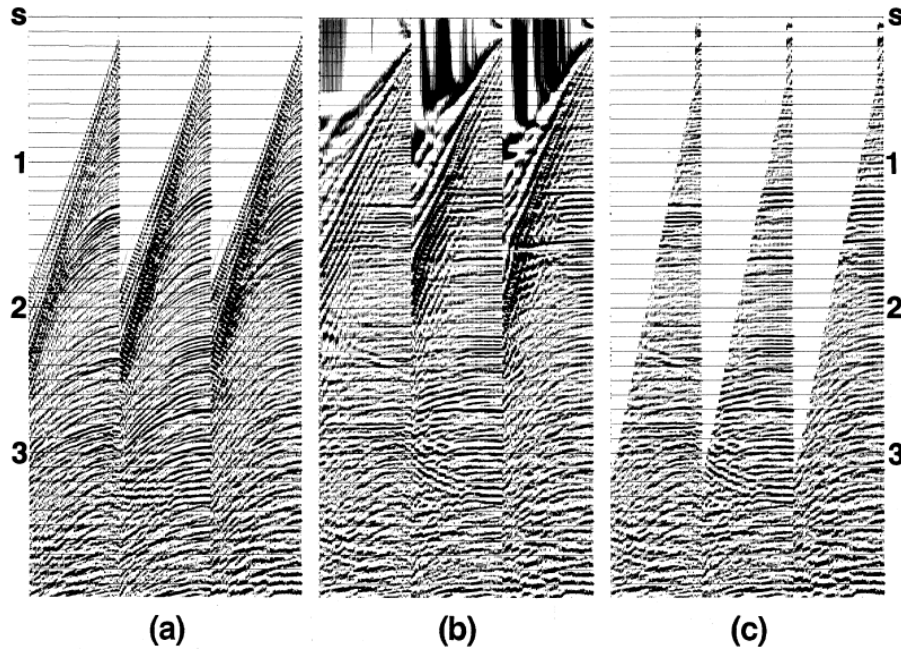


Figura 3.10. *Mute* de estiramiento. (a) Registros sísmicos, (b) corrección NMO y aparición del estiramiento en las trazas, (c) aplicación del mute para eliminar el efecto. Modificado de Yilmaz (2001)

3.3.6 Apilamiento

El apilamiento produce el primer resultado del procesamiento sísmico que puede ser interpretado. En esta etapa, se combinan todas las trazas de los *CMP gathers* en una sola traza. Digitalmente, las amplitudes en las trazas son expresadas como números, de forma tal que el apilamiento de las mismas implica la suma del conjunto de valores a un tiempo constante. Después del apilamiento cada traza puede ser normalizada para una visualización adecuada (Gadallah y Fisher, 2009).

3.3.7 Migración

La migración es el proceso de reconstrucción de la imagen sísmica con el fin de repositonar los eventos de reflexión en su ubicación correcta y a un tiempo de reflexión corregido, tal como se muestra en la Figura 3.11. Asimismo, esta técnica mejora la resolución de las secciones sísmicas al enfocar la energía distribuida en la zona de Fresnel y al colapsar patrones de difracción producidos por puntos reflectores y capas buzantes (Keary et al., 2002).

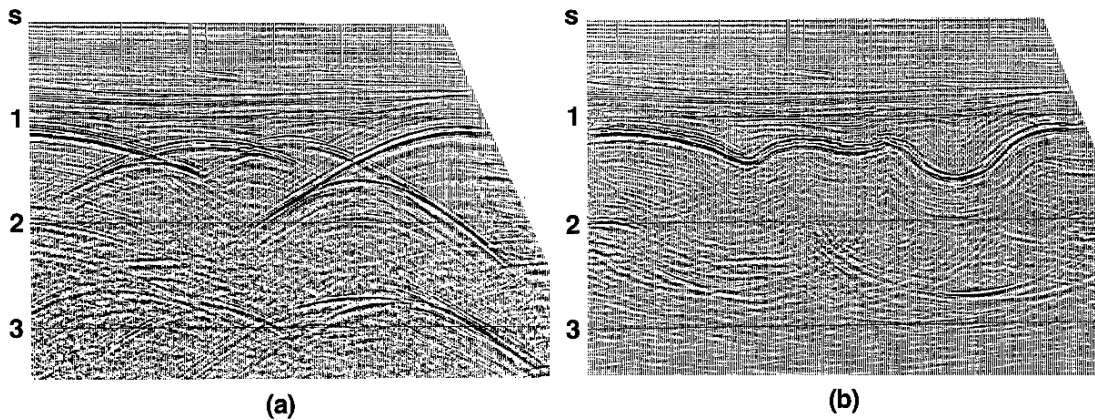


Figura 3.11. Sección sísmica antes (a) y después (b) de migración. Modificado de Yilmaz (2001).

Migración Kirchhoff

La migración de Kirchhoff es una de las técnicas más populares de migración basada en el método de suma de difracciones, donde la hipérbola de difracción es colapsada al sumar las amplitudes contenidas en ella. La longitud de la apertura usada en la suma de amplitudes es un parámetro importante que afecta el desempeño de la migración de Kirchhoff (Rastogi, Yereni y Phadke, 2000). La extensión de la apertura es medida en función del número de trazas de contenidas en la trayectoria hiperbólica. Una apertura de migración muy grande perjudica los eventos someros debido a la inclusión de ruido en la suma de amplitudes. Una apertura muy pequeña

causa la supresión de eventos de buzamiento muy alto y variaciones fuertes de velocidad.

Migración por diferencias finitas

En este tipo de migración, la ecuación de onda es aproximada por el método de diferencias finitas para la solución numérica de la misma. Según Sah (2007), la respuesta del algoritmo de diferencias finitas a los eventos buzantes depende de la aproximación hecha a la ecuación escalar de onda. En este tipo de migración se pueden usar distintos esquemas de solución, los extremos son la ecuación diferencial de 15 grados y la ecuación de 65 grados. La primera puede causar dispersión de los eventos con alto buzamiento y la última es más precisa pero tiene mayores tiempos de cómputo.

Migración Pre-apilamiento

Según Bancroft (2001), la corrección NMO de la energía de eventos buzantes no colocará los mismos en su verdadera posición horizontal, aunque el evento sea hiperbólico; además, la energía de un punto de difracción frecuentemente no se apila correctamente ante la corrección NMO. Debido a esto, la migración pre-apilamiento es necesaria para enfocar esta energía. Entre los algoritmos de migración para esta técnica se tiene el algoritmo de migración pre-apilamiento de Kirchhoff, el cual tiene como ventaja una mayor eficiencia y menor dependencia del modelo de velocidad obtenido en comparación con la mayoría de algoritmos de migración (Aimin, 2009).

3.4 Modelado sísmico

El modelado sísmico es una técnica usada para simular la propagación de las ondas sísmicas en el subsuelo. El objetivo es predecir los sismogramas que un conjunto de sensores registrarían, asumiéndose una estructura del subsuelo

determinada (Figura 3.12). Esta técnica es una herramienta de valor para la interpretación sísmica y una parte esencial de los algoritmos de las técnicas de inversión. Asimismo, otra aplicación del modelado sísmico es la evaluación y diseño de levantamientos de adquisición (Carcione, Herman y Kroode, 2002).

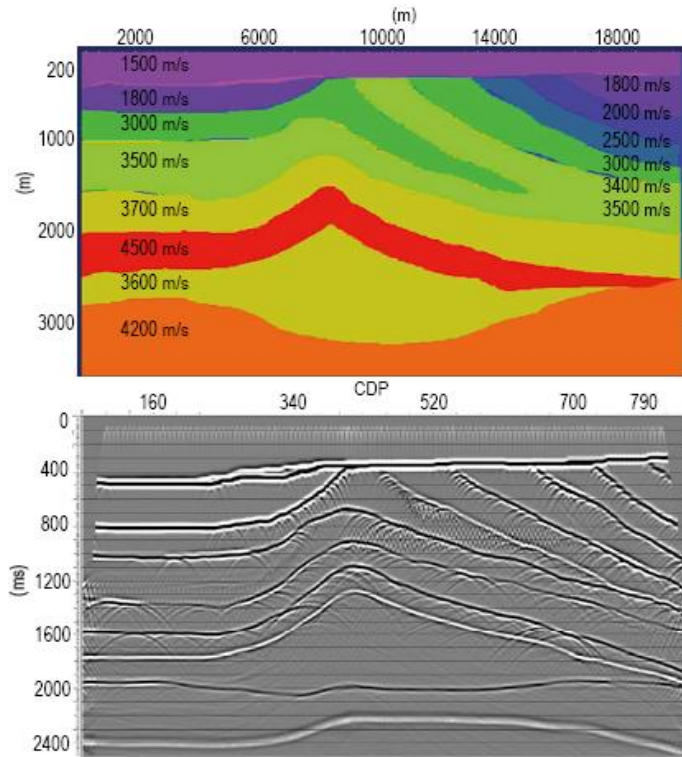


Figura 3.12. Modelado sísmico por ecuación de onda acústica. Arriba: modelo de velocidades; abajo: sección sintética migrada. Modificado de Jinhua, Tao, Genyang, y Tianyue (2009).

Según Margrave y Manning (2004), hay muchos métodos que pueden ser usados para simular como se propaga el campo de ondas sísmicas por el subsuelo y como serían registradas por los receptores. La naturaleza de la propagación de la onda sísmica puede ser muy compleja, por lo que los diversos métodos usan aproximaciones de varios tipos para hacer el problema resoluble. En general, modelar ondas sísmicas requiere de la adopción de una teoría particular de la ecuación de onda y su correspondiente análisis.

La ecuación de onda elástica describe la propagación de la onda P y S en un medio con propiedades que pueden ser espacialmente variables. Una de las teorías

derivadas de esta ecuación es la teoría de onda escalar, que asume que la cantidad física que se propaga como onda puede ser representada como un número o valor en cada espacio y cada instante de tiempo.

La ecuación 3.8 es el ejemplo más citado de la onda escalar, su característica general es que vincula las segundas derivadas espaciales en tiempo del campo de onda (Φ) a sus segundas derivadas en tiempo. Esencialmente, están involucradas para su formulación la Ley de Newton y la Ley de Hooke.

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} \right) \Phi(x, y, z, t) = \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2}{\partial t^2} \Phi(x, y, z, t) \quad (\text{Ecuación 3.8})$$

3.4.1 Modelado sísmico por trazado de rayos

Según Rawlinson (2007), la solución a la ecuación de onda requiere esfuerzo computacional exhaustivo que hace difícil su aplicación en muchos casos. Sin embargo, la teoría de rayos es un enfoque alternativo en el cual se realiza el seguimiento de un punto del frente de ondas en vez del campo de ondas completo. Esta teoría es extensamente usada debido a su simplicidad, velocidad de cómputo y aplicabilidad a un amplio rango de problemas.

La mayoría de los algoritmos de trazado de rayos se basan en la Ley de Snell para seguir la trayectoria de un rayo en un modelo de velocidades, de acuerdo al ángulo de salida establecido; el cálculo de las amplitudes de los rayos reflejados que llegan a superficie se realiza a través de la resolución de las Ecuaciones de Zoeppritz o alguna aproximación a estas.

Según Yang (2003), diversos métodos se han desarrollado para seguir los rayos de un punto a otro, por ejemplo de la fuente sísmica a un receptor. Los dos métodos más utilizados son: el *bending method* y el *shooting method*. En el primero, se fija un extremo del rayo (punto fuente), se asigna el ángulo de incidencia y el azimut inicial para encontrar las coordenadas del otro extremo o punto final, tomando en cuenta un rango de distancia admitido entre el receptor y el rayo.

El segundo método fija los dos extremos del rayo (fuente y receptor) y estima una trayectoria inicial que será perturbada hasta que satisfaga el criterio de tiempo de viaje mínimo (Principio de Fresnel).

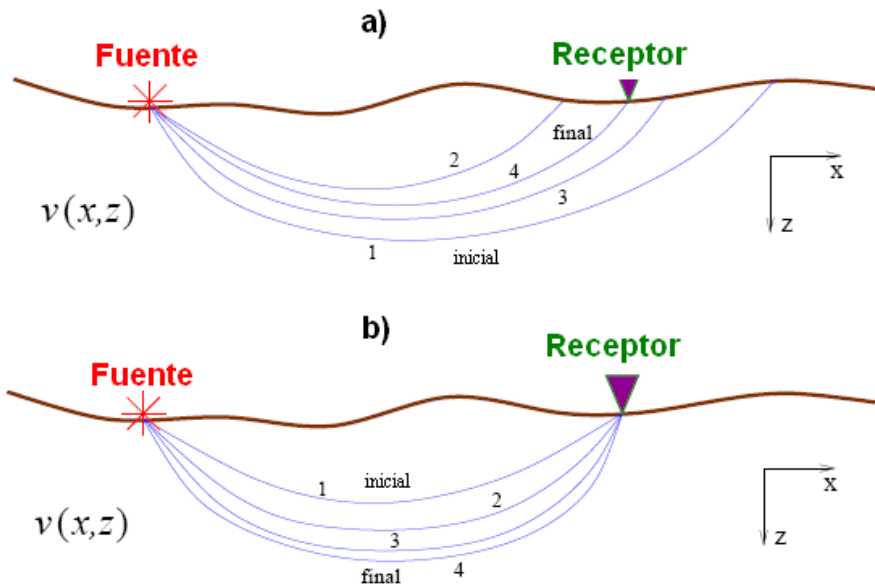


Figura 3.13. Método de shooting (a) y método de bending (b) utilizados para el trazado de rayos. Modificado de Rawlinson (2007).

Según Julian y Gubblins (1997), el método de *bending* es la forma más eficiente de trazar un rayo entre dos puntos, aplicable para modelos simples de velocidad. Para estructuras de velocidad más complejas, donde los rayos son trayectorias más complicadas, la eficiencia del método de *bending* es menor y tiende fuertemente a obviar trayectorias múltiples.

El trazado de rayos no produce el campo completo de ondas, por lo tanto, los sismogramas sintéticos de la técnica no contienen todas las ondas que en realidad llegarían al receptor, solo los rayos específicos seleccionados por el usuario. A pesar de estos inconvenientes, la teoría básica de rayos es ampliamente usada para obtener sismogramas sintéticos debido a la simplicidad relativa de las versiones del método, los bajos tiempos computacionales y el hecho que los rayos para todos los eventos en las secciones sintéticas pueden ser identificados a partir del tiempo de viaje (Krebes, 2004).

El método de trazado de rayos suele ser más eficiente en modelos de velocidad suavizados, en los cuales la variación del parámetro sea gradual. El efecto del trazado de rayos sobre modelos no suavizados se muestra en la Figura 3.14, en la cual se aprecia que con una variación gradual de velocidad, las trayectorias de los rayos tienen una distribución más homogénea y disminuyen las zonas cáusticas o zonas con alta convergencia de rayos en comparación con modelos que tengan contrastes bruscos de velocidad.

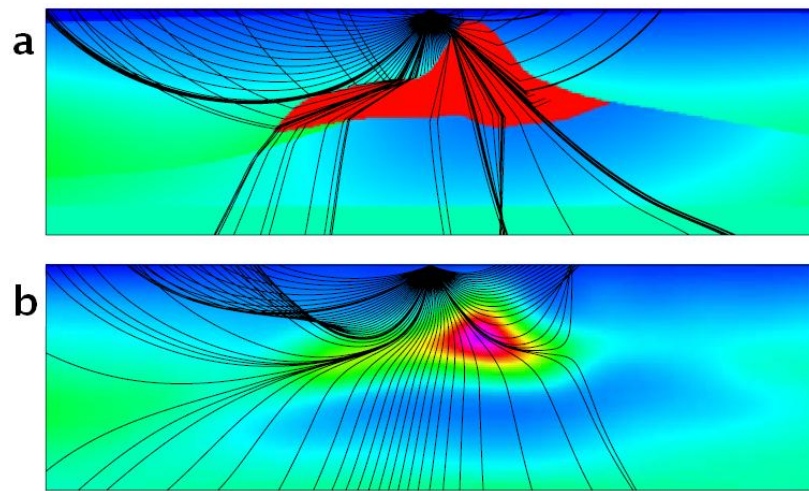


Figura 3.14. Trazado de rayos sobre un modelo de velocidad de capas (a) en comparación con el trazado sobre el modelo de velocidad suavizado (b). Tomado de Rastogi, Yereni y Phadke (2001).

3.4.2 Modelado sísmico por ecuación de onda acústica

3.4.2.1 Diferencias finitas

La solución exacta a la ecuación de onda (ecuación 3.8) es de dimensiones infinitas, es decir, ningún número finito de parámetros puede describir completamente la solución, excepto en un muy limitado número de casos, y debido a que las computadoras trabajan con memorias finitas y realizan cálculos finitos, deben realizarse aproximaciones para resolver numéricamente la ecuación de onda. (Lehtinen, 2003).

Para aproximar derivadas por el método de diferencias finitas, se utiliza la definición básica representada por las siguientes ecuaciones, siendo los intervalos espaciales (Δx) infinitesimales:

$$\frac{dy}{dx} \approx \frac{y(x + \Delta x) - y(x)}{\Delta x} \quad (\text{Ecuación 3.9})$$

$$\frac{dy}{dx} \approx \frac{y(x) - y(x - \Delta x)}{\Delta x} \quad (\text{Ecuación 3.10})$$

$$\frac{dy}{dx} \approx \frac{y(x + \Delta x) - y(x - \Delta x)}{2\Delta x} \quad (\text{Ecuación 3.11})$$

Donde la ecuación 3.9 representa la aproximación por diferencia a progresiva y la 3.10 la aproximación por diferencia regresiva. Aplicando series de Taylor se obtiene que el error obtenido por ambas aproximaciones es del orden Δx pero el error derivado por la diferencia central (ecuación 3.11) es del orden Δx^2 (Krebes, 2004). En consecuencia, se tiene que usando las dos primeras ecuaciones se obtienen esquemas de precisión de primer orden, pero la diferencia central produce esquemas de precisión de segundo orden; por lo tanto, esta es frecuentemente usada en la aproximación por diferencias finitas.

Aproximaciones de mayor orden, involucrando una serie o combinación de diferencias progresivas, regresivas o centrales para aumentar la precisión pueden ser usadas también, pero resultan en esquemas más complicados y engorrosos, así como en un mayor tiempo de cómputo.

La ecuación de onda acústica en una dimensión (ecuación 3.12) se puede aproximar por el método de diferencias finitas.

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{1}{v} \frac{\partial u}{\partial t} = 0 \quad (\text{Ecuación 3.12})$$

Si se aplica la diferencia regresiva para el término $\partial u / \partial x$ y la diferencia progresiva para el término $\partial u / \partial t$ se obtiene la siguiente expresión:

$$\frac{u(x,t) - u(x - \Delta x, t)}{\Delta x} + \frac{1}{v} \frac{u(x, t + \Delta t) - u(x, t)}{\Delta t} = 0 \quad (\text{Ecuación 3.13})$$

El método de diferencias finitas puede ser usado para modelar la propagación de ondas a través de un modelo geológico, obteniéndose pocos problemas de los relacionados al trazado de rayos, pero un grupo diferente de dificultades aparece. Los nuevos problemas están relacionados con análisis numérico, efectos de dispersión y efectos de frontera.

En este método, la ondícula que se propaga es especificada desde su punto inicial y el modelo geológico es definido por su velocidad (onda acústica) o con la especificación adicional de otros parámetros elásticos y densidad (onda completa). Como resultado se tiene la propagación de la onda muy naturalmente en respuesta de las leyes de física correspondientes a la ecuación de onda utilizada (Margrave y Manning, 2004).

En la Figura 3.15 se presenta un ejemplo del modelado sísmico de onda elástica en un modelo de dos capas planas de velocidad constante por el método de diferencias finitas. Se aprecia en el gráfico superior el registro sintético con los diversos tipos de onda reproducidos por la técnica (directa, refractada, reflejada, convertida y superficial). Además de esto, se observa la presencia de múltiples y la disminución de amplitudes a mayores tiempos y *offsets* debido a la atenuación de la onda. En la parte inferior, se aprecia a un tiempo de 800 ms la propagación de los frentes de onda.

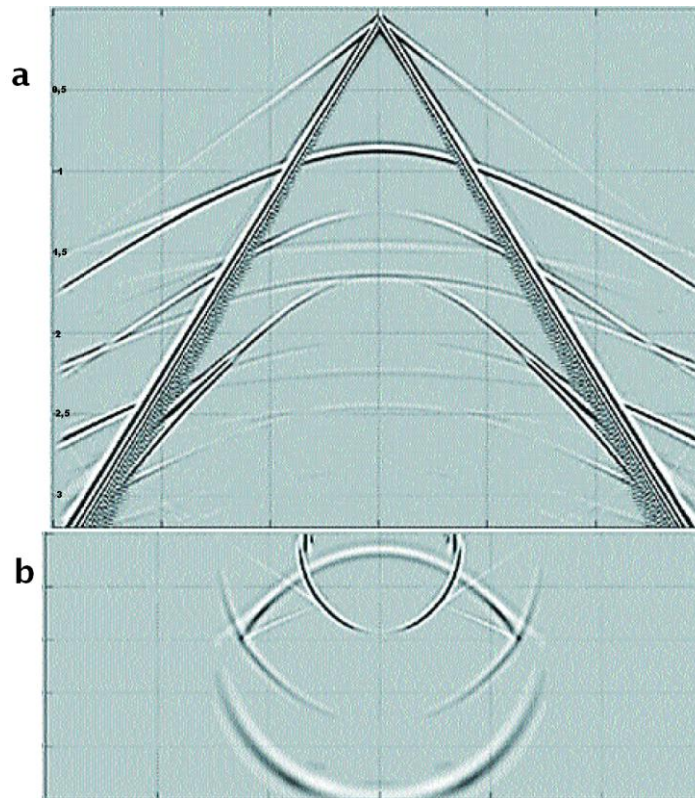


Figura 3.15. a) Registro sintético obtenido del modelado por ecuación de onda elástica por diferencias finitas. b) Frentes de onda del registro a un tiempo de 800ms. Modificado de Krebs (2004)

3.4.2.2 Dispersión de malla

Según Lehtinen (2003), la dispersión representa el fenómeno por el cual ondas viajando con direcciones o frecuencias distintas, se propagan a diferentes velocidades en el mismo medio. Esta dispersión puede ocurrir tanto naturalmente (en medios dispersivos) como artificialmente (algoritmos numéricos).

La ecuación de onda no establece dispersión para las ondas corpóreas; es decir, en la solución exacta, independientemente de la dirección o frecuencia, las ondas se propagarán con la misma velocidad correspondiente a la velocidad del medio. En este sentido, se define la dispersión de malla como un artefacto numérico que causa que las ondas de mayor frecuencia viajen a menor velocidad que las ondas de frecuencias más bajas (De Basade y Sen, 2007); puede estar presente en el modelado por diferencias finitas tal como se observa en la siguiente figura.

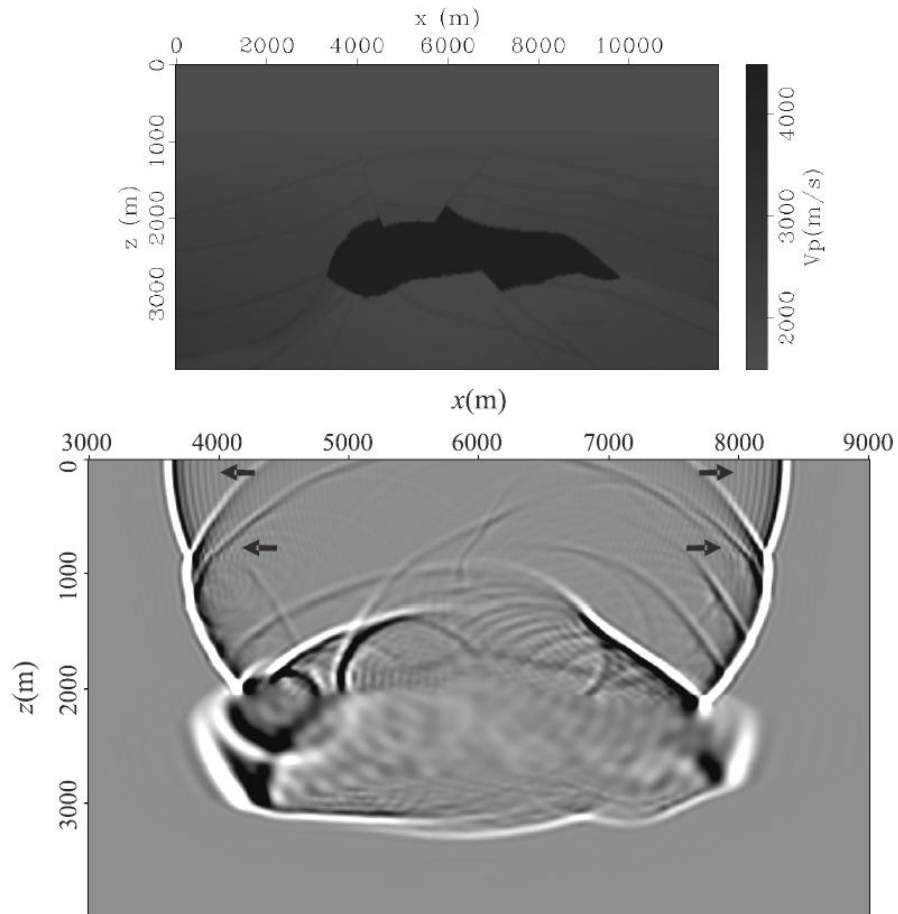


Figura 3.16. Modelado de onda por diferencias finitas. a) Modelo del domo de sal SEG/EAGE. b) Propagación de ondas con dispersión artificial (flechas negras). Modificado de Liu y Sen (2009).

Según Krebs (2004), una regla típica para evitar la dispersión de malla, en esquemas de segundo orden, es que los intervalos espaciales no deben ser mayores que una décima de la longitud de la menor onda en el modelo, por lo que debería haber como mínimo 10 muestras por longitud de onda. Si se utilizan esquemas de diferencias finitas de mayor orden, este número puede ser reducido, por ejemplo a 5 intervalos por longitud de onda. Frecuentemente, los intervalos espaciales en el modelado de onda acústica en dos dimensiones suelen tener la misma magnitud en ambas direcciones y en todas las zonas de los modelos (Figura 3.17).

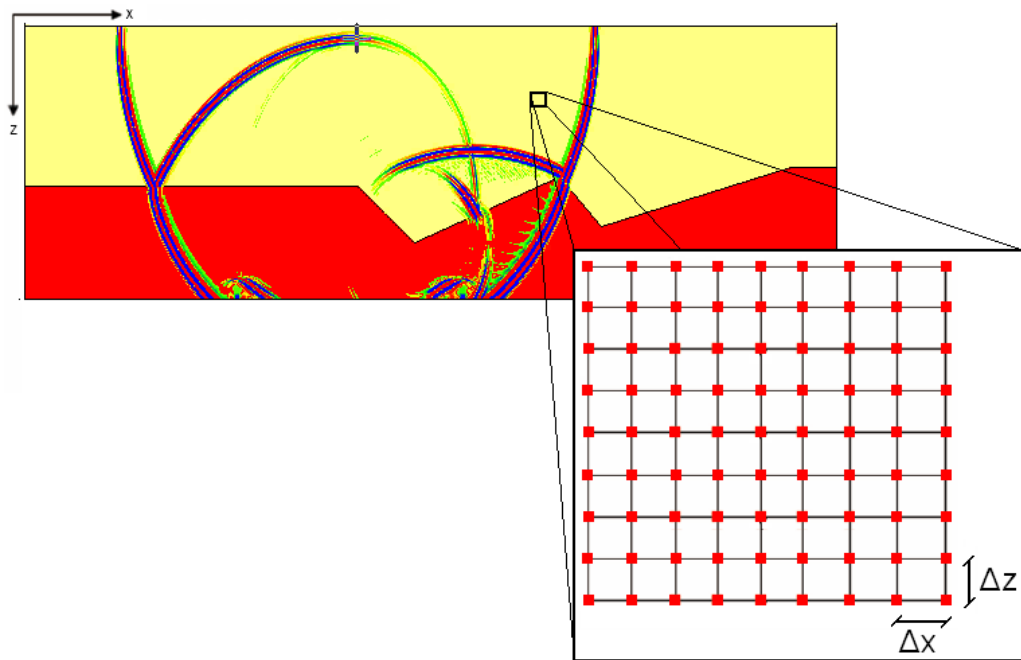


Figura 3.17. Mallado espacial correspondiente al algoritmo de ecuación de onda. Modificado de Jinhua et al. (2009).

3.4.2.3 Condiciones de estabilidad y precisión

Para que la estimación o aproximación a la ecuación de onda realizada por el método de diferencias finitas sea precisa y estable, ciertas condiciones deben tomarse en cuenta antes de llevar a cabo los cálculos. Generalmente, para la aplicación de métodos explícitos en la resolución de la ecuación, se escoge un muestreo espacial pequeño y adecuado para evitar dispersión en el mallado y luego se escoge el muestreo temporal para asegurar la condición de estabilidad expresada en las Ecuaciones 3.14 y 3.15 (Geiger y Daley, 2003).

Según la condición de Courant–Friedrichs–Lewy, para una onda que se propaga a través de un mallado discreto, el intervalo de tiempo Δt correspondiente al muestreo debe ser menor al empleado por la onda para propagarse en los espacios Δx . Para esquemas de segundo orden y cuarto orden, se tiene que la condición está representada respectivamente por las siguientes ecuaciones.

$$\frac{\Delta x}{\Delta t} \geq v_{\max} \sqrt{2} \quad (\text{Ecuación 3.14})$$

$$\frac{\Delta x}{\Delta t} \geq v_{\max} \sqrt{8/3} \quad (\text{Ecuación 3.15})$$

Estas expresiones permiten establecer el valor del intervalo de tiempo Δt habiendo establecido Δx , para asegurar la estabilidad del cálculo. Un esquema inestable eventualmente producirá cantidades numéricas excesivamente grandes que excederá la precisión del computador que realiza los cálculos.

CAPITULO IV METODOLOGÍA

La secuencia general empleada en esta investigación para la obtención de las secciones sísmicas (Figura 4.1), comienza con la definición y construcción de los modelos geológicos para el análisis sísmico en el programa OMNI versión 8.0 de la empresa GEDCO; seguidamente, se establece la configuración de velocidad de las capas, se definen los parámetros de las técnicas de modelado y la geometría de adquisición, y se procede a generar los registros sísmicos correspondientes a cada técnica. Por último, se procesan estos datos en el programa VISTA versión 8.0 desarrollado por la empresa antes mencionada para obtener las secciones sintéticas.

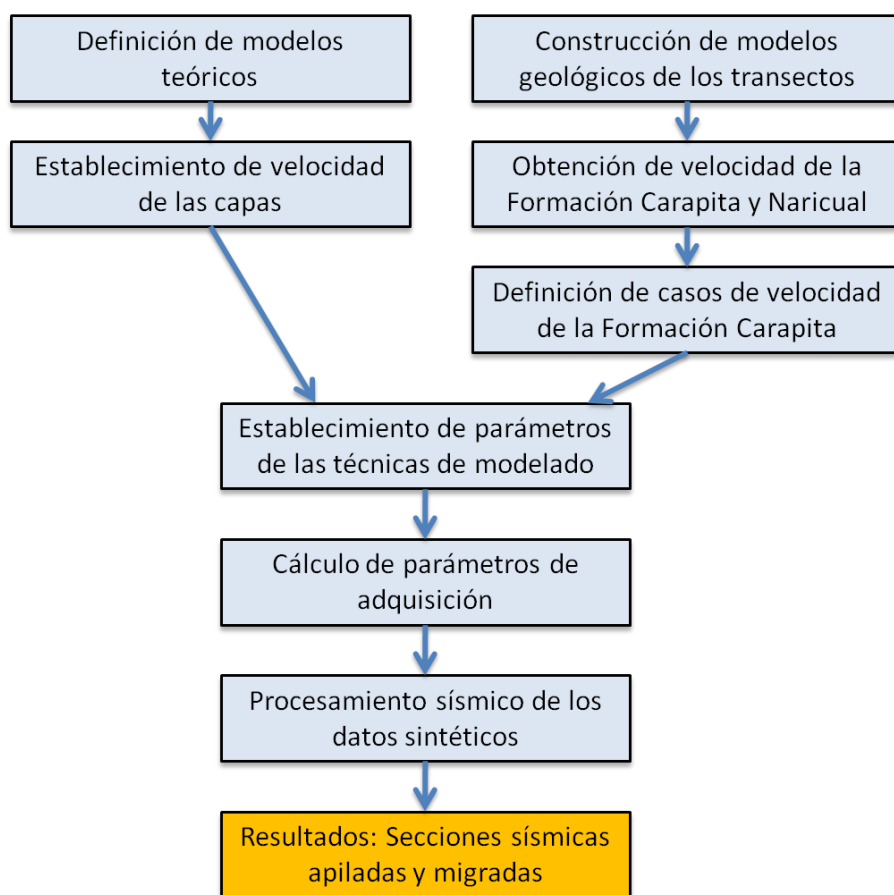


Figura 4.1. Flujo de trabajo para obtención de los resultados de la investigación.

4.1 Definición de modelos geológicos teóricos

El establecimiento de los modelos con rasgos estructurales complejos se basó en características geológicas de respuesta sísmica difícil para la delineación de la estructura real del subsuelo. En tal sentido, se definieron las estructuras de falla normal, domo de sal y corrimiento con yacimiento (Figura 4.2) para los siguientes fines:

Falla Normal: reproducción de capas planas y discontinuidades simples.

Domo de Sal: efecto de la curvatura, altos buzamientos y contrastes fuertes de velocidad.

Corrimiento con yacimiento: reproducción de la estructura y cuantificación de amplitudes en el horizonte asociado al yacimiento.

La dimensión de los modelos se definió tomando en cuenta la correspondencia con un escenario geológico real y el tiempo de cómputo del modelado por ecuación de onda. El primer factor permitió establecer un rango de dimensiones posibles, que fue restringido de acuerdo al tiempo tomado por el procesador para la generación de los registros sintéticos. En relación a esto, se obtuvo que usando dimensiones de 6000 m en horizontal y 2200 m en profundidad para los modelos teóricos, el espacio para proyectar las estructuras deseadas era suficiente y el tiempo de cómputo apropiado.

La construcción de los modelos geológicos se llevó a cabo de forma manual para los casos de falla normal y corrimiento; a través de la colocación de puntos en el modelo para la obtención horizontes con similitud a casos reales, tal como se observa en la Figura 4.3.

El modelo del domo se construyó obteniendo la serie de puntos a través de la función de distribución normal (Ecuación 4.1) para un espaciado horizontal de 100 m entre puntos de acuerdo a la dimensión de la estructura.

$$F(x, \mu, \sigma) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} e^{-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}} \quad (\text{Ecuación 4.1})$$

En esta expresión x es la variable aleatoria, μ es la media y σ la desviación estándar, que fueron definidas de la siguiente forma para la obtención de la estructura de dimensiones adecuadas:

$$F(x, \mu, \sigma) = \left(\frac{750000}{\sqrt{2\pi} 300} e^{-\frac{(x-3000)^2}{2 \times 300^2}} - 1600 \right) \quad 0 \leq x \leq 6000$$

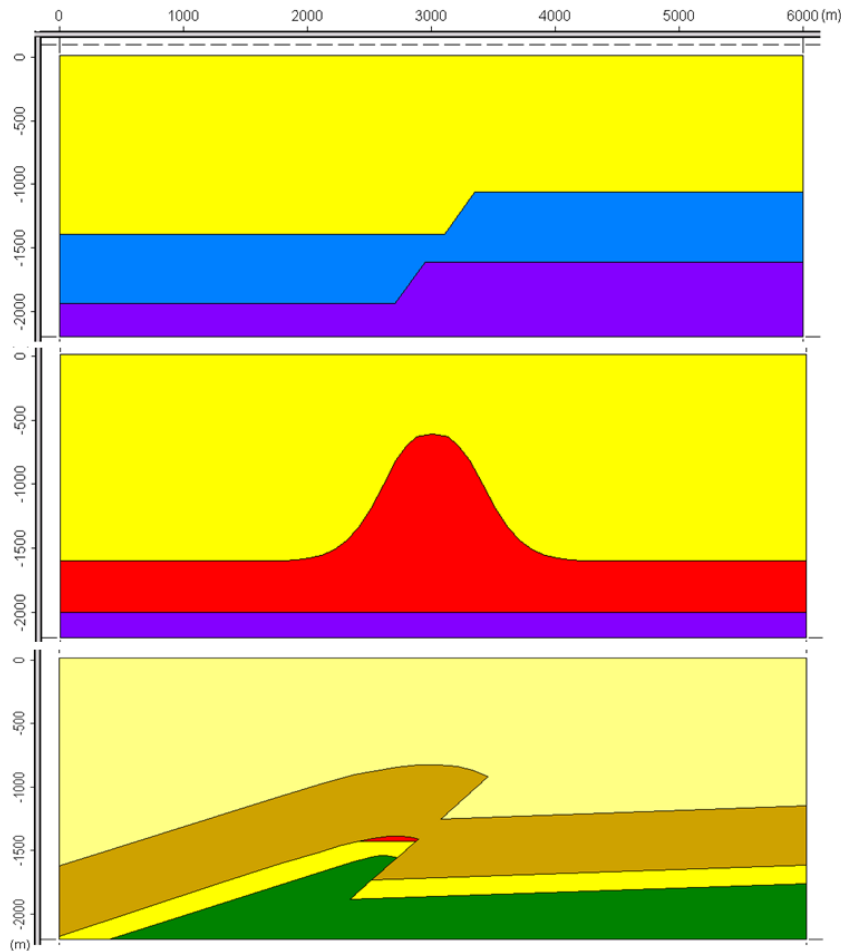


Figura 4.2. Modelo teóricos de estructuras complejas. a) Falla normal, b) Domo de sal y c) Corrimiento con yacimiento.

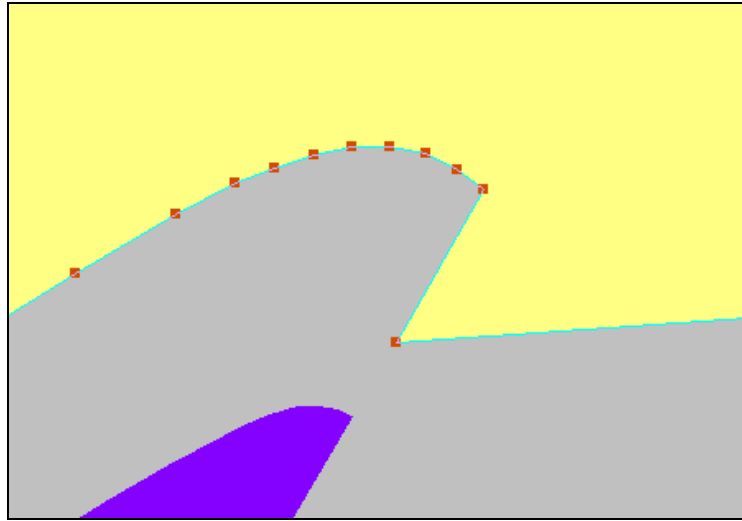


Figura 4.3. Generación de los modelos teóricos por serie de puntos.

4.1.1 Establecimiento de velocidad de las capas

Las velocidades fueron definidas en función de obtener una amplitud apropiada de los eventos de reflexión en las interfases del modelo (tabla 4.1), exceptuando las velocidades muy altas o bajas que extendieran en gran manera los tiempos de cómputo, por la restricción que representan en la elección del intervalo espacial y temporal para la ecuación de onda acústica (ver sección 4.3.2). Debido a que la densidad y la velocidad de onda S no se toman en cuenta en la solución de esta ecuación de onda, dichos valores no fueron asignados en el modelado sísmico de las estructuras.

La numeración las de capas se realizó de acuerdo a su profundidad, siendo la capa 1 la más somera en cualquier modelo. En el caso del modelo del corrimiento, este orden se mantiene y la capa 3 corresponde a la zona del yacimiento.

Tabla 4.1. Velocidad de capas del conjunto modelos teóricos.

Modelo	Falla Normal	Domo	Corrimiento
Capa 1	Vp=2500m/s	Vp=2500m/s	Vp=2400m/s
Capa 2	Vp=2700m/s	Vp=4000m/s	Vp=2500m/s
Capa 3	Vp=2900m/s	Vp=3500m/s	Vp=2300m/s
Capa 4	-	-	Vp=2450m/s
Capa 5	-	-	Vp=2600m/s

4.2 Construcción de modelos geológicos de los transectos

Los dos transectos estudiados fueron generados en el año 2009 como parte del proyecto Travi-Cotoperí del Norte de Monagas, cuyo modelo geológico fue obtenido a partir de la interpretación de aproximadamente 1000 km² de sísmica 3D en tiempo de los cubos sísmicos disponibles. González et al. (2009) explica en el informe de dicho proyecto, que luego de verificar la interpretación, se elaboró el modelo de velocidad y se realizó la conversión de tiempo a profundidad de los horizontes, para luego validar el modelo estructural del área a través de la generación de cinco transectos regionales que fueron balanceados y restaurados.

Para este estudio, se eligieron dos de los cinco transectos cuyas secciones sísmicas tuvieran suficiente calidad en la delineación de la Formación Naricual, y que abarcaran estructuras importantes de acuerdo a la ubicación de prospectos en la zona, los cuales, en general, están constituidos por pliegues anticlinales asociados a fallas inversas.

La gran dimensión de los transectos geológicos ocasionó tiempos de cómputo excesivos en el modelado por ecuación de onda acústica, lo que obligó a reducir la extensión de los mismos de acuerdo a la calidad de los datos sísmicos y las estructuras geológicas predominantes. Por lo tanto, los transectos fueron limitados hasta las formaciones de principal interés (Oligoceno) ubicadas a una profundidad máxima de 7500m aproximadamente.

Debido a que el objetivo principal del modelado sísmico en la zona es la comparación de los datos sintéticos con los reales, se requiere de una buena calidad de estos últimos para el correcto análisis comparativo. En este sentido, se tiene que por debajo de la Formación Naricual, los datos sísmicos no muestran reflectores que puedan ser seguidos e interpretados coherentemente; lo cual sustenta la reducción de la dimensión de los modelos hasta este horizonte objetivo.

El proyecto “Travi-Cotoperi” cuenta con datos sísmicos de cuatro cubos de distintos años (Figura 4.4), denominados: Cubo Boquerón, Cubo Travi-Cotoperí, Volumen Integrado 2000 y Volumen Integrado 2001. Estos dos últimos corresponden a un conjunto de levantamientos 3D que fueron reprocesados para obtener volúmenes integrados de datos.

Debido a esta diversidad de información sísmica y a los cambios laterales de velocidad en la zona, la calidad de los datos es muy variable, por lo que fue necesario restringir los transectos modelados a zonas con datos sísmicos óptimos y consistentes.

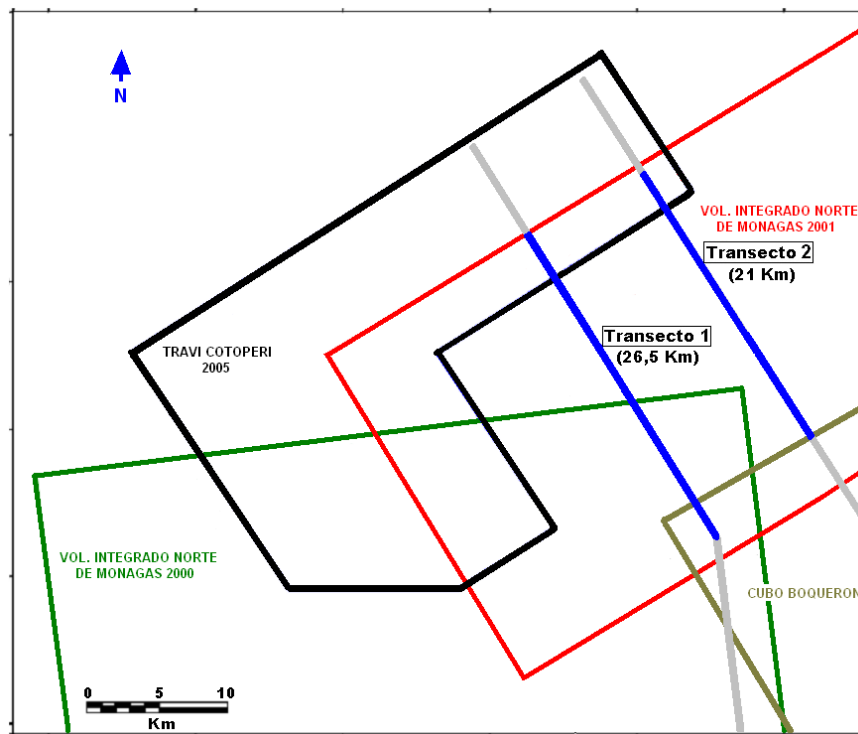


Figura 4.4. Datos sísmicos disponibles en la zona. Se muestra en azul los segmentos de los transectos incluidos en el modelado y en gris los no incluidos.

En consecuencia, no se utilizaron los datos del volumen integrado del año 2000 en el transecto 1, ya que la estructura del Campo El Furrial (ubicada hacia el sur de la zona) no es de interés para esta investigación. De igual forma, fueron excluidos los datos sísmicos del levantamiento Travi-Cotoperí, debido a la baja calidad de los mismos en los transectos analizados.

De acuerdo a estas consideraciones, el área a modelar en el transecto 1 quedó definida de acuerdo a la siguiente figura.

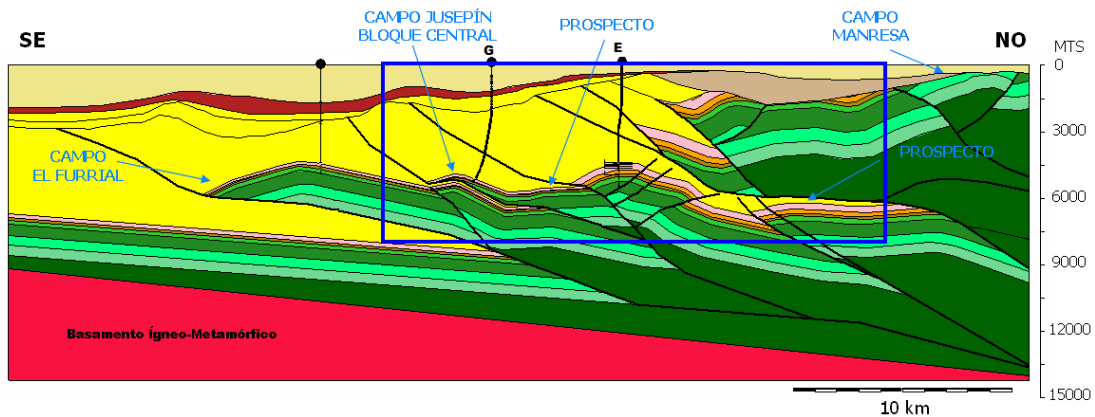


Figura 4.5. Área de estudio delimitada en el transecto 1 (recuadro azul).

La zona delimitada del transecto 2 (Figura 4.6), tiene una dimensión lateral menor que en el transecto 1, debido a que no se utilizaron datos del levantamiento Boquerón (al sur de la zona) por no abarcar estructuras importantes.

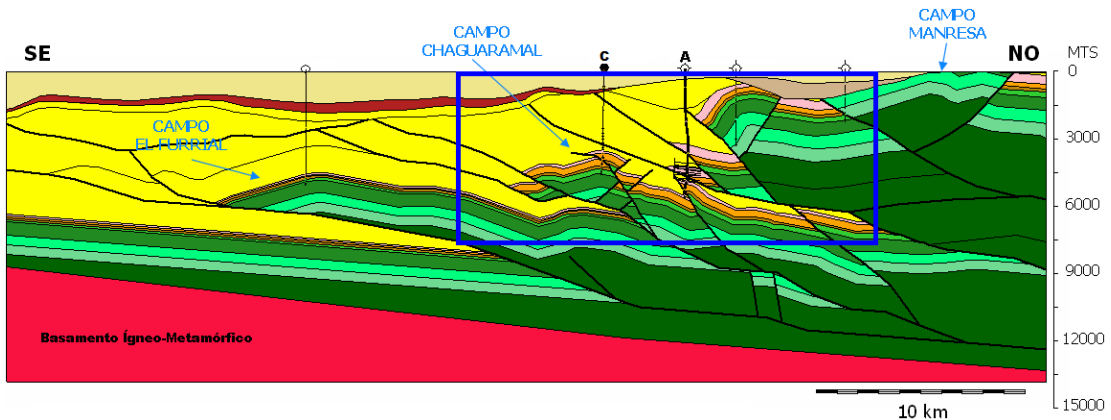


Figura 4.6. Área de estudio delimitada en el transecto 2 (recuadro azul).

Los modelos fueron construidos en el programa OMNI a través de la colocación de semillas en los horizontes, tomando como guía la imagen del modelo sobrepuesta al área de trabajo, tal como se observa en la Figura 4.7.

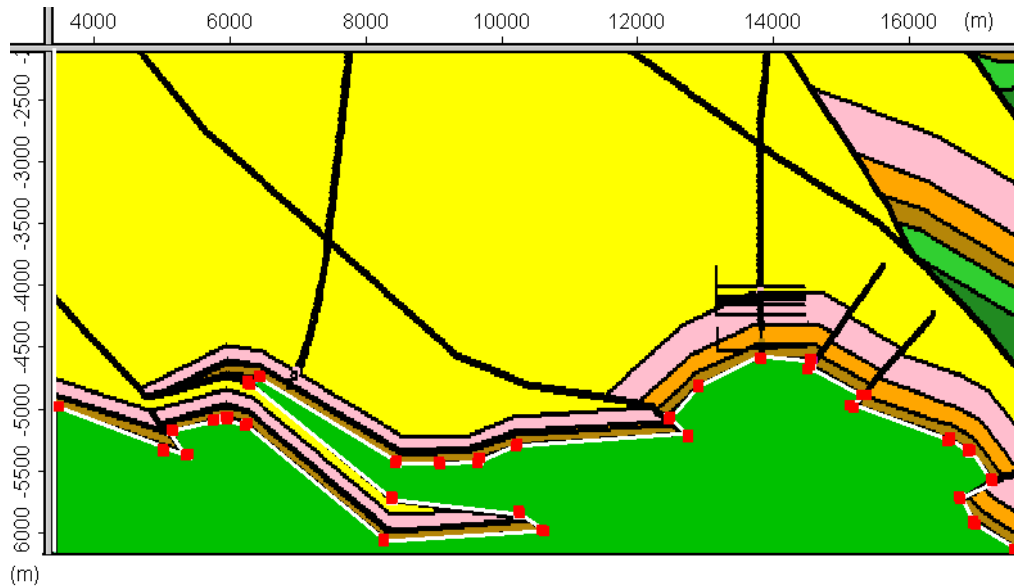


Figura 4.7. Metodología de construcción de los modelos geológicos a través de la colocación de capas sobre la imagen de referencia.

4.2.1 Obtención de velocidad de las formaciones Carapita y Naricual

Según el informe de cierre del proyecto Travi-Cotoperí (González et al., 2009), las velocidades promedio de las formaciones presentes en la zona fueron obtenidas a partir del modelo de velocidad de la sísmica, incluyendo datos de registros sísmicos y tiros de verificación de los pozos existentes en la zona (Figura 4.8).

Sin embargo, por ser estos valores de velocidad provenientes de un modelo de baja resolución, en este estudio se analizaron los registros sísmicos disponibles de los pozos más cercanos a los transectos, para verificar y obtener las velocidades de las formaciones atravesadas por ellos (Figura 4.9). Cabe destacar que las velocidades de las formaciones cretácicas, tanto en la escama de El Furrial como en el bloque de

Pirital, no pudieron ser analizadas debido a que los pozos disponibles no atravesaron dichas estructuras.

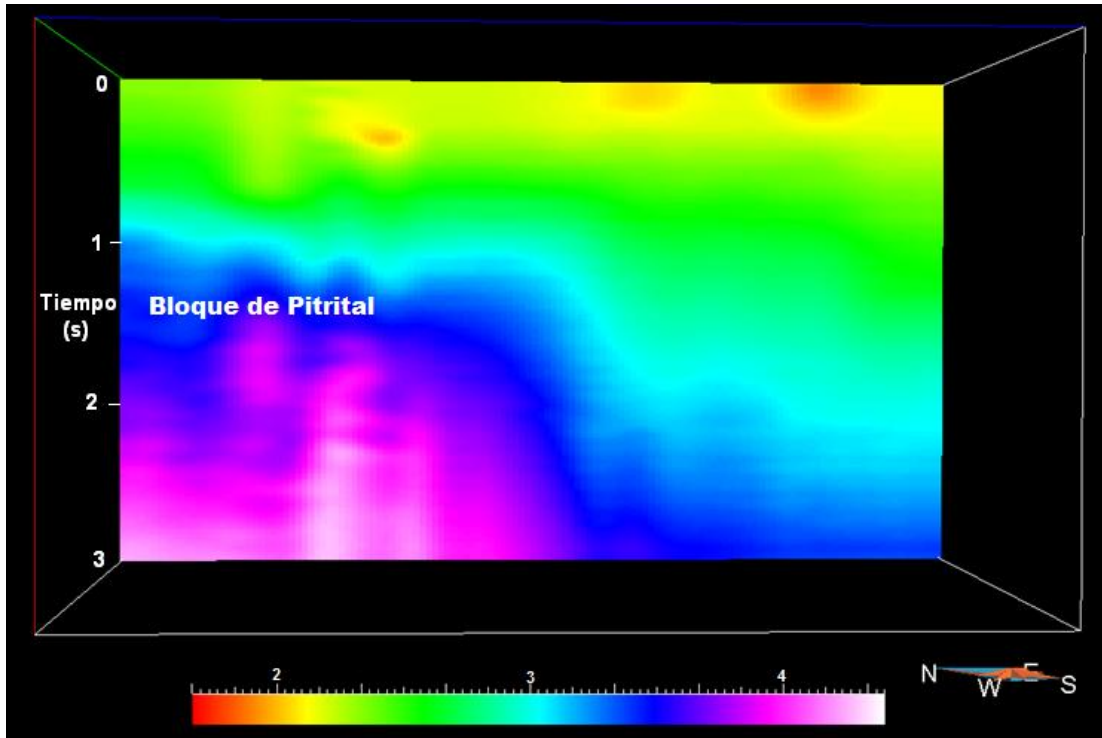


Figura 4.8. Parte superior del modelo de velocidad (en km/seg) del transecto 1. Se aprecia el aumento de velocidad hacia el bloque de Pirital (zona norte).

El conjunto de velocidades obtenidas de los registros sónicos coincidieron en buen porcentaje respecto a las provistas originalmente; sin embargo, se ajustaron las velocidades de las formaciones Carapita y Naricual (tabla 4.2) ya que su contacto representa el principal horizonte de interés en el área.

Para obtener la velocidad promedio de ambas formaciones, se utilizaron los topos formacionales en los registros (interpretados previamente) y se aplicó la Ecuación 4.2 para la conversión del registro sónico (ms/pie) a velocidades (m/s).

$$Velocidad = \frac{0,3048m}{\Delta t * 10^{-6}} \quad (\text{Ecuación 4.2})$$

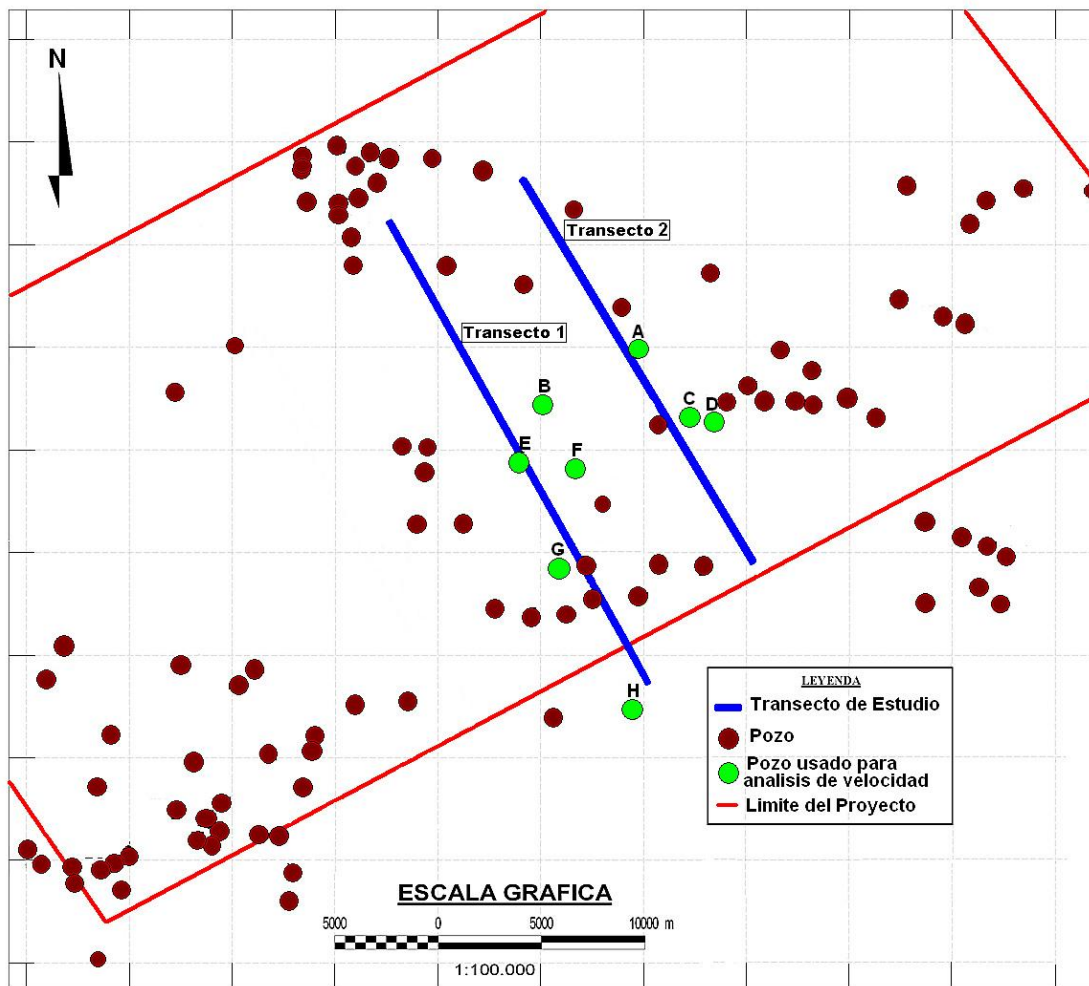


Figura 4.9. Mapa base del Proyecto “Travi-Cotoperí” con los pozos disponibles para el análisis.

Se verificó que los topes coincidieran con los patrones de las formaciones en el registro de rayos gamma (GR) y se promedió el conjunto de valores de velocidad de los pozos disponibles correspondientes a cada formación.

En la Figura 4.10 se muestran los registros del pozo F, que presenta los patrones de radioactividad y velocidad característicos de la zona. La Formación Naricual es fácilmente identificable en el registro GR por la existencia de cuerpos de arenosos estratificados con capas lutíticas, y en el registro de velocidad por un aumento brusco de este parámetro respecto a la Formación Carapita.

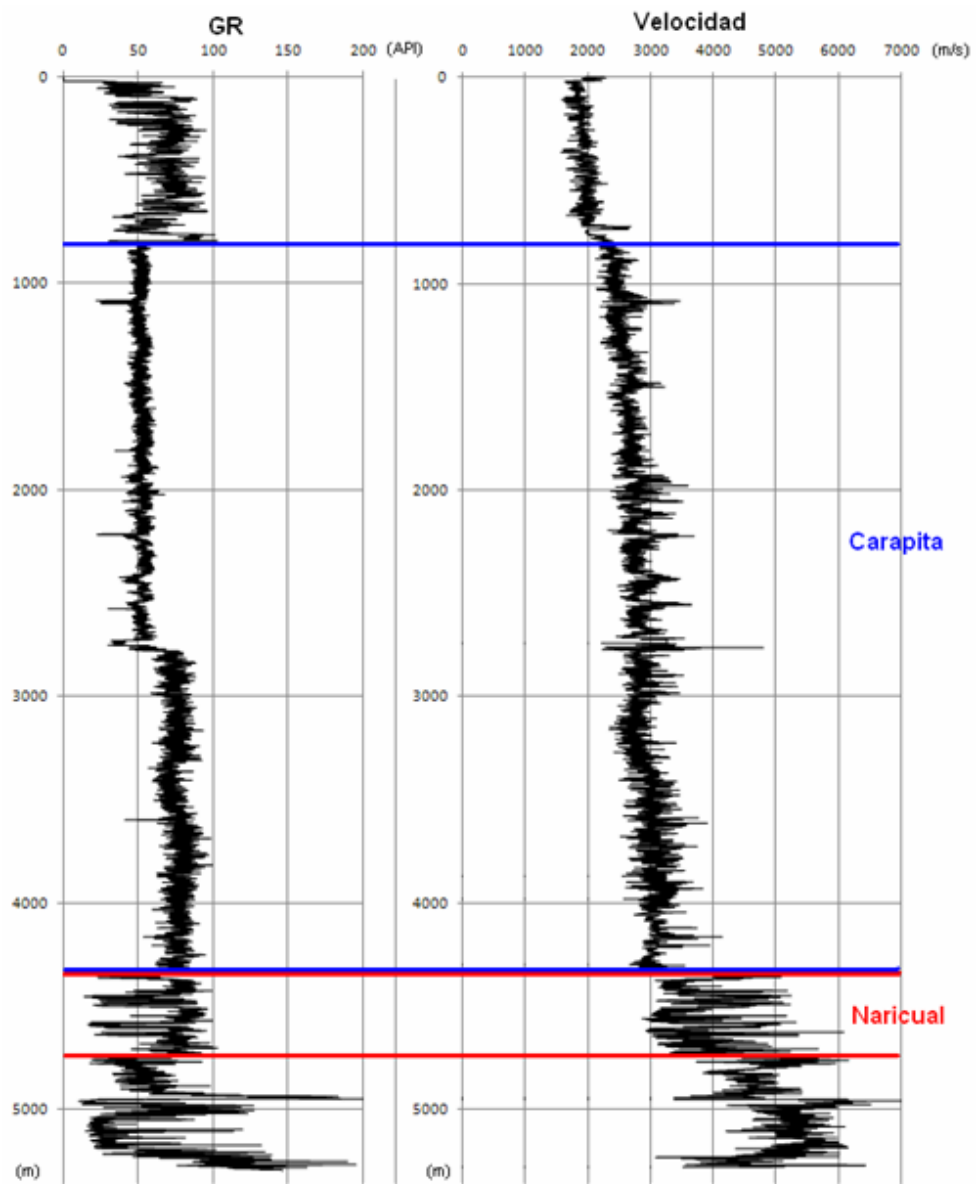


Figura 4.10. Registros GR y velocidad P correspondientes al pozo F.

El conjunto de velocidades presentadas en la tabla 4.2 fueron establecidas en el programa para el modelado de los transectos geológicos de la zona.

Tabla 4.2. Valores de velocidad asignados a las formaciones de los transectos geológicos de la zona (negrita).

Formación	Velocidad suministrada (m/s)	Velocidad corregida por registro sísmico (m/s)
La Mesa	2286	-
La Pica	2468	-
Morichito	2521	-
Carapita	3440	2865
Naricual (E. Furrial)	3800	3947
Caratas (E. Furrial)	4069	-
Vidono (E. Furrial)	4550	-
San Juan (E. Furrial)	4803	-
San Antonio (E. Furrial)	5029	-
Querecual (E. Furrial)	5120	-
El Cantil (E. Furrial)	5181	-
Barranquín (E. Furrial)	5242	-
Naricual (B. Pirital)	3718	-
Caratas (B. Pirital)	3987	-
Vidono (B. Pirital)	4450	-
San Juan (B. Pirital)	4511	-
San Antonio (B. Pirital)	4602	-
Querecual (B. Pirital)	4846	-
El Cantil (B. Pirital)	4907	-
Barranquín (B. Pirital)	4998	-

4.2.2 Definición de los casos de velocidad de la Formación Carapita

Debido a que la Formación Carapita representa un bloque de gran espesor que suprayace a la Formación Naricual, la propagación de la onda y la delineación de las estructuras de interés en esta última está muy afectada por esta gran secuencia lutítica, que de acuerdo a su espesor, es incorrecto considerarla como un bloque de una sola velocidad, tal como se determinó en el análisis previo.

La correlación geológica dentro de esta formación es compleja por no presentar patrones semejantes en las curvas de los registros petrofísicos de los distintos pozos y por tener un contenido de fósiles casi nulo. Sin embargo, según las reflexiones y facies sísmicas observadas en las secciones, se pueden definir patrones y secuencias con comportamiento sísmico característico que indican que esta

formación no es un bloque completamente homogéneo. Debido a esto, se decidió modelar sísmicamente la Formación Carapita en dos casos de configuración de velocidad (además de velocidad constante) para evaluar el efecto en la iluminación de la Formación Naricual. Estos casos son: gradiente de velocidad y división en capas de velocidad constante. Este análisis fue llevado a cabo en el transecto 2, ya que presenta una mejor delineación del tope de Naricual en los datos sísmicos correspondientes.

Caso 1: Gradiente de Velocidad

A través de esta distribución de velocidad se planteó evaluar el efecto de la disminución del contraste de velocidad con la profundidad entre las formaciones Carapita y Naricual, que ocasionaría una mejor iluminación de las estructuras más someras en contraste con las más profundas, tal como las ubicadas por debajo del corrimiento de Chaguaramal y del bloque de Pirital. De esta forma, se elimina el efecto irreal de un mismo contraste de velocidades en todo el horizonte del tope de Naricual, que se tiene con al considerar Carapita como una capa de velocidad constante.

Para obtener la función de velocidad que describe esta formación, se aislaron los intervalos de los registros sísmicos correspondientes a esta unidad y se graficaron en distintas series suavizadas, para obtener la recta de ajuste que mejor aproxima el conjunto de datos, tal como se muestra en la Figura 4.11.

Despejando la velocidad de la ecuación obtenida, se obtuvo la siguiente función cambio de velocidad V según la profundidad Z:

$$V = 0,2361(1/s) \cdot Z(m) + 2303,23(m/s) \quad (\text{Ecuación 4.3})$$

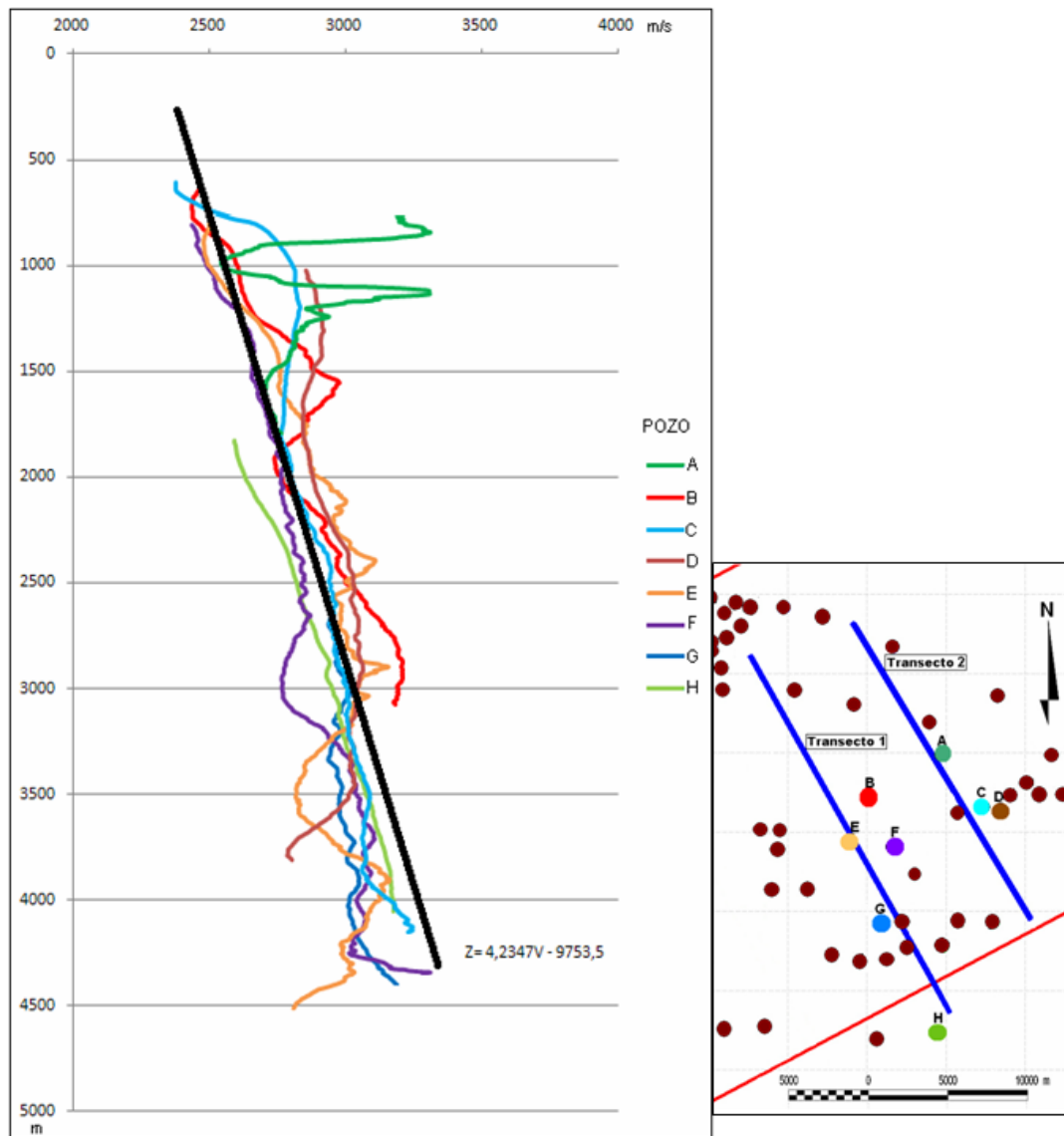


Figura 4.11. Registros de velocidad correspondientes a la Formación Carapita en los ocho pozos estudiados.

La función obtenida fue definida como la velocidad de la Formación Carapita, del modelo de velocidad de la Figura 4.12, que muestra la disminución del contraste de velocidad en las zonas infrayacentes a los corrimientos. Este gradiente solo fue establecido en el caso del modelado por ecuación de onda acústica, ya que el algoritmo de trazado de rayos del programa utilizado solo admite un valor de velocidad constante para cada capa.

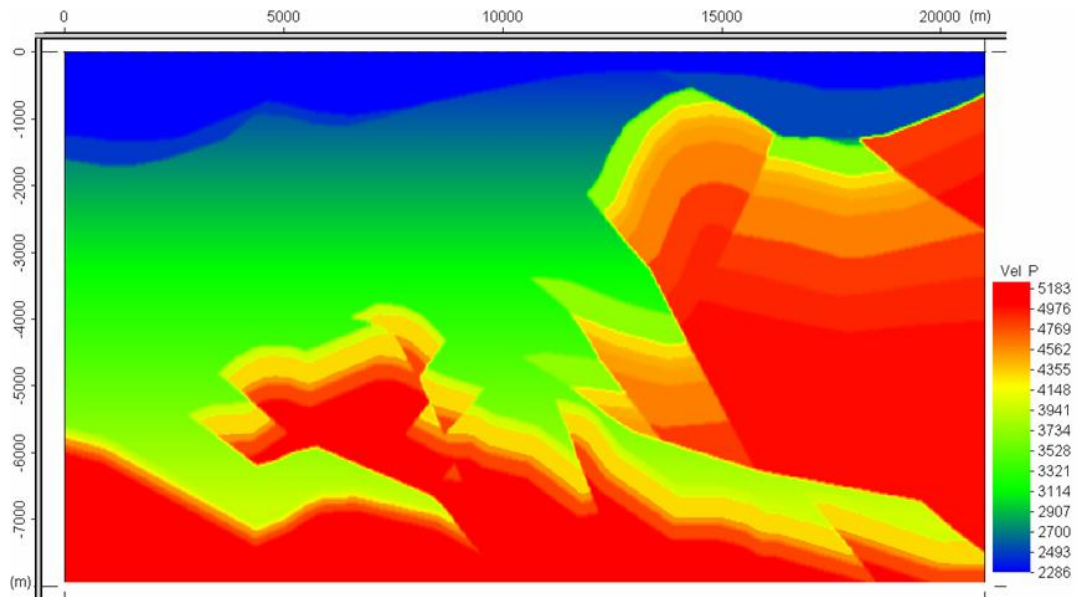


Figura 4.12. Modelo de velocidad del transecto 2 con gradiente de velocidad en la Formación Carapita.

Vale la pena destacar que los cambios laterales de velocidad en la Formación Carapita no pudieron ser establecidos, debido a que el número de pozos con registros sísmicos cercanos al transecto fueron insuficientes para definir este patrón en la unidad.

Caso 2: Capas de velocidad constante

Se planteó la división de esta formación en una serie de capas, para agregar el efecto de la pérdida de energía del frente de ondas por reflexión en diversas interfases antes de llegar al tope de la Formación Naricual. Dicha configuración se definió de acuerdo a la orientación de las reflexiones en la sección sísmica del transecto y a las fallas interpretadas en las estructuras inferiores (escama del Furrial y bloque de Pirital); con el fin de crear diversos estratos de espesor relativamente constante, para simular la estratificación de esta secuencia.

Cabe destacar que el modelo de capas elaborado no representa una propuesta real para la configuración estructural de la Formación Carapita, ya que no se tomaron en cuenta criterios geológicos avanzados para su construcción, pero si se respeto la

disposición de las reflexiones en la sección sísmica. Por lo tanto, es un modelo experimental (Figura 4.13) para aproximar el efecto de la pérdida de energía por reflexión de la onda antes de llegar al horizonte objetivo.

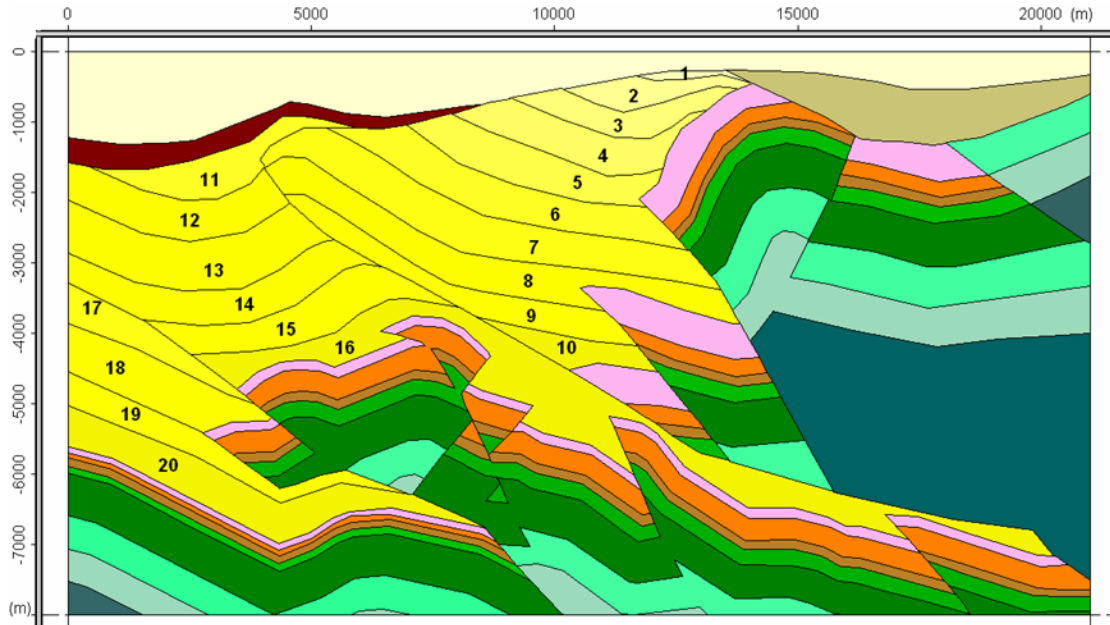


Figura 4.13. División de la Formación Carapita en capas.

La designación de velocidad en las diversas capas (ver tabla 4.3) se hizo de acuerdo al gradiente obtenido en la Ecuación 4.3, utilizando como valor Z para cada capa, la profundidad media de la misma determinada de forma visual. Por otro lado, se cuidó que las capas que quedaran en contacto con la Formación Naricual tuvieran un contraste de velocidad igual al establecido en el caso del gradiente, para lo cual se definió en ellas la función de velocidad previamente calculada para esta formación.

Tabla 4.3. Capas definidas en la Formación Carapita y velocidad calculada.

Capa	Profundidad promedio (m/s)	Velocidad calculada (m/s)
1	292	2470,08
2	515	2523,6
3	862	2606,88
4	1231	2695,44
5	1656	2797,44
6	2115	2907,6
7	2450	2988
8	3054	3132,96
9	3535	3248,4
10	4490	3477,6
11	940	2625,6
12	2215	2931,6
13	2920	3100,8
14	3502	3240,48
15	-	Gradiente de velocidad
16	3725	3294
17	3927	3342,48
18	5269	3664,56
19	5862	3806,88
20	-	Gradiente de velocidad

4.3 Establecimiento de parámetros de las técnicas de modelado

Las dos técnicas de modelado empleadas en la investigación requieren la determinación de ciertos parámetros de entrada, cuyos valores deben ser obtenidos a partir de un análisis teórico y/o experimental previo, con el fin de generar registros sísmicos sin errores debidos a valores incorrectos.

4.3.1 Parámetros de técnica de trazado de rayos

La definición de los valores de entrada para el trazado de rayos fue relativamente simple debido al algoritmo de esta técnica de modelado. Los siguientes parámetros fueron establecidos previa obtención de los registros sísmicos.

Componente de grabación: se usó la componente vertical para simular la forma de grabación de reflexiones de onda P.

Ondícula: se utilizó la ondícula tipo Ricker de la siguiente figura, debido a que este tipo es el frecuentemente usado en la interpretación de datos sísmicos.

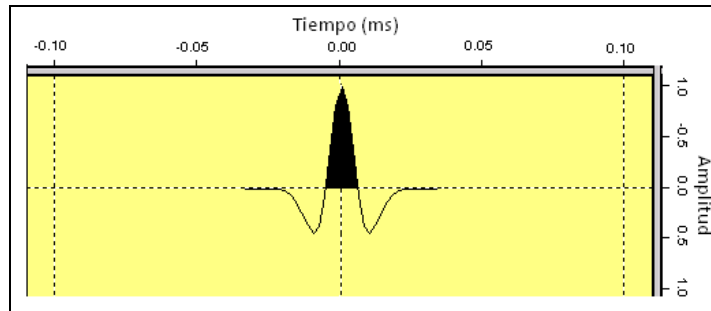


Figura 4.14. Ondícula de entrada usada para el modelado sísmico.

Frecuencia dominante de ondícula: se estableció una ondícula de entrada de frecuencia dominante de 40 Hz para los modelos teóricos y de 30 Hz para los transectos geológicos, debido a que el tiempo de cómputo en el modelado de onda acústica fue adecuado en relación al intervalo espacial definido para cada frecuencia (ver sección 4.3.2).

Ruido aleatorio: se desactivó la opción de ruido aleatorio debido a que es un factor cuyo análisis no es objetivo en el presente estudio.

Rango de ángulos de rayos: la topografía del modelo y la profundidad de colocación de las fuentes son los factores que determinan el rango de ángulos a usar. Los valores de este parámetro están referidos a la recta vertical que pasa por la fuente y que representa el ángulo de despegue de 0° , con un aumento de ángulos en sentido anti-horario. Debido a que la fuente fue colocada en superficie y no se usó topografía irregular, el rango de ángulos de salida de rayos se estableció de -90° a 90° .

Número de Rayos: se definió el valor del número de rayos por medio de pruebas en modelos particulares para observar la cantidad de información obtenida en los registros. Además, se utilizó el modelo del domo (Figura 4.15) para observar el grado de divergencia en la trayectoria de los rayos.

El valor de 360 rayos distribuidos en 180° (pre-establecido por el programa) probó ser adecuado para obtener resultados satisfactorios en la obtención de los registros y no fue necesario reducir este valor, debido a que los tiempos de cómputo en esta técnica son muy bajos en relación al método de ecuación de onda, obteniéndose con el procesador usado 60 registros sísmicos en menos de 10 segundos para los modelos teóricos.

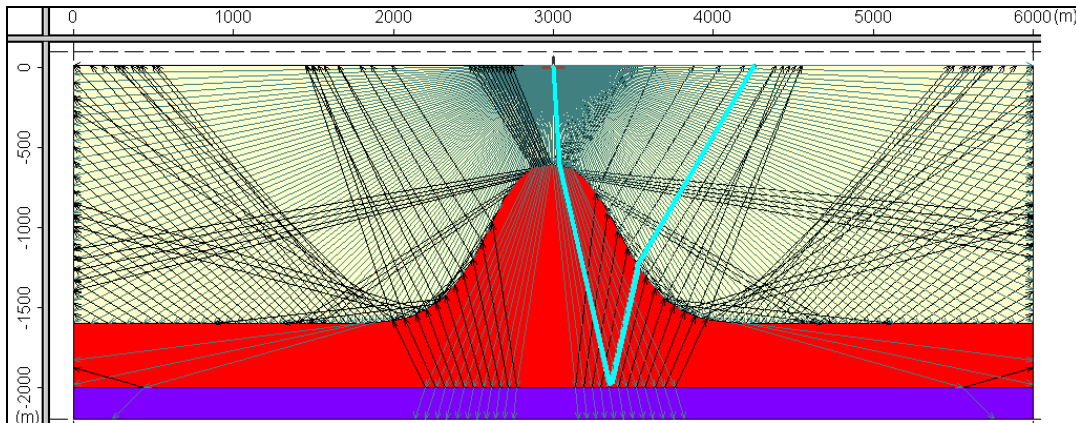


Figura 4.15. Trazado de rayos en el modelo teórico del domo con 180 rayos de salida.

Tipo de rayos: debido a que no se estudió la propagación de la onda S, se definió únicamente la propagación de rayos de onda P en el modelo.

Aplicación de pérdida de amplitud: la aplicación de las pérdidas de amplitud disponibles en el programa (reflexión y atenuación de medio) fueron establecidas para simular la atenuación en la propagación de los rayos.

4.3.2 Parámetros de la técnica de ecuación de onda

Debido a los prolongados tiempos de cómputo de esta técnica, en comparación con el trazado de rayos, se realizó un análisis más detallado de sus parámetros de entrada para evitar el retraso en la generación de registros sintéticos erróneos.

Intervalo espacial del mallado:

Para la determinación del mallado espacial usado en el cálculo de la propagación de la onda acústica, se tomaron en cuenta dos factores: el tiempo de cómputo y el fenómeno de dispersión de malla. Este último depende de la menor velocidad en el modelo y se produce cuando la frecuencia de la ondícula de entrada es muy alta para el intervalo espacial definido.

La obtención de un intervalo espacial adecuado para el programa (con esquema explícito de aproximación por diferencias finitas de segundo orden) se llevó a cabo a través de diversos ensayos usando cinco intervalos espaciales distintos en un modelo de velocidad constante de 2000 m/s y una ondícula de frecuencia dominante de 50 Hz; esta configuración produce una longitud de onda de 40 m de acuerdo a la siguiente ecuación:

$$\lambda = \frac{V}{F} = \frac{2000 \text{ m/s}}{50 \text{ Hz}} = 40 \text{ m} \quad (\text{Ecuación 4.4})$$

Los resultados de las pruebas se presentan en las Figuras 4.16, 4.17, 4.18, 4.19 y 4.20, en las cuales se muestra la propagación del frente de ondas (parte superior) y el registro sísmico asociado (parte inferior) con el horizonte de grabación colocado en una interfase plana a 500 m de profundidad.

Tanto en el frente de ondas como en el registro sísmico se aprecia la desaparición del fenómeno de dispersión artificial a medida que el intervalo espacial es reducido. Sin embargo, los tiempos de cómputo se incrementan significativamente,

lo que hace primordial la elección de un intervalo adecuado para evitar la prolongación excesiva en la obtención de los registros.

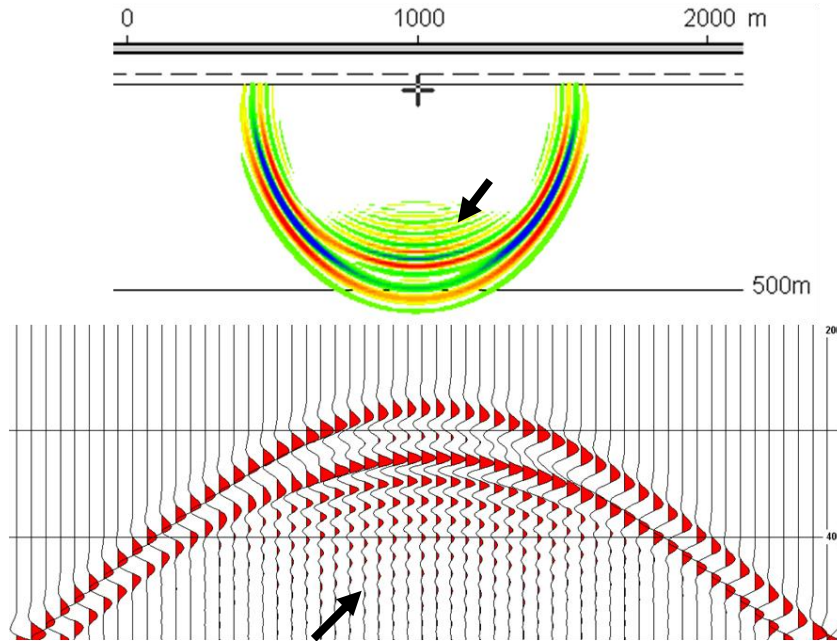


Figura 4.16. Prueba de dispersión de malla para un intervalo espacial de 10 m ($1/4$ de la longitud de onda dominante), en la cual se aprecia la fuertemente este fenómeno artificial.

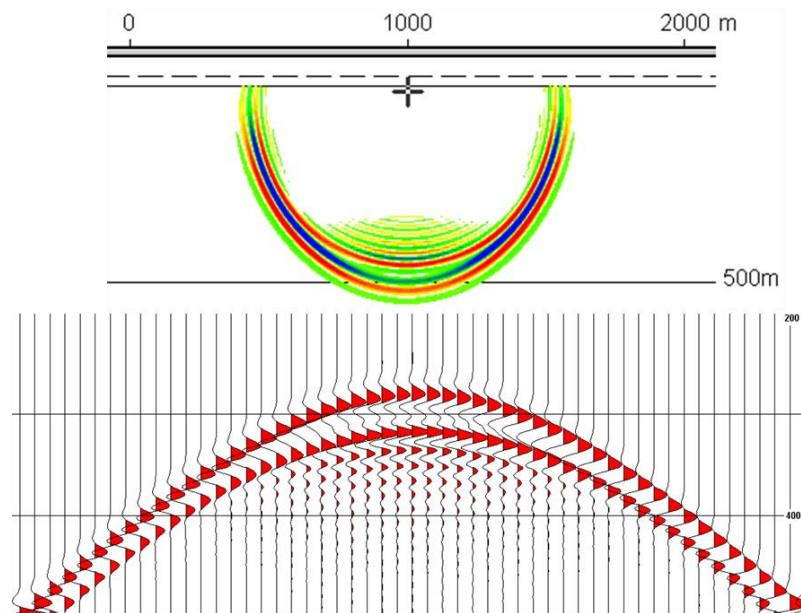


Figura 4.17. Prueba de dispersión de malla para un intervalo espacial de 8 m ($1/5$ de la longitud de onda dominante).

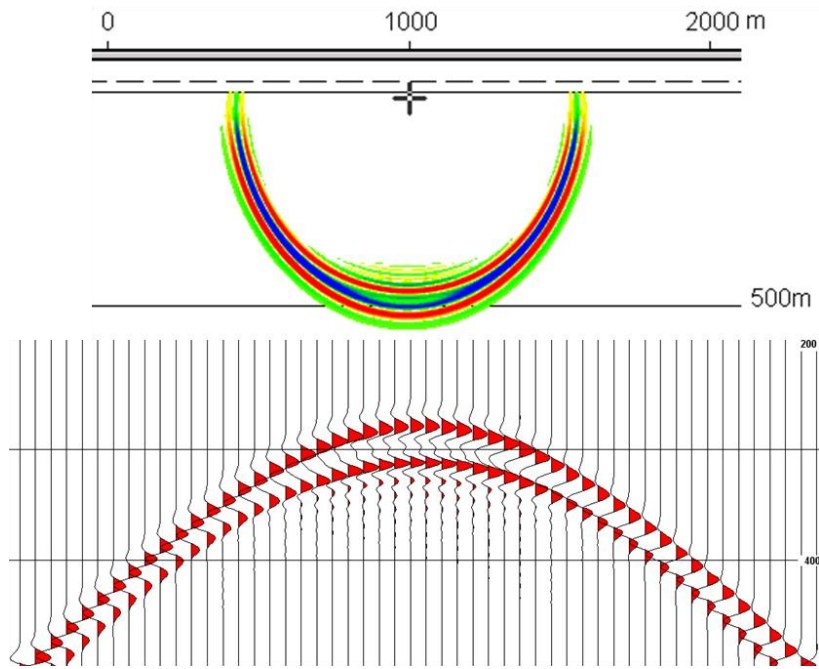


Figura 4.18. Prueba de dispersión de malla para un intervalo espacial de 6,66 m (1/6 de la longitud de onda dominante).

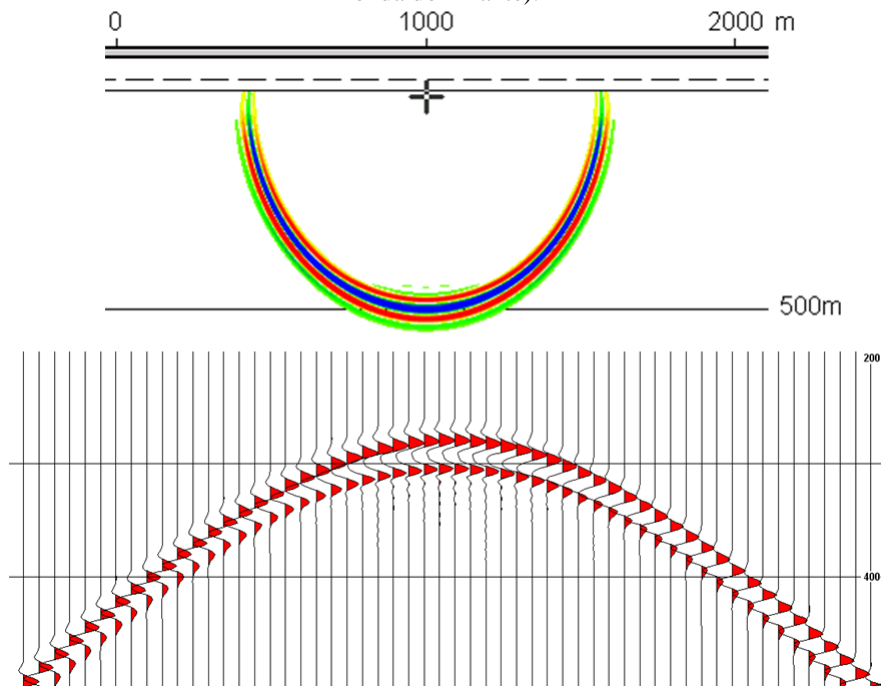


Figura 4.19. Prueba de dispersión de malla para un intervalo espacial de 5 m (1/8 de la longitud de onda dominante).

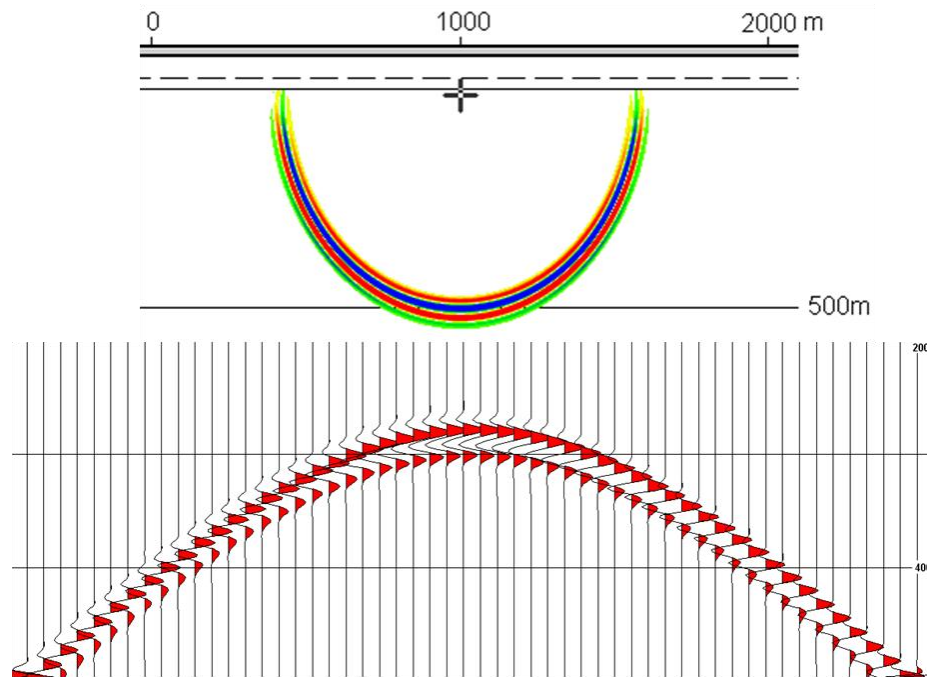


Figura 4.20. Prueba de dispersión de malla para un intervalo espacial de 4 m (1/10 de la longitud de onda dominante).

De acuerdo a la evaluación visual de estos resultados, se obtuvo que para el intervalo espacial de 4 m el fenómeno de dispersión desaparece completamente de los registros; sin embargo, los tiempos de cómputos para este caso aumentan considerablemente con respecto al intervalo más cercano (5 m), el cual presenta el fenómeno de dispersión muy tenuemente. Debido a esto, se utilizó el criterio de $\lambda/8$ correspondiente al intervalo espacial de 5 m en las pruebas, para definir el mallado de los modelos geológicos, ya que no existe gran dispersión usando este criterio y con intervalos espaciales menores aumentan considerablemente los tiempos de cómputo.

En los modelos teóricos, la menor velocidad (2500 m/s) corresponde a la primera capa, en la cual se obtiene la menor longitud de onda de 62,5 m, tomando una frecuencia de entrada de 40 Hz se tiene que $\lambda/8$ es de 7,81 m, por lo que se definió un intervalo espacial de 7 m para estos modelos. De igual forma, en el modelo del corrimiento cuya velocidad menor está establecida en el yacimiento (2300 m/s), se obtiene un $\lambda/8$ de 7,18 m y de igual forma se definió el mallado de 7 m en este caso.

En los modelos geológicos de los transectos de la zona, la menor velocidad ocurre en la Formación La Mesa que aflora en toda la superficie del área en estudio.

Su velocidad promedio es de 2286 m/s y según la frecuencia de entrada de 30 Hz y el criterio de $\lambda/8$, se obtiene un valor de 9,525 m, a partir del cual se define un intervalo espacial de 9 m para estos modelos.

Intervalo temporal de cálculo:

Este valor está restringido por la condición de estabilidad de Courant–Friedrichs–Lewy descrita por la Ecuación 3.14 (ver sección 3.4.2.3), a través de la cual se tiene que aparte del intervalo espacial del mallado, la velocidad máxima en el modelo es el factor que restringe el intervalo temporal de cómputo (Δt). En este sentido, es conveniente no tener velocidades muy altas en el modelo para poder definir un Δt relativamente grande, lo que trae como consecuencia la reducción de los tiempos de cómputo.

El programa OMNI tiene programada la Ecuación 3.14, para usar los valores de entrada del intervalo espacial y temporal, y calcular la velocidad teórica que cumpliría con el caso de igualdad en la condición de estabilidad.

Teniendo este valor teórico calculado, se compara con la mayor velocidad en el modelo y se verifica que el valor teórico sea mayor que el real. Por previsión, se escoge un intervalo de tiempo que genere una diferencia significativa entre estos dos valores de velocidad evaluados.

En el modelo teórico de falla normal, la velocidad máxima es de 2900 m/s y el intervalo espacial determinado fue 7 m. Tomando un Δt de 0,001 s se obtiene una velocidad máxima de 4949,7 m/s que cumple con la condición previa con una diferencia de 2049,7 m/s respecto al valor de velocidad real máxima. Si se toma un Δt de 0,002s la velocidad obtenida es de 2474 m/s, valor que está por debajo de la velocidad real y por ende no cumple con la condición de Courant–Friedrichs–Lewy. Para los demás modelos teóricos se tiene que con el mismo Δt , la velocidad calculada es considerablemente mayor a la real, lo que asegura la estabilidad del cómputo en todos los casos.

Por último, en los modelos reales la velocidad máxima está constituida por la Formación Barranquín de 5242 m/s. De acuerdo al intervalo espacial de 9 m previamente establecido y un Δt de 0,001 s, se obtiene una velocidad máxima permitida de 6364 m/s que es superior a la real.

Atenuación cercana a superficie: esta opción permite aplicar un coeficiente de atenuación en el área cercana a la superficie del modelo para evitar las reflexiones en las capas definidas en esta zona o múltiples generados en la superficie. Sin embargo, no se definió un valor de atenuación para los modelos, debido a que se comprobó que este parámetro atenuaba fuertemente la ondícula de entrada, restándole amplitud a los eventos en las secciones sintéticas generadas.

Atenuación lateral y del fondo del modelo: este parámetro permite evitar las reflexiones del fondo y bordes del modelo que se producen por un contraste brusco de velocidades entre el modelo y sus márgenes, para lo cual se simula la absorción de energía en una franja externa que se le agrega al modelo de acuerdo a un coeficiente de absorción establecido según sea el caso.

Al aumentar el ancho de la franja se mejora la atenuación de la onda; sin embargo, debido a que esta extensión aumenta los tiempos de cómputo al incrementar la dimensión del modelo, no se pudo establecer excesivamente grande. Por ende, se definió una franja de 900 m de ancho en los transectos geológicos y de 400 m en los modelos teóricos.

Por otro lado, se tiene que el coeficiente de atenuación es un valor establecido por los diseñadores del algoritmo, que se comporta de acuerdo a las funciones definidas en la Figura 4.21. Experimentalmente, se determinó que el valor más alto de atenuación admisible por el programa es de 0,3 y por encima de este, el algoritmo no permite realizar el modelado. Por lo tanto, se utilizó dicho resultado para atenuar la onda lo máximo posible de acuerdo a las dimensiones de los bordes de atenuación establecidos.

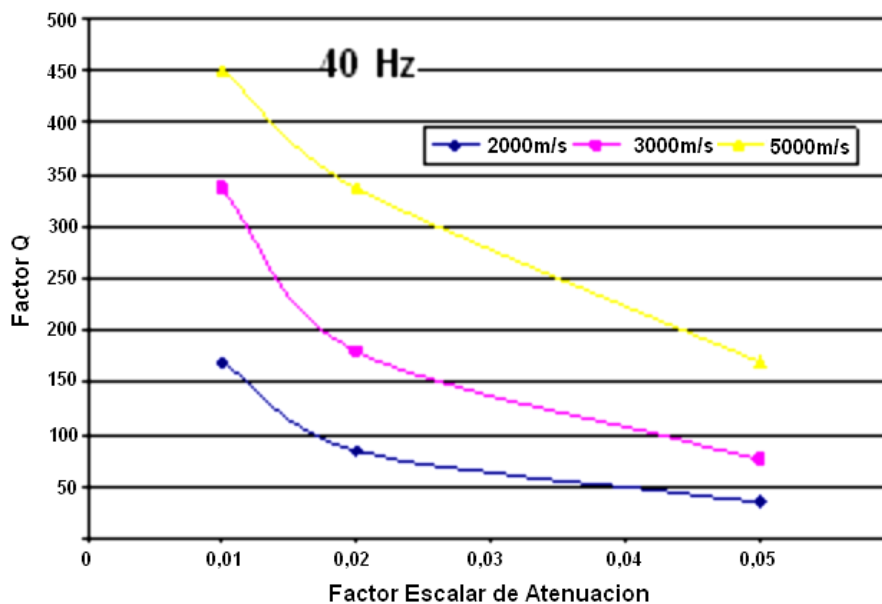


Figura 4.21. Valores del Factor Q vs. Factor de atenuación establecido en el modelado sísmico para una frecuencia de 40 Hz.

Cabe destacar que a pesar del establecimiento del borde de absorción no se logró eliminar por completo la reflexión de los extremos, lo que indica que es necesario usar franjas de mayor longitud cuyo efecto negativo es el aumento de los tiempos de cómputo. No obstante, el fenómeno de las reflexiones laterales fue eliminado luego de la migración de los datos, por lo que no representó un evento problemático en los resultados obtenidos.

Componente de grabación: se estableció la componente vertical de grabación.

Ondícula de entrada: al igual que en el trazado de rayos, se definió una ondícula Ricker con frecuencia dominante de 40 Hz para los modelos teóricos y 30 Hz para los modelos reales.

Ruido aleatorio: Se desactivó esta opción por no estar este parámetro incluido en la investigación.

4.4 Cálculo de parámetros de adquisición

La geometría planteada para la simulación de adquisición de los datos fue *Split-spread*, la cual es frecuentemente usada en levantamientos 2D terrestres. Los parámetros que se determinaron para definir la geometría fueron: intervalo de receptores, número de canales, intervalo de fuentes y número de disparos.

4.4.1 Geometría de adquisición de los modelos teóricos

Intervalo de receptores: se calculó a través de la Ecuación 3.5, usando como velocidad interválica por encima del objetivo la velocidad de la primera capa en los modelos, una frecuencia máxima recuperable a nivel de objetivo de 35 Hz de acuerdo a pruebas con diversos registros sintéticos elaborados y 40° como ángulo de buzamiento mayor. Al sustituir los valores se tiene:

$$IR = \frac{2500 \text{ m/s}}{4 * 35 \text{ Hz} * \text{Sen}40} = 27,7 \text{ m} \approx 25 \text{ m}$$

El valor obtenido se redondeó a 25 m tomando en cuenta que este valor suele ser estándar en las geometrías de adquisición, es menor que el calculado y no influye en los tiempos de cómputo.

Número de canales: para el cálculo del número de canales se estableció previamente el *offset* máximo del tendido, el cual se definió según la profundidad promedio del horizonte objetivo de 1500 m en los modelos. Entonces, el número de canales se calculó como el cociente del doble del *offset* máximo (geometría *Split-spread*) y el intervalo de fuentes.

$$NC = \frac{3000 \text{ m}}{25 \text{ m}} = 120$$

Luego, el offset máximo real es de:

$$X_{MAX} = \frac{(NC - 1) * IR}{2} = \frac{(120 - 1) * 25 m}{2} = 1487,5 m$$

Intervalo de fuentes: se planteó conseguir un valor de cobertura (*fold*) máxima de 15, obtenido después de realizar una serie de experimentos para observar la delineación de los eventos y tomando en cuenta la ausencia de ruido aleatorio en el modelado. De esta forma, usando este valor se obtiene el intervalo de fuentes necesario de acuerdo a la Ecuación 3.6.

$$IF = \frac{120 * 25 m}{2 * 15} = 100 m$$

Cabe destacar, que debido a que el valor del intervalo de fuentes determina el número de disparos en el modelo y este a su vez representa el número de registros obtenidos, se evaluó cuidadosamente que este parámetro no produjera tiempos de cómputo excesivos en el modelado de ecuación de onda. Como resultado se obtuvo que con este intervalo la delineación de los horizontes fue buena y el tiempo de cómputo aceptable.

Número de disparos: el número de disparos se calculó dividiendo la longitud horizontal del modelo por el intervalo de fuentes, más el valor de la fuente de un extremo, como se presenta seguidamente:

$$ND = \frac{6000 m}{100 m} + 1 = 61$$

De acuerdo a estos parámetros, la geometría de la línea quedó definida de la siguiente forma:

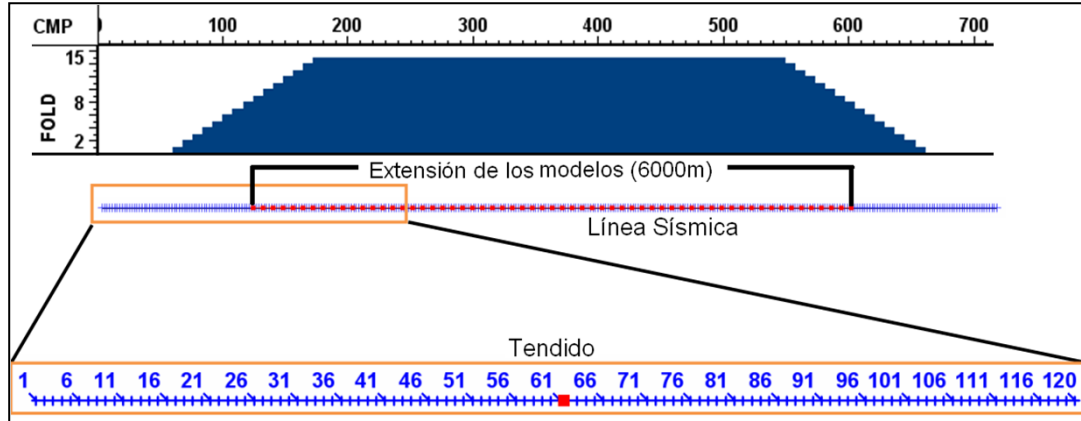


Figura 4.22. Geometría de adquisición y cobertura obtenida en los modelos teóricos. Fuentes en rojo y receptores en azul.

Parámetros de adquisición de modelos teóricos:

Intervalo de receptores= 25m

Número de canales= 120

Offset máximo= 1487,5m

Cobertura máxima=15

Intervalo de fuentes= 100m

Número de disparos=61

Intervalo de muestreo temporal: de acuerdo a la frecuencia dominante definida para la ondícula de entrada y los estándares sísmicos, se precisó un intervalo de muestreo de 2 ms, suficiente para muestrear las frecuencias recuperadas en las reflexiones.

Tiempo de grabación: para la estimación de este parámetro se hicieron pruebas con el modelado por trazado de rayos, para obtener el tiempo mayor de los eventos de reflexión en los registros sísmicos y se comprobó que este valor no produjera tiempos de cómputo excesivamente largos en la técnica de ecuación de onda. El tiempo de

grabación fue establecido a 2,5 s, con el cual se obtuvo adecuadamente toda la información sísmica en los registros.

4.4.2 Geometría de adquisición de los transectos geológicos

Todos los parámetros de esta geometría fueron calculados de igual forma y con las mismas ecuaciones que los modelos teóricos. La geometría final fue obtenida del análisis de la configuración de los dos transectos geológicos.

Intervalo de receptores: se calculó tomando una velocidad interválica por encima del objetivo de 3210 m/s, obtenida como promedio de los datos de registros de pozo; una frecuencia máxima recuperable a este nivel de 25 Hz, obtenida del análisis espectral en registros sintéticos; y el ángulo mayor de buzamiento de 40° obtenido de los modelos geológicos. Con estos valores se obtuvo un intervalo de 49,93 m que fue reducido a un valor definitivo de 40 m.

Número de canales: de acuerdo al resultado anterior y al *offset* máximo establecido de 7000 m, según la mayor profundidad de la formación Naricual en la zona (7150 m), el número de canales establecido en el tendido fue de 350 y en consecuencia el *offset* máximo real será de 6980 m.

Intervalo de fuentes: al igual que en la geometría de los modelos teóricos, se utilizó la cobertura máxima deseada como condición para el establecimiento del intervalo de fuentes, usando al intervalo de receptores y el número de canales previamente obtenido. El valor de cobertura máxima deseada se estableció de 25, lo que produjo como resultado un intervalo de fuentes de 280 m.

Número de disparos: de acuerdo a la extensión de los transectos y el intervalo de fuentes se obtuvo el número de disparos a realizar. En el transecto 1 se calcularon 76 disparos de acuerdo a su extensión de 21000 m y en el transecto 2, el número fue de

95 disparos por su dimensión horizontal de 26500 m. En la siguiente figura se presenta la geometría final para el transecto 2 con la cobertura obtenida a lo largo de la línea, de acuerdo al establecimiento de los anteriores parámetros.

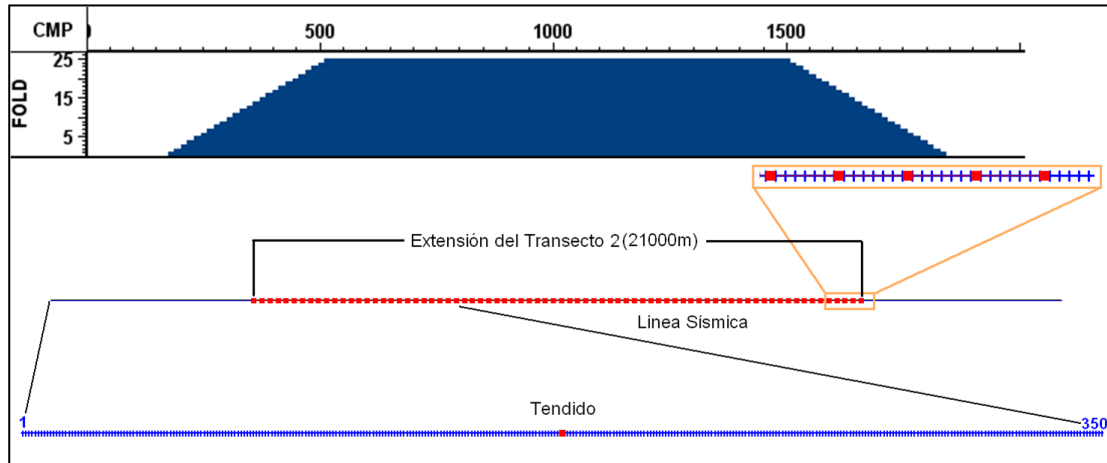


Figura 4.23. Esquema de la geometría de adquisición del transecto 2.

Parámetros de adquisición de transectos geológicos:

Intervalo de receptores= 40m

Número de canales= 350

Offset máximo= 6980m

Cobertura máxima=25

Intervalo de fuentes= 280m

Número de disparos

Transecto 1=76

Transecto 2=95

Intervalo de muestreo temporal: se estableció de 2 ms, valor suficiente para recuperar adecuadamente las frecuencias de los datos.

Tiempo de grabación: se utilizó el mismo criterio de los modelos teóricos, a través del cual se definió un tiempo de grabación de 6 s.

4.5 Procesamiento sísmico de datos sintéticos

La secuencia de procesamiento establecida fue aplicada tanto a los datos sintéticos de modelos teóricos como a los datos de los transectos geológicos. Esta secuencia es mucho más corta que la usualmente definida para datos sísmicos reales debido a la ausencia de pasos como: edición de trazas, correcciones estáticas o supresión de onda superficial. La falta de este último proceso se debe a que los registros sísmicos del modelado por ecuación de onda no contienen el tren de ondas superficiales, ya que la solución de la ecuación de onda acústica no incluye estos fenómenos ni la propagación de la onda S.

Primeramente, se realizó la secuencia de procesamiento aplicando la migración post-apilamiento en tiempo y luego usando el modelo de velocidad obtenido en esta secuencia, se realizó la migración pre-apilamiento en tiempo de los datos. Las secuencias de definidas para cada caso son:

Secuencia para migración post-apilamiento en tiempo:

- Aplicación de geometría.
- Análisis de velocidad (Súper *CMP gather*, grafico de semblanza y apilado con velocidad constante).
- Corrección NMO.
- Apilamiento.
- *Mute* de estiramiento.
- Migración.

Secuencia para migración pre-apilamiento en tiempo:

- Aplicación de geometría.
- Pre-acondicionamiento de los registros (corrección NMO, *mute* de estiramiento y corrección inversa NMO).
- Migración (con modelo de velocidad obtenido de la secuencia anterior).

4.5.1 Aplicación de geometría

Una vez cargados los datos sísmicos en el programa de procesamiento, se establece y se guarda la geometría de adquisición en los *headers* de los registros, lo cual es necesario para obtener el ordenamiento correcto de las trazas en cada uno de los procesos aplicados posteriormente, en relación al cambio de dominio de disparo a punto medio común.

4.5.2 Análisis de velocidad

Teniendo la geometría correcta en los registros sísmicos, se procede a generar la secuencia necesaria para el análisis de velocidad, a partir de la cual se tendrá como producto el modelo de velocidad usado para ejecutar el apilamiento y posterior migración de los datos.

En la realización de esta etapa se definieron tres productos útiles para la correcta elección de velocidades: gráfico de semblanza, súper *CMP gather* y apilado por velocidad constante (*common vertical stack*). En la Figura 4.24, se muestra el flujo de los procesos cargados en el programa para obtener dichos resultados.

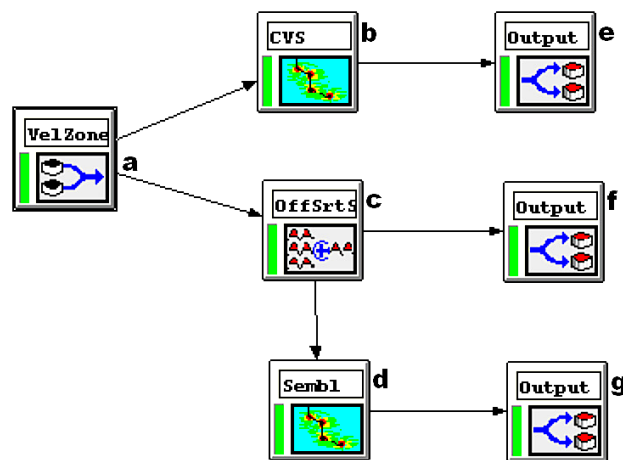


Figura 4.24. Flujo establecido en el programa VISTA para la generación de los productos utilizados en el análisis de velocidad: apilado con velocidad constante (e), súper CMP gather (f) y gráfico de semblanza (g).

El módulo de *Vel Zone* (a) se utiliza para la definición de los datos de entrada, en los cuales se deben establecer los parámetros para la generación de las tres salidas. La función de semblanza (d) se calcula para cada registro súper gather definido, y la incorporación de las trazas correspondientes a los CMP adyacentes en estos súper *gathers* se realiza para el mejoramiento del cálculo de la función de semblanza y la mejor visualización de los eventos en el registro.

Los apilados por velocidad constante (b) también se realizan de acuerdo a los parámetros establecidos en (a) y los resultados de cada proceso se definen en los puntos (e), (f) y (g).

En los modelos teóricos se incluyeron las trazas de 10 CMP adyacentes en cada súper *gather*, con una separación de 25 CMP entre cada punto de análisis de velocidad (Figura 4.25). En los transectos geológicos se realizó la escogencia de tres CMP adyacentes, debido a la mayor cantidad de trazas que se tiene en cada *bin*.

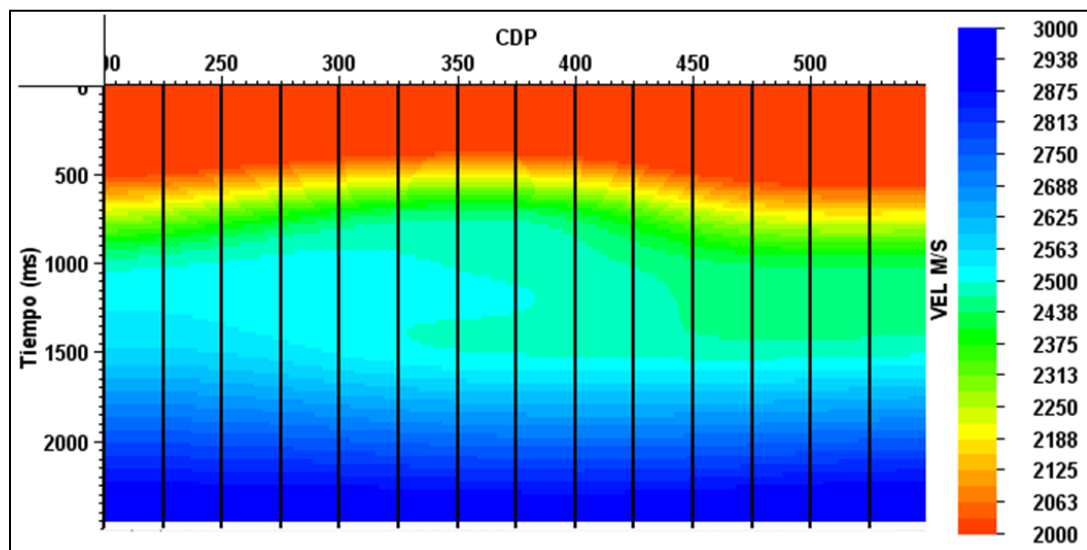


Figura 4.25. Modelo de velocidad intervállica obtenido para el caso del corrimiento. Se muestra el conjunto de puntos de análisis de velocidad (líneas negras).

En la Figura 4.26 se muestran los gráficos usados para realizar el análisis de velocidad. Los máximos visibles en el gráfico de semblanza (a), denotados por zonas de color verde, fueron usados en la mayoría de casos como la primera indicación de

la velocidad a elegir. Luego, se ajustó el valor elegido de acuerdo al aplanamiento de los eventos en el súper *CMP gather* (b) y a la obtención de la máxima amplitud en el registro de apilado vertical de velocidad constante (c).

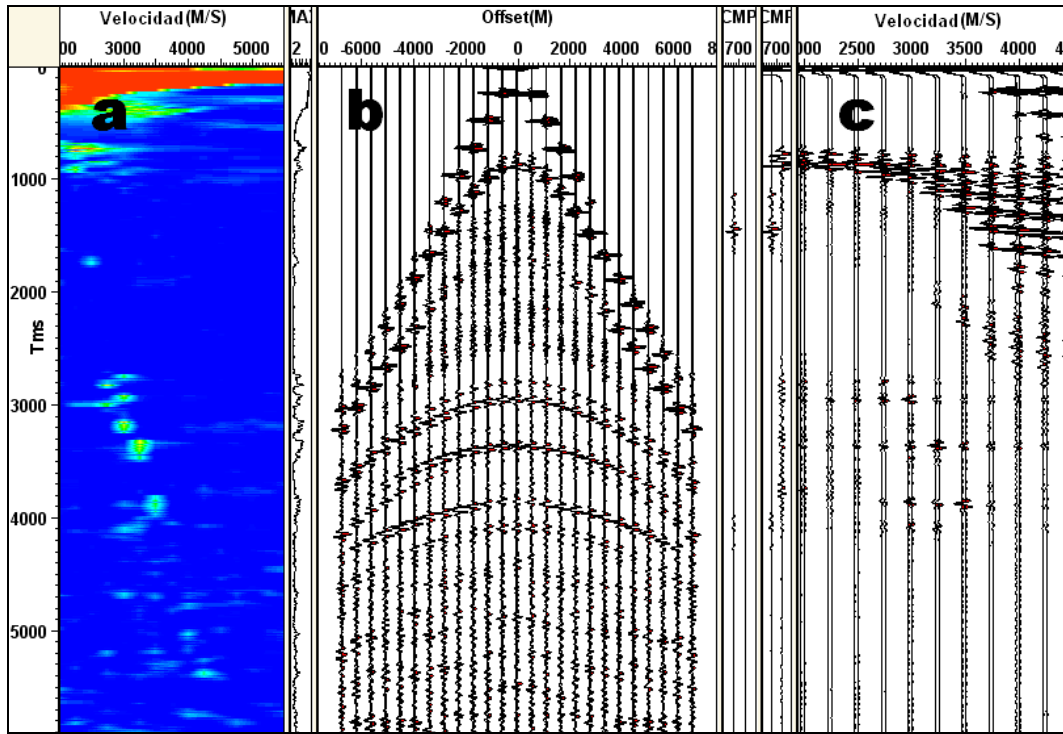


Figura 4.26. Disposición del gráfico de semblanza (a), súper *CMP gather* (b) y apilados con velocidad constante (c) para el análisis de velocidad.

Al escoger las velocidades correctas en el gráfico de semblanza, las reflexiones primarias en el súper *gather* se horizontalizan, y se genera el estiramiento de los eventos ubicados a grandes *offsets* y poca profundidad. Este efecto se muestra en la Figura 4.27, en la que se ha aplicado la corrección NMO del súper *gather* mostrado en la Figura anterior. Se aprecia la falta de aplanamiento de algunas reflexiones que constituyen múltiples, cuya velocidad de corrección no concuerda con el tren de velocidades interválica en el punto.

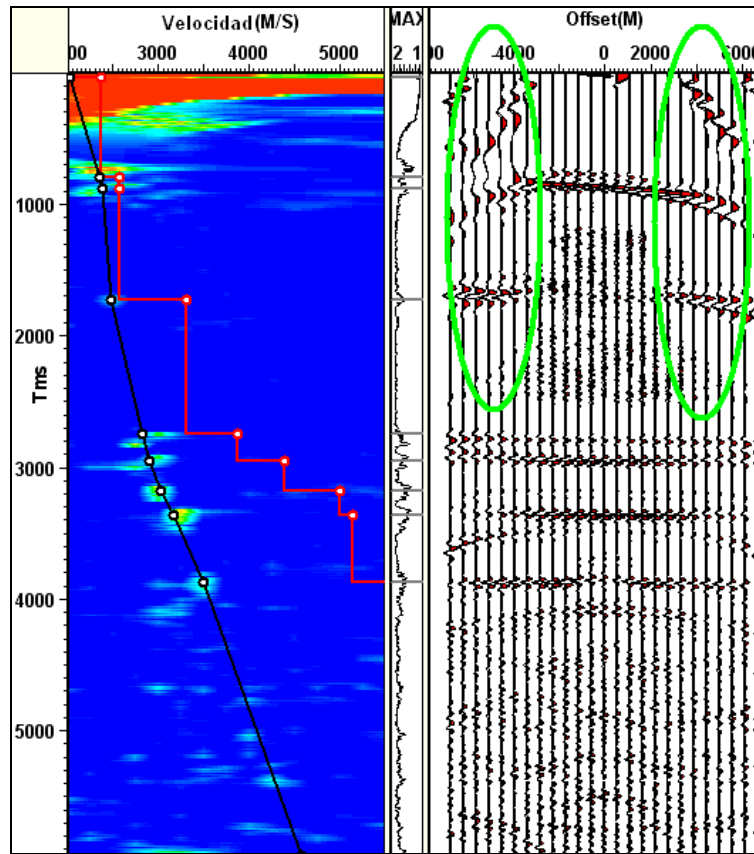


Figura 4.27. Efecto del estiramiento en las trazas (ovalo verde) luego de la escogencia de velocidades en el grafico de semblanza; la línea roja representa la velocidad interválca obtenida.

4.5.3 Corrección NMO y Apilamiento

Previo a la ejecución de la corrección NMO, se definió un valor de *mute* de estiramiento de 20 %, que fue obtenido luego de la realización de pruebas para visualizar la pérdida de información en los registros con distintos porcentajes de corte. Luego, se llevó a cabo el ordenamiento de los datos por punto medio común y se procedió a realizar la corrección NMO, usando el modelo de velocidad obtenido. El flujo para la realización del apilamiento se presenta en la Figura 4.28 y tiene como datos de entrada los registros sintéticos ordenados por punto medio común (a).

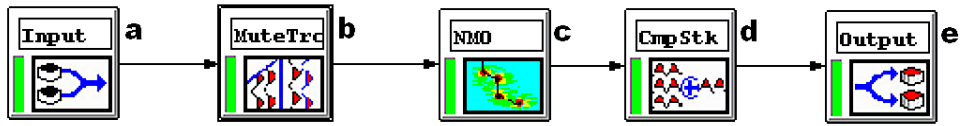


Figura 4.28. Flujo establecido en el programa VISTA para la obtención de las secciones apiladas.

En el flujo definido el *mute* aplicado (b) se refiere al proceso para eliminar la onda directa en trazas con offset pequeño (Figura 4.29), en las que el mute de estiramiento no actúa por no existir un estiramiento de los eventos mayor al 20 %.

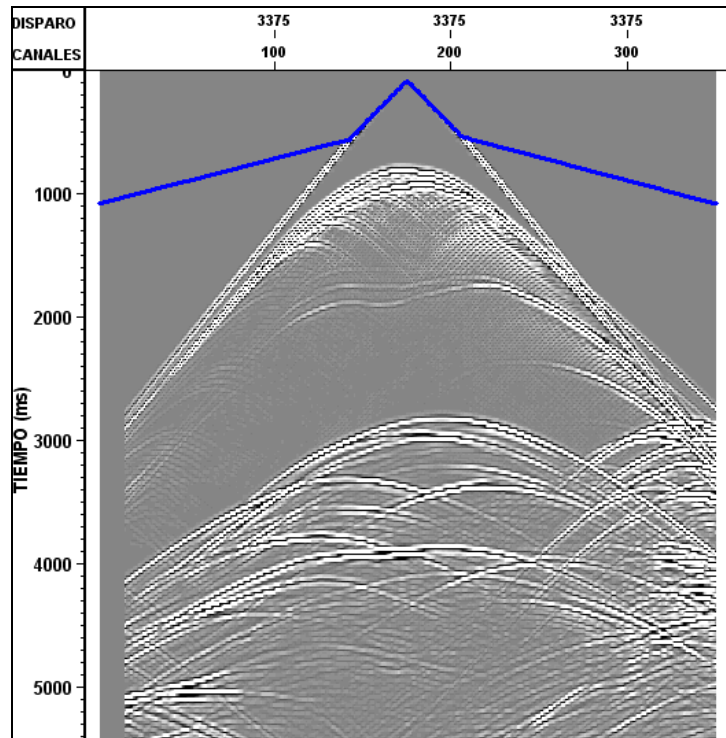


Figura 4.29. *Mute* aplicado a un registro sísmico del transecto 1 para eliminar la onda directa en offsets pequeños.

Seguido a la aplicación del mute programado, se ejecuta la corrección NMO de los registros de acuerdo al modelo de velocidad correspondiente, para luego realizar la suma de las trazas pertenecientes a cada CMP y obtener la sección sísmica apilada de cada modelo.

4.5.4 Migración post-apilamiento.

Se realizó la migración pre y post-apilamiento en tiempo de los datos para obtener la mejor imagen posible de las estructuras de la zona, previa aplicación de un suavizado a cada modelo de velocidad tal como se muestra en la Figura 4.30, en la cual se observa que las inversiones de velocidad e irregularidades fuertes son eliminadas luego del suavizado.

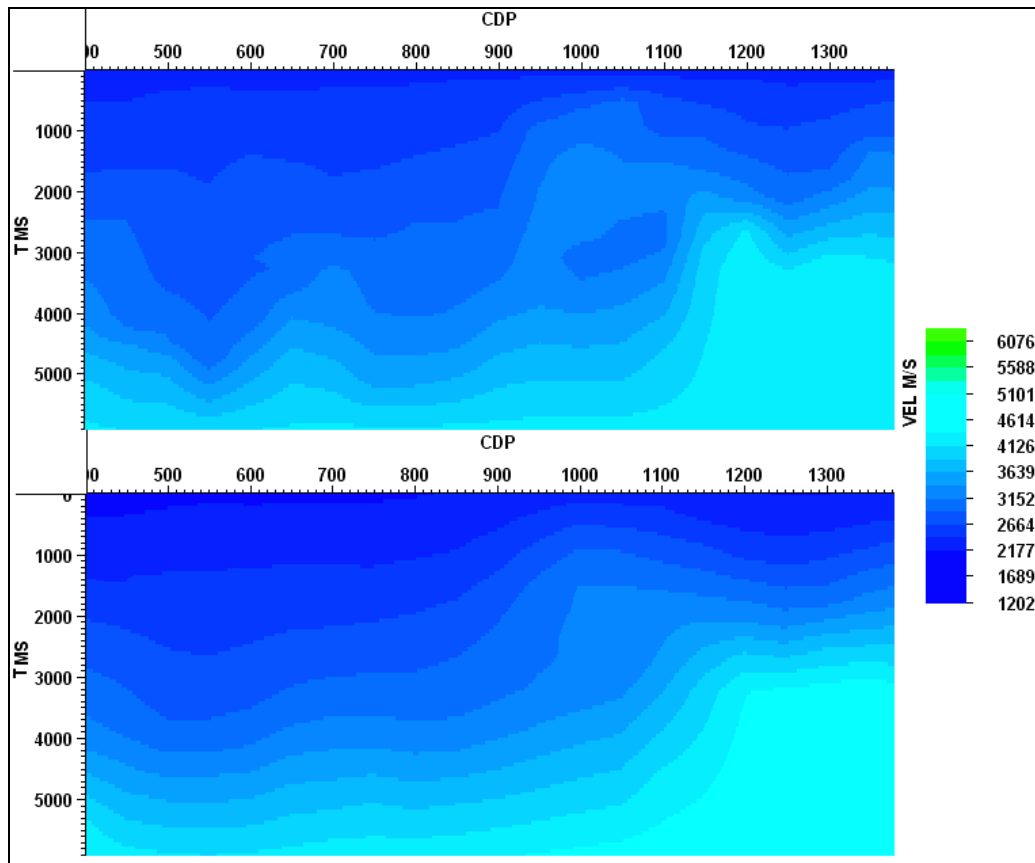


Figura 4.30. Suavizado del modelo de velocidad del transecto 1.

Los datos sísmicos de las dos técnicas de modelado fueron migrados con los algoritmos de Kirchhoff y diferencias Finitas usando los parámetros más adecuados para encontrar la mejor delineación de la estructura original. En general, el algoritmo de Kirchhoff presentó los mejores resultados para tal fin, ya que a pesar de que el

algoritmo de diferencias finitas reprodujo de mejor forma algunos eventos en los modelos, tal como la falla en los datos de la Figura 4.31, el mismo generó mayor cantidad de ruido en las secciones sísmicas.

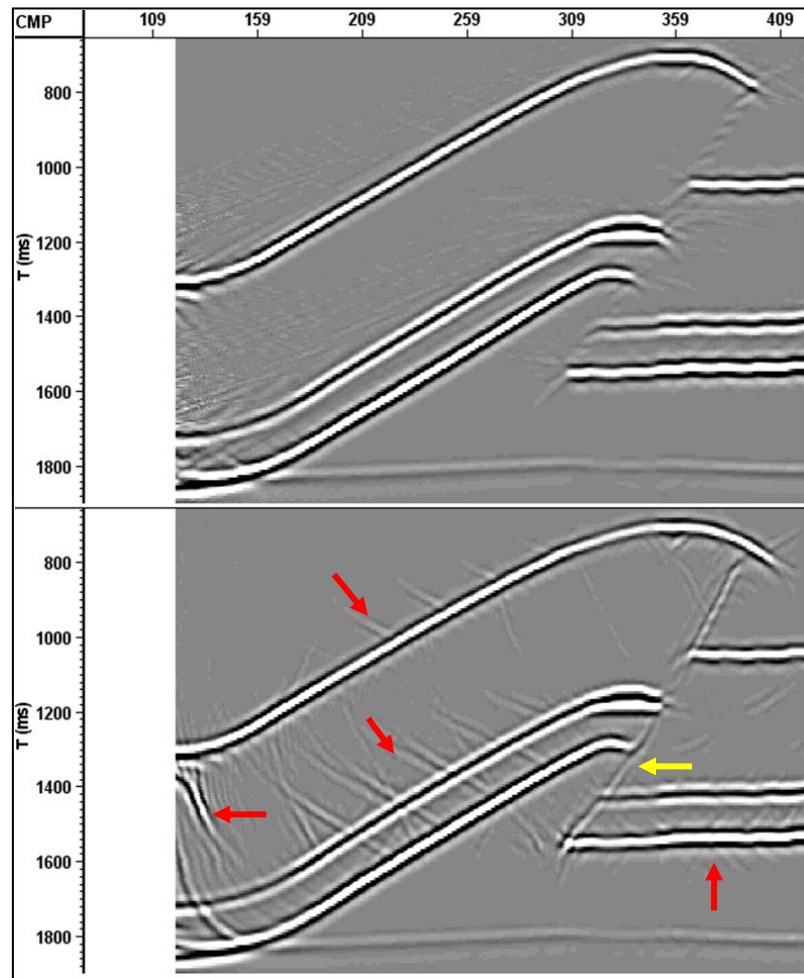


Figura 4.31. Comparación del algoritmo de migración Kirchoff (arriba) y diferencias finitas (abajo). Este último produjo una mejor reproducción de la falla (flecha amarilla) pero mayor cantidad de ruido de migración (flechas rojas).

Los principales parámetros de entrada para el algoritmo de migración Kirchoff son la apertura de migración y porcentaje de velocidad a usar. El primer parámetro influye en la calidad de delineación de los eventos y también en los tiempos de cómputo, ya que representa la distancia establecida para colapsar las

reflexiones. Sin embargo, por ser la cantidad de trazas relativamente bajas en todos los modelos estudiados, los tiempos no fueron excesivos.

La máxima apertura de migración fue determinada de acuerdo a la extensión de las difracciones de mayor dimensión lateral en eventos claramente visibles, tal como el mostrado en la Figura 4.32, que ocurren a grandes profundidades donde la velocidad es mayor. La máxima apertura obtenida para los modelos teóricos fue de 2500 m y para los modelos reales de 6000 m.

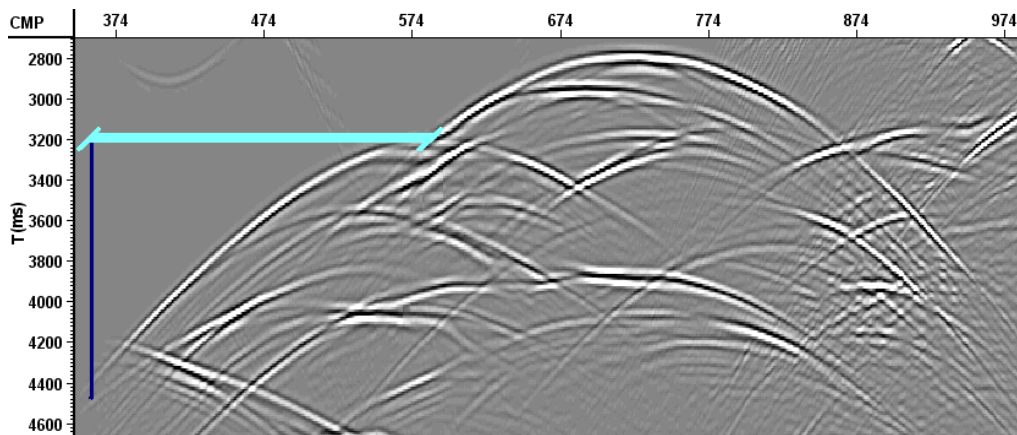


Figura 4.32. Obtención de la apertura de migración media necesaria para colapsar la difracción observada, de acuerdo a la determinación de la extensión total de la misma.

El otro parámetro de importancia en la migración Kirchhoff es el porcentaje aplicado al modelo de velocidad. De acuerdo a esto, el campo de velocidad usado para migrar los eventos será multiplicado por dicho porcentaje y esto puede hacer que los valores del parámetro aumenten o disminuyan.

Para determinar el porcentaje adecuado, se realizaron pruebas con distintos valores en el rango de 90 a 102 % de la velocidad original (Figura 4.33), obteniendo la migración adecuada de los eventos en los modelos teóricos con un porcentaje de 98 % y en los transectos geológicos con un valor de 96 %.

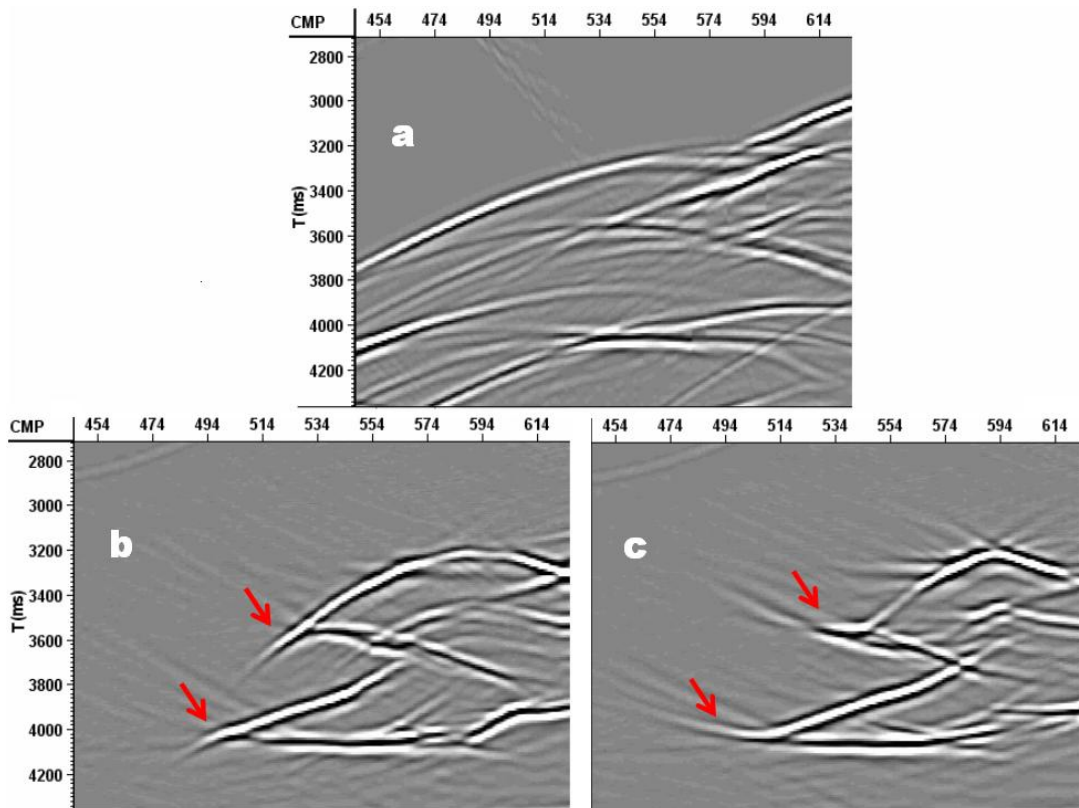


Figura 4.33. Datos migrados con distintos porcentajes de velocidad. a) Datos apilados de ecuación de onda, (b) Migración con un porcentaje de 90%, (c) Migración con un porcentaje de 102%.

4.5.5. Migración Pre-apilamiento en tiempo

Debido a la complejidad estructural definida en cada uno de los modelos, se planteó la necesidad de aplicar una técnica de migración que mejorara la delineación de los eventos en las secciones, para lo cual se usó la migración Kirchhoff pre-apilamiento en tiempo.

Al igual que en el algoritmo post-apilamiento usado, los principales parámetros que se deben establecer son la apertura de migración y el porcentaje de velocidad. Sin embargo, los valores determinados previamente en la migración post-apilamiento funcionaron correctamente para este caso y por lo tanto, fueron establecidos como los parámetros de entrada correspondientes.

Por otro lado, esta técnica requiere del pre-acondicionamiento de los registros de entrada, que consiste en eliminar el efecto de estiramiento los eventos al realizar la

corrección de los mismos usando el modelo de velocidad. Este procedimiento, ejemplificado en la Figura 4.34, consiste en realizar la corrección NMO a los registros sísmicos usando el modelo de velocidad correspondiente y el *mute* de estiramiento de 20 % establecido (b); para luego efectuar la corrección NMO inversa (c) y reubicar los eventos a su posición inicial, habiendo eliminado las ondículas con un estiramiento mayor al permitido.

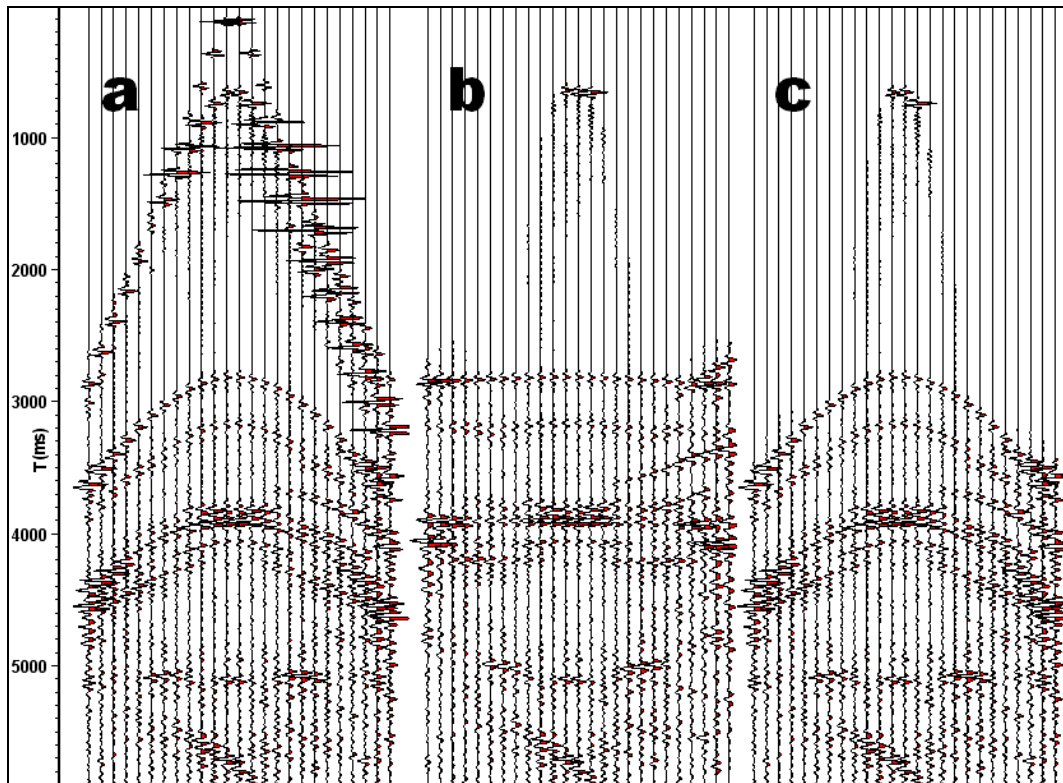


Figura 4.34. Pre-acondicionamiento de los CMP gathers antes de ser utilizados en la migración pre-apilamiento. a) Registro original, b) corrección NMO con mute de estiramiento, c) corrección inversa NMO.

CAPÍTULO V

RESULTADOS Y ANÁLISIS

El presente capítulo se divide en dos secciones de acuerdo al flujo de trabajo realizado en la investigación; la primera parte (sección 5.1) corresponde al análisis de los resultados obtenidos del modelado sísmico de diversas estructuras teóricas por medio de las técnicas de trazado de rayos y ecuación de onda acústica, con la evaluación del desempeño de cada una en las diferentes configuraciones. La segunda parte (sección 5.2) corresponde al análisis de los resultados del modelado sísmico por ecuación de onda acústica en los transectos geológicos del Norte de Monagas, cuyo objetivo principal es la evaluación de las estructuras geológicas presentes en los modelos de acuerdo a su respuesta sísmica en las secciones sintéticas y la interpretación realizada a los datos reales.

5.1 Análisis de los modelos teóricos

5.1.1 Modelo de falla normal

Datos apilados:

En las secciones sintéticas apiladas de este modelo (Figura 5.1) se aprecia un contenido de frecuencias más alto en los eventos de la sección de trazado de rayos, debido a que este algoritmo no realiza atenuación de frecuencias en la propagación de los rayos; pero si establece la atenuación de amplitudes por pérdida por reflexión en las capas y atenuación del medio, lo cual es analizado en el modelo del corrimiento de la sección 5.1.4 de este capítulo.

Respecto a la sección apilada de ecuación de onda, se tiene que las difracciones asociadas a la falla se reproducen correctamente, pero estos eventos aparecen también en los bordes laterales. Sumado a esto, se tiene la presencia de la reflexión de la base del modelo como un evento plano observado a un tiempo de

1,7 s. Estos dos últimos fenómenos son producto de la falta de absorción del frente de ondas al llegar esta energía a los límites del modelo, lo cual constituye un problema frecuente en los algoritmos de modelado por ecuación de onda.

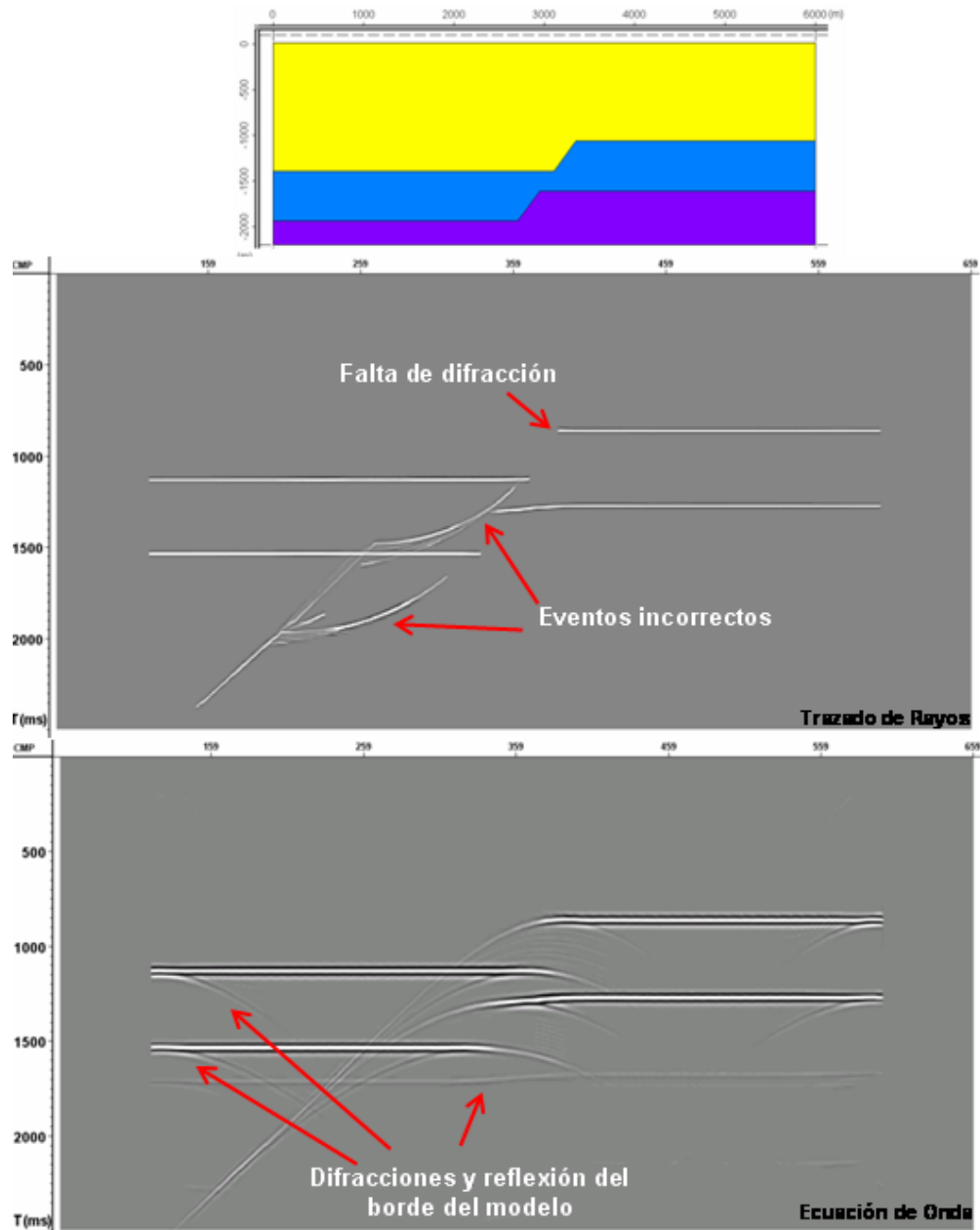


Figura 5.1. Secciones apiladas de trazado de rayos (arriba) y ecuación de onda (abajo) para el modelo de falla normal

Datos migrados de trazado de rayos

El tipo de migración que produjo mejores resultados para la delineación de las estructuras de trazado de rayos en los modelos teóricos fue la técnica post-apilamiento, ya que posee una menor sensibilidad a la falta de difracciones y fenómenos de onda que tiene este método de modelado, tal como se observa en la Figura 5.2.

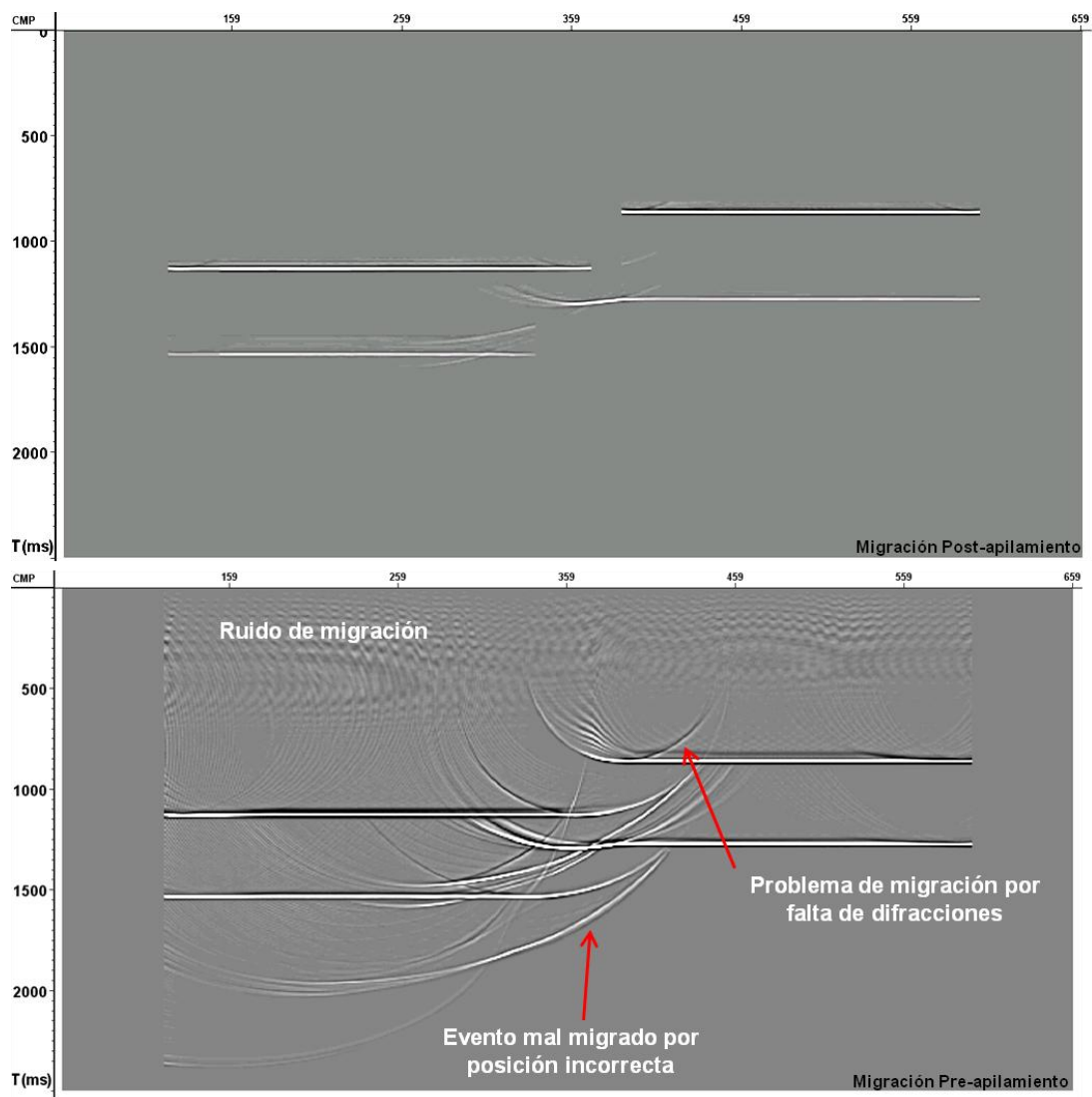


Figura 5.2. Secciones migradas post-apilamiento (arriba) y pre-apilamiento (abajo) de trazado de rayos.

Se tiene la presencia del fenómeno de sonrisas de migración en la terminación de los reflectores contra la falla de la sección migrada pre-apilamiento, cuyo origen no está relacionado con el porcentaje de velocidad usado, sino con la falta de difracciones en los datos de trazado de rayos.

Para eliminar el problema del ruido producido por la migración pre-apilamiento, se aplicó un filtro *Ormsby* (filtro trapezoidal) a los registros sísmicos, con lo cual se logró de forma exitosa la supresión de la dispersión artificial usando una ventana de frecuencias de paso de 5-15-30-40 Hz.

La sección migrada con los datos filtrados (Figura 5.3) se generó para este modelo con el fin de establecer la causa del fenómeno de dispersión observado en las secciones migradas pre-apilamiento de trazado de rayos. Sin embargo, no se muestran dichos resultados para los demás modelos, ya que el presente análisis no se basa en el mejoramiento de la imagen sísmica, sino en la evaluación de los resultados propios de cada técnica de modelado.

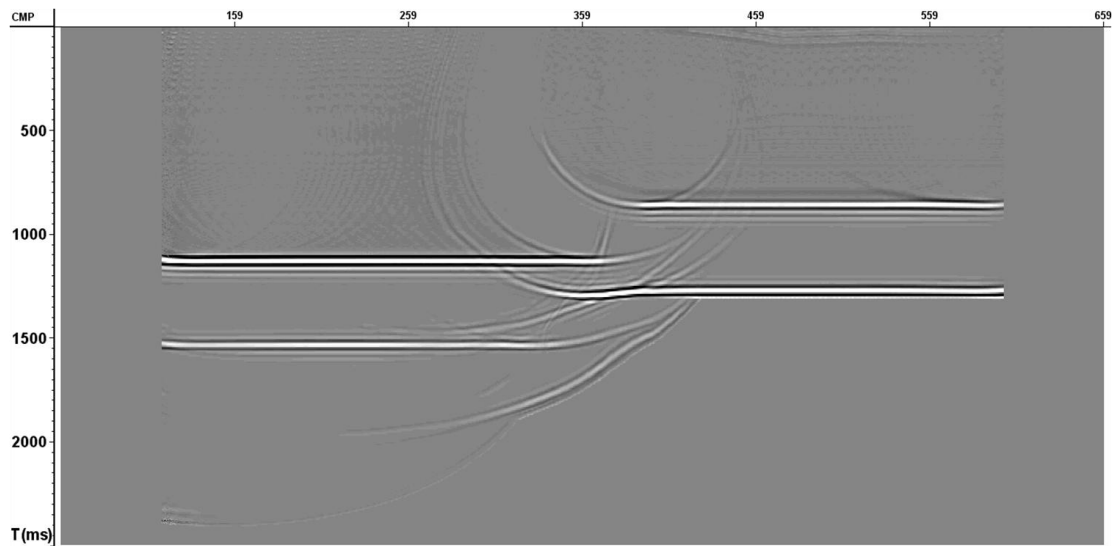


Figura 5.3. Sección del modelo de falla normal para la técnica de trazado de rayos migrada pre-apilamiento, con remoción previa de altas frecuencias para eliminar el ruido dispersivo.

Datos migrados de ecuación de onda

La migración de los datos de ecuación de onda en el modelo de falla normal permitió delinear la estructura exitosamente (Figura 5.4), y al contrario de lo obtenido en los datos de trazado de rayos, se consiguió una mejor imagen con la migración pre-apilamiento. En estas secciones se aprecia que las difracciones en los bordes laterales del modelo (visibles en el apilado) han sido colapsadas y que la definición del plano de falla se realiza con mejor calidad en la migración pre-apilamiento.

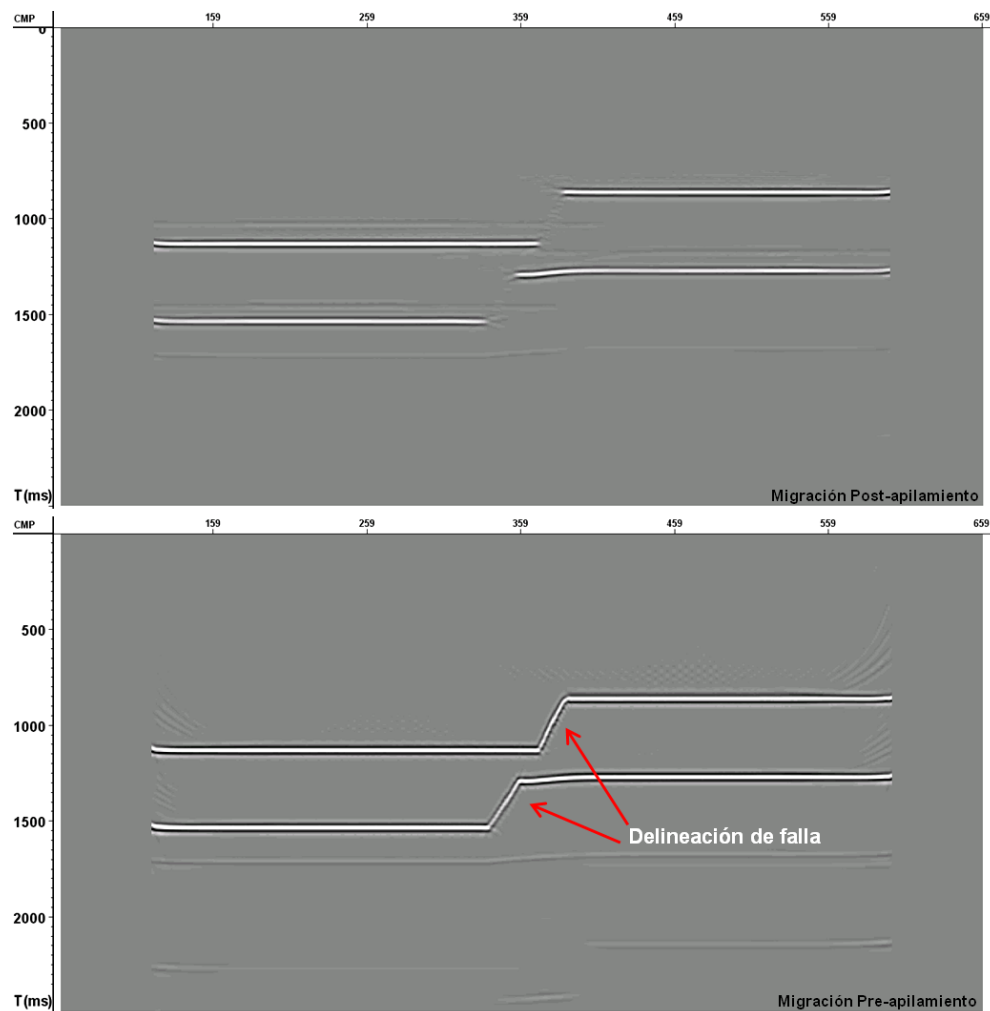


Figura 5.4. Secciones migradas post-apilamiento (arriba) y pre-apilamiento (abajo) de la técnica de ecuación de onda.

5.1.2 Modelo de domo de sal.

Datos apilados

Las secciones apiladas de trazado de rayos y ecuación de onda de la Figura 5.5, presentan resultados similares en la ubicación de los eventos sísmicos principales y en la reproducción del efecto de pull-up por debajo de la estructura del domo; lo cual demuestra la mayor aplicabilidad de la técnica del trazado de rayos en el análisis de datos sísmicos apilados de estructuras de gran dimensión y de curvatura relativamente suave en contraste con estructuras pequeñas.

Como se observa, la reflexión del tope del domo en los datos de trazado de rayos no tiene una curvatura constante, por el contrario, presenta diversos quiebres que son producto de los pequeños cambios de pendiente establecidos en la estructura original. Esto señala la dependencia de esta técnica respecto a la cantidad de segmentos definidos en la construcción de los horizontes, lo que constituye un inconveniente en la creación de los modelos, ya que obliga a hacer un mayor suavizado de las estructuras para obtener buenos resultados en esta técnica.

Asimismo, se observa en esta sección que la delineación de la zona infrayacente al domo es particularmente pobre, posiblemente debido a que esta técnica es propensa a producir divergencia excesiva de los rayos (desenfoque de la imagen) en zonas de fuerte aumento de velocidad y en reflectores con convexidad tal como el definido.

Se observa que la zona infrayacente al domo en los datos del modelado por ecuación de onda, no presenta una disminución de amplitud tan marcada como la obtenida en sección de trazado de rayos, debido a que esta técnica no produce la exageración del desenfoque de la imagen por debajo de esta estructura.

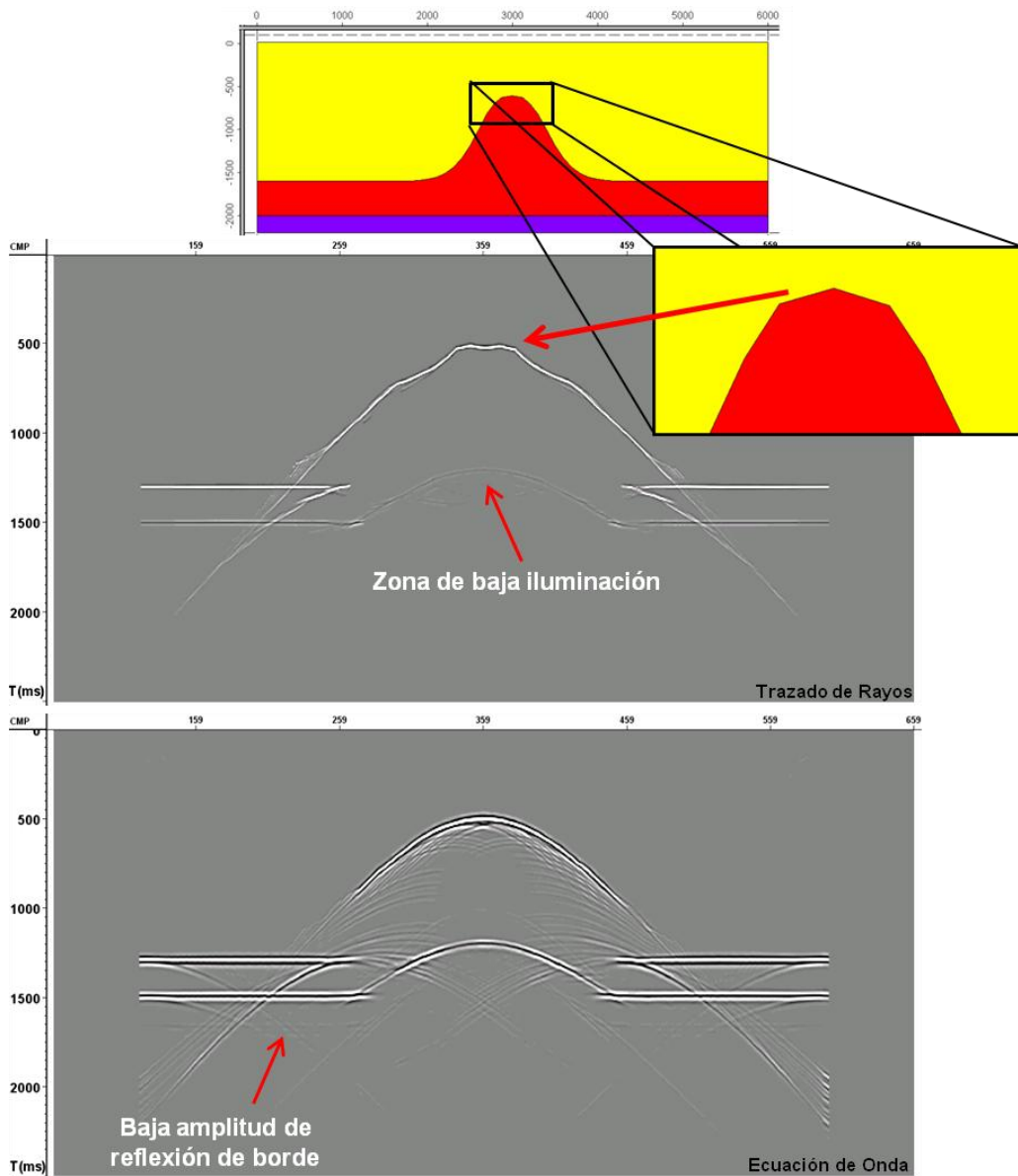


Figura 5.5. Secciones apiladas de trazado de rayos (arriba) y ecuación de onda (abajo) para el modelo de domo de sal.

Por último, se tiene que la reflexión de la base del modelo disminuye significativamente su amplitud en comparación con los otros casos estudiados, lo cual es causado posiblemente por la fuerte pérdida de energía del frente de ondas en las reflexiones de los horizontes suprayacentes, de acuerdo al alto contraste de velocidad entre estas capas.

Datos migrados de trazado de rayos

Debido a los cambios de curvatura en la reflexión del tope del domo de sal (apreciables en la anterior sección apilada), la migración de los datos de trazado de rayos produce resultados muy pobres para este modelo (Figura 5.6); lo cual se debe en parte a que el algoritmo reposiciona esta reflexión como una serie de eventos independientes por las distintas curvaturas presentes, y produce una incorrecta imagen de la estructura original.

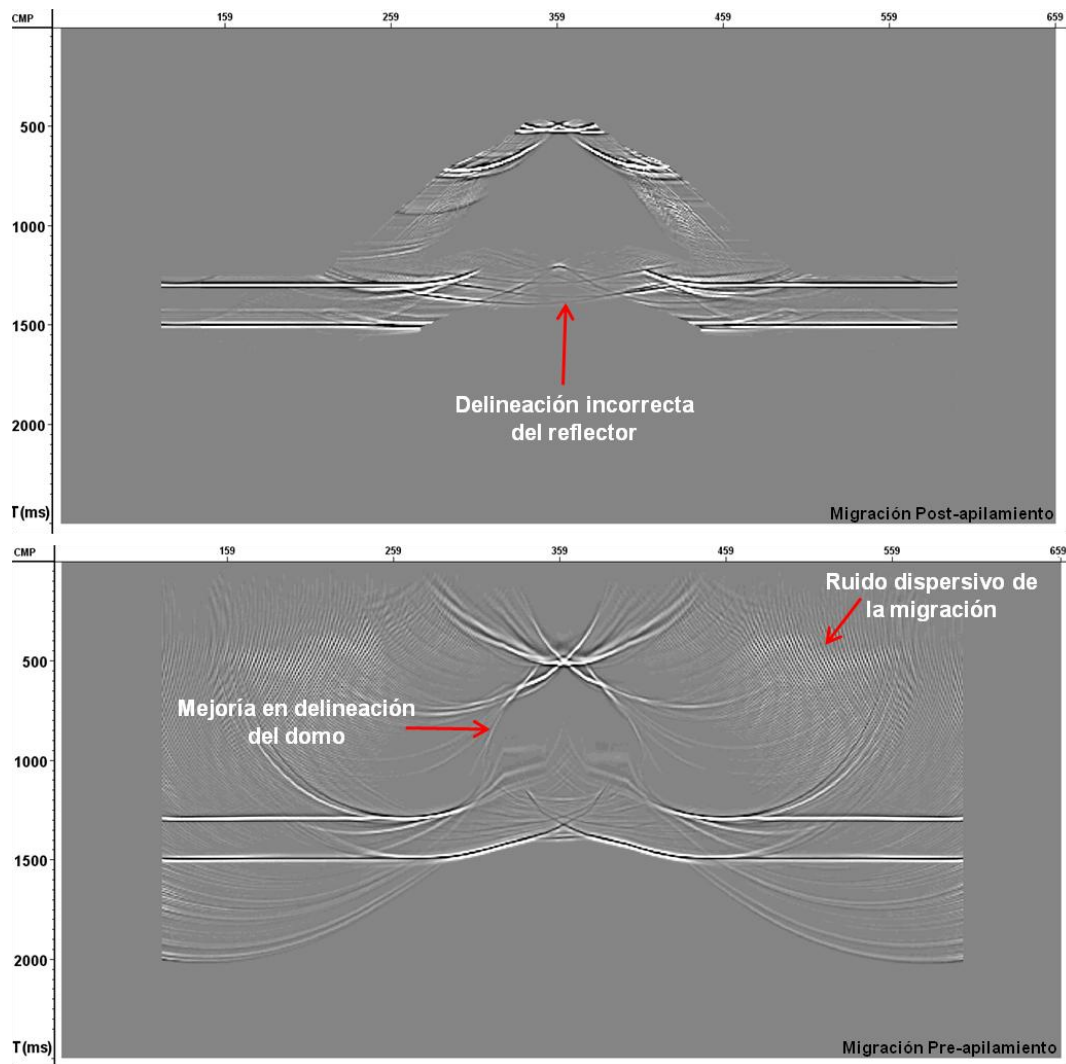


Figura 5.6. Secciones migradas post-apilamiento (arriba) y pre-apilamiento (abajo) de la técnica de trazado de rayos en el modelo del domo de sal.

Datos Migrados de ecuación de onda

En este caso, la reproducción del domo se obtiene con buena calidad para ambos tipos de migración, en comparación con la secciones de los datos de trazado de rayos. Sin embargo, la migración pre-apilamiento en estos datos produce resultados de mayor calidad y permite delinear de mejor forma el reflector infrayacente al domo; no obstante, éste algoritmo genera el efecto previamente analizado de dispersión de las altas frecuencias en los datos migrados (Figura 5.7).

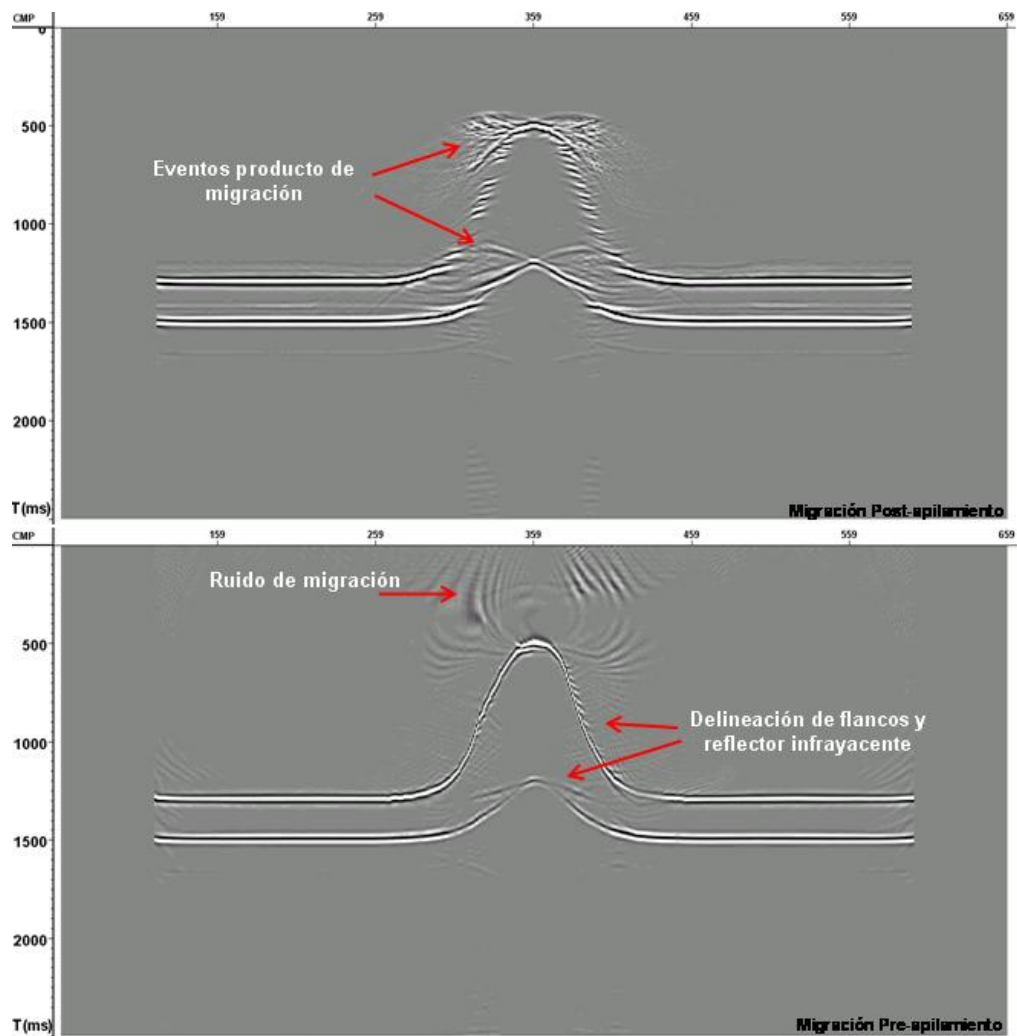


Figura 5.7. Secciones migradas post-apilamiento (arriba) y pre-apilamiento (abajo) de la técnica de ecuación de onda en el modelo de domo de sal.

Por otro lado, se produce ruido en el tope de la estructura de ambas secciones que se debe a una migración no completamente exitosa de los datos sísmicos. Además, se observa que debido a la complejidad del modelo, la reproducción del efecto del *pull-up* en el reflector infrayacente al domo (teóricamente corregido por una migración pre-apilado en profundidad) presenta ciertos eventos de ruido generados por la migración, que son más tenues en el caso pre-apilamiento.

5.1.3 Modelo de corrimiento con yacimiento

Se realizó un análisis más detallado de esta estructura respecto a los resultados de las técnicas de modelado, para investigar la calidad de reproducción de las amplitudes en el horizonte tope de la segunda capa, a la cual se le incluyó un yacimiento de 40 m de espesor con una disminución en la velocidad P (propiedad de yacimientos gasíferos) que permitiría producir el efecto del aumento de amplitudes o punto brillante (*bright spot*) en el reflector.

Datos Apilados

En la sección de trazado de rayos de la parte superior de la Figura 5.8, se observa a grandes rasgos la reproducción de la estructura geológica modelada, así como la fácil identificación del tope y base del yacimiento debido a las altas frecuencias preservadas en esta técnica.

Al igual que en el modelo de falla normal, no se reproducen las difracciones en las discontinuidades y se observan reflexiones por debajo de la estructura principal que no están relacionadas con ningún fenómeno de onda. Además, se aprecian eventos producto del plano de falla, cercanos a la terminación de los horizontes que no corresponden a la respuesta que se esperaría de dicho evento en datos sísmicos apilados.

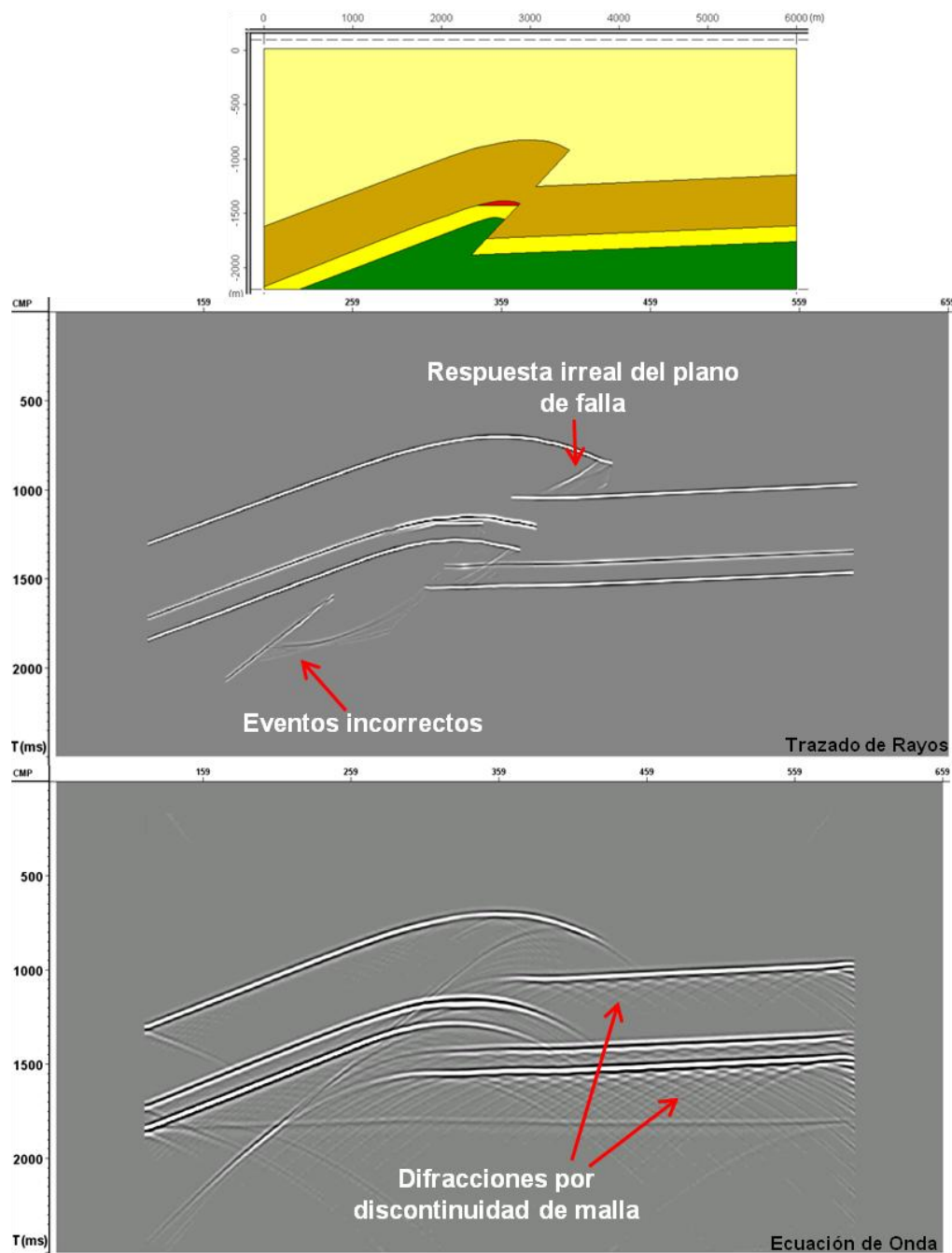


Figura 5.8. Secciones apiladas de trazado de rayos (arriba) y ecuación de onda (abajo) para el modelo del corrimiento.

Respecto al apilado de ecuación de onda, se obtienen difracciones en las discontinuidades de las capas y en los horizontes del modelo por el efecto del mallado espacial definido; estas últimas ocurren en mayor cantidad hacia la parte derecha de

la estructura debido al menor buzamiento de las capas hacia esta zona, lo que produce puntos de difracción más separados y por lo tanto, con una menor anulación de estos eventos. En la siguiente figura se esquematiza el fenómeno de los puntos de difracción generados por el mallado definido en una interfase buzante.

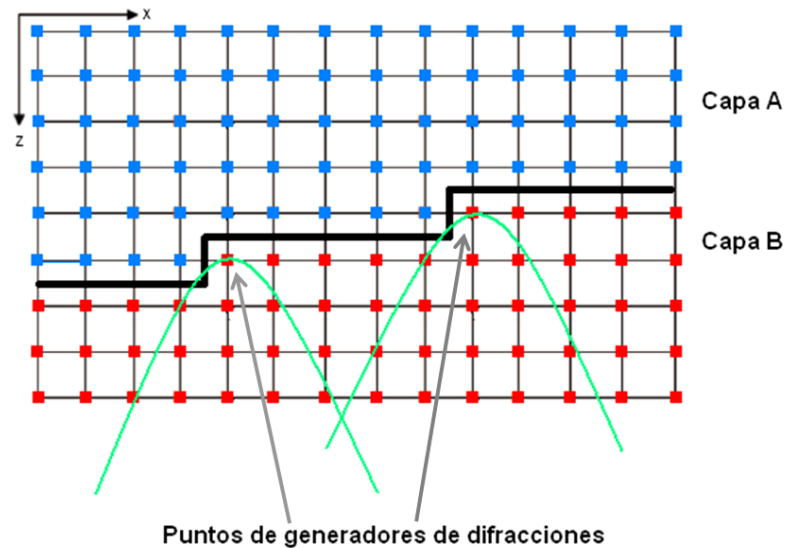


Figura 5.9. Fenómeno de puntos de difracción en los horizontes por el mallado espacial definido en el modelado por ecuación de onda.

En la zona del yacimiento, visualizada con una diferente escala de colores en la Figura 5.10, se aprecia que los datos apilados de trazado de rayos tienen una respuesta sísmica con gran parecido al tope del yacimiento en relación al conjunto de segmentos definidos en la estructura; esto muestra de nuevo la fuerte relación entre las imágenes sísmicas obtenidas en esta técnica y la curvatura de las estructuras estudiadas. En contraste, los datos de ecuación de onda no presentan esta gran dependencia, al no tener la respuesta sísmica del yacimiento un parecido excesivo con la forma del horizonte, debido a la buena representación de la zona de Fresnel en este método de modelado.

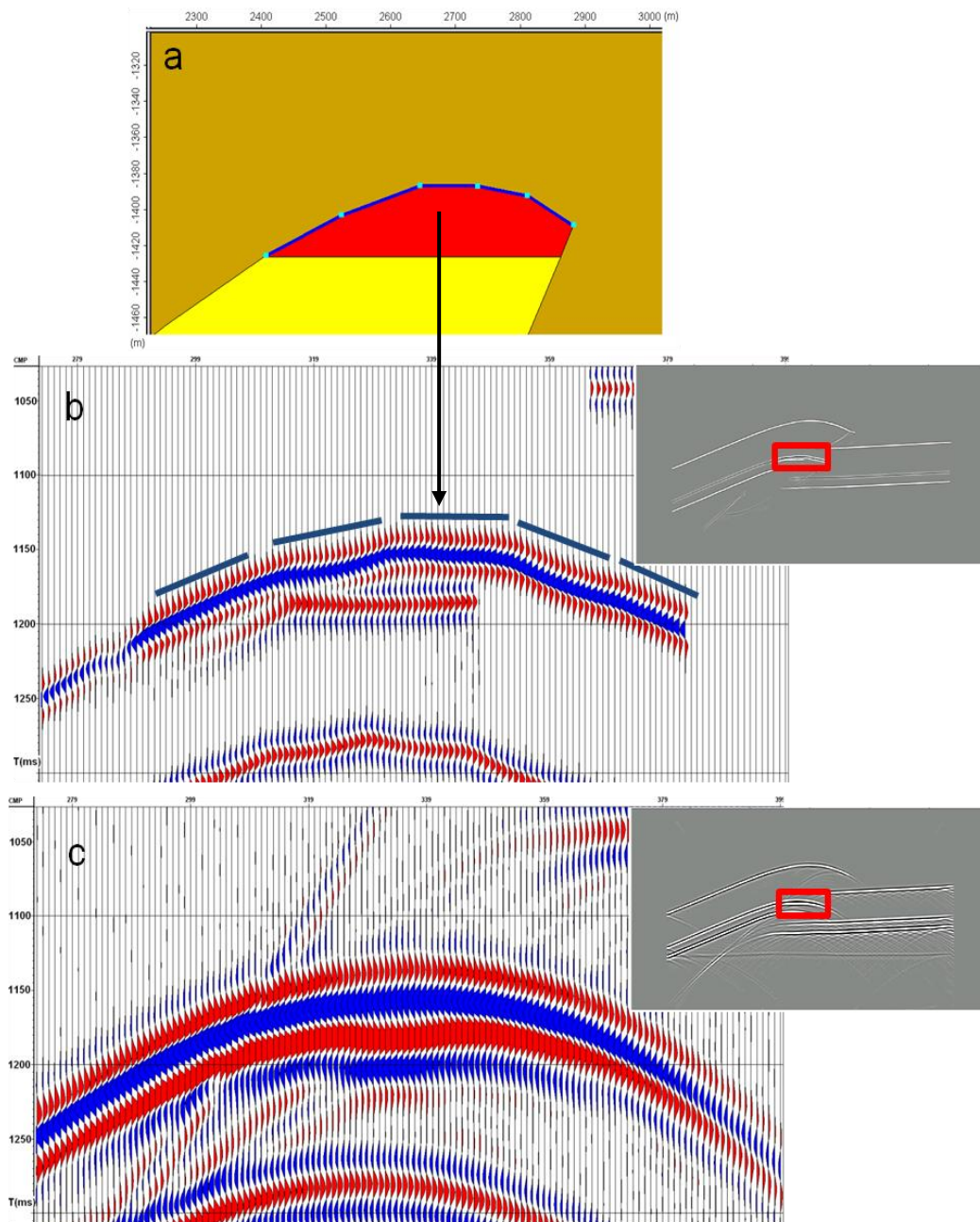


Figura 5.10. Respuesta sísmica del yacimiento para trazado de rayos (b) y ecuación de onda (c). Se aprecia el gran parecido del tope de la estructura con los segmentos de la reflexión de trazado de rayos.

La diferencia en el contenido de frecuencias de los eventos de la sección del trazado de rayos y los datos de ecuación de onda es fácilmente identificable, y de acuerdo al espectro de amplitud de la Figura 5.11, se tiene que la frecuencia dominante de los datos de trazado de rayos es de 40 Hz en la ventana establecida, y

este mismo valor fue definido como frecuencia dominante de la ondícula de entrada en el modelado, lo cual que confirma la ya mencionada falta de atenuación de frecuencias en la técnica de trazado de rayos usada.

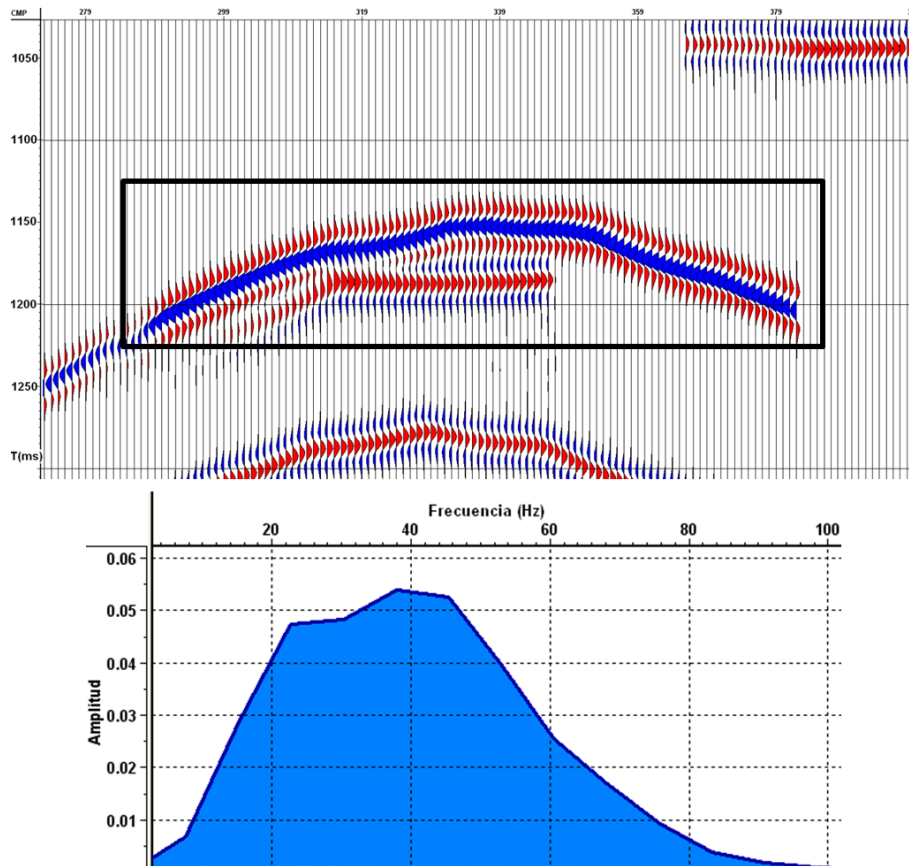


Figura 5.11. Análisis espectral de las amplitudes en la ventana definida (recuadro negro) en los datos de trazado de rayos.

De acuerdo a estas frecuencias y a la velocidad establecida en el yacimiento, se tiene que el límite de resolución vertical según el criterio de $\lambda/4$ para esta profundidad es de 14,37 m en los datos de trazado de rayos y de 25 m en los de ecuación de onda (23 Hz de frecuencia dominante); lo que indica que en ambos casos es teóricamente posible distinguir base y tope de la capa de 40 m de espesor, pero con una mayor separación en tiempo en los datos de trazado de rayos, no obstante, sabiendo que esto no corresponde a la respuesta sísmica esperada de la estructura debido a la falta de atenuación de frecuencias es esta técnica.

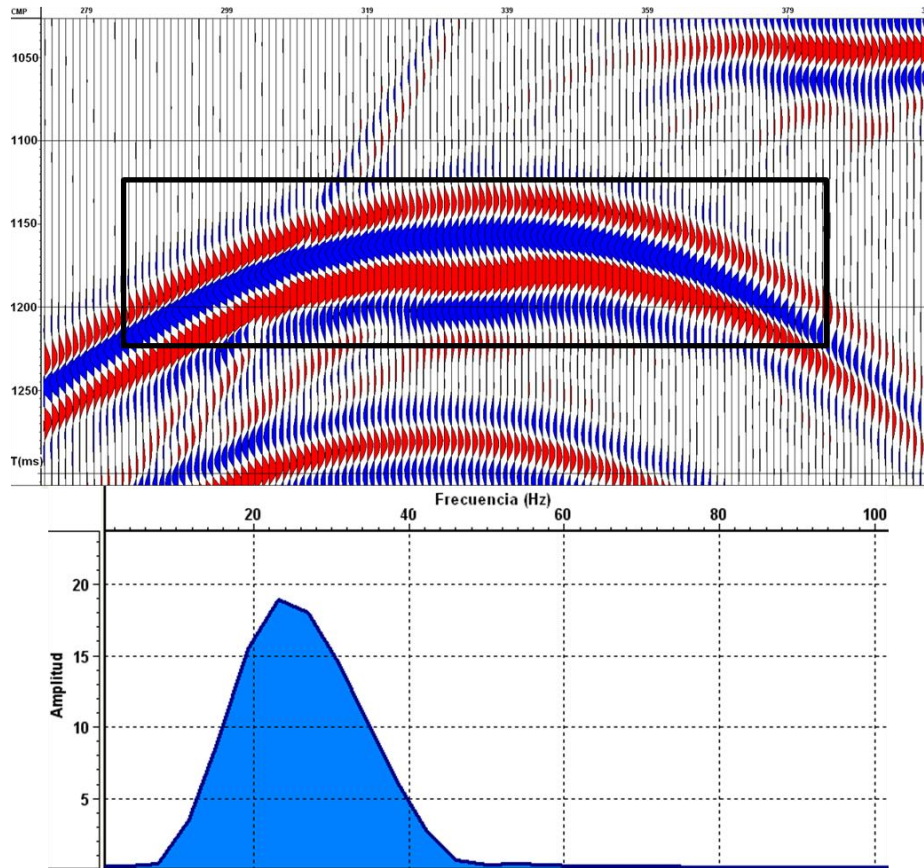


Figura 5.12. Análisis espectral de las amplitudes en la ventana definida (recuadro negro) en los datos de ecuación de onda.

Datos migrados de trazado de rayos

Al igual que los casos anteriores, los datos migrados de trazado de rayos presentan una mejor calidad en la migración post-apilamiento (Figura 5.13); además, se observa en las dos secciones una clara delineación del yacimiento, y la presencia del *flat spot* asociado, sin embargo, en ningún caso es reproducido correctamente el plano de falla adyacente.

Asimismo, se tiene en estos datos abundancia del fenómeno de sonrisas de migración en torno a la zona de la falla, así como eventos ubicados debajo de los horizontes cuya migración no fue adecuada por no tener estos relación con ningún fenómeno de onda.

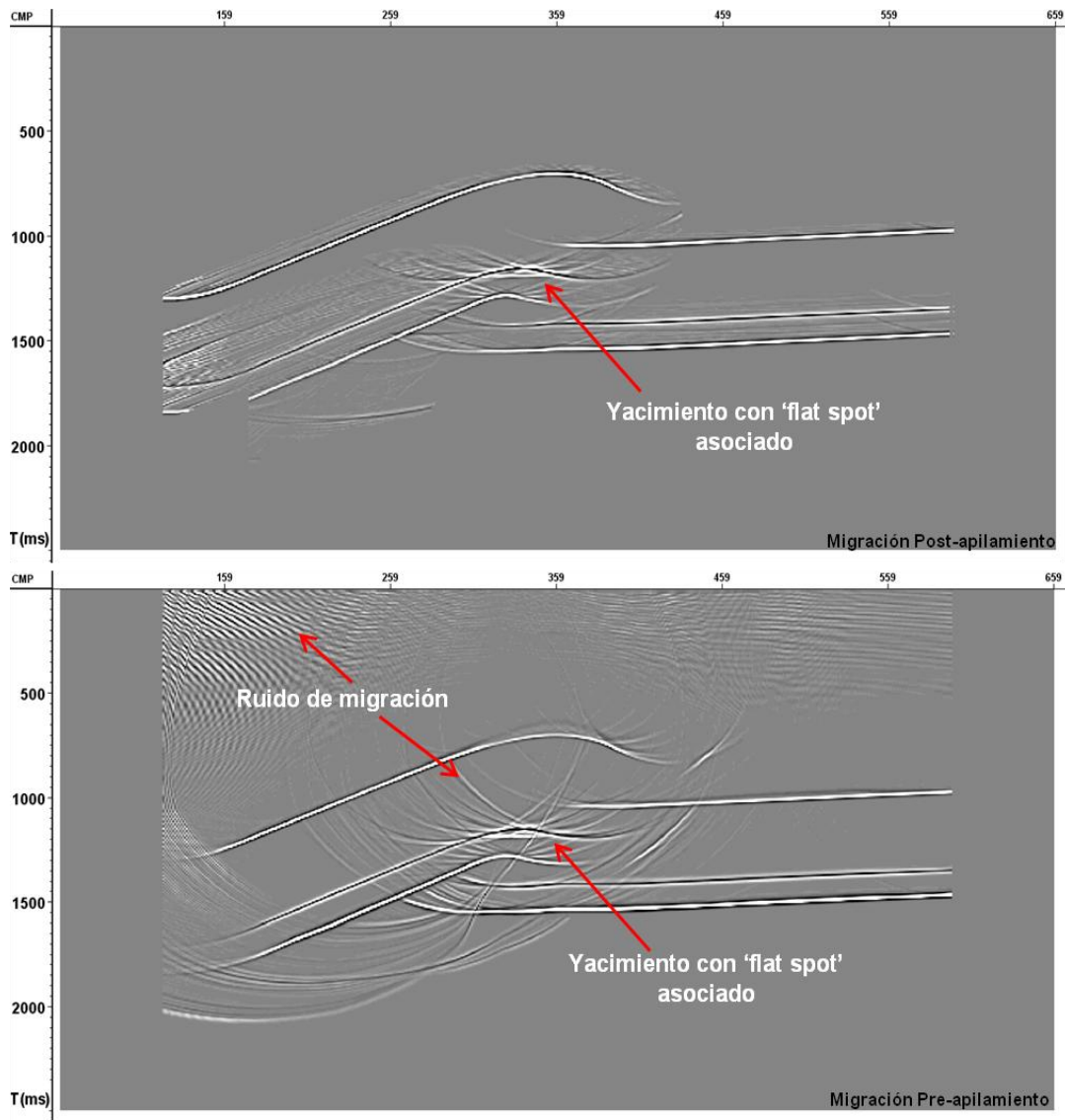


Figura 5.13. Secciones migradas post-apilamiento (arriba) y pre-apilamiento (abajo) de la técnica de trazado de rayos en el modelo del corrimiento.

El acercamiento a la zona del yacimiento en los datos migrados de trazado de rayos (Figura 5.14), permite definir fácilmente su forma, así como el *bright spot* producido por el mayor contraste de velocidades existente en el tope del yacimiento.

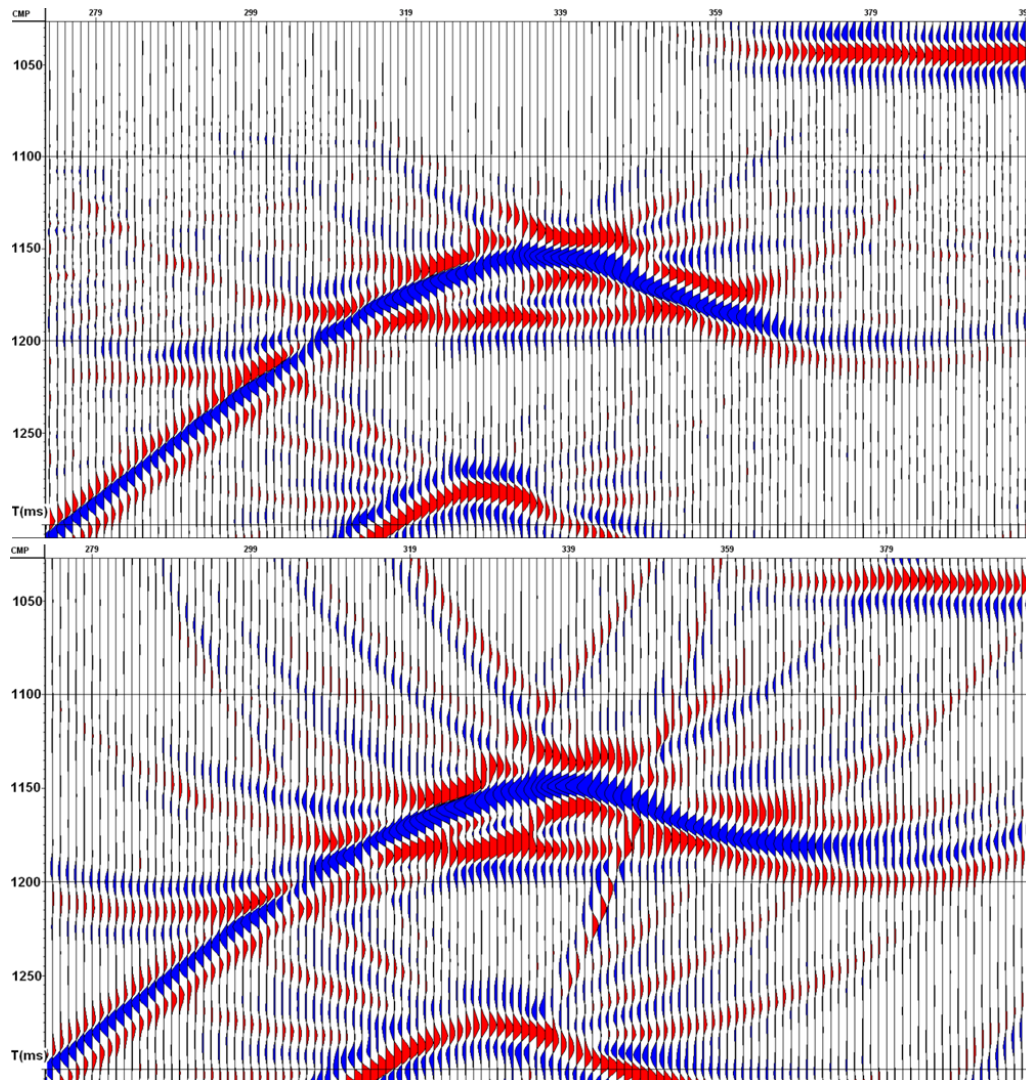


Figura 5.14. Datos migrados pre-apilamiento (arriba) y post-apilamiento (abajo) de trazado de rayos en la zona del yacimiento.

Datos migrados de ecuación de onda

Los datos migrados de ecuación de onda mostrados de la Figura 5.15, presentan resultados satisfactorios al reproducir, tanto en la migración pre y post-apilamiento, la forma correcta de la estructura, la delineación del yacimiento y el colapso de las difracciones producto de la falla y del mallado del modelo.

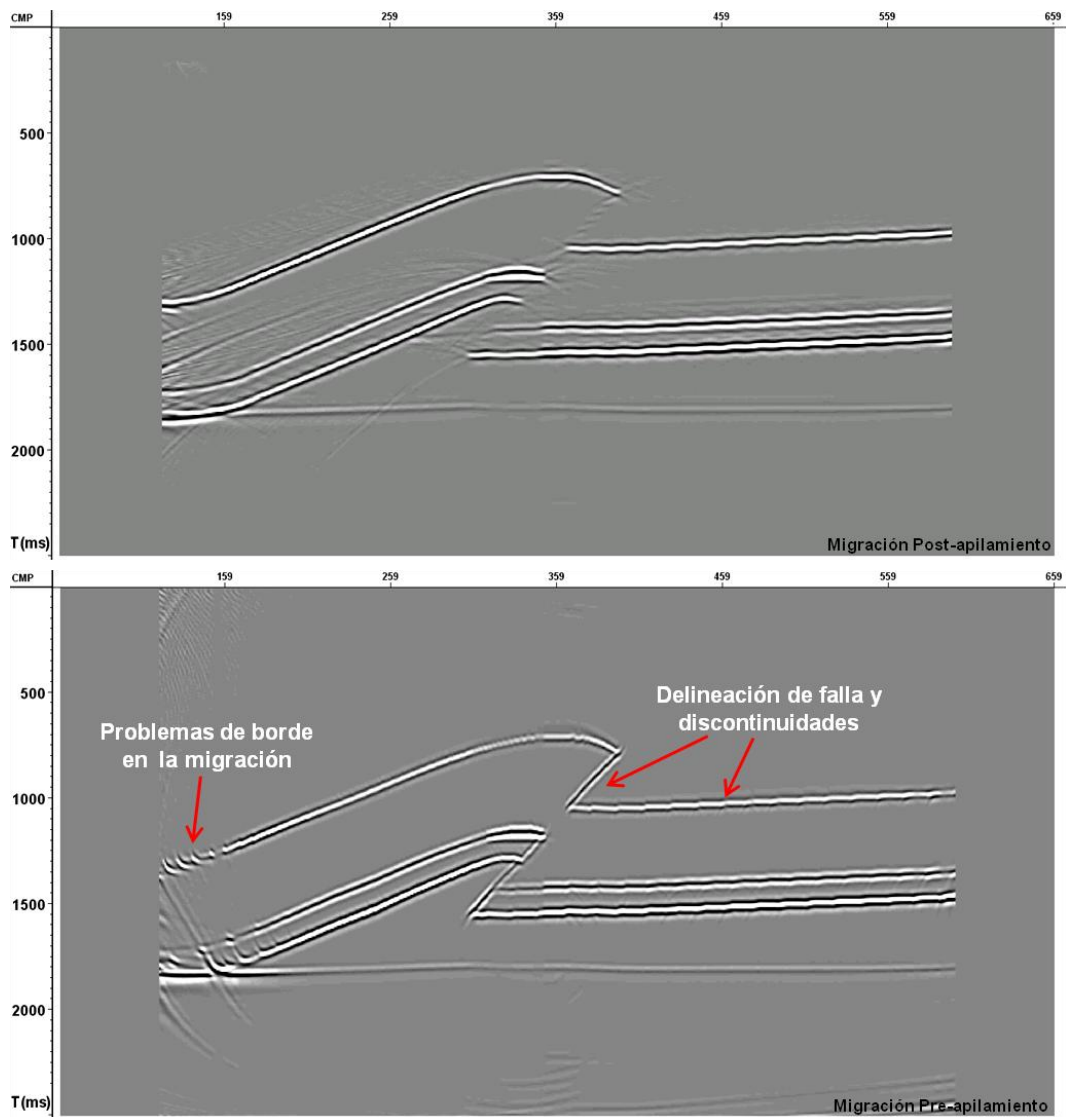


Figura 5.15. Secciones migradas post-apilamiento (arriba) y pre-apilamiento (abajo) de la técnica de ecuación de onda en el modelo del corrimiento.

La migración pre-apilamiento de los datos reproduce completamente el plano de falla y ofrece mayor resolución lateral en los horizontes del modelo, incluso llegando a reproducir las discontinuidades en las capa producto del mallado establecido, visibles hacia el lado derecho del modelo. Por otro lado, esta sección presenta problemas de borde en la migración hacia el extremo izquierdo del modelo por los altos buzamientos en esta zona.

En la Figura 5.16 se presenta el acercamiento a la zona de yacimiento de los datos de ecuación de onda, donde se aprecia la clara definición de la estructura y el efecto de *bright spot* en ella. Asimismo, se observa la definición del plano de falla en los datos migrados pre-apilamiento, en los cuales es más visible el efecto del aumento de amplitudes en la zona del yacimiento.

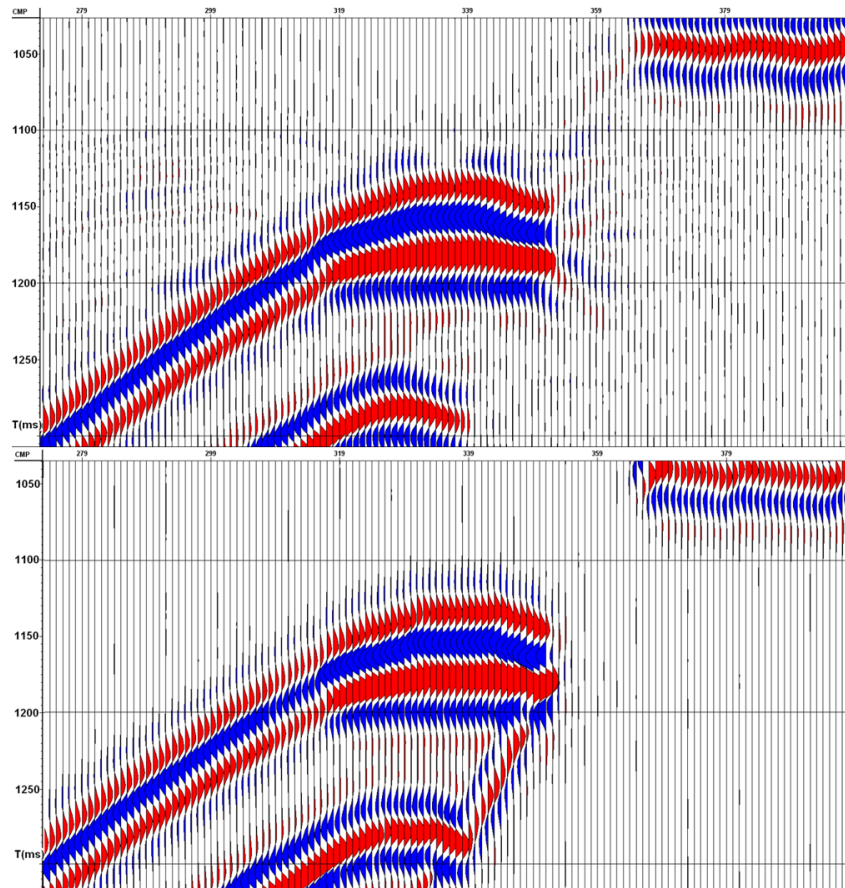


Figura 5.16. Datos migrados pre-apilamiento (arriba) y post-apilamiento (abajo) de trazado de rayos en la zona del yacimiento.

Cuantificación de amplitudes en tope del yacimiento

Para este análisis se estableció una ventana de cuantificación en la que se calculó el mínimo de amplitud (por tratarse de un coeficiente de reflexión negativo), con el fin de observar el cambio de este valor a lo largo del horizonte tope del

yacimiento. Para esto, se utilizaron las secciones migradas pre-apilamiento por la mejor definición de amplitudes en los eventos sísmicos que presenta este tipo de algoritmo.

En la sección de trazado de rayos de la Figura 5.17, se observa que el valor de amplitud en el horizonte estudiado permanece relativamente constante hacia el lado derecho del modelo, por tener la capa un bajo buzamiento en esta zona. Además, existe un aumento fuerte de amplitud (más negativa) al llegar a la zona del yacimiento, en la cual el patrón observado es muy irregular debido a la baja calidad de la migración de estos datos. Asimismo, se observa una tendencia de disminución de amplitudes hacia el extremo izquierdo del modelo, que se relaciona con la profundización del horizonte en la misma dirección; lo que evidencia la atenuación de amplitudes en profundidad en el algoritmo de trazado de rayos usado.

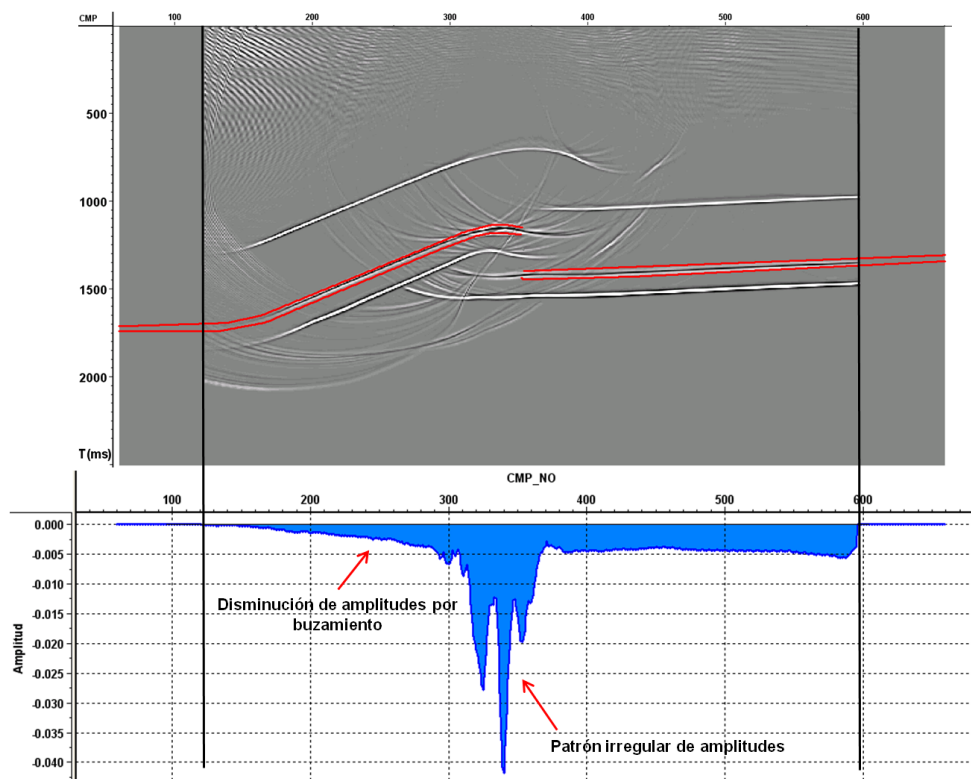


Figura 5.17. Cuantificación de amplitudes mínimas en el horizonte dentro de la ventana establecida (líneas rojas) en datos de trazado de rayos.

El patrón de amplitud en los datos de ecuación de onda de la Figura 5.18 muestra una gran precisión entre la ubicación del yacimiento y la presencia de la fuerte anomalía de observada en el gráfico de cuantificación. En general, la función de amplitud obtenida es similar a la de trazado de rayos, a excepción de la zona del yacimiento donde los patrones son muy distintos.

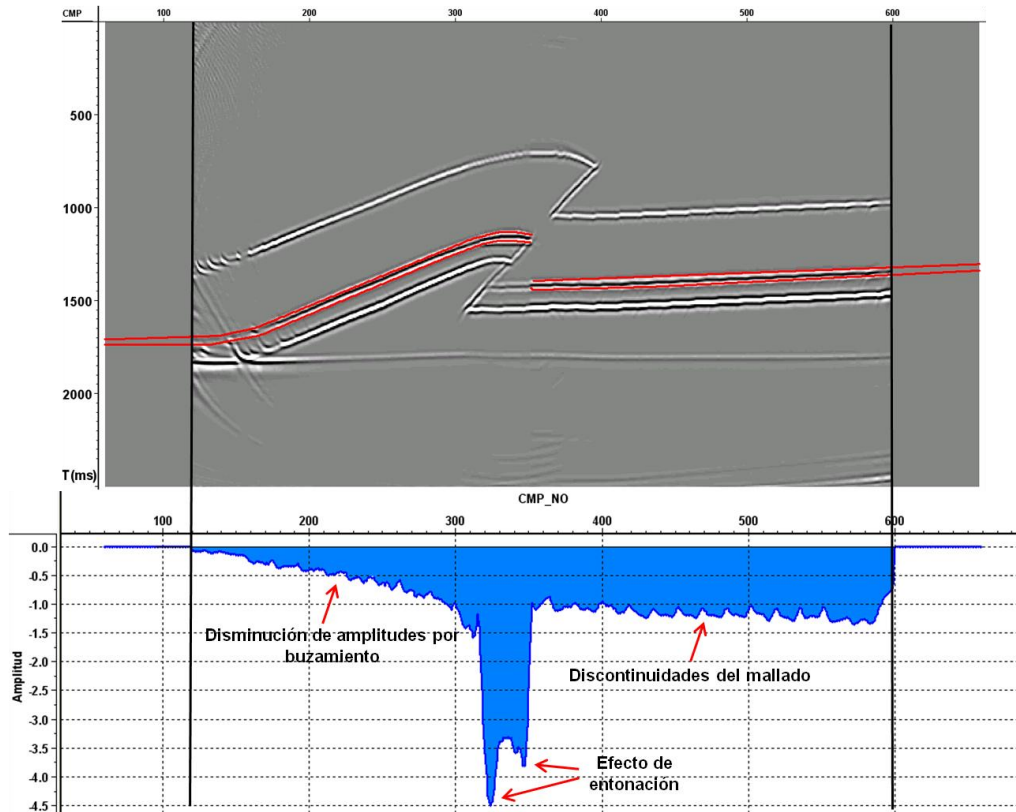


Figura 5.18. Cuantificación de amplitudes mínimas en el horizonte dentro de la ventana establecida (líneas rojas) en datos de ecuación de onda.

Del lado derecho del gráfico de ecuación de onda se observa una tendencia leve de pérdida de amplitudes relacionada con el buzamiento de la capa, que no se tiene en el gráfico de cuantificación de amplitudes en los datos de trazado de rayos. De igual forma, existe la reproducción del patrón regular de disminución de amplitudes causado por las discontinuidades del mallado en dicho reflector (efecto de puntos de difracción) hacia la parte derecha del modelo. Por último, se observa hacia la zona izquierda del horizonte (al igual que en el trazado de rayos) una disminución

fuerte de amplitudes causada por la rápida profundización del horizonte por su alto buzamiento.

La respuesta del yacimiento en los datos de ecuación de onda, presenta un aumento brusco de amplitudes hacia los extremos del mismo, efecto no obtenido en el gráfico de los datos de trazado de rayos. La causa de esta anomalía puede atribuirse al fenómeno de entonación que se presenta en estructuras como cuñas estratigráficas, donde la disminución del espesor causa el aumento de amplitudes en la zona cercana al límite de resolución sísmica vertical (Figura 5.19). Esto demuestra el buen desempeño de la técnica de ecuación de onda e indica su gran aplicabilidad para estudios de cuantificación y análisis patrones de amplitud en estructuras geológicas.

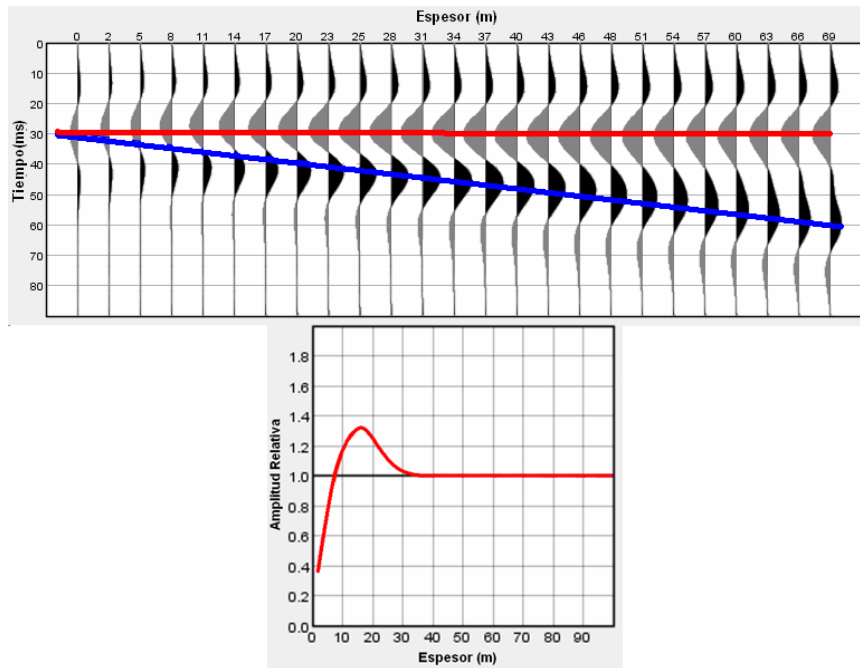


Figura 5.19. Fenómeno de entonación para cuña, con la velocidad de capas y frecuencia dominante del modelo del yacimiento en los datos de ecuación de onda.

5.2 Modelado sísmico de los transectos geológicos

5.2.1 Evaluación de las técnicas de modelado en los transectos

La iluminación sísmica de los horizontes de interés muestra mayor dificultad hacia la zona norte de los transectos, donde la presencia del bloque alóctono de Pirital genera estructuras geológicas complejas e inversiones de velocidad que dificultan la delineación de las formaciones infrayacentes al corrimiento. El trazado de rayos en dicha zona (Figura 5.20) muestra la irregularidad en la propagación de la energía sísmica, que en general no cumple el principio del punto medio de reflexión en las zonas más falladas ubicadas al Sur, donde se hace más irregular la trayectoria de los rayos por los altos buzamientos del corrimiento, en comparación con la zona norte donde la falla adquiere un carácter plano.

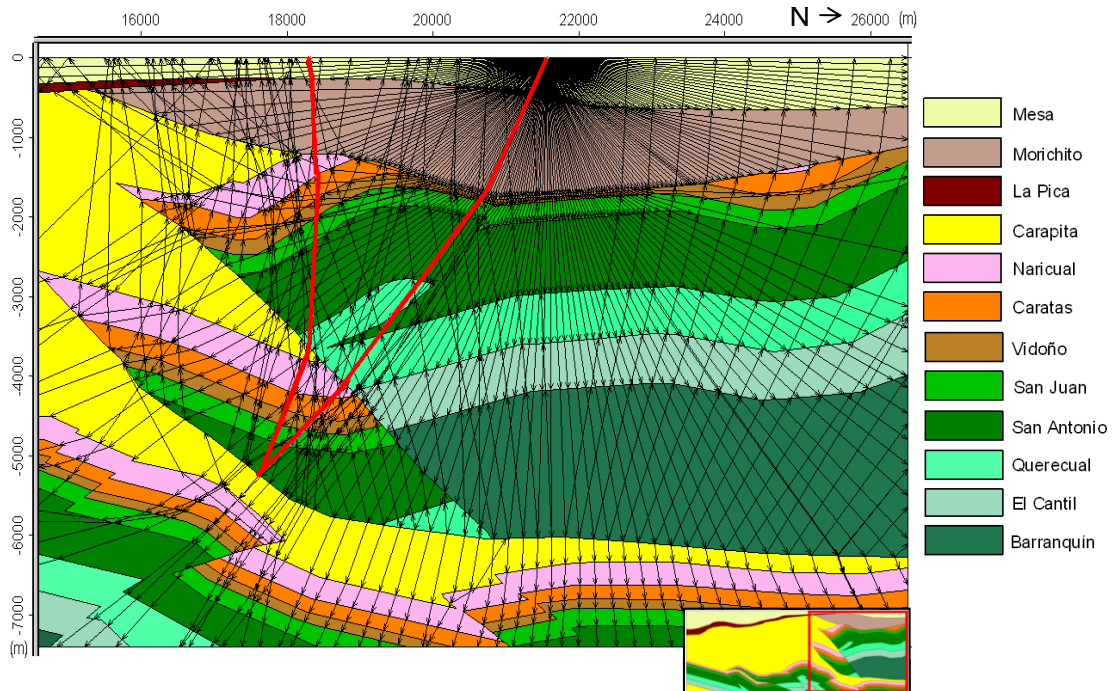


Figura 5.20. Trazado de rayos en el bloque de Pirital del transecto 1, con ubicación de la fuente a 21280 m del origen del modelo.

Una de las mayores ventajas de la técnica de trazado de rayos se hace evidente en la Figura 5.21, donde se tiene el registro sintético correspondiente al disparo de la Figura anterior, en el que es posible determinar la procedencia de cada evento de acuerdo a su color. La reflexión del corrimiento de Pirital, separada de las demás reflexiones en (b), presenta un carácter no hiperbólico y de mayor irregularidad hacia la parte sur del modelo, debido al mayor buzamiento de las estructuras en esta zona.

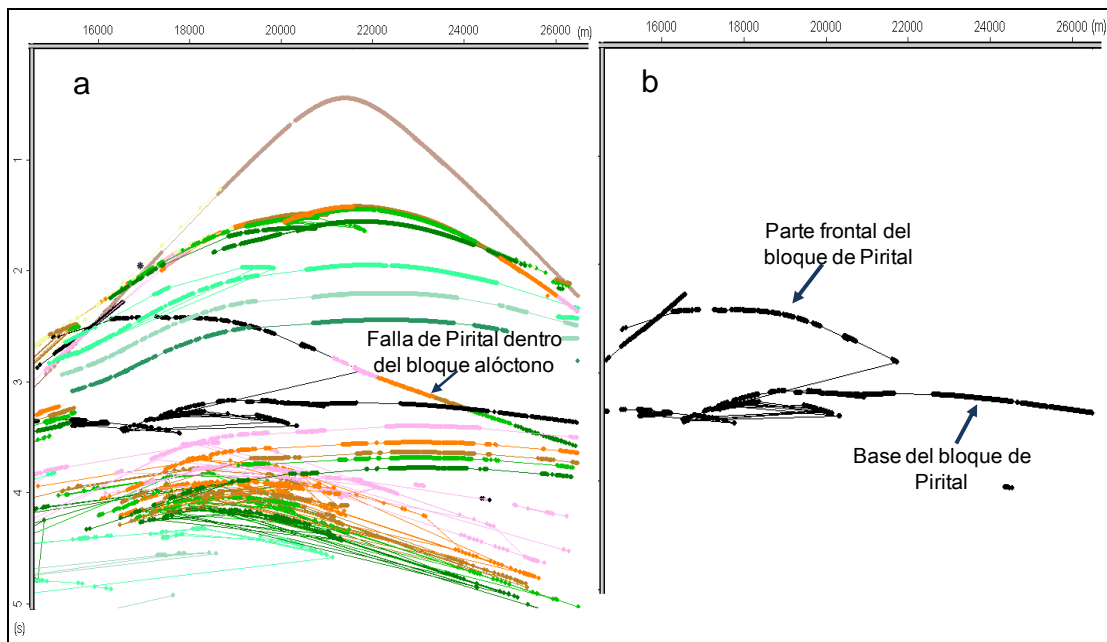


Figura 5.21. Registro sintético del trazado de rayos de la Figura 5.21. a) Conjunto de reflexiones de las capas; b) Respuesta sísmica del corrimiento de Pirital.

Las difracciones producto del mallado constituyen los eventos artificiales más comunes en los datos de ecuación de onda y deben su abundancia a la gran cantidad de estructuras buzantes en los modelos. El otro artefacto dominante en estos datos, son los múltiples del tope de la Formación Carapita y del tope del bloque de Pirital, cuya fuerte expresión sísmica se debe a la falta de aplicación de un factor de atenuación en la zona superficial de los transectos modelados (ver sección 4.3.2).

La diferencia entre la respuesta sísmica de trazado de rayos y ecuación de onda para el disparo anterior, tiene como principal característica la reflexión múltiple del tope del bloque alóctono (Figura 5.22), que se identifica por su ausencia en el

registro de trazado de rayos. Este evento se aprecia fuertemente en las secciones apiladas y produce una gran cantidad de ruido luego de la migración de los datos.

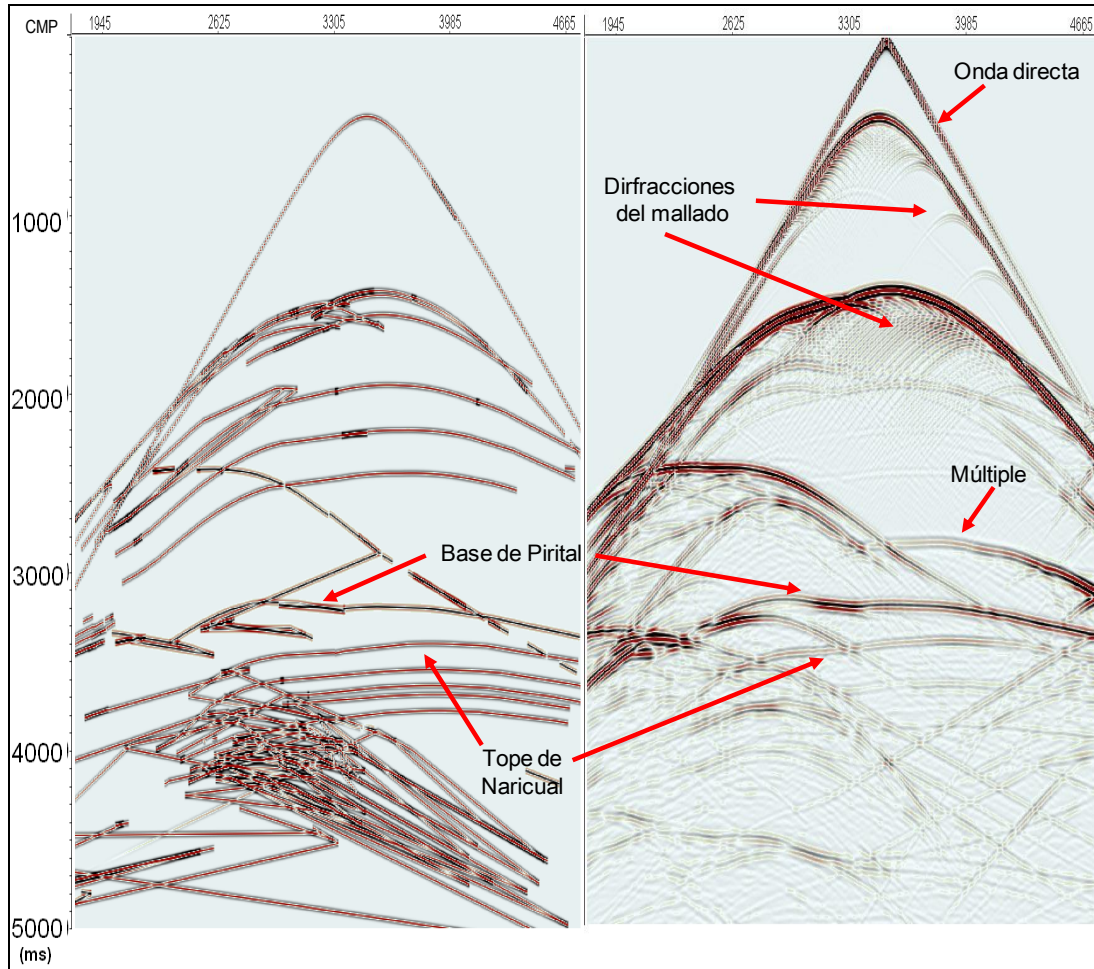


Figura 5.22. Comparación de registro de trazado de rayos (izquierda) y ecuación de onda (derecha) del disparo de la Figura 5.21.

La Figura 5.23 muestra la captura del instante de propagación de los frentes de onda en el bloque alóctono a un tiempo de 1,85 s, obtenido de la secuencia de video del modelado por ecuación de onda en el disparo estudiado. El evento de mayor amplitud (a) es el pulso inicial, el frente (b) constituye el múltiple de la reflexión del tope del bloque de Pirital, y las reflexiones (c) y (d) son la respuesta sísmica del plano del corrimiento.

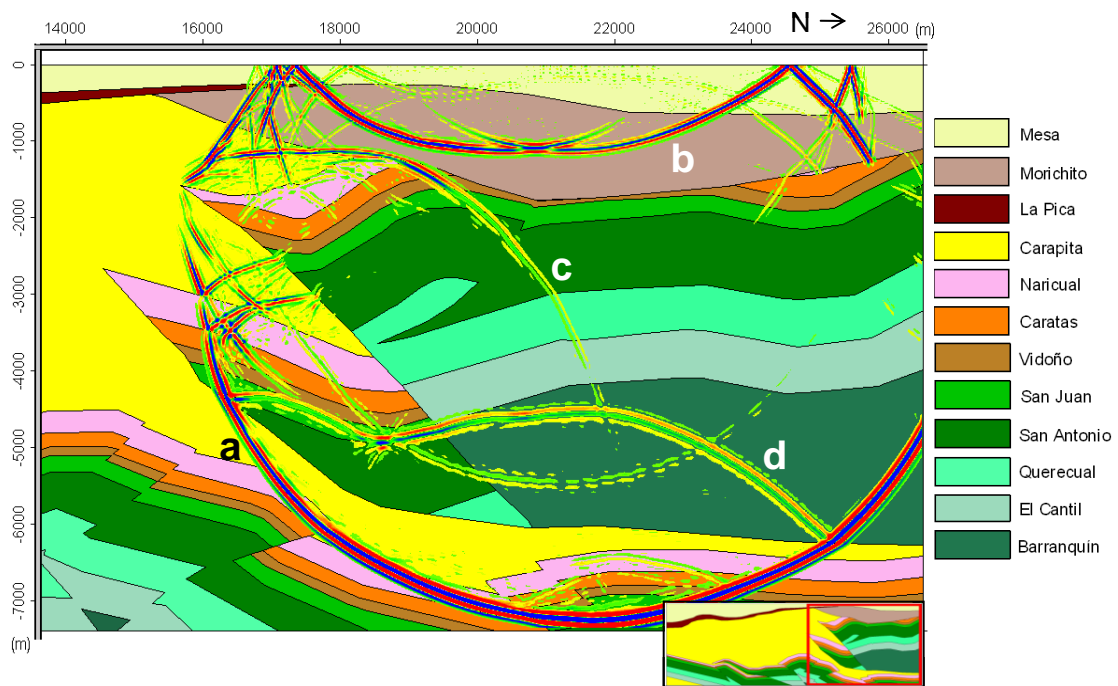


Figura 5.23. Propagación de frentes de onda acústicos en la zona del bloque alóctono del transecto 1.

La expresión del múltiple del tope del bloque alóctono (b) en los datos apilados de la Figura 5.24, presenta una forma irregular y un apilamiento de menor calidad que la reflexión primaria, debido al contraste de su velocidad de apilamiento respecto al gradiente de velocidades en la zona.

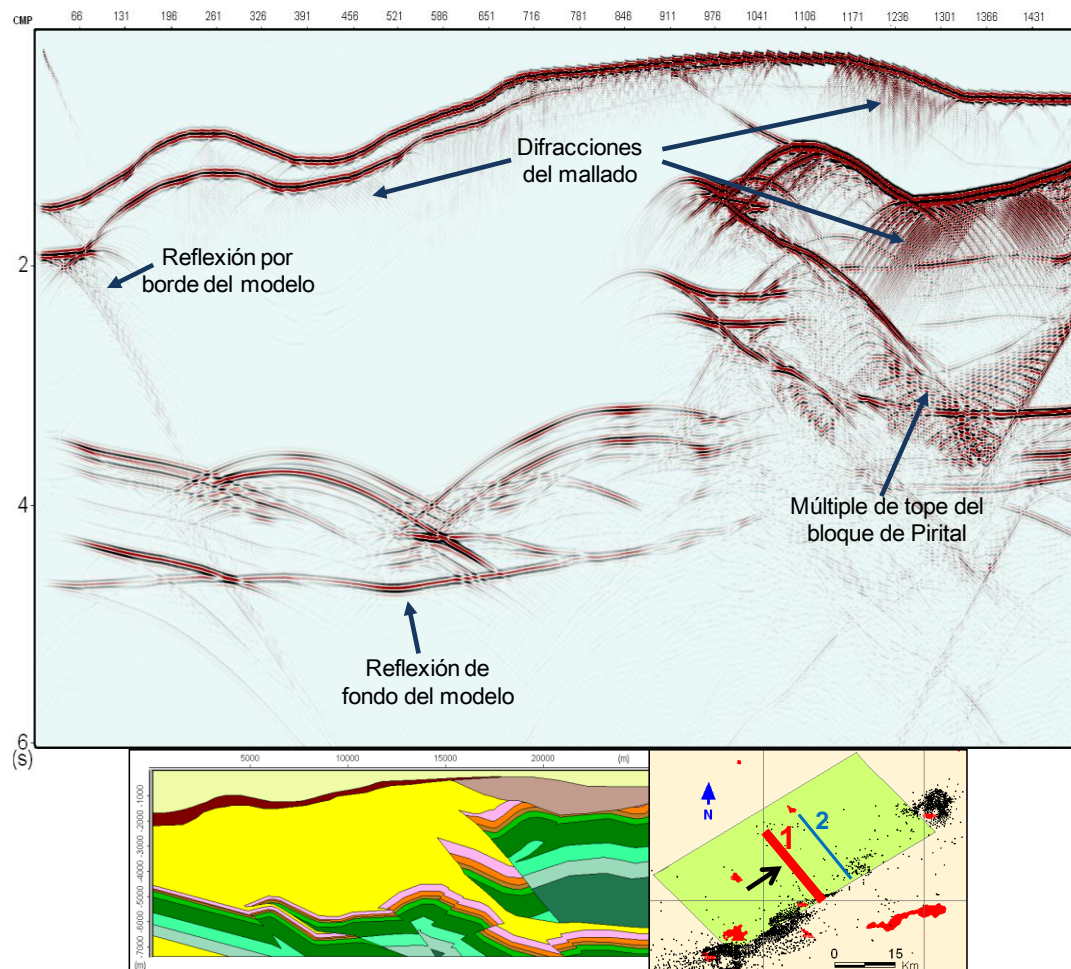


Figura 5.24. Sección apilada de ecuación de onda del transecto 1.

La sección migrada post-apilamiento del transecto 1 (Figura 5.25) presenta una buena imagen de las estructuras principales en la zona y muestra el efecto del *pull-up* en los reflectores infrayacentes causado por las altas velocidades de las formaciones presentes en el bloque alóctono. Esto produce que esta zona de la sección presente la mayor deformación en la imagen sísmica respecto a la disposición de los horizontes en el modelo geológico correspondiente.

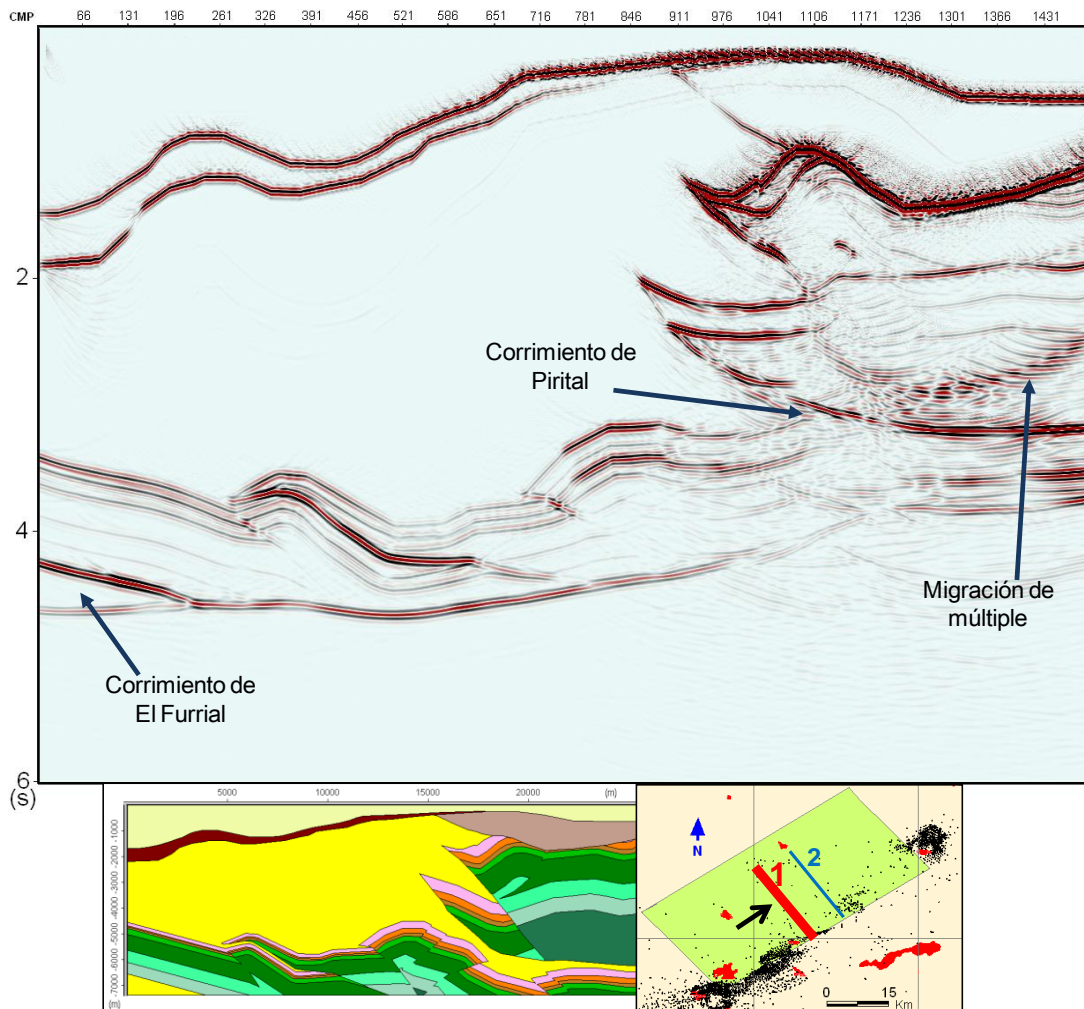


Figura 5.25. Sección migrada de ecuación de onda del transecto 1.

La reflexión del corrimiento de Pirital tiene un carácter resaltante en la sección sísmica migrada de la figura anterior, y produce una delineación de la base del bloque alóctono de forma clara y similar al modelo geológico correspondiente. Sin embargo, las reflexiones por debajo de este plano de falla no son identificables fácilmente, debido a la pérdida de energía por este evento de reflexión y el bajo contraste de velocidades entre las formaciones Naricual y Carapita, obtenido al establecer el gradiente de velocidad en esta última capa. A su vez, se tiene una gran cantidad de ruido de migración dentro de la estructura del bloque de Pirital, causado por la migración del múltiple del tope del bloque alóctono.

Los eventos más resaltantes en la sección sísmica real del transecto 1 (Figura 5.26), corresponden a las reflexiones dentro de la Formación Querecual en el bloque de Pirital y a los cambios de orientación de los eventos sísmicos dentro de la Formación Carapita, los cuales no son reproducidos en la sección sintética, debido a que dichas formaciones fueron definidas como capas de velocidad constante en el modelo geológico utilizado.

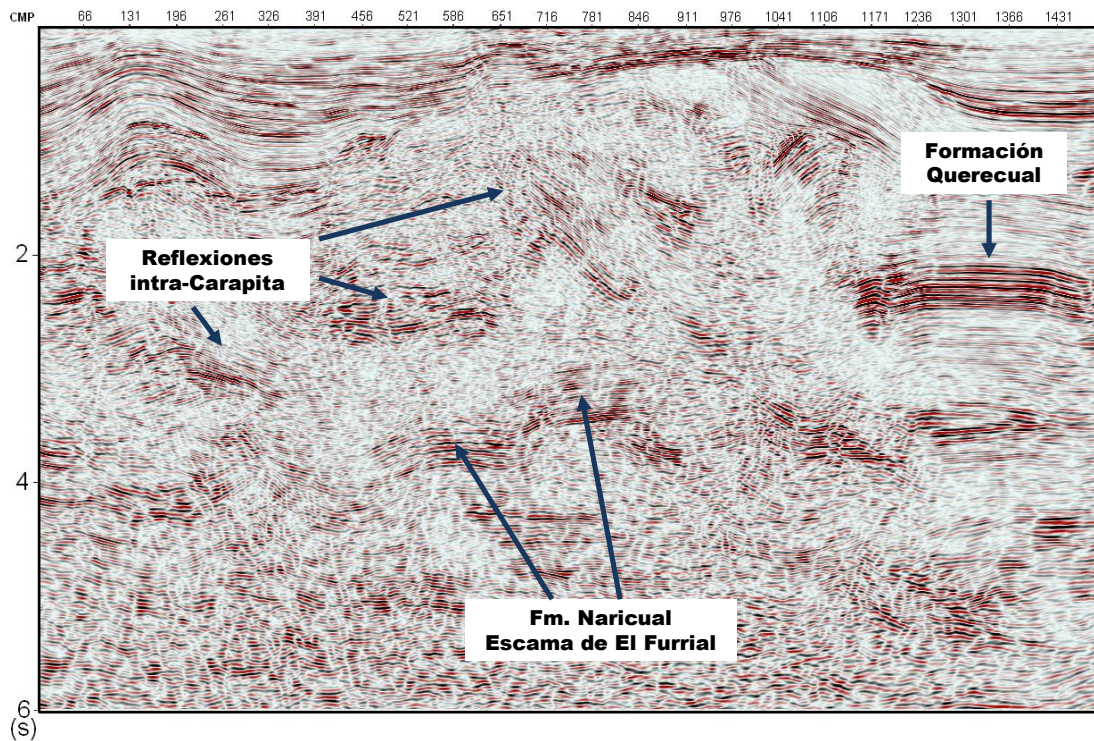


Figura 5.26. Datos reales del transecto 1.

Por último, los datos apilados del modelado por trazado de rayos en el transecto 1 (Figura 5.27) presentan una baja calidad en la reproducción de los eventos de reflexión en el bloque de Pirital y la escama de El Furrial, evidenciando la escasa aplicabilidad que tiene esta técnica de modelado para estudiar la respuesta sísmica de zonas con este tipo de configuración estructural.

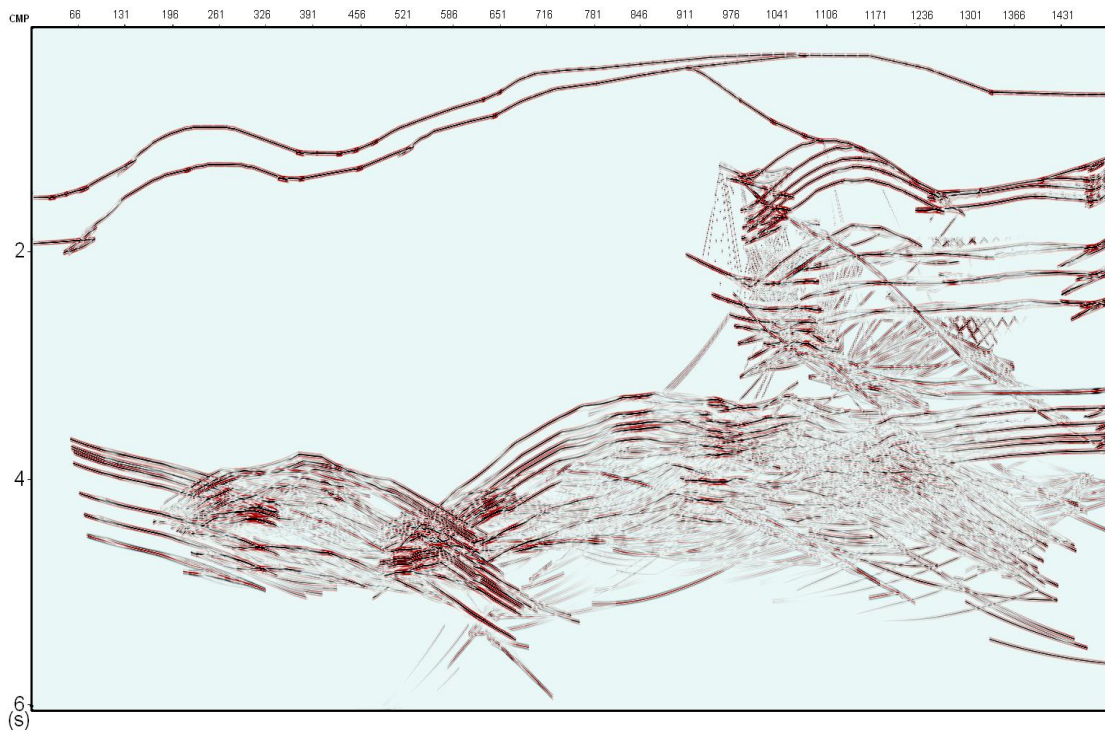


Figura 5.27. Datos apilados del modelado por trazado de rayos del transecto1.

5.2.2 Análisis de casos de velocidad de la Formación Carapita

El algoritmo de migración post-apilamiento en tiempo ofreció una mejor imagen sísmica para la interpretación de los eventos en las secciones sintéticas, ya que generó menor cantidad de ruido de dispersión en comparación con el algoritmo de migración pre-apilamiento. Esto se debe a la sensibilidad de esta última técnica a la gran cantidad de difracciones artificiales producto del mallado, que abundan en las secciones apiladas en las zonas con estructuras buzantes.

Además, se comprobó que los algoritmos de procesamiento disponibles para atenuar dichos efectos alteran en forma significativa los datos sintéticos, por lo que se decidió no utilizar los datos migrados pre-apilamiento, que además no presentaron una mejoría en la delineación de las estructuras infrayacentes al bloque de Pirital.

Formación Carapita con velocidad constante

Este caso presentó la mejor delineación de la Formación Naricual en las diversas zonas del modelo, debido al contraste de velocidad constante entre ella y la Formación Carapita en todo el tope de la escama de El Furrial.

Se tiene pérdida de iluminación de la Formación Naricual a medida que se ubica la misma por debajo del bloque de Pirital, pudiéndose distinguir algunas estructuras presentes en la sección, que no tienen respuesta sísmica en los datos reales pero han sido interpretadas en ellos. Esto indica que esta configuración de velocidad no reproduce adecuadamente la respuesta de amplitud de la formación objetivo en los datos reales, pero es útil para definir la ubicación aproximada de eventos que no podrían ser identificados al definir un contraste de velocidad menor entre las formaciones Carapita y Naricual.

Un análisis más detallado de la falta de imagen de las estructuras infrayacentes al corrimiento de Pirital en el transecto 2, permitió tener una visión más clara del problema de iluminación sísmica presentado en el Norte de Monagas; donde frecuentemente la interpretación de la base del corrimiento de Pirital y de las formaciones infrayacentes, se lleva a cabo sin seguir una respuesta de amplitud resaltante que permita tener certeza sobre la ubicación de dichos horizontes. Lo que trae como consecuencia que usualmente se deban usar criterios geológicos para interpretar dichos eventos en los datos sísmicos de la zona.

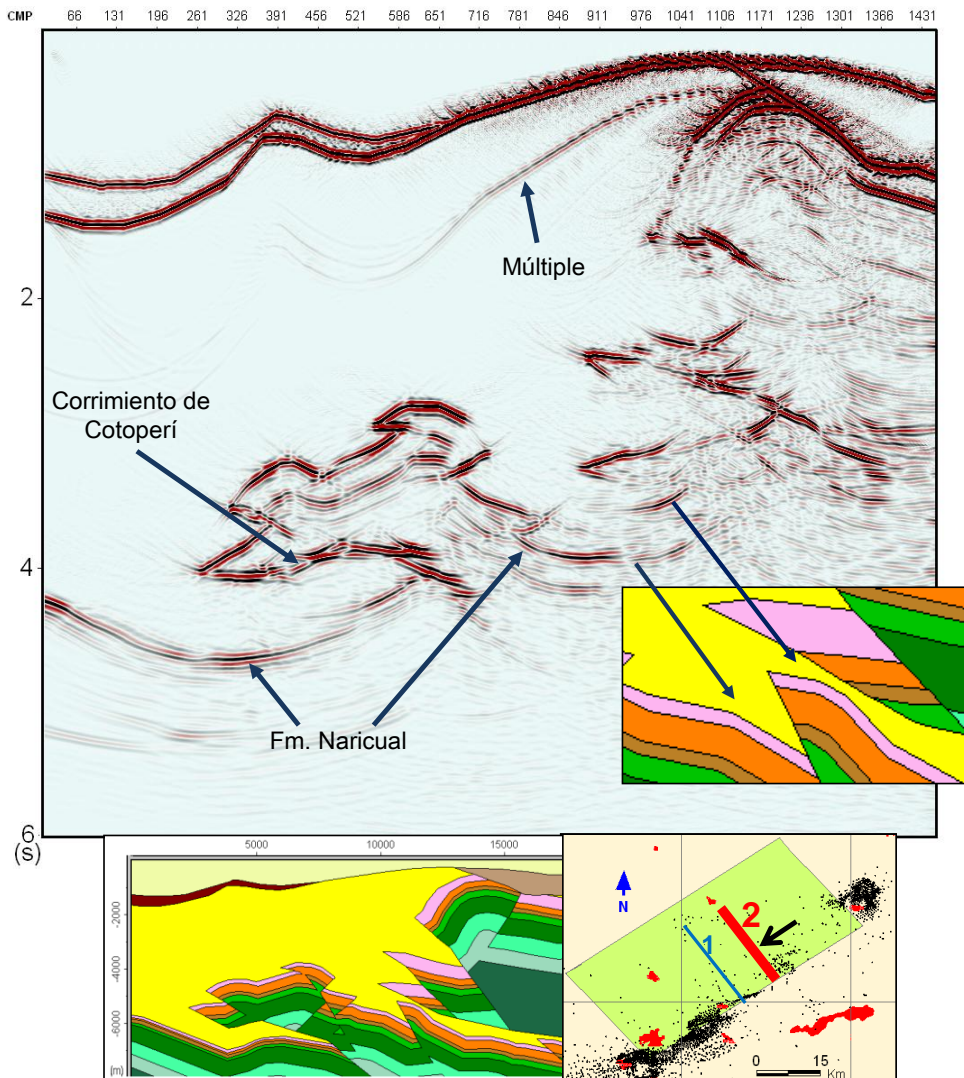


Figura 5.28. Datos migrados de ecuación de onda para el transecto 2, con velocidad constante en la Formación Carapita. Se muestra la respuesta sísmica de la Fm. Naricual en algunas estructuras infrayacentes al corrimiento de Pirital.

En el dominio del CMP, se puede apreciar que la reflexión del corrimiento de Pirital no suele tener un carácter hiperbólico que permita un buen apilamiento de la misma en los datos de ecuación de onda; por el contrario, el evento puede tener un carácter plano o cóncavo, tal como es observado en la Figura 5.29. Esto trae como consecuencia que la estimación de la velocidad correcta para horizontalizar esta reflexión sea imposible de obtener en el análisis de velocidad convencional, lo que a

su vez produce que el apilamiento de este evento no sea logrado con éxito, en comparación con las demás reflexiones que si presentan carácter hiperbólico.

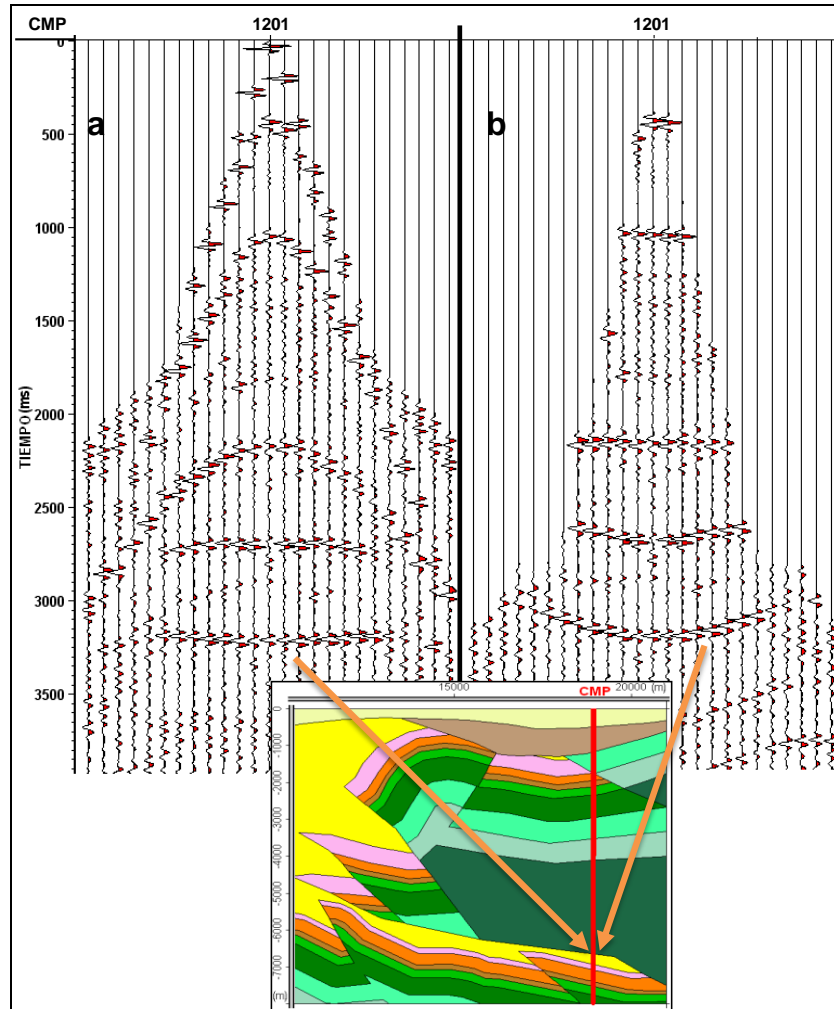


Figura 5.29. Respuesta sísmica característica de la base del bloque de Pirital, en el CMP 1201 del transecto 2. Registro antes (a) y después (b) de la corrección NMO con mute de estiramiento.

En consecuencia, las velocidades estimadas para esta zona en el análisis correspondiente, tienen un margen de error que limita la aplicabilidad del algoritmo de migración pre-apilamiento en tiempo, ya que el mismo requiere de un modelo de velocidad muy preciso para reposicionar correctamente los eventos en zonas de complejidad estructural y por lo tanto, los datos migrados con esta técnica (Figura 5.30) no presentan una reproducción exitosa del corrimiento de Pirital y de

otros eventos con la misma característica. Una posible solución a esta limitación, es el uso de la migración pre-apilamiento en profundidad, sin embargo, no es objeto del presente estudio.

De esta forma se podría explicar la pobre delineación del corrimiento de Pirital en los datos existentes del Norte de Monagas, donde a pesar de que existe un fuerte contraste de impedancia entre el bloque alóctono y la Formación Carapita, este evento usualmente no puede ser identificado en los datos sísmicos.

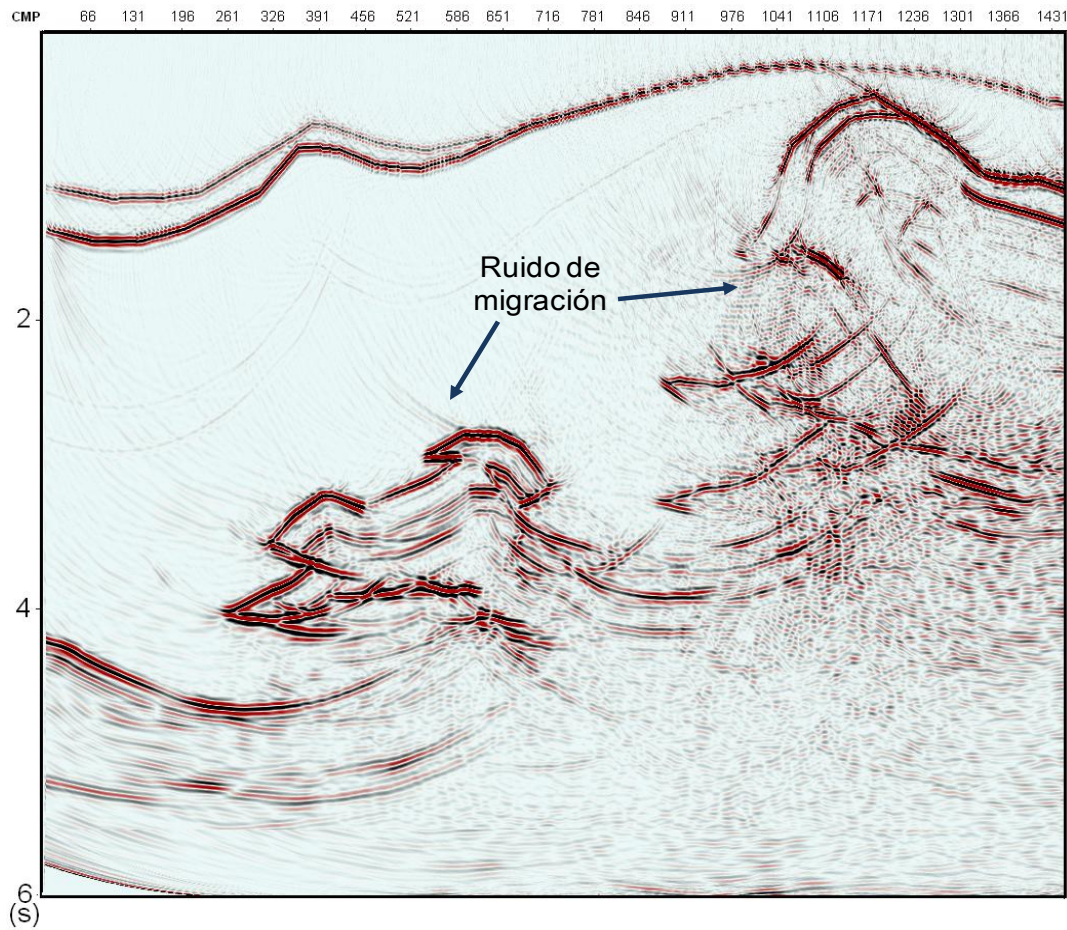


Figura 5.30. Datos de ecuación de onda del transecto 2 con migración pre-apilamiento en tiempo.

Formación Carapita con gradiente de velocidad

Esta configuración de velocidad presentó los resultados más concordantes con la respuesta sísmica de las estructuras observadas en los datos reales del transecto 2, evidenciando que la función de velocidad determinada para la Formación Carapita constituye una buena aproximación al gradiente existente en esta zona.

En la sección sísmica del gradiente de velocidad de Carapita (Figura 5.31) se tienen características presentes en los datos reales, tales como: una pérdida de amplitud en el tope de la Formación Naricual debajo de la estructura del corrimiento de Cotoperí (a), una mayor delineación de los altos estructurales (b) y la pérdida de iluminación de algunas estructuras en el tope de la escama de El Furrial (c).

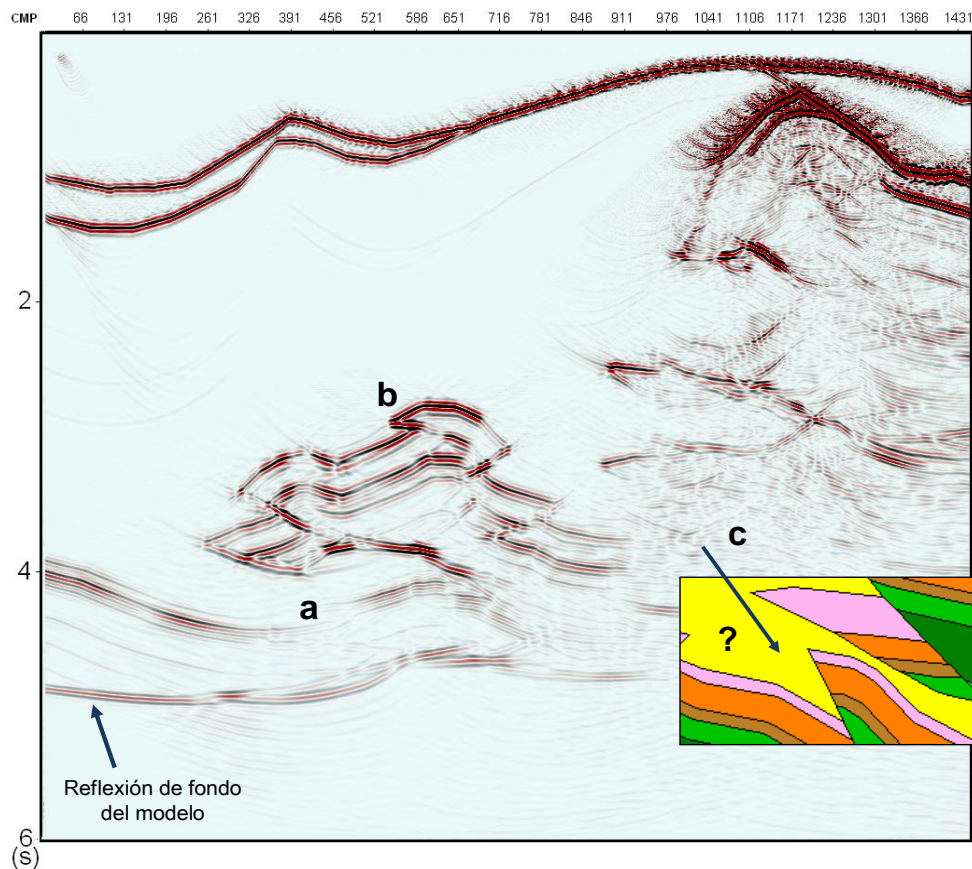


Figura 5.31. Datos migrados de ecuación de onda para el transecto 2, con gradiente de velocidad en la Formación Carapita, con los eventos similares a la respuesta sísmica real del transecto.

Formación Carapita con capas de velocidad constante

La pérdida de energía adicional del frente de onda por reflexión en las diversas interfases definidas en la Formación Carapita, dio como resultado una menor amplitud en los eventos de las estructuras presentes en la escama de El Furrial (Figura 5.32), que constituiría una de las causas de la pobre imagen del horizonte objetivo (Naricual) en los datos del Norte de Monagas y por lo tanto, debería tomarse en cuenta en los posteriores estudios de modelado sísmico realizados en la zona.

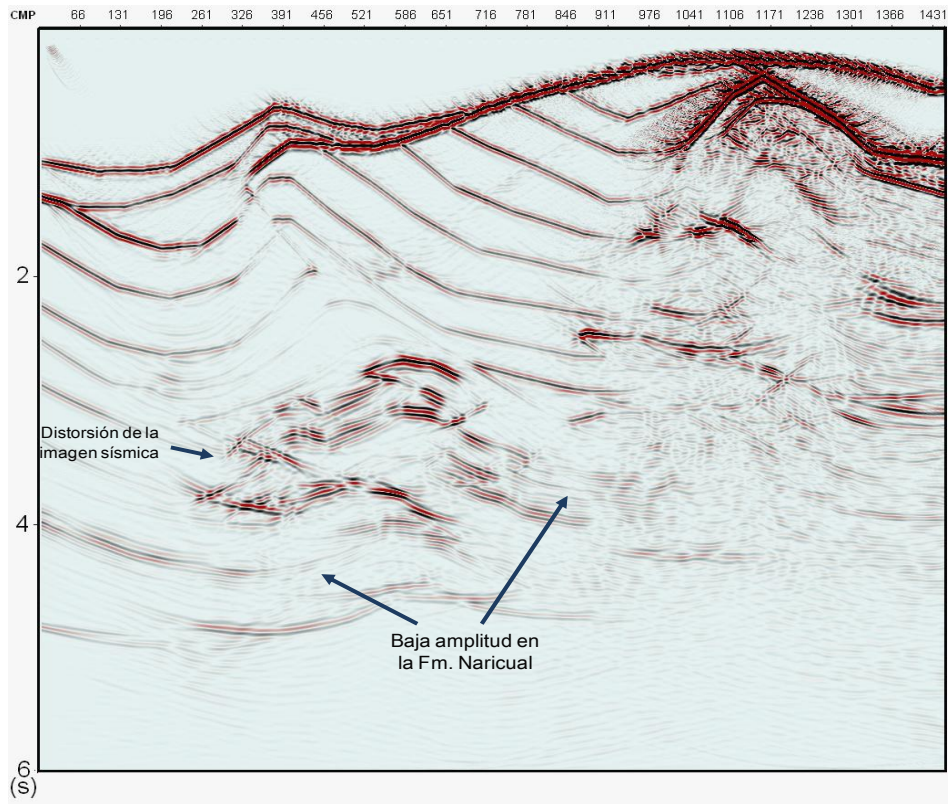


Figura 5.32. Datos migrados de ecuación de onda para el transecto 2, con la definición en capas de la Formación Carapita.

Por otro lado, se aprecia una gran distorsión de la estructura asociada al corrimiento de Cotoperí, debido al buzamiento de las capas de Carapita suprayacentes a dicho bloque, que afectan la propagación de la energía sísmica y a su vez causan el deterioro de la iluminación de esta parte de la estructura. Esto demuestra que la

existencia de estructuras buzantes en el bloque lutítico de la Formación Carapita produce un deterioro de la iluminación sísmica de la Formación Naricual, y por lo tanto, se debe tomar en cuenta esta característica en el análisis sísmico del Norte de Monagas.

5.2.3 Comparación de los datos sísmicos sintéticos y reales en los transectos

Para este análisis se usaron las secciones sintéticas correspondientes al modelo del gradiente de velocidad definido para la Formación Carapita, debido a que dicha configuración produjo las respuestas sísmicas más coherentes y ajustadas a los datos reales.

La interpretación de los eventos sísmicos en los datos sintéticos se llevó a cabo mediante la identificación de los reflectores en las secciones migradas, de acuerdo a su posición en tiempo, amplitud y polaridad, usando en ocasiones como apoyo los datos de trazado de rayos. Por otro lado, la interpretación de los datos reales fue realizada previo a esta investigación, en los cubos sísmicos de la zona (González et al., 2009).

Para la comparación de las secciones migradas, se usaron los datos de las secciones divididas, tal como se muestra en la Figuras 5.33 y 5.34, de acuerdo a las siguientes zonas:

- Zona 1: Campos Jusepín y Chaguaramal
- Zona 2: Alto de Pirital
- Zona 3: Base del bloque de Pirital

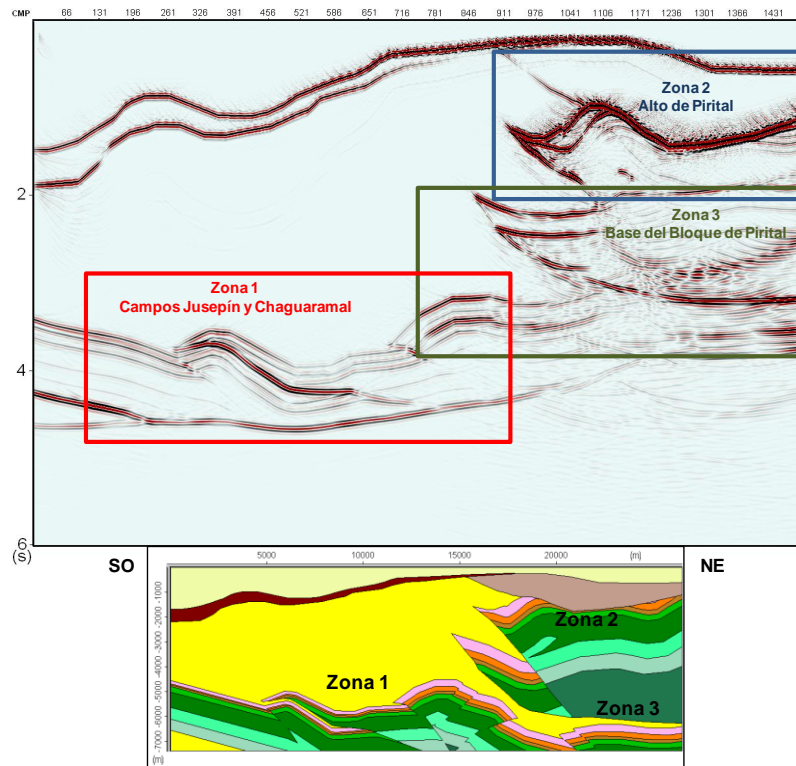


Figura 5.33. División transecto 1 en zonas de análisis.

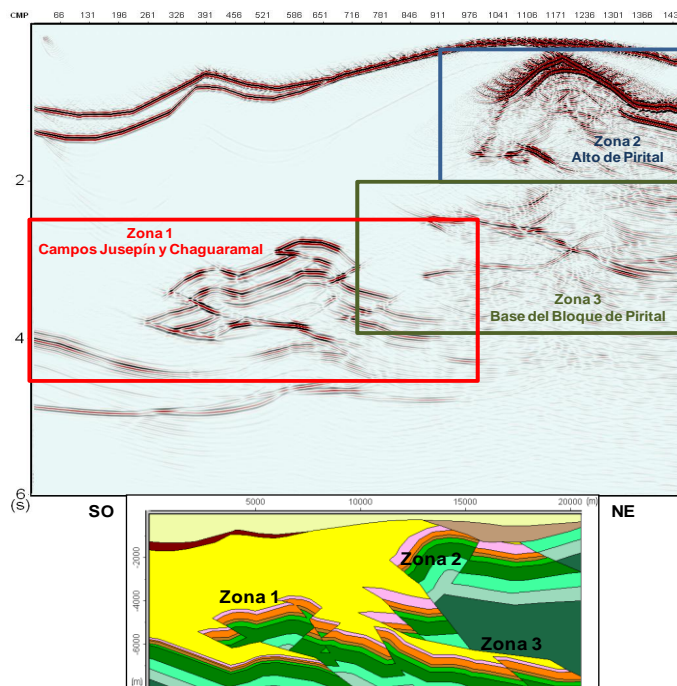


Figura 5.34. División del transecto 2 en zonas de análisis.

5.2.3.1 Comparación de datos en el transecto 1

Zona 1: Campos Jusepín y Chaguaramal

En esta zona los patrones de reflexión de los datos reales presentan un carácter más claro y coherente hacia la parte norte del área correspondiente al Campo Chaguaramal (Figura 5.35), donde es fácilmente identificable el reflector del tope de la Formación Naricual. Las estructuras interpretadas hacia el Sur (Campo Jusepín) no tienen una respuesta sísmica clara que permita identificar el tope de Naricual en los datos reales.

Los eventos presentes en los datos modelados por ecuación de onda muestran un buen ajuste en tiempo respecto a los marcadores interpretados en los datos reales, lo que sugiere que la configuración estructural y la profundidad de los horizontes objetivos están establecidas de forma correcta en esta zona del modelo geológico. Asimismo, se tiene que la respuesta sísmica de las fallas presentes en los datos sintéticos del transecto tiene una buena concordancia con los mismos eventos en los datos reales.

La forma y ubicación del prospecto inferido presenta una ligera variación en tiempo respecto a los datos reales que podría ser consecuencia del modelo de velocidad usado, pero se conserva el mismo carácter de alto estructural en los datos sintéticos.

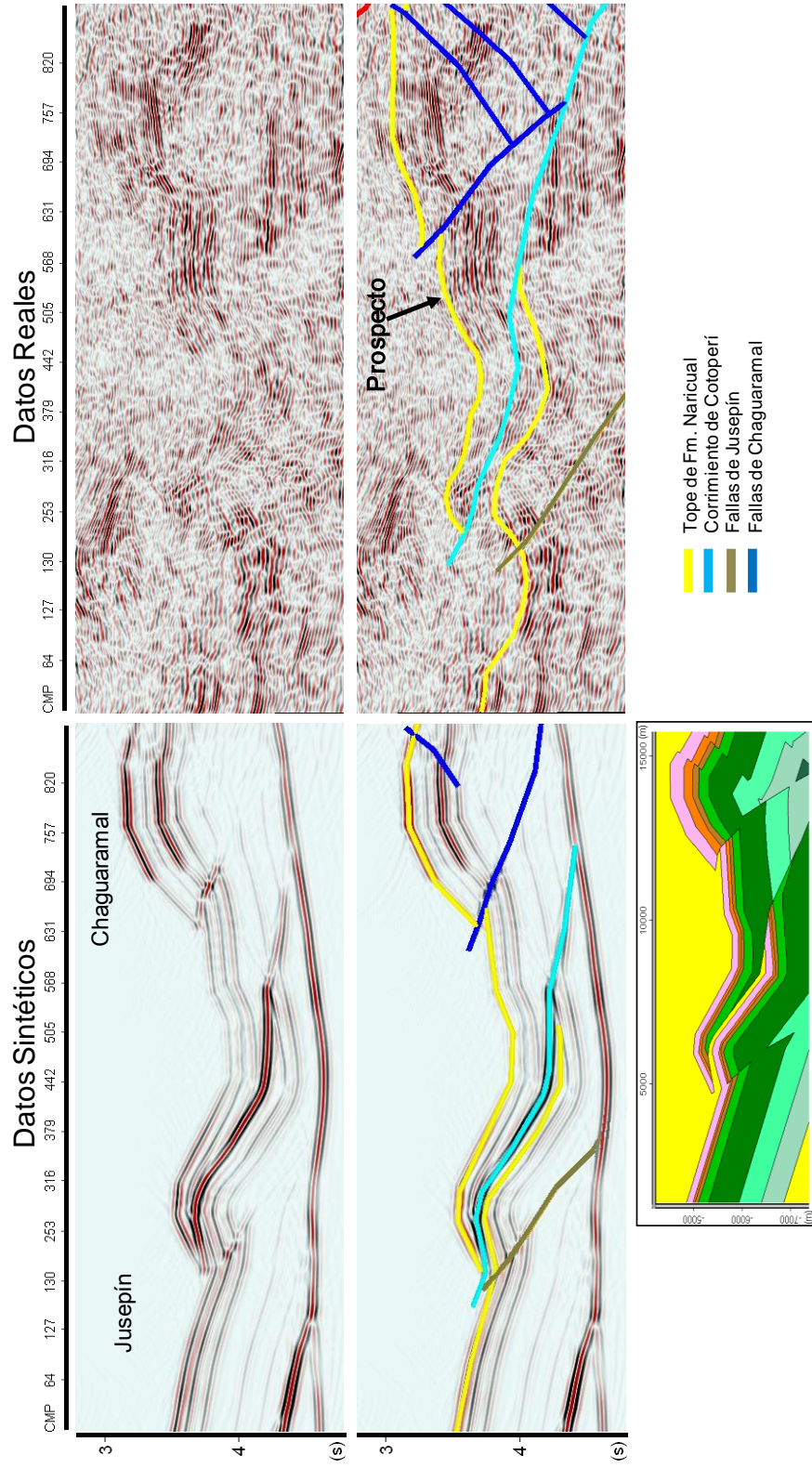


Figura 5.35. Comparación de los datos sintéticos y reales de la zona 1 “Campos Jusepín y Chaguaramal” del Transecto 1.

Zona 2: Alto de Pirital

La reproducción sísmica de la estructuras en el tope del bloque de Pirital tiene un buen ajuste respecto a los datos sísmicos reales (Figura 5.36), obteniéndose una correcta posición en tiempo de los eventos interpretados y un espesor de la Formación Morichito relativamente concordante en ambas secciones.

Por otro lado, existe correlación entre la respuesta del conjunto de reflexiones de la pequeña estructura sinclinal hacia el norte de la sección (b) y (b'), pero se tiene una apreciable modificación de la respuesta sísmica verdadera hacia el extremo sur del alto de Pirital en esta zona del modelo geológico (a) y (a').

Zona 3. Base del bloque de Pirital

Se observa que el plano del corrimiento de Pirital no tiene respuesta sísmica apreciable hacia el sur del bloque alóctono en los datos reales, pero si hacia la parte norte del mismo, donde el evento se hace prácticamente horizontal (Figura 5.37). La posición en tiempo de esta reflexión presenta un buen ajuste entre la respuesta sintética y la interpretación realizada a los datos reales, lo que indica que el balanceo y restauración del transecto geológico no modificó desacertadamente la interpretación original.

Se tiene una ligera diferencia en tiempo entre la ubicación de la Formación Naricual debajo del bloque alóctono, que puede deberse a que la velocidad de la Formación Carapita en la zona infrayacente al corrimiento en este transecto no se ajusta a la configuración real del subsuelo.

Por último, el prospecto interpretado en los datos reales y establecido en el modelo geológico no es reproducido en los datos sintéticos, debido posiblemente a que la estructura propuesta en el modelo geológico no corresponde a la forma real del prospecto en el subsuelo o a una configuración de velocidad suprayacente inexacta.

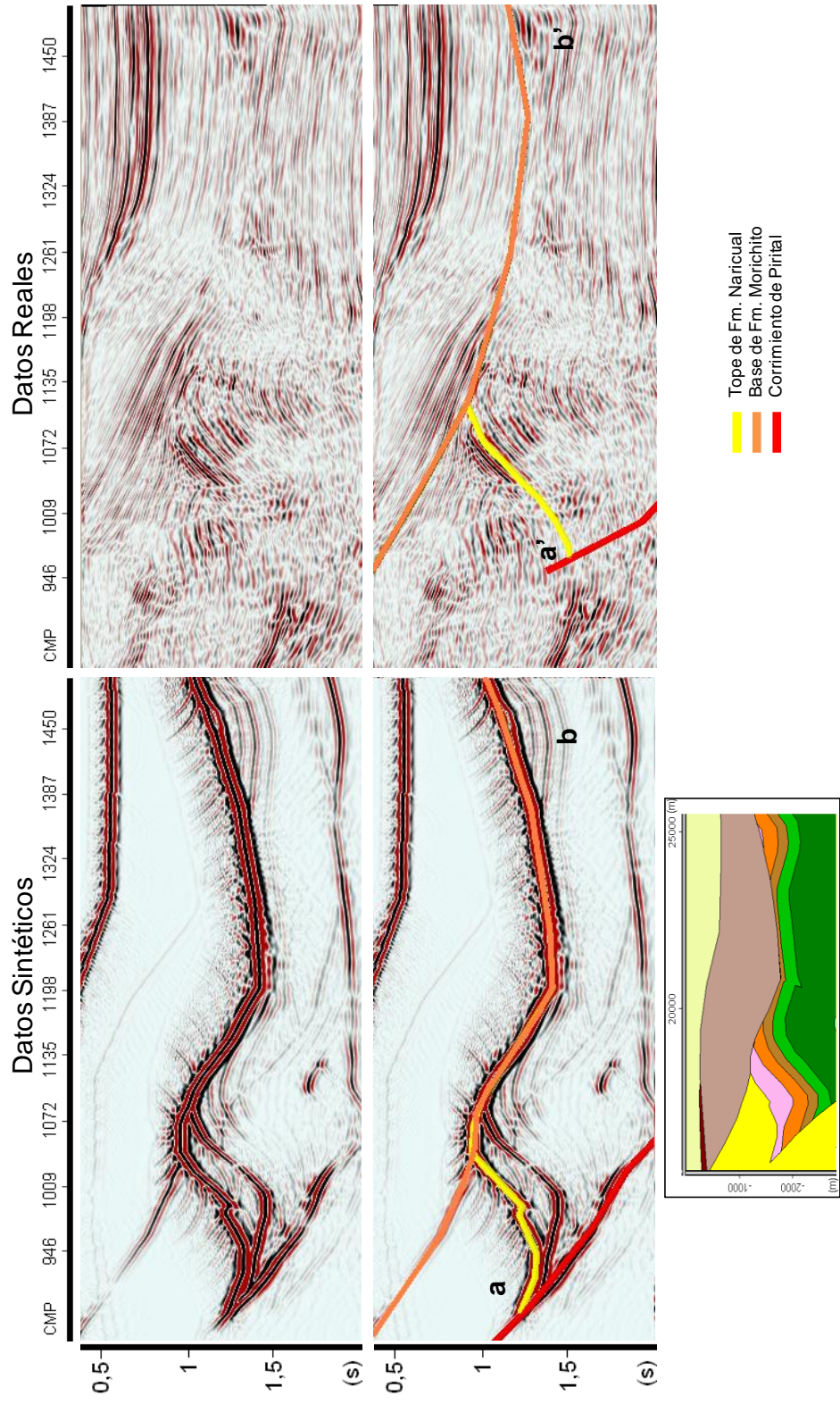


Figura 5.36. Comparación de los datos sintéticos y reales de la zona 2 “Alto de Pirital” del Transecto 1. Existe concordancia entre los eventos (b) y (b’), pero una ligera diferencia entre ubicación y forma de los eventos (a) y (a’).

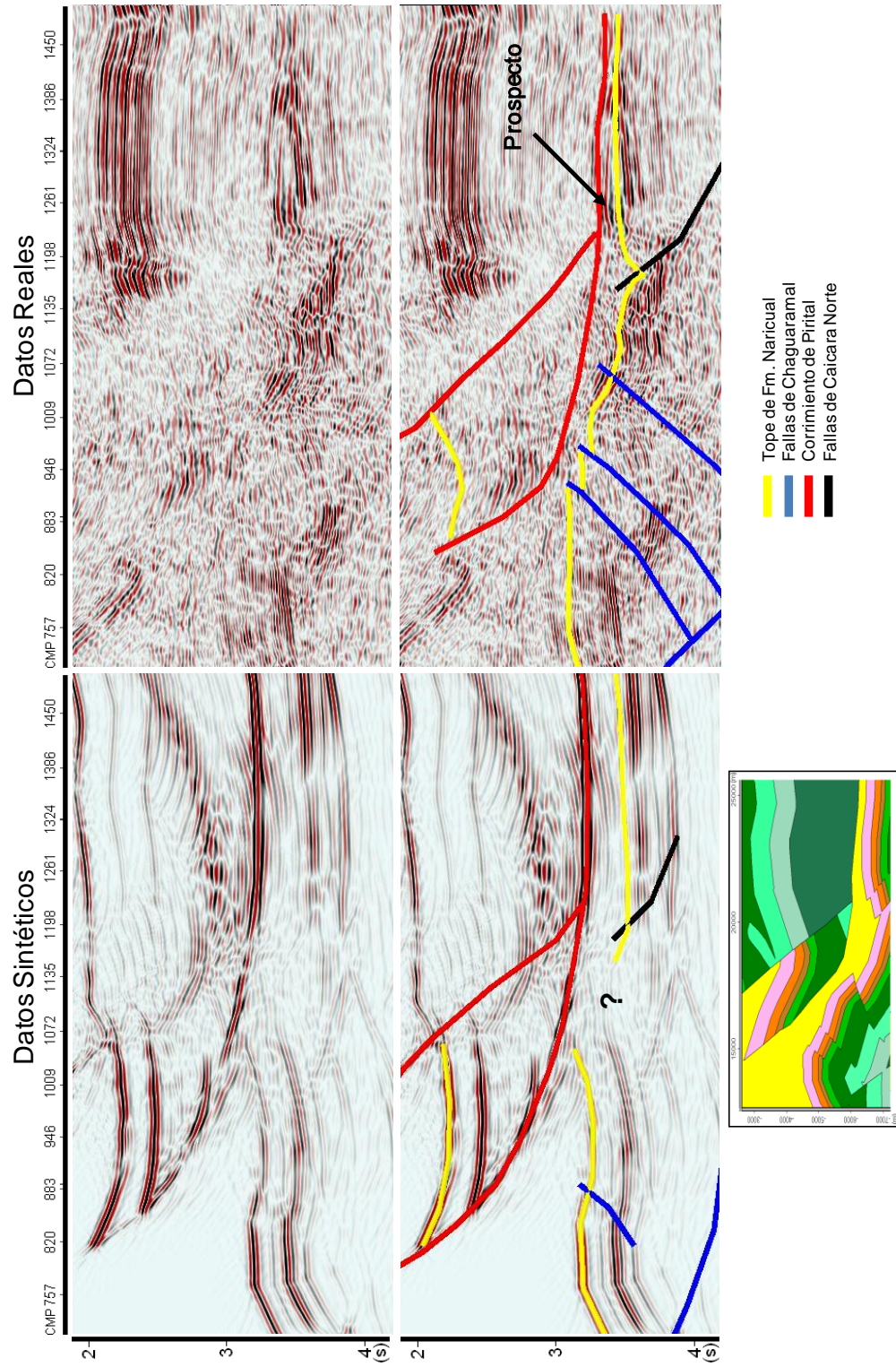


Figura 5.37. Comparación de los datos sintéticos y reales de la zona 3 “Base de bloque de Pirital” del Transecto 1. La reflexión del corrimiento de Pirital muestra un buen ajuste entre la ubicación del evento en los datos sintéticos y reales

5.2.3.2 Comparación de datos en el transecto 2

Zona 1: Campos Jusepín y Chaguaramal

Las estructuras principales en esta zona del transecto 2, se caracterizan por tener en los datos reales una clara delineación sísmica y amplitudes resaltantes, correspondientes a anticlinales que son claramente identificables por su carácter de altos estructurales en la escama de El Furrial (Figura 5.38).

En tal sentido, como fue previamente indicado en la sección 5.2.2, los datos sintéticos de este caso presentan la reproducción de la pérdida de amplitud en la parte de la escama de El Furrial infrayacente a la estructura del corrimiento de Cotoperí, una buena delineación de los altos estructurales y la pérdida de amplitud del reflector de la Formación Naricual al posicionarse este evento por debajo del bloque de Pirital. Sin embargo, se tiene diferencia entre la ubicación en tiempo de los eventos (a) y (a'), y (b) y (b').

Zona 2: Alto de Pirital

Los datos reales de la estructura del alto de Pirital en este transecto, muestran una respuesta sísmica identificable por su discordancia respecto a los patrones de reflexión adyacentes (Figura 5.39). Los eventos en los datos sintéticos y reales se ajustan en tiempo relativamente bien, lo que indica una buena determinación de velocidades en las capas superiores. Asimismo, los datos sintéticos muestran la pérdida de iluminación del flanco sur del anticlinal a medida que aumenta su buzamiento, lo cual concuerda con lo observado en la sección sísmica real.

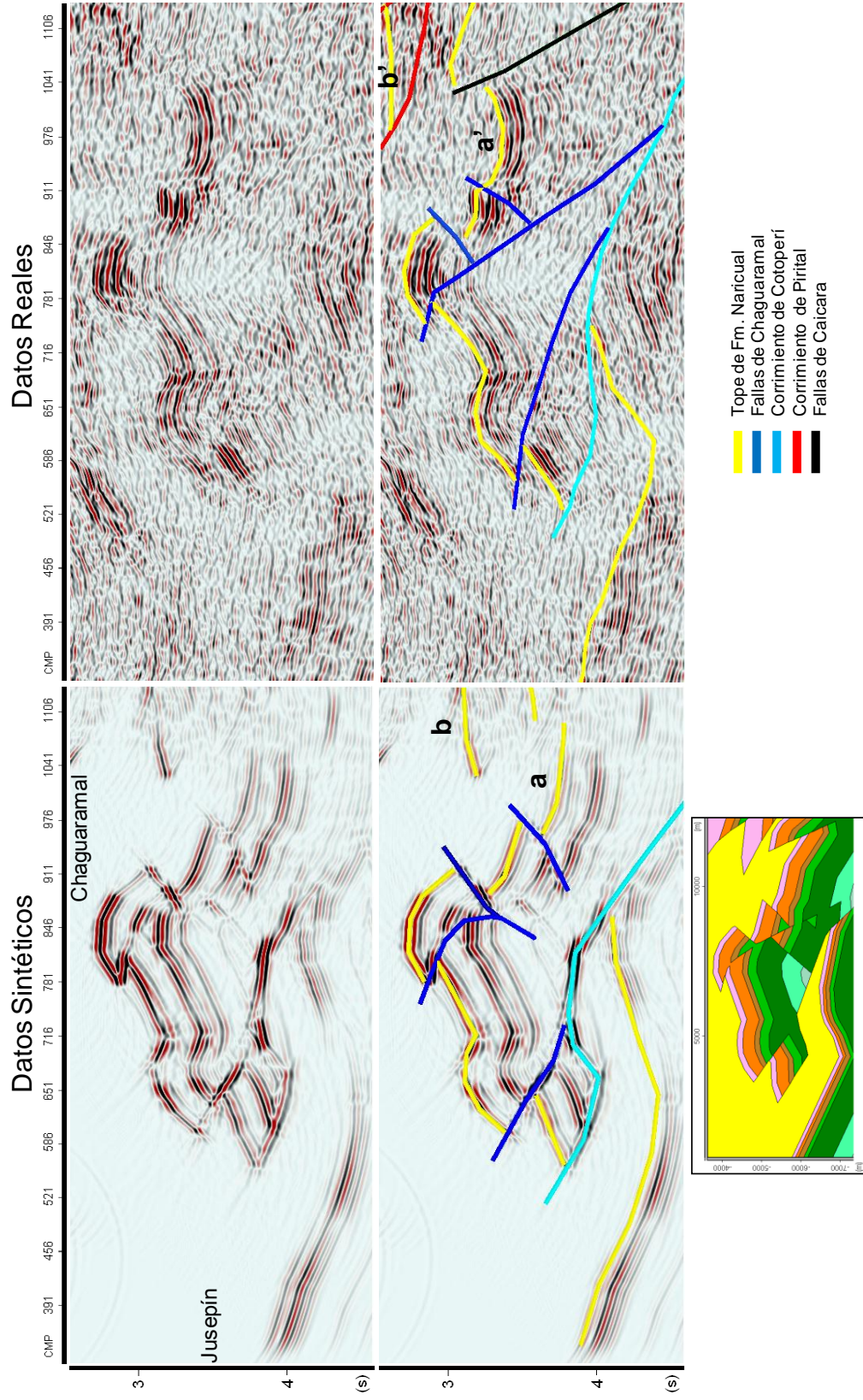


Figura 5.38. Comparación de los datos sintéticos y reales de la zona 1 “Campos Josepín y Chaguaramal” del Transecto 2. Se aprecia la diferencia entre la ubicación de los eventos (a) y (a’), y (b) y (b’)

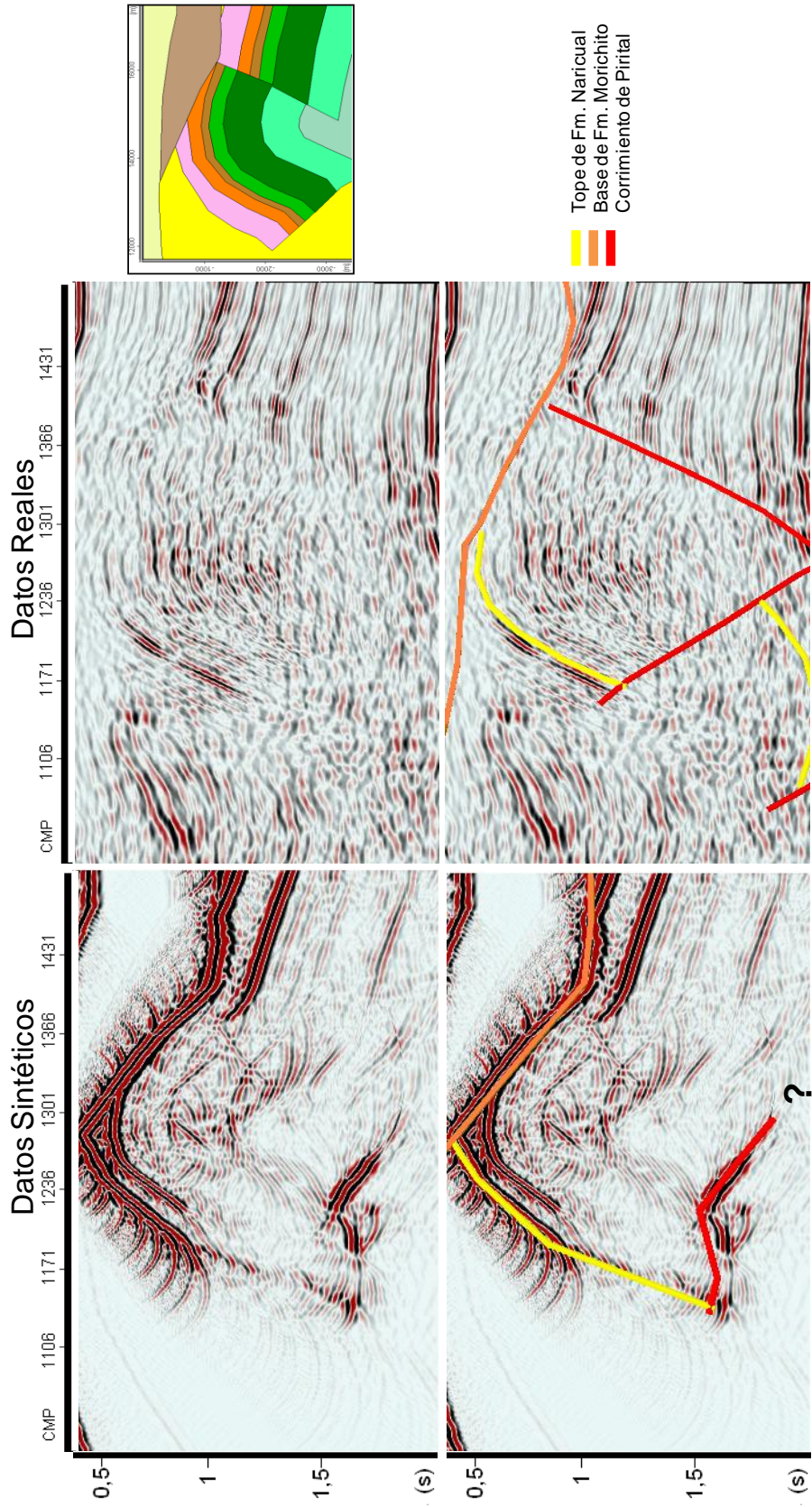


Figura 5.39. Comparación de los datos sintéticos y reales de la zona 2 “Alto de Pirital” del Transecto 2.

Zona 3: Base del bloque de Pirital

En comparación con las secciones analizadas previamente, esta zona presenta el menor ajuste entre la respuesta sísmica de los datos sintéticos y los reales (Figura 5.40); lo cual evidencia la gran dificultad que se tiene en la zona del corrimiento de Pirital para establecer un modelo geológico adecuado.

Las diferencias entre los datos reales y sintéticos se presentan fundamentalmente en la interpretación de las rampas asociadas al corrimiento de Pirital, que están ubicadas hacia el extremo sur del bloque alóctono. En dichas estructuras se aprecia un desplazamiento considerable en tiempo de los eventos (a), (b) y (c) en los datos sintéticos respecto a sus análogos en los datos reales, y además se observa el efecto del *pull-up* que sufre el corrimiento por las altas velocidades del bloque alóctono. Esta característica no está presente en la interpretación de los datos reales y su ocurrencia en la zona no puede ser verificada, ya que no se tiene un reflector fuerte asociado a esta falla en dichos datos.

En este sentido, el desajuste entre los datos puede deberse a que el modelo de esta zona ha sido modificado sustancialmente por criterios geológicos y por el proceso de balanceo y restauración, y sugiere que debe ajustarse la interpretación sísmica en este transecto para tomar en cuenta la posición verdadera en tiempo de estas estructuras.

Para el ajuste en tiempo de la reflexión de la base del bloque alóctono entre los datos sintéticos y la interpretación de los datos reales, el espesor de dicha estructura en el modelo geológico debe ser un poco menor al establecido o las velocidades de las formaciones en el bloque ligeramente mayores a las definidas. Por el contrario, puede que deba ser ajustada la interpretación de los datos reales para hacer la coincidencia en tiempo del evento en cuestión. Esta incertidumbre se tiene debido a que no se existe un pozo que haya atravesado la estructura completa del bloque alóctono de Pirital en esta zona.

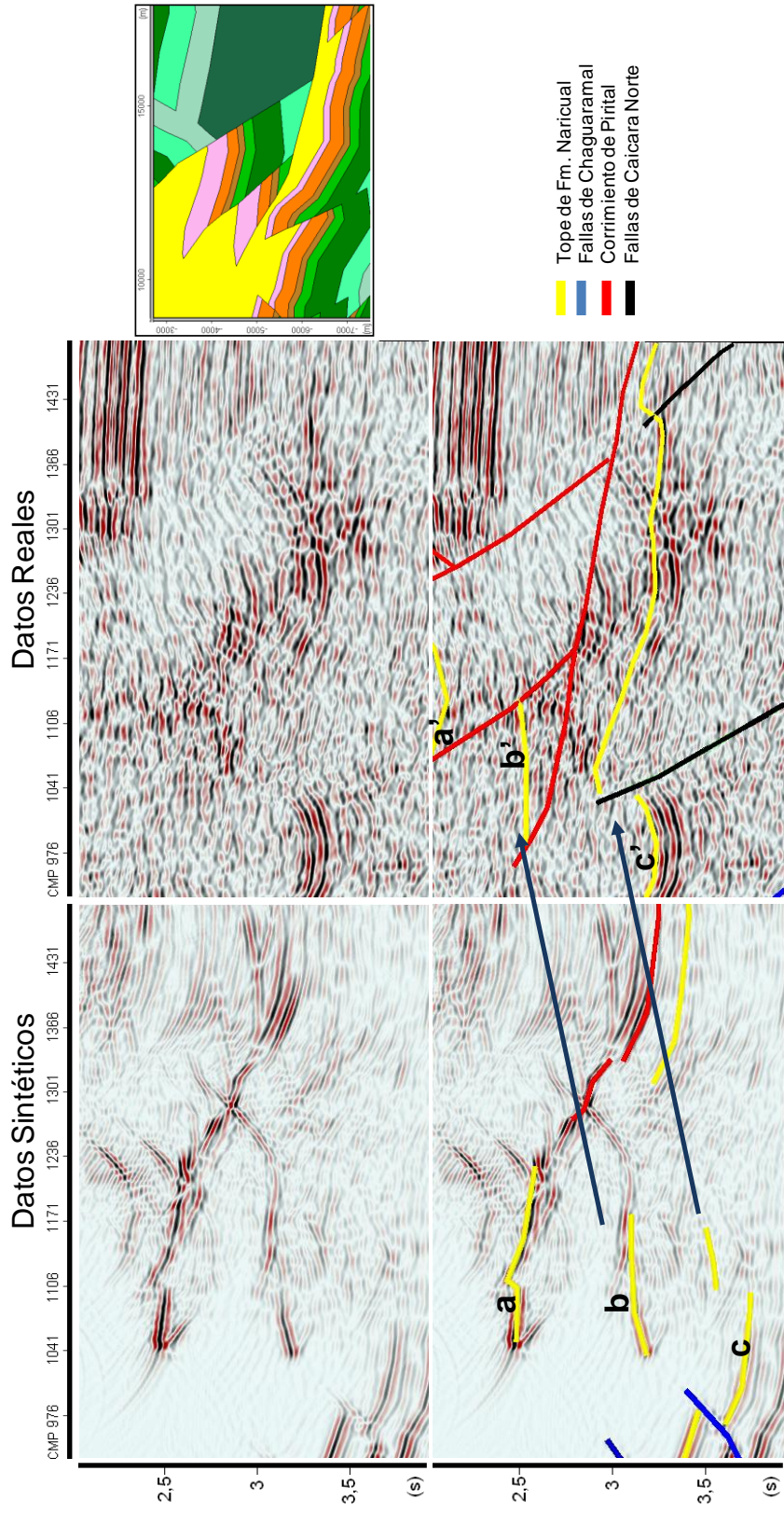


Figura 5.40. Comparación de los datos sintéticos y reales de la zona 3 'Base del bloque de Piritral' del Transecto 2. Se observa el desajuste entre la ubicación de los eventos (a), (b) y (c) en los datos sintéticos y sus análogos en los datos reales.

CONCLUSIONES

- En los modelos teóricos, la técnica de trazado de rayos presentó mejores resultados en las secciones apiladas de estructuras de grandes dimensiones y suave curvatura como el domo de sal, en comparación con la reproducción de estructuras pequeñas donde la alta resolución vertical y horizontal obtenida (por falta de atenuación de frecuencias y alta sensibilidad a irregularidades), no produjo la imagen sísmica apropiada de dichos casos.
- La migración en tiempo de los datos del modelado por trazado de rayos en los modelos teóricos no arrojó resultados satisfactorios en la reproducción sísmica de las estructuras geológicas analizadas, teniéndose mejoría en los datos migrados post-apilamiento debido a la baja cantidad de dispersión que produce este algoritmo en comparación con la técnica pre-apilamiento, y a la menor sensibilidad del mismo respecto a la falta de difracciones del trazado de rayos.
- El algoritmo de migración pre-apilamiento en tiempo produjo una buena delineación de las estructuras en los datos modelados por ecuación de onda de los modelos teóricos; sin embargo, presentó resultados pobres en los transectos del Norte de Monagas debido a la gran cantidad de difracciones del mallado que se obtuvo en dichos modelos, cuyo resultado fue la producción significativa de ruido de dispersión en las secciones migradas.
- El modelado por ecuación de onda presentó buenos resultados en la cuantificación de amplitudes del modelo teórico del corrimiento, evidenciando la aplicabilidad de esta técnica para dicho tipo de análisis.
- El marco estructural presente en los transectos del Norte de Monagas demostró ser inconveniente para la aplicación de modelado sísmico por trazado de rayos, debido a la gran cantidad de estructuras con cambios fuertes de pendiente, que dificultan la obtención de una imagen sísmica de calidad a través de esta técnica.
- La iluminación sísmica de la base del bloque de Pirital suele ser mejor hacia la parte norte de la estructura, donde el corrimiento asociado adquiere un carácter plano y permite delinear de mejor forma el evento sísmico. Por otro lado, el

apilamiento de este evento es relativamente pobre, debido a que en el dominio del CMP suele presentar un carácter no hiperbólico, que dificulta la correcta estimación de velocidad, y a su vez afecta el desempeño de la migración pre-apilamiento de los datos, por la fuerte dependencia de este algoritmo respecto al modelo de velocidad usado.

- El gradiente de velocidad obtenido para la Formación Carapita resultó adecuado para ubicar las reflexiones del tope de la Formación Naricual en escama del Furrial, en tiempos concordantes con los observados en los datos reales del transecto 2.
- Las zonas de “Campos Jusepín y Chaguaramal” y “Alto de Pirital”, presentaron un buen ajuste entre la respuesta sísmica de los datos sintéticos y reales; lo cual evidencia que el modelo geológico propuesto para estas zonas es consistente y ajustado a la interpretación sísmica de los datos reales.
- El prospecto definido en la zona “Base del bloque de Pirital” del transecto 1, no fue reproducido en los datos sintéticos con la misma forma que presenta la interpretación de los datos reales, pudiendo indicar esto que el carácter del prospecto en el modelo geológico no corresponde a la verdadera estructura en el subsuelo o que la configuración de velocidad suprayacente no se ajusta a la real.
- Los datos sintéticos de la base del bloque alóctono del transecto 2, presentan diferencias con los datos reales respecto a la ubicación en tiempo de la reflexión del tope de la Formación Naricual en las rampas de la parte sur del bloque, lo cual indica que el modelo (obtenido originalmente de la interpretación de los datos sísmicos) ha sido sustancialmente modificado por criterios geológicos y por el proceso de balanceo y restauración, y sugiere que la interpretación de los datos reales debe ser ajustada de acuerdo a la respuesta sísmica del modelo geológico.

RECOMENDACIONES

- Se recomienda realizar un análisis de los espesores y velocidades de las formaciones del bloque de Pirital en los transectos geológicos del Norte de Monagas, con el fin de ajustar la respuesta sintética del modelado por ecuación de onda a la interpretación de los datos reales.
- Debido a que las reflexiones de los bordes del modelo son colapsadas con la migración sísmica y la reflexión del fondo no interfiere con los eventos de interés, se recomienda no utilizar en el modelado por ecuación de onda bordes de atenuación muy extensos, ya que estos incrementan los tiempos de cómputo en la generación de los registros sintéticos.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aimin, X. (2009). *Kirchhoff Prestack Time Migration On Rough surface. Theory and Application*. Beijing, China: PetroSound Geoservices Ltd
- Almarza, R. (1998). *Campos Petrolíferos Pirital - Orocual – Manresa*. PDVSA: Léxico Estratigráfico de Venezuela. Recuperado en abril 15 de 2010 de <http://www.pdvsa.com/lexico/camposp/cp053.htm>
- Bacon, M., Simm, R. y Redshaw T. (2003). *3D Seismic Interpretation*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Bancroft, J. (2001). *Review of seismic imaging: Prestack*. CSEG Recorder.
- Carneiro, V. (2002) *Interpretación Sísmica multivolúmenes en aéreas geológicamente complejas. Caso “El Furrial”*. XI Congreso Venezolano de Geofísica
- Carcione, J., Herman, G., y Ten Kroode, A. . (2002). *Seismic modeling*. Geophysics, Vol. 67.
- Cordsen, A., Galbraith M. y Peirce J. (2000). *Planning Land 3-D Seismic Surveys*. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists.
- De Basade, J. y Sen, M. (2007). *Accuracy and Stability of some common Finite Difference and Finite Element Methods for Seismic Wave Propagation*. Austin: University of Texas.
- Di Croce, J. (1995). *Eastern Venezuelan Basin: Sequence Stratigraphic and Structural evolution*. Houston: Rice University.
- Gadallah, M.R. y Fisher, R. (2009). *Exploration Geophysics*. Berlin: Springer.

- Geiger, H. y Daley, P. (2003). *Finite difference modelling of the full acoustic wave equation in Matlab. CREWES Research Report, Vol. 15.*
- Gjøystdal, H., Iversen, E., Lecomte, L., Kaschwich, T., Drottning, Å y Mispel, J. (2007). *Improved applicability of ray tracing in seismic acquisition, imaging, and interpretation. Geophysics, Vol. 27.*
- González, Á., Reyes, M., Repilloza, H., Delgado, P., Reyes, J., Morón, M., Lezama, E., Marcano, J., Fajardo, J. y Luna, D. (2009). *Informe Técnico cierre de proyecto PGP Travi-Cotoperi. Puerto la Cruz: PDVSA Gerencia de Proyectos Exploratorios.*
- González de Juana, C., Iturralde, J., y Picard, X. (1980). *Geología de Venezuela y sus Cuecas Petrolíferas. Caracas: Ediciones Foninves.*
- Guzmán, J., I., Luna, F., Lima, J., Oropeza, H., Carrillo, M., Uroza, C., Sampson, E., Moreno, M., Maguregui, J., Quintero, M. y Rodríguez, L. (2001). *Modelo estratigráfico por secuencias del alineamiento estructural Santa Bárbara-Boquerón, Norte de Monagas. Los Teques: PDVSA Intevep.*
- Hung, E. (1997). *Foredeep and Thrust belt Interpretation of the Maturin Sub-basin, Eastern Venezuela Basin. Houston: Rice University.*
- Jinhua, Y., Tao, L., Genyang, T., y Tianyue, H. (2009). *Modeling seismic wave propagation within complex Structures. Applied Geophysics, Vol. 6*
- Julian, B. y Gubbins D. (1977). *Three-dimensional seismic ray tracing. Journal of Geophysics, Vol. 43.*
- Kearey, P., Brooks, M. y Hill, I. (2002). *An Introduction to Geophysical Exploration. Oxford: Blackwell Science.*
- Krebes, E. S. (2004). *Seismic Forward Modeling. CSEG Recorder, Vol. 4.*

- Kumar, K. (2005). *2D and 3D Land Seismic Data Acquisition and Seismic Data Processing*. Andhra Pradesh, India: Andhra University.
- Laurain, R., Gelius, L., Vinje, V. y Lecomte, I. (2004) *A review of 3D illumination studies*. Journal of Seismic Exploration, Vol. 13.
- Lehtinen, J. (2003). *Time-domain Numerical Solution of the Wave Equation*. Helsinki: Aalto University School of Science and Technology.
- Lembang, A. (2003). *Practical Aspect of Seismic Data Acquisition*. Bucharest.
- Liu, Y. y Sen, M. (2009). *Advanced finite-difference methods for seismic modeling*. GEOHORIZONS, Vol. December 2009/5.
- Margrave, G. y Manning, P. (2004). *Seismic Modelling: An Essential Interpreters Tool*. Calgary: CSEG National Convention.
- Mendoza, V. (2005). *Geología de Venezuela*. Ciudad Bolívar: Universidad de Oriente.
- Rastogi, R., Yereni S., y Phadke, S., (2000). *Aperture width selection criterion in Kirchhoff migration*. Pune, india: Pune University.
- Rawlinson, N. (2007). *Seismology and Seismic Imaging*. Canberra, Australia: Australian National University.
- Sah, S. L. (2007). *Encyclopaedia of Petroleum Science & Engineering*. Delhi, India: Kalpaz Publications.
- Scales, A. (1997) *Theory of Seismic imaging*. Golden, Colorado, Estados Unidos: Samizdat Press.
- Sheriff, R. (2002). *Encyclopedic Dictionary of Applied Geophysics*. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists.

Yang, W. (2003) *A Basic Study on Two-point Seismic Ray Tracing*.

Yilmaz, O. (2001). *Seismic Data Analysis: Processing Inversion and Interpretation of Seismic Data*. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists.

Yoris, F., y Ostos, M. (1997). *Well Evaluation Conference* (Cap. 1). Caracas: Schlumberger Sureco