

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

DETERMINACIÓN DE LAS DIFERENCIAS ENTRE LOS MODELOS DE VELOCIDADES GENERADOS DE MANERA CONVENCIONAL Y A PARTIR DE ANÁLISIS DE VELOCIDAD DE MIGRACIÓN POR EL MÉTODO DE STOLT, EN EL PROYECTO BARINAS ESTE 07G 3D

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por la Bra. Sánchez V., Katuska M.
para optar al título
de Ingeniera Geofísico

Caracas, 2014

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

DETERMINACIÓN DE LAS DIFERENCIAS ENTRE LOS MODELOS DE VELOCIDADES GENERADOS DE MANERA CONVENCIONAL Y A PARTIR DE ANÁLISIS DE VELOCIDAD DE MIGRACIÓN POR EL MÉTODO DE STOLT, EN EL PROYECTO BARINAS ESTE 07G 3D

TUTOR ACADÉMICO: Prof. José Cavada

TUTOR INDUSTRIAL: Msc. Hugo Cerquone

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por la Bra. Sánchez V., Katiuska M.
para optar al título
de Ingeniera Geofísico

Caracas, 2014

Caracas, febrero de 2014

Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Escuela de Geología, Minas y Geofísica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por la Bra. Katiuska Milena Sánchez Vargas, titulado:

“Determinación de las diferencias entre los modelos de velocidades generados de manera convencional y a partir de análisis de velocidad de migración por el método de Stolt, en el proyecto Barinas Este 07G 3D”

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



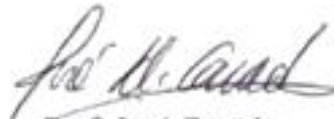
Prof. Juan José Infante

Jurado



Prof. Vincenzo De Lisa

Jurado



Prof. José Cavada
Tutor Académico

ÍNDICE DE CONTENIDO

	Página
ÍNDICE DE CONTENIDO	iv
ÍNDICE DE FIGURAS.....	vii
ÍNDICE DE TABLAS	ix
DEDICATORIA.....	x
AGRADECIMIENTOS	xi
CAPÍTULO I	1
PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	1
1.1 El problema de la investigación	1
1.2 Objetivos	2
1.2.1 Objetivo general.....	2
1.2.2 Objetivos específicos	3
1.3 Justificación.....	3
1.4 Ubicación del área de estudio	4
CAPÍTULO II	5
MARCO TEÓRICO.....	5
2. Generalidades.....	5
2.1 Demultiplexado.....	6
2.2 Edición de trazas y geometría	7
2.3 Corrección por estáticas	7
2.4 Recuperación de ganancia.....	7
2.5 Deconvolución	7
2.5.1 Deconvolución spiking	8
2.5.2 Deconvolución predictiva	8
2.5.3 Deconvolución determinística.....	8
2.6 Ordenamiento por CMP	9
2.7 Análisis de velocidad.....	9
2.7.1 Tipos de análisis de velocidad.....	10
2.7.1.1 Análisis de velocidad constante (CVS).....	10
2.7.1.2 Análisis t^2-x^2	10
2.7.1.3 Espectro de velocidad	11
2.7.2 Tipos de velocidades	12

2.7.3 Semblanza	15
2.8 Zero-offset o incidencia normal	16
2.8.1 Corrección por NMO	17
2.8.2 Corrección por DMO	18
2.9 Apilamiento	19
2.10 Migración	20
2.11 Algoritmos de migración	22
2.11.1 Dominio de F-K	23
2.11.1.1 Migración de Stolt	23
2.11.1.2 Migración de Gazdag o cambio de fase	24
2.11.2 Migración de Kirchhoff	27
2.11.2.1 Apertura de migración de Kirchhoff	31
2.12 Análisis de velocidades de migración	34
CAPÍTULO III	39
MARCO GEOLÓGICO	39
3.1 Ubicación del área de estudio	39
3.2 Cuenca Barinas Apure	39
3.3 Evolución tectónica de la cuenca Barinas-Apure	40
3.3.1 Pre-Cretácico	40
3.3.2 Cretácico	41
3.3.3 Post-Cretácico	42
3.4 Estratigrafía	44
3.4.1 Formación Parángula	46
3.4.2 Formación Río Yuca	47
3.4.3 Formación Pagüey	47
3.4.4 Formación Gobernador	47
3.4.4.1 Miembro Masparrito	48
3.4.5 Formación Escandalosa	48
3.4.6 Formación Navay	48
3.4.6.1 Miembro La Morita	49
3.4.6.2 Miembro Quevedo	49
3.4.7 Formación Burguita	49

3.5 Marco estructural regional	49
CAPÍTULO IV.....	51
METODOLOGÍA	51
4.1 Información previa del proyecto	51
4.2 Software utilizado	52
4.3 Carga de la geometría.....	52
4.4 Carga de datos	55
4.5 Construcción del modelo de velocidades	57
4.5.1 Migración de Stolt con diferentes velocidades constantes.....	57
4.5.2 Selección de velocidades	58
4.5.3 Definición de velocidades por CDP.....	60
4.6 Carga del modelo de velocidades proporcionado por CGG.....	61
4.7.1 De manera cuantitativa.....	61
4.7.2 De manera cualitativa.....	62
4.8 Migración con algoritmo de Kirchhoff en tiempo	63
4.8.1 Prueba de aperturas de migración para el algoritmo de migración de Kirchhoff.....	65
4.9 Presentación de los resultados.....	66
CAPÍTULO V	68
RESULTADOS Y ANÁLISIS.....	68
CAPÍTULO VI.....	90
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	90
6.1 Conclusiones	90
6.2 Recomendaciones.....	92
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	93

ÍNDICE DE FIGURAS

	Página
Figura 1. Ubicación relativa del proyecto Barinas Este 07G 3D	4
Figura 2. Flujo de trabajo del procesamiento de sísmica de reflexión.....	6
Figura 3. Ordenamiento de los datos en modo grabación y procesamiento (trazas).....	6
Figura 4. Análisis de T^2-X^2	11
Figura 5. Espectro de velocidad derivado de un CMP gather	12
Figura 6. Patrones de rayo para una incidencia normal en reflector horizontal y buzante,	17
Figura 7. Principio de apilamiento por CMP.....	19
Figura 8. Ilustración del concepto de migración con reflectores lineales, a) estructura geológica, b) sección sísmica y c) migración de la sección sísmica.	20
Figura 9. Hiperboloide de difracción para la migración de Kirchhoff y trazas a ser sumadas para la migración.	31
Figura 10. Parámetro de ancho de apertura respecto a la hipérbola de difracción.....	32
Figura 11. Parámetro de ángulo de buzamiento respecto a la hipérbola de difracción.	32
Figura 12. Secciones migrados con varias aperturas de migración: a) apertura angosta, b) apertura ancha y c) apertura intermedia.....	33
Figura 13. Respuesta en puntos de difracción luego de una migración: a) ceño fruncido, b) punto de difracción colapsado y c) sonrisa,	37
Figura 14. Ubicación relativa del proyecto Barinas Este 07G 3D	39
Figura 15. Cuadro de correlación estratigráfica de la cuenca Barinas-Apure.....	46
Figura 16. Distribución geométrica del proyecto sísmico Barinas Este 07G 3D, referenciado al sistema de coordenadas UTM, Zona 19N.	54
Figura 17. Información presentada luego de cargar la geometría del volumen de los datos sísmicos.....	55
Figura 18. Sonrisas asociadas a zonas de falla, que se observaron únicamente en la dirección crossline.....	59
Figura 19. Área correspondiente al modelo de velocidades construido.....	60
Figura 20. Área correspondiente al subvolumen de los datos migrados en preapilamiento.....	65
Figura 21. Espectro de amplitud en los reflectores de interés sobre el inline 890, crosslines 3-460.....	67
Figura 22. Sección inline 900 migrada a una velocidad de 2500 m/s, desde los 1200 a 2500 ms	69
Figura 23. Modelo de velocidad construido respecto al inline 900, desde los 1200 a 2500 ms	69
Figura 24. Sección crossline 1100 de los datos sísmicos migrados a una velocidad de 2500 m/s.....	71
Figura 25. Modelo de velocidad construido a partir de análisis de velocidad migración, en el inline 1100 desde los 1200 a 2500 ms.....	72

Figura 26. Sección inline 1100 migrada a una velocidad de 2500 m/s desde los 1200 a 2500 ms	72
Figura 27. Sección inline 1100 del modelo de velocidad proporcionado por CGG. ..	73
Figura 28. Sección inline 1100 del modelo de velocidad construido mediante MVA.	74
Figura 29. Diferencias entre los modelos de velocidades en la sección inline 1100. .	75
Figura 30. Sección inline 1100 de la diferencia entre los modelos de velocidades desde 1200 a 2500 ms.	77
Figura 31. Sección 1100 migrada con el algoritmo de Kirchhoff en post apilamiento y tiempo utilizando el modelo de velocidad proporcionado por CGG.	80
Figura 32. Sección 1100 migrada con el algoritmo de Kirchhoff en post apilamiento y tiempo utilizando el modelo de velocidad construido.....	81
Figura 33. Sección inline 1100 migrada con el algoritmo de Kirchhoff en post apilamiento y tiempo: áreas azules, donde se puede observar continuidad de los reflectores, y áreas rojas, zonas de posibles fallas.	82
Figura 34. Sección migrada completa del inline 1100 con el modelo proporcionado por CGG.....	84
Figura 35. Sección migrada completa del inline 1100 con el modelo construido mediante MVA	85
Figura 36. Sección migrada inline 1100 en el dominio del preapilamiento con el modelo de velocidad proporcionado por CGG, desde 1200 a 2500 ms	87
Figura 37. Sección migrada inline 1100 en el dominio del preapilamiento con el modelo de velocidad construido mediante MVA, desde 1200 a 2500 ms	88

ÍNDICE DE TABLAS

	Página
Tabla 1. Parámetros de adquisición y procesamiento del proyecto.....	51
Tabla 2. Coordenadas UTM de las esquinas del mallado total en el subsuelo respecto al CDP, zona 19N	52

DEDICATORIA

A mi regalo más grande...

mis padres

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Central de Venezuela, por ser mi segundo hogar y despertar esa pasión y orgullo en mí de ser ucevista.

A mi querido tutor José Cavada, por enseñarme tanto durante mi carrera, por los chistes, las conversaciones sobre temas interesantes, por tanto conocimiento compartido, por inspirarme a ser su preparadora y, cerrando con broche de oro, ayudándome tanto en este trabajo de grado.

Al Msc. Hugo Cerquone por darme la oportunidad de realizar este trabajo de grado.

A Dios, por iluminarme en mi camino y no dejarme desfallecer, llenándome de la confianza que necesitaba para seguir adelante.

A mis padres, Jackeline Vargas Parada y Marlon Efren Sánchez Gutiérrez, por todo su apoyo y amor incondicional, por ser mi fuente de inspiración, por sus eternos sacrificios para ayudarme a ser quien soy, por ser el motor que impulsó cada uno de mis sueños y mi mayor orgullo, los amo demasiado.

A mis hermanos, Marlon, Patricia y Víctor, por su amor, apoyo y peleas, quienes me hicieron comprender que no hay nada mejor que una familia grande y que si hubiese tenido la posibilidad de escogerlos podría haberlos escogido menos fastidiosos pero no mejores. Los amo demasiado.

A mis tíos y abuelos, por tanto amor y ser parte de mi crecimiento personal, en especial a los que han compartido tanto conmigo Cristian Vargas y Vicente Vargas.

A Tricon Geophysics, por brindarme la oportunidad de realizar mi trabajo de grado en su empresa. A todo el equipo del piso de procesamiento que me ayudaron tanto y que

hicieron mi estadía muy amena en la oficina: Bernardo Briones, Luis Rodríguez, Jackeline Rodríguez, Eduardo Barrios, Dimas Luna, Norberto, Cleyber y Lionel; en especial, al Ing. Marco Grossi, quien me brindó su ayuda, paciencia y apoyo, en todo momento, durante toda la realización del proyecto

A mis amigas, Mariana Solórzano, Ana Hernández y Ely Charris, por haber compartido tanto conmigo en diferentes etapas de mi vida, por su amistad incondicional, y finalmente, por enseñarme que si existen las amistades que perduran con el tiempo. Las quiero demasiado.

A mis amigos y compañeros de la UCV, que me hicieron reír tanto, me ayudaron en todo momento de la carrera, me dieron su apoyo en cualquier tipo de situación y me soportaron tanto: Fabián, Néstor, Said, Matías, Macerosky, Henry, Dionisio, Marcos Colina, Juancho, Manuelito, Armando, Carlos Corredor, Evis, Ileana, Elizabeth y Jean. Los quiero.

A mis profesores en la UCV, que de una manera u otra me ayudaron a crecer como futura profesional; en especial, al Prof. Jesús González por siempre tener palabras alentadoras que me ayudaron a seguir adelante y por ser tan atento siempre a las necesidades que se tienen como estudiante.

A todos los que fueron mis alumnos durante mis 3 años como preparadora, por enseñarme que enseñando también se aprende, por hacerme pensar con sus preguntas rebuscadas y por hacer mis clases amenas independientemente de lo aburrido que puedan llegar a ser algunos temas.

Y a Fuenmayor, por su apoyo, fastidio constante y... no digo más!

Sánchez V., Katiuska M.

**DETERMINACIÓN DE LAS DIFERENCIAS ENTRE LOS
MODELOS DE VELOCIDADES GENERADOS DE MANERA
CONVENCIONAL Y A PARTIR DE ANÁLISIS DE VELOCIDAD
DE MIGRACIÓN POR EL MÉTODO DE STOLT, EN EL
PROYECTO BARINAS ESTE 07G 3D**

**Tutor académico: Prof. José Cavada; tutor industrial: Msc. Hugo Cerquone.
Tesis, Caracas, U. C. V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y
Geofísica. 2013, 110p.**

Palabras claves: migración, migración de Stolt, sísmica-velocidad, sísmica-
modelaje.

Resumen. En el presente trabajo se construye un modelo de velocidades de migración a partir de análisis de velocidades de migración (MVA) con el algoritmo de Stolt en un proyecto sísmico tridimensional ubicado al este del estado Barinas, con la finalidad de compararlo con un modelo de velocidades realizado, de manera convencional, es decir, a partir de análisis de semblanza e información de pozo, y así determinar las diferencias entre ambos modelos respecto a la calidad de imagen sísmica producida luego del proceso de migración.

La metodología utilizada hace referencia al análisis de velocidades de migración a partir de “image focusing analysis” del volumen sísmico migrado con el algoritmo de Stolt con velocidades constantes. Luego de construir el modelo de velocidad se realizó un análisis cuantitativo y cualitativo, en donde el primero hace referencia a cuán diferente es numéricamente un modelo al otro, mientras que en el segundo se realizó migraciones con el algoritmo de Kirchhoff en postapilamiento utilizando cada

uno de los modelos, con los mismos parámetros de migración para ambas migraciones, y así realizar una evaluación visual del comportamiento de los reflectores visibles, relación señal-ruido y definición de estructuras geológicas para ambas migraciones. Asimismo, también se realizó este procedimiento en el dominio del preapilamiento utilizando un subvolumen para probar si el modelo de velocidad construido produce un buen modelo inicial para este tipo de migración. Se obtuvo que, las diferencias cuantitativas entre ambos modelos fueron menores a los 150 m/s excepto a las zonas en donde el modelo estaba limitado, debido a que no se podían observar reflectores continuos; visualmente, ambos modelos presentaban resultados parecidos, sin embargo, se observó una mejora en la definición de los reflectores, relación señal ruido y delimitación de fallas con el modelo construido a partir de MVA, desde los 1200 a 2500 ms .

CAPÍTULO I

PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

1.1 El problema de la investigación

El procesamiento de los datos sísmicos incluye el proceso de migración, el cual se puede realizar mediante diferentes algoritmos, tanto en el dominio del pre-apilamiento como en el post-apilamiento, que a su vez pueden realizarse en tiempo o en profundidad. El principal objetivo de la migración es obtener una imagen de la geometría verdadera de las estructuras geológicas en el subsuelo y mejorar su resolución espacial (Bancroft, 2007a). En el dominio del post-apilamiento se tiene los algoritmos de migración de: Kirchhoff, diferencias finitas (ecuación de onda), Stolt y Gazdag o desfase (Gadallah y Fisher, 2009). Por otro lado, en el dominio del pre-apilamiento pueden ser aplicados los algoritmos de Kirchhoff y ecuación de onda (Bancroft, 2007a).

El proceso de migración está asociado al uso de un modelo inicial de velocidad la cual optimiza la salida (Al-Chalabi, 1979), este modelo inicial corresponde a las velocidades reales del medio, tanto para la migración post-apilado como en el pre-apilado (Zhu, Lines y Gray, 1998). Para determinar las velocidades reales del medio se utilizan diferentes procedimientos, uno de ellos es el análisis de velocidades de migración (MVA), la cual se basa en la observación de secciones sísmicas migradas para determinar la velocidad correcta (Al-Yahya, 1989). Para el análisis de migración, también se tiene muchas maneras de realizarlo, entre ellas está el enfoque de las imágenes migradas o "image-focusing analysis" con diferentes velocidades de migración (Biondi, 2010). De manera convencional se utiliza un modelo de velocidades reales basado en los análisis de velocidades a partir de los "bin gather" e información de pozo, que contiene las velocidades reales del subsuelo; sin embargo, este método suele ser más costoso. En este proyecto de investigación se busca determinar cuanta diferencia existe entre las velocidades reales determinadas a partir

de la manera convencional y las determinadas por medio de análisis de velocidad de migración con el algoritmo de Stolt, a diferentes velocidades constantes, de modo que se pueda definir si el modelo de velocidades a partir de migraciones con el algoritmo de Stolt es eficiente, proponiendo así una forma de determinar las velocidades reales del subsuelo con menos costos y sin necesidad de tener información de pozo, y de manera consecuente, obtener una alta calidad de imagen sísmica luego del proceso de migración. Esta investigación será realizada con el proyecto Barinas Este 07G 3D, ubicado en Barinas, debido a que contiene la información del modelo de velocidades a partir de los "bin gather" de modo que, el proceso a realizar está completamente controlado. A su vez, si el modelo produce una mayor calidad de imagen sísmica en el dominio del post-apilamiento, también se aplicará en el dominio del pre-apilamiento para verificar que un modelo de velocidades que funciona bien en el dominio del post-apilamiento es un buen modelo inicial en el dominio del pre-apilamiento.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo general

Evaluar la calidad de la imagen sísmica luego del proceso de migración utilizando un campo de velocidad generado de manera convencional y otro por medio del cubo sísmico migrado con diferentes velocidades constantes de los datos sísmicos del proyecto Barinas Este 07G 3D, ubicado en el estado Barinas.

1.2.2 Objetivos específicos

- Generar un modelo de velocidad a partir del análisis de velocidades de migración con el algoritmo Stolt, con el uso de diferentes velocidades constantes.
- Determinar las diferencias y proporciones entre el modelo de velocidad generado a partir de los bin gather y el generado por medio de varias migraciones con el algoritmo de Stolt.
- Validar en la calidad de la imagen sísmica los modelos de velocidades reales en el dominio del post-apilamiento, a partir de la migración de Kirchhoff.
- Definir si el modelo de velocidades generado a partir de la migración de Stolt con diferentes velocidades resulta ser un buen modelo inicial para la migración pre-apilamiento de Kirchhoff.

1.3 Justificación

El siguiente trabajo especial de grado parte de la necesidad de determinar la relación que existe entre un modelo de velocidades reales generado de forma convencional a uno construido por medio de un algoritmo de migración de menor costo computacional, aplicado en datos reales en Venezuela. Básicamente, se busca definir si la metodología a realizar resulta eficiente además de rentable, y así poder ser aplicada en campos de Venezuela, los cuales no posean información de pozos suficiente para realizar un buen modelo de velocidades de forma convencional. Asimismo, se producirá un aporte a la comunidad geocientífica en Venezuela, debido a que no se han realizado investigaciones reportadas con este enfoque en datos sísmicos reales en Venezuela.

1.4 Ubicación del área de estudio

El área de estudio se localiza en la región centro-norte del estado Barinas, dentro de la cuenca Barinas-Apure. Por confidencialidad de los datos no se puede suministrar información sobre la ubicación exacta del proyecto, de modo que se muestra la figura 1, con la ubicación relativa del mismo.

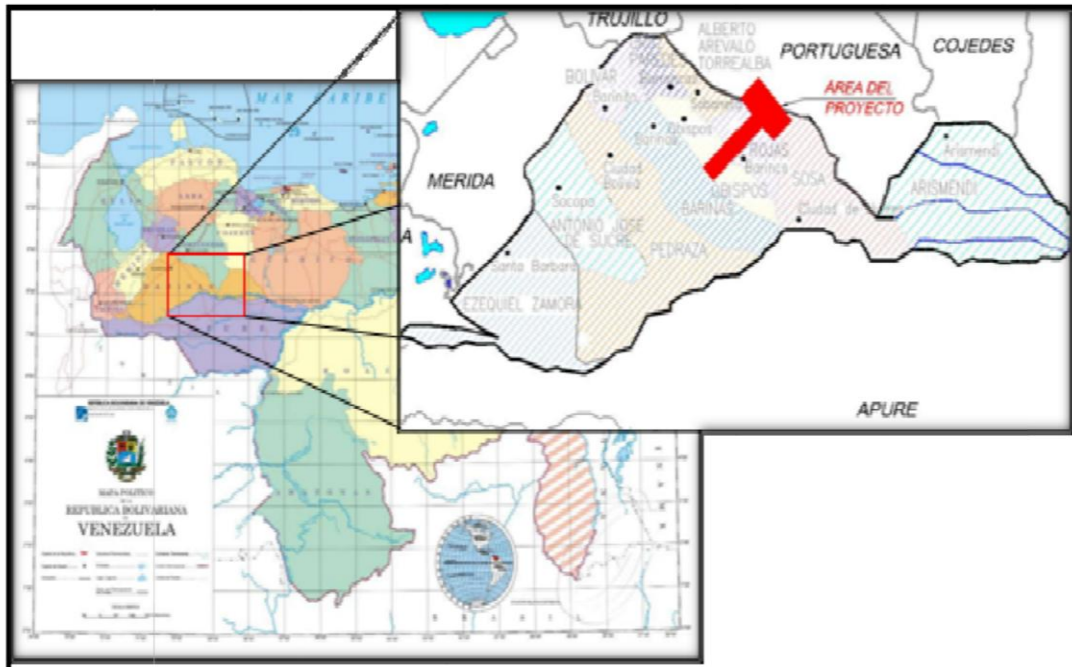


Figura 1. Ubicación relativa del proyecto Barinas Este 07G 3D

CAPÍTULO II

MARCO TEÓRICO

2. Generalidades

La adquisición de los métodos sísmicos se basa en la generación de señales sísmicas en tierra o en agua, las cuales son recibidas después de haber viajado a través del interior de la Tierra, para luego hacer un análisis de la información grabada (Gupta, 2011)

Por otro lado, el procesamiento de las señales sísmicas grabadas se define como un análisis para filtrar o eliminar componentes no deseadas, tales como el ruido, y así crear una imagen sísmica en el subsuelo para permitir una interpretación geológica; y eventualmente obtener una estimación de la distribución de las propiedades de los materiales en el subsuelo, lo cual se conoce como inversión (Gupta, 2011).

La interpretación final de los datos dependerá del procesamiento de los datos sísmicos. El intérprete debe estar precavido de todos los problemas encontrados durante la adquisición y en el procesamiento (Gadallah y Fisher, 2009).

A continuación, se muestra un esquema de flujo de trabajo del procesamiento sísmico, (Gupta, 2011).

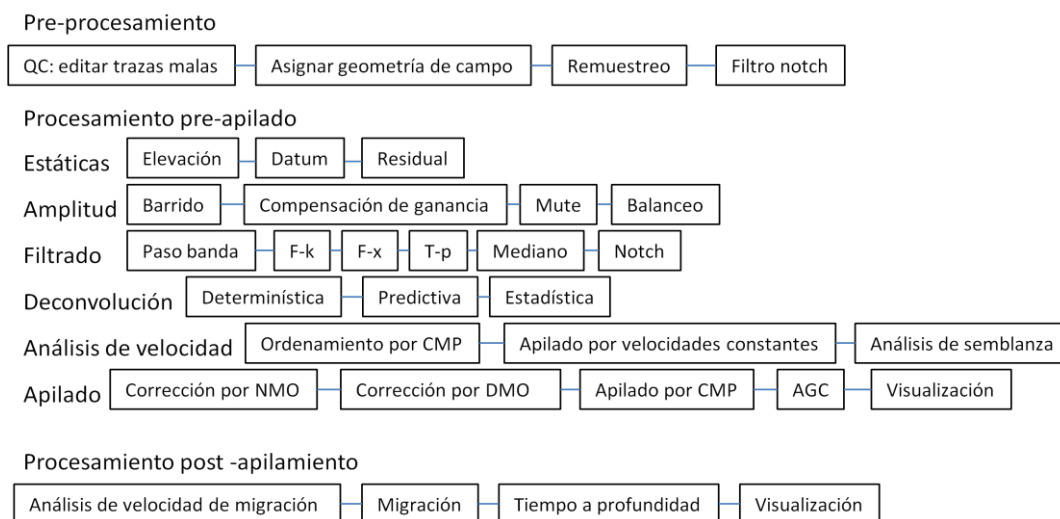


Figura 2. Flujo de trabajo del procesamiento de sísmica de reflexión
(Modificado de Gupta, 2011)

2.1 Demultiplexado

Matemáticamente, el proceso de demultiplexado es visto como el hecho de transponer una matriz grande dado que las columnas de la matriz resultante puedan ser leídas como las trazas sísmicas grabadas en diferentes offsets con un punto de disparo común, es decir, los datos sísmicos son grabados en filas de muestras tomadas en el mismo tiempo para canales consecutivos, y este proceso envuelve el ordenamiento de los datos en columnas de muestras (Yilmaz, 2001), un ejemplo visual de cómo se ordenan los datos se puede observar en la figura 3.

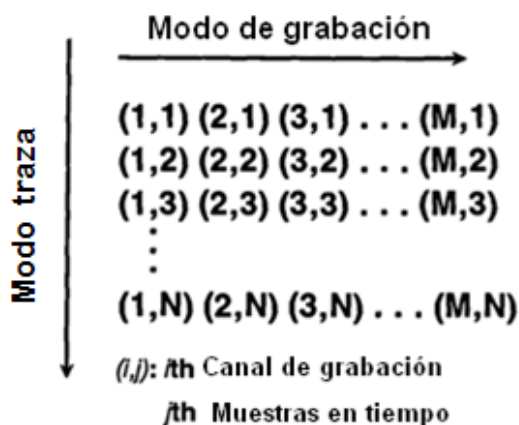


Figura 3. Ordenamiento de los datos en modo grabación y procesamiento (trazas).
Modificado de Yilmaz (2001).

2.2 Edición de trazas y geometría

En la fase de edición de trazas se eliminan las trazas ruidosas o con fallos transitorios. Por otro lado, basado en la información de la adquisición en campo, respecto a coordenadas de disparo, localizaciones de los receptores para todas las trazas grabados en los encabezados de las trazas se une la información de los datos sísmicos con la geometría de campo. Muchos de los problemas en procesamiento se agravan debido a que se plantea una geometría incorrecta. Como resultado, la calidad de la sección apilada puede degradarse severamente (Yilmaz, 2001).

2.3 Corrección por estáticas

Estas correcciones aplicadas a las trazas son invariantes en el tiempo, las cuales están ligadas a diferencias de elevación o profundidad, que implican un desfase hacia arriba o hacia abajo de toda la traza en tiempo (Gupta, 2011).

2.4 Recuperación de ganancia

La pérdida de amplitudes debido a la propagación geométrica y absorción de la energía puede ser corregida utilizando una recuperación de amplitudes de los offset lejanos y medios (Gupta, 2011). Se debe crear una función de recuperación de ganancia, por lo general, exponencial, la cual pueda compensar la atenuación de la energía y así poder conservar al menos la información asociada a reflectores principales (Yilmaz, 2001).

2.5 Deconvolución

El objetivo final de la deconvolución es extraer la función de reflectividad de la traza sísmica y así mejorar la resolución vertical y reconocimiento de los eventos. La suposición más común es una ondícula, en donde se supone una ondícula de fase mínima o que ésta tiene un espectro plano. Matemáticamente, la deconvolución se asocia a un filtro inverso de la convolución (Sheriff y Geldart, 1995).

Existen diferentes tipos de deconvolución, entre ellos están (Sheriff y Geldart, 1995):

- Deconvolución spiking
- Deconvolución predictiva
- Deconvolución determinística

2.5.1 Deconvolución spiking

Este tipo de deconvolución tiene como objetivo acentuar la forma de la señal sísmica para mejorar la resolución temporal, y por consiguiente, la interpretación. Idealmente, esto se genera convolucionando la ondícula con su operador inverso, hasta producir un *spike*, de modo que, se obtenga la resolución perfecta (Gupta, 2011).

2.5.2 Deconvolución predictiva

Según Peacock y Treitel (1969), definen que la deconvolución predictiva intenta eliminar los efectos de los múltiples, los cuales pueden ser predichos desde el conocimiento de los tiempos de llegada de las reflexiones principales, asociados a los mismos reflectores. Los operadores de la deconvolución predictiva a menudo se asocian a un *lag de predicción*, el cual usualmente es el tiempo doble de viaje del primer reflector generador de múltiples (Sheriff y Geldart, 1995).

2.5.3 Deconvolución determinística

Las soluciones determinísticas al modelo convolucional son utilizadas para remover los efectos de los filtros aplicados en la grabación y en el procesamiento de los datos. La forma de la onda producida por la fuente es algunas veces grabada y usada en una corrección determinística de la fuente. Por ejemplo, en la adquisición marina el frente de onda se supone constante. Este tipo de deconvolución está asociada principalmente a la eliminación de los fantasmas y reverberaciones, y al procesamiento de datos asociados a una fuente *vibroscis* (Gupta, 2011).

2.6 Ordenamiento por CMP

La adquisición de los datos sísmicos con cobertura múltiple es hecha en las coordenadas de fuente-receptor, pero el procesamiento de los datos sísmicos convencionalmente es hecho en las coordenadas punto medio distancia fuente-receptor. Las coordenadas requeridas para esta transformación se obtienen por medio del ordenamiento de los datos en CMP gathers. Basados en la información de campo, cada traza individual es asignada al punto medio entre la fuente y el receptor asociado con cada traza. Estas trazas con la misma localización de punto medio son agrupadas, haciendo un CMP gather (Yilmaz, 2001).

2.7 Análisis de velocidad

En sismica de reflexión se definen diferentes tipos de velocidades, entre ellas están: velocidad instantánea, velocidad interválica, velocidad promedio, velocidad RMS, velocidad NMO, velocidad de apilamiento, velocidad aparente, etc (Al-Chalabi, 1979).

El análisis de velocidad es realizado utilizando CMP gathers seleccionados o grupos de gathers. La salida de un análisis de velocidad es una tabla de números como una función de la velocidad versus el tiempo doble zero-offset, lo cual se conoce como espectro de velocidad o análisis de semblanza. La curva en cada espectro representa la función de velocidad basada en la selección de los valores con mayor coherencia respecto a los reflectores principales (Yilmaz, 2001). Las funciones de velocidad seleccionadas en las localizaciones analizadas son espacialmente interpoladas entre las localizaciones, generando un campo de velocidad. En áreas de complejidad estructural, el análisis de semblanza suele fallar en proveer precisión para la selección de las velocidades.

Las velocidades de apilamiento son estimadas de los CMP gathers por evaluación del evento apilado respecto a la amplitud y continuidad cuando una única velocidad es usada para la corrección NMO en todos los tiempos de grabación. De modo que, se

usa un rango definido de varias velocidades. Teniendo los resultados, las velocidades de apilamiento son seleccionadas directamente de estos paneles, en donde la selección depende de la mejor coherencia y de las más fuertes amplitudes para la velocidad en determinados tiempos (Gadallah y Fisher, 2009).

2.7.1 Tipos de análisis de velocidad

Existen muchos métodos de análisis de velocidad, entre ellos se tiene:

- Apilamiento por velocidades constantes (Constant Velocity Stack o CVS)
- Análisis T^2-X^2
- Método de espectro de velocidad

2.7.1.1 Análisis de velocidad constante (CVS)

El concepto básico de los análisis de velocidad con velocidades constantes es simple, se varía sólo los mecanismos de operación. Se tiene que las trazas sísmicas de un CDP gather son la base para cada análisis de velocidad (Lindseth, 1982), por lo que, se hacen pruebas de apilamiento por cada CDP gather suponiendo varias velocidades constantes en el tiempo y el espacio hasta determinar los valores de velocidad que producen los mejores resultados (Sheriff, 2002).

2.7.1.2 Análisis t^2-x^2

En este método, los tiempos T seleccionados de reflexiones principales sobre cada traza son elevados al cuadrado y graficados contra el cuadrado de la distancia offset (fuente-receptor), correspondiente a las trazas en las cuales fueron tomados. Estos puntos graficados, basados en la siguiente ecuación, deben caer a lo largo de una línea recta.

La pendiente de la línea recta resulta ser (ecuación 1 y figura 4):

$$\frac{1}{V_{nmo}^2} \quad (1)$$

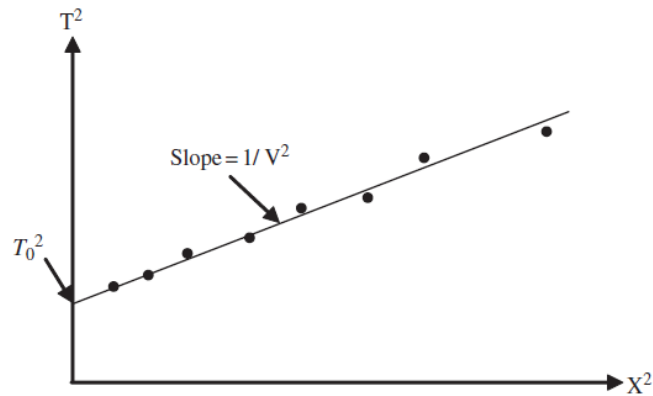


Figura 4. Análisis de T^2 - X^2 .

Tomado de Gadallah y Fisher (2009)

La cual intercepta en $X=0$ en el tiempo T_0^2 . El método de mínimos cuadrados es usado, por lo general, para definir esta recta. Dependiendo de cuanta desviación estándar se produzca en la estimación de la pendiente de la recta, la velocidad de apilamiento será confiable o no utilizando este método (Gadallah y Fisher, 2009).

2.7.1.3 Espectro de velocidad

El espectro de velocidades son las formas más comunes de mostrar los resultados de los análisis de velocidad. En estas visualizaciones, el valor de coherencia como una función del tiempo y la velocidad es representada en gráficos con tiempo variando a lo largo de un eje y velocidad variando en el otro eje. Estos a su vez, están frecuentemente acompañados por tablas numéricas de los valores de coherencia medida para verificar la velocidad de máxima coherencia estimada desde la imagen (Al-Chalabi, 1979).

La interpretación del espectro de velocidad es básicamente un proceso de identificar la máxima coherencia que aumenta correspondiente a las reflexiones principales, y no a la coherencia que corresponde a múltiples y otros eventos falsos; por lo tanto, para que se realice una buena identificación de los eventos principales es importante tener una referencia cercana a la sección sísmica y lo que muestra la visualización del CDP (Yilmaz, 2001), tal como muestra la figura 5:

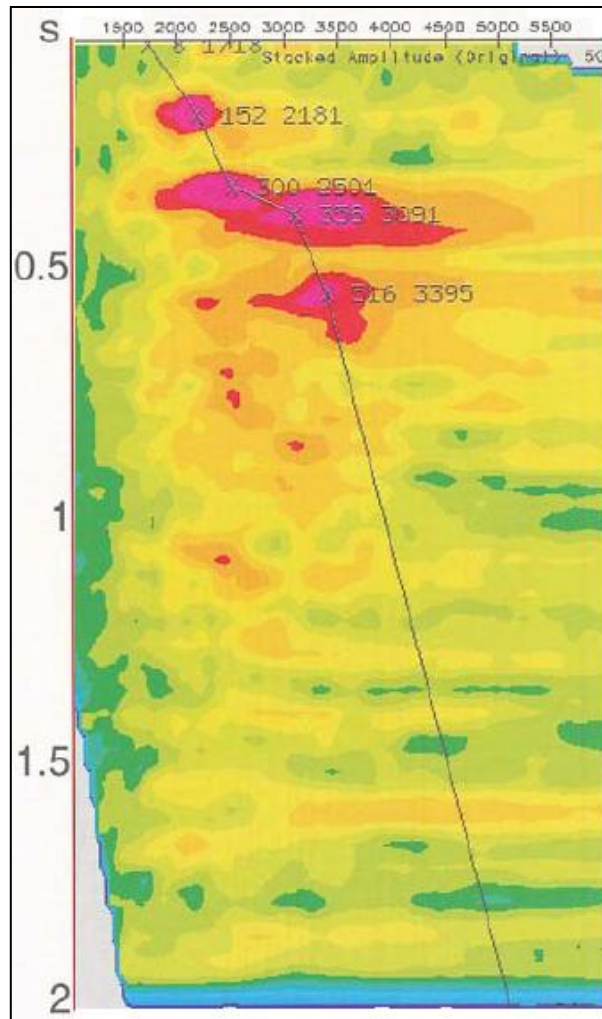


Figura 5. Espectro de velocidad derivado de un CMP gather

Al aumentar el tiempo se produce una disminución de la coherencia, generando pérdida en la resolución. Esto resulta debido a que al incrementar el tiempo, los valores de velocidades grandes cambian correspondientes al incremento mucho más pequeño de los cambios en el NMO (Al-Chalabi, 1979).

2.7.2 Tipos de velocidades

En sísmica existen varios tipos de velocidades que se pueden derivar a partir de los CDP gathers, las cuales son: MCS, RMS, interválica y promedio (Al-Chalabi, 1979).

La velocidad MCS o de máxima coherencia es el valor de velocidad que provee la mayor semblanza en el CDP gather analizado para un tiempo determinado, esta velocidad es utilizada para apilamiento de secciones sísmicas, procesamiento preliminar de migración y estimación de velocidad RMS (Al-Chalabi, 1979).

La velocidad RMS o media cuadrática (Root Mean Square, en inglés) en un tiempo particular de grabación T_n , es calculada bajo lo siguiente:

- Determinar qué suma de intervalos de tiempo da el valor T_n
- El cuadrado de las velocidades interválicas correspondientes
- Multiplicar las velocidades interválicas cuadráticas por sus tiempos intervalos de tiempo
- Sumar los productos obtenidos en el paso anterior
- Dividir la suma obtenida en el paso anterior por T_n
- Tomar la raíz cuadrada del valor resultante en el paso anterior, y esa será la RMS en el tiempo T_n .

Si todos los reflectores son planos o aproximadamente planos, la velocidad RMS es igual a la velocidad NMO (Gadallah y Fisher, 2009). Esta velocidad es utilizada para la estimación de la velocidad de migración, velocidades interválicas y velocidades promedio (Al-Chalabi, 1979).

La velocidad RMS es la primera aproximación a la velocidad de máxima coherencia de apilamiento (MCS, sus siglas en inglés), y está simple y directamente relacionada al intervalo de promedio de las velocidades (Al-Chalabi, 1979). Se calcula con la ecuación 2:

$$V_{rms} = \left[\frac{\sum V_i^2 t_i}{\sum t_i} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (2)$$

Siendo V_{rms} la velocidad media cuadrática o RMS, V valor de velocidad y t el

tiempo que se le atribuye a dicho valor de velocidad.

La velocidad promedio para una profundidad particular es simplemente la profundidad dividida por el tiempo, esto se toma como una onda sísmica que se propaga verticalmente hacia lo más profundo. Ésta es requerida al momento de transformar la información sísmica de tiempo a profundidad (Al-Chalabi, 1979). La cual se puede calcular mediante la ecuación 3.

$$\bar{V} = \frac{\int_0^t V(t)dt}{\int_0^t dt} \quad (3)$$

Siendo V valores de velocidad y t valores de tiempo.

La velocidad interválica es la velocidad media del intervalo entre dos reflexiones, la cual es usualmente determinada a partir de la ecuación de Dix (Sheriff, 2002).

La velocidad NMO, es la velocidad usada para hacer la corrección NMO (Normal Moveout). Si la corrección NMO es realizada, será correcta siempre y cuando todas las reflexiones principales en los CMP gathers ocurran al mismo tiempo para todas las trazas. (Al-Chalabi, 1979). Suele aproximarse la velocidad NMO como (ecuación 4):

$$V_{nmo} \approx V_{rms} \quad (4)$$

La velocidad de apilamiento es la velocidad que da el valor óptimo para el apilamiento por CMP cuando éste es usado para corrección NMO. Será la misma que la velocidad NMO siempre y cuando no se tengan reflectores con buzamiento significativo (Al-Chalabi, 1979).

La velocidad de migración es la velocidad que optimiza la salida del algoritmo de migración (Al-Chalabi, 1979).

La velocidad aparente es determinada mediante la división de la distancia horizontal por el tiempo que aparecen en la señal sísmica. Este tipo de velocidad es importante en el diseño de filtros de velocidades o F-K. Sin embargo, se tiene que las velocidades más importantes en el procesamiento sísmico, son: velocidad de apilamiento, velocidad de migración y velocidad promedio (Al-Chalabi, 1979).

2.7.3 Semblanza

La semblanza es una técnica de discriminación introducida por Neidel y Taner (1971), en donde lo más común es que donde haya valores mayores de coherencia se tendrán las velocidades de apilamiento óptimas (Hubral y Krey, 1980). El análisis de semblanza o coherencia se obtiene correlacionando pequeñas porciones de una traza con respecto a trazas cercanas, cuanto más se parezcan habrá mayor similitud (Sheriff, 2002). La correlación se hace entre las trazas que se encuentran dentro del CMP gather al cual se le hace el análisis de semblanza. Por lo general, se seleccionan las velocidades relacionadas donde se tienen valores grandes de coherencia, sin embargo, la precisión de esto se verá limitada tanto por la profundidad del reflector como por la relación señal-ruido (Gadallah y Fisher, 2009).

El coeficiente de semblanza representa una razón normalizada de entrada versus la salida de energía. La máxima coherencia es atribuida cuando la ventana hiperbólica en tiempo produce un pico en la reflexión del CDP gather. La superficie representa la coherencia medida como una función del tiempo doble zero-offset y la prueba de velocidades de apilamiento, definida como espectro de velocidad (Hubral y Krey, 1980).

Por otro lado, Al-Chalabi (1979) afirma que la determinación de la distribución de la velocidad en el subsuelo desde la información del CDP depende primordialmente en la determinación de la velocidad producida por la máxima coherencia en los datos apilados, es decir, depende de las velocidades de apilamiento. Esta función de velocidad de apilamiento es una cantidad matemática la cual no describe parámetros

físicos directamente. Sin embargo, los parámetros físicos determinan la máxima coherencia de la velocidad de apilamiento a través de la velocidad RMS. A menudo, la velocidad conocida como velocidad de apilamiento, también es referida a la velocidad de la corrección normal moveout, velocidad CDP, etc.

2.8 Zero-offset o incidencia normal

Una traza apilada es equivalente a una traza grabada con un patrón de rayo vertical, (Kearey, Brooks y Hill, 2002). La equivalencia de este patrón de rayo se conoce como tiempo zero-offset. Esta conversión se realiza llevando la fuente y el receptor a un mismo punto en común, en donde este punto será, el punto medio entre estos o el punto en superficie correspondiente al punto común en profundidad (Yilmaz, 2001).

El tiempo zero offset se define como T_0 y es utilizado en la corrección NMO (Gadallah y Fisher, 2009).

La migración postapilamiento es también conocida como migración zero-offset ya que todos los algoritmos de migración en este dominio trabajan suponiendo que la incidencia de los patrones de los rayos sísmicos es de tipo normal (Bancroft, 2007a). En la figura 6, se muestra los patrones de rayo para una incidencia normal en caso de reflector horizontal (6a) y buzante (6b).

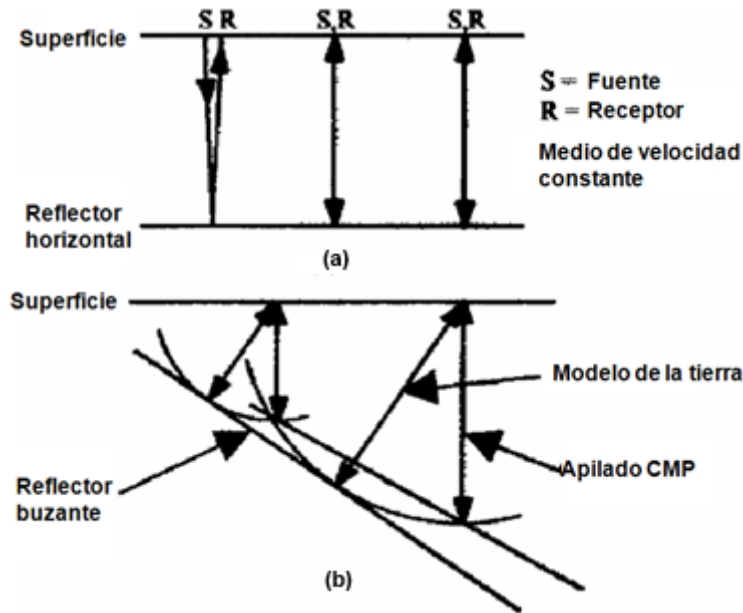


Figura 6. Patrones de rayo para una incidencia normal en reflector horizontal y buzante, Modificado de Gadallah y Fisher (2009).

2.8.1 Corrección por NMO

Considerando un evento de reflexión sobre un CMP gather, la diferencia entre el tiempo doble en un offset dado y un tiempo doble de zero-offset es llamado *normal moveout* (Yilmaz, 2001).

La corrección NMO depende de la velocidad por encima del reflector, distancia fuente-receptor, tiempo doble zero-offset asociado con el evento reflector, buzamiento del reflector, el azimut con respecto a la verdadera dirección de buzamiento y el grado de complejidad del medio cercano a la superficie y el que se encuentra sobre el reflector (Yilmaz, 2001).

Para un reflector plano, se tiene la ecuación 5:

$$t^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{v^2} \quad (5)$$

La ecuación 5, es originada de la ecuación de Dix (1995), como una aproximación de

offset para un modelo de capas planas. En esta ecuación x es la distancia entre la fuente y el receptor, v es la velocidad del medio por encima de la interfase que genera la reflexión, y t_0 es el tiempo doble de viaje a lo largo de la vertical.

Geoméricamente, la ecuación de NMO describe una hipérbola que es simétrica respecto al eje del tiempo.

La corrección NMO tiene como objetivo principal remover la curvatura hiperbólica en los eventos reflejados. Básicamente, esto se traduce en remover el efecto de la distancia fuente-receptor, por lo que, los eventos hiperbólicos se mostrarán como reflexiones planas, lo cual corresponde a la realidad del subsuelo. Los problemas se presentan cuando hay buzamiento, pero no cualquier tipo, ya que si el buzamiento es constante para todas las capas el NMO puede utilizarse, pero en el caso en donde hay varios buzamientos no (Liner, 1999).

2.8.2 Corrección por DMO

Según Deregowski (1986) y Hale (1991), cuando hay un problema de dispersión en un punto de reflexión, el cual ocurre en zonas de buzamientos variables, se resuelve usualmente con la ayuda de la corrección Dip Moveout (DMO).

La migración en el dominio del postapilamiento está directamente relacionada con el efecto del offset, ya que necesita que la incidencia de los rayos, antes de aplicarla sea de tipo normal, de modo que, es necesario aplicar la combinación de los procedimientos de NMO y DMO ya que eliminan la distancia fuente-receptor para todos los buzamientos (Liner, 1999).

La corrección DMO suele llamarse migración parcial preapilamiento, sin embargo, el tiempo de cómputo que lleva ésta junto con una migración post apilamiento es mucho menor que realizar una migración completa preapilamiento, además de generar resultados iguales o muy aproximados (Russell, 1998). Las limitaciones que presenta

este algoritmo es que no corrige totalmente los buzamientos conflictivos cuando existen gradientes de velocidad significativos (Bancroft, 2007b).

2.9 Apilamiento

Los CMP gather pueden ser convertidos a profundidad multiplicando el tiempo doble de viaje por la mitad del valor de la velocidad. La distribución de estos CMP gather se ve definida por una hipérbola, la cual puede ser obtenida a partir de la ecuación NMO. El proceso de apilamiento se define como la suma de toda la energía en todos los puntos sobre la hipérbola formada (Robinson, 1983).

Entre las aplicaciones del apilamiento se tiene: probar los resultados luego de la corrección NMO, determinar velocidades y atenuar el ruido para mejorar la relación señal-ruido. El apilamiento final por CMP usará el campo de velocidad de la última corrida de los análisis de velocidad, ya que ésta representa el mejor modelo de velocidades de apilamiento. Por un lado se tiene que la corrección NMO mueve los tiempos a zero-offset mientras que el apilamiento por CMP mueve las fuentes y receptores finalmente a sus puntos medio comunes (Gadallah y Fisher, 2009). En la figura 7, se muestra de forma visual el principio del apilado por CMP.

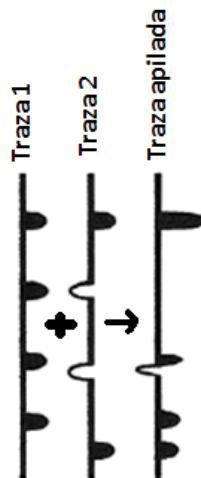


Figura 7. Principio de apilamiento por CMP.
Modificado de Gadallah y Fisher (2009).

2.10 Migración

Este proceso se define como el encargado de mover los reflectores buzantes a su verdadera posición en el subsuelo y colapsar las difracciones, esto incrementa la resolución espacial y genera una imagen sísmica del subsuelo (Yilmaz, 2001). El objetivo principal de la migración es reposicionar los buzamientos de modo que tenga el mayor parecido a la estructura geológica en la realidad (Bancroft, 2007a). La migración para cumplir su objetivo necesita un modelo de velocidad (Farmer et al, 1996). En la figura 8, se tiene una ilustración del proceso de migración tomando en cuenta un modelo geológico de reflectores lineales.

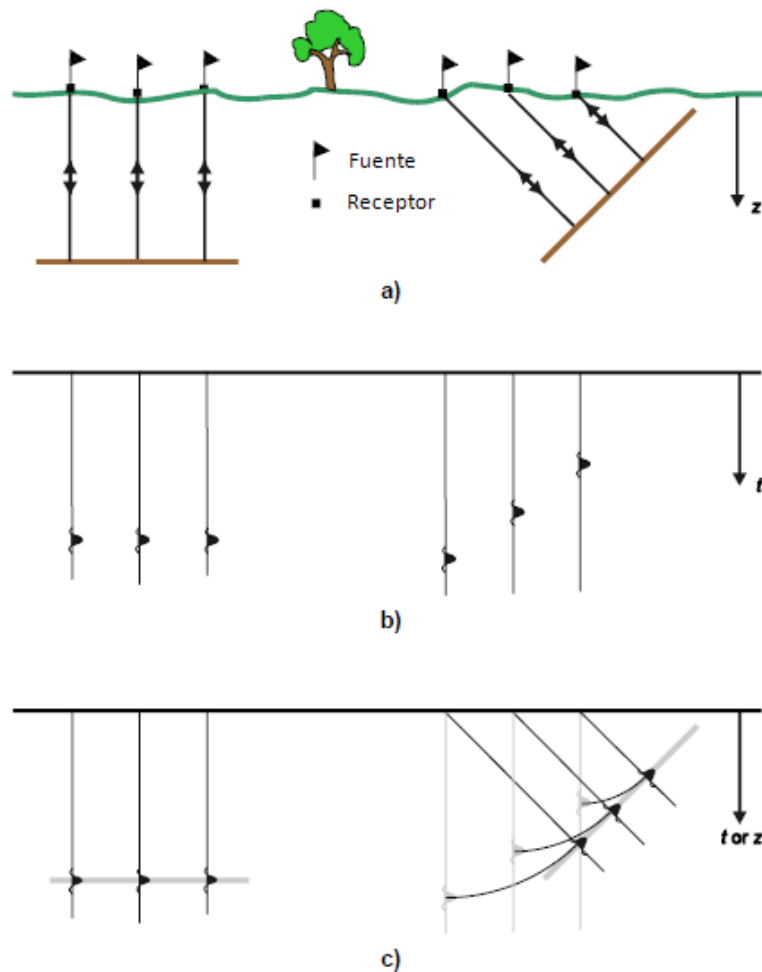


Figura 8. Ilustración del concepto de migración con reflectores lineales, a) estructura geológica, b) sección sísmica y c) migración de la sección sísmica.

(Modificado de Bancroft, 2007a)

La migración involucra una premisa la cual se refiere a que todos los elementos de datos representan reflexiones primarias o difracciones. La migración requiere el conocimiento de la distribución de velocidad para poder generar una imagen real del subsuelo (Sheriff, 2002); por otro lado, estos modelos de velocidades que se necesitan son las velocidades de migración, mientras más acertadas sean será mejor la migración, lo cual incluye: calidad de imagen sísmica, poca introducción de ruido, mayor resolución espacial, mejor colapso de las difracciones (Al-Chalabi, 1979).

Existen varios tipos de migración, las cuales cubren diferentes necesidades, ya sea por: ruido, aliasing, complejidad estructural y/o geológica, campo variable de velocidad, etc. (Bancroft, 2007a). Estos tipos de migración en varios dominios, como por ejemplo: tiempo, profundidad, preapilamiento y post apilamiento.

Según Sheriff (2002), la migración en tiempo supone que no hay variaciones laterales de velocidad, por lo que, sólo permite variaciones verticales, y el resultado es graficado, por lo general, en tiempo doble. Mientras que en la migración en profundidad si se consideran las variaciones horizontales de velocidad. En efecto, Yilmaz (2001), afirma que para decidir el dominio en el que se deben aplicar las migraciones se debe evaluar: el campo de velocidades y la complejidad geológica, teniendo que:

- La migración en tiempo funciona bien con todos los buzamientos pero con estructuras con complejidad geológica y diferentes velocidades de apilamiento suele generar secciones no cercanas a la realidad.
- La migración en profundidad funciona bien para variaciones laterales notables asociadas con estructuras de sobrecarga, pero es 100 veces más lenta que la migración post apilamiento (Farmer et al, 1996)

Las migraciones en tiempo y profundidad están, a su vez, relacionadas en los dominios del preapilamiento y postapilamiento, es decir, existen en total, cuatro dominios como mínimo en los cuales se desarrollan los algoritmos de migración:

1. Migración preapilamiento en tiempo
2. Migración preapilamiento en profundidad
3. Migración postapilamiento en tiempo
4. Migración postapilamiento en profundidad

La migración postapilamiento se realiza luego de apilar las trazas de cada CMP gather, la cual necesita una corrección que se hace en el dominio del preapilamiento, la corrección NMO. Cuando se tienen estas características, al migrar, los CMP gather son reemplazados por una única traza, posicionada en zero-offset. Sin embargo, cuando se tienen prospectos con sobrecargas, profundos y con un comportamiento complejo del campo de velocidad, las aproximaciones realizadas en el dominio del postapilamiento no son buenas (Gupta, 2011).

Por otro lado, se tiene la migración preapilamiento, la cual puede manejar los modelos con alto grado de complejidad tanto en la parte estructural como en el campo de velocidades (Farmer et al, 1996).

2.11 Algoritmos de migración

Dentro de los algoritmos de migración se tienen (Bancroft, 2007a):

- F-K (frecuencia versus número de onda)
- Downward continuation
- Diferencias finitas: 15 grados y 45 grados
- Desfase o Gazdag
- Desfase más interpolación (PSPI, en inglés Phaseshift plus interpolation)
- DMO (Dip moveout), migración parcial preapilamiento
- Kirchhoff en tiempo y profundidad

La base de los algoritmos comunes de migración está constituida por la ecuación de onda en una dirección. A su vez, estos pueden ser clasificados bajo tres categorías principales (Yilmaz, 2001):

- Aquellos basados en la solución integral de la ecuación de onda escalar
- Aquellos que están basados en la solución por diferencias finitas
- Y aquellos basados en el dominio frecuencia-número de onda (F-K)

Para seleccionar un algoritmo de migración se deben tomar en cuenta tres criterios importantes: precisión en manejar buzamientos pronunciados, precisión en presencia de variaciones verticales de velocidad y esfuerzo computacional. El algoritmo ideal debería ser eficiente e ilimitado en su habilidad para enfocar buzamientos marcados y estructuras de variaciones verticales y horizontales arbitrarias (Beasley et al, 1987).

2.11.1 Dominio de F-K

La migración en el dominio F-K está basado sobre un esquema determinístico relacionado con la ecuación de onda (Stolt, 1978). A cambio de utilizar aproximaciones por diferencias-finitas, la transformada de Fourier es una técnica fundamental de este método. Las ventajas del mismo incluyen un bajo costo computacional, buen rendimiento en condiciones de baja relación señal-ruido y un excelente rendimiento en buzamientos muy marcados. Por otro lado, entre las desventajas incluyen una amplia dificultad con funciones de velocidades variantes (Chun y Jacewitz, 1981).

Stolt (1978) y Gazdag (1978) introdujeron dos métodos de migración postapilamiento que eran estrictamente válidos para variaciones verticales de velocidad. Ambos métodos transforman, por medio de la transformada doble de Fourier, las trazas de entrada desde sus coordenadas originales en espacio y tiempo (t,x,y) en un plano de ondas monocromático de componentes (w,k_x,k_y) , (Gray et al, 2001).

2.11.1.1 Migración de Stolt

Esta migración se produce en el dominio F-K, es decir, usa una doble transformada rápida de Fourier para pasar a ese dominio. Este algoritmo es limitado ya que requiere que la velocidad (V) sea constante. Este algoritmo, en principio, tiene el esquema de

que puede ser usado para el efecto de la corrección NMO, apilamiento y migración de los datos en un sólo proceso (Stolt, 1978).

La migración de Stolt usa la relación de las frecuencias con los números de onda en un plano de ondas monocromático para mover la amplitud y fase de cada (ω, k_x, k_y) a su localización correspondiente (z, x, y) , realizando una continuación hacia abajo e iluminando en un simple paso. Después de la interpolación dentro de un malla regular, se realiza la transformación inversa a (z, x, y) produciendo una imagen en el dominio del espacio (Stolt, 1978).

Este tipo de migración incrementa la dificultad en práctica en los siguientes casos: a) el contenido de frecuencia de los datos sísmicos está alterado y b) variaciones de velocidades laterales incorrectas distorsionarán los reflectores generando una migración impropia (Stolt, 1978).

Con el *Stolt's stretching* o acortamiento del eje, asociado a una modificación de la ecuación de onda, la migración de Stolt puede manejar cambios leves de velocidad en vertical y lateral. Sin embargo, puede incurrir en errores de migración inaceptables (Beasley et al, 1988).

2.11.1.2 Migración de Gazdag o cambio de fase

Este algoritmo se desarrolla en el dominio de la frecuencia más que en la configuración espacial. Consta de un algoritmo que trabaja en la solución de la ecuación de onda utilizando soluciones numéricas de derivadas parciales con coeficientes variables. Lo que se busca es realizar un cambio de fase de los coeficientes de Fourier, numéricamente, mediante la multiplicación de un número complejo por su módulo. Este algoritmo de migración funciona con alta precisión para velocidades de migración lateralmente invariantes (Gazdag, 1978).

La migración de Gazdag o cambio de fase es ligeramente más complicada que la

migración de Stolt, generando una continuación hacia abajo por separado de cada componente (w, k_x, k_y) a la profundidad que le sigue. La continuación hacia abajo tiene la forma de rotaciones de fase y están dadas por la ecuación 6 (Gray et al, 2001):

$$\tilde{p}(k_x, k_y, z + \Delta z, \omega) = \tilde{p}(k_x, k_y, z, \omega) \exp \left\{ i \Delta z \sqrt{\frac{\omega^2}{v^2} (k_x^2 + k_y^2)} \right\} \quad (6)$$

Donde p es la transformada de Fourier temporal y espacial del campo de ondas P , y v es la velocidad entre las profundidades Δz y z .

Para el caso de migración postapilamiento en 3D, $U(k_x, k_y, \omega)$ representa la transformada triple de Fourier de los datos del subsuelo $u(x, y, z=0, t)$, donde k_x es el x-número de onda, k_y es y-número de onda y ω es la frecuencia angular. Luego, la imagen migrada es dada por (Meadows y Abriél, 1994):

$$\begin{aligned} u(x, y, z; t = 0) &= \int \int_{-\infty}^{\infty} \int dk_x dk_y d\omega U(k_x, k_y, \omega) \exp i \left[k_x x + k_y y \right. \\ &\quad \left. - \int_0^z k_z(z') dz' \right] \quad (7) \end{aligned}$$

Donde k_z es el número de onda vertical profundo-dependiente.

La integral de fase sobre k_z en la ecuación anterior puede ser discretizada dentro de una capa delgada y homogénea como (ecuación 8):

$$k_z \Delta z = \frac{\omega \cos \theta \Delta z}{V_p(\theta)} \quad (8)$$

Donde, $V_p(\theta)$ es la velocidad de fase en el ángulo de fase θ , donde θ es medido desde

el eje de simetría vertical y donde (ecuación 9):

$$V_p^2(\theta) = V_p^2(0^\circ)[1 + \varepsilon \text{sen}^2\theta + D * (\theta)] \quad (9)$$

$V_{p\text{rms}}$ es la velocidad RMS de las ondas P de la inversión de Dix, derivada de la velocidad de apilamiento, y $V_s(0^\circ)$ es la velocidad vertical de la onda S (Thomsen, 1986).

En orden de implementar la ecuación 8, la profundidad que incrementa en la ecuación 9 debe ser convertido al tiempo de grabación por medio de la ecuación 10:

$$\Delta z = V_g(\theta) A t \cos\varphi \quad (10)$$

Donde,

$$V_g^2(\theta) = V_p^2(\theta) + \left(\frac{dV_p(\theta)}{d\theta} \right)^2 \quad (11)$$

$V_g(\theta)$ es la velocidad de grupo y φ es el ángulo de grupo. Las funciones de velocidades llamadas, $V_p(0^\circ)$, $V_p(90^\circ)$, $V_s(0^\circ)$ y V_p^{rms} se necesitan para el desenvolvimiento de la migración (Meadows, y Abriel, 1994).

Se han generado dos extensiones del algoritmo cambio de fase, las cuales son usadas en migraciones en profundidad en el dominio del postapilamiento. Primero Gazdag y Sguazzero (1984), desarrollaron un método llamado migración de cambio de fase más interpolación (PSPI). Este método genera una continuación hacia abajo y produce imágenes de un campo de onda transformado por Fourier como la migración de desfase, excepto porque la continuación hacia abajo que hace el algoritmo de migración PSPI es desde z a una profundidad $z+\Delta z$ en múltiples veces, para un rango distinto de velocidades v . Cada uno de estos campos de ondas es luego pasado por una transformada inversa de Fourier de F-K (w, k_x, k_y) a frecuencia-espacio. Un

simple campo de ondas en la profundidad $z+\Delta z$ es luego construido bajo la interpolación entre extrapolaciones de velocidades constantes permitidas, usando la velocidad para cada par de coordenadas (x,y) . Esta simple combinación del campo de ondas es luego transformada de nuevo a número de onda, y la continuación hacia abajo prosigue. Si se usan más velocidades, mayor será la precisión del algoritmo de migración PSPI, pero mayor será el costo computacional debido a la gran cantidad de transformadas inversas de Fourier. Este método es muy costoso y muy preciso en profundidad (Gray et al, 2001). Sin embargo, cuando las variaciones laterales de velocidad son suficientemente fuertes, PSPI puede generar un resultado notablemente inestable (Etgen, 1994). La segunda extensión se conoce como Migración *Split-step* (Stoffa et al, 1990), la cual es eficiente pero menos precisa que la migración PSPI para migración 3D en profundidad. La diferencia entre los dos algoritmos es que la migración *Split-step* aplica un desfase residual en cada coordenada (w,x,y) . La magnitud del desfase depende de la diferencia de la velocidad actual en (x,y) y la velocidad constante de referencia usada para mejorar la continuación hacia abajo (Gray et al, 2001).

Algunas de las ventajas del método F-K es que tiene un buen rendimiento bajo una relación baja de señal-ruido, además de manejar todos los ángulos de buzamiento. Sin embargo, entre las desventajas tiene que el método presenta dificultad con las variaciones laterales de velocidad (Gadallah y Fisher, 2009); a diferencia del algoritmo desarrollado por Stolt (1978), este algoritmo puede manejar variaciones verticales de la velocidad (Gazdag, 1978).

2.11.2 Migración de Kirchhoff

En la migración de Kirchhoff, las muestras de cada una de las trazas de entrada son movidas a lo largo de un rango de ángulos (Gupta, 2011).

Bajo el supuesto de que el campo de velocidad de la Tierra es constante, este lugar de puntos está en la mitad inferior de un elipsoide, en caso de ser 3 dimensiones, o una

elipse, en el caso de 2 dimensiones, con un foco en la fuente y un foco en el receptor. Para el caso de migración preapilamiento es una elipse o un elipsoide, pero en el caso de migración postapilamiento esta elipse se convierte en un círculo y el elipsoide en una esfera. El algoritmo coloca un máximo de amplitud sobre todos los puntos de reflexión en el área definida, que es la mitad inferior del elipsoide (o el volumen o figura dependiendo del tipo de datos). En donde, la migración de Kirchhoff trabaja repitiendo este proceso para todas las muestras sobre todas las trazas no migradas de entrada, sumando cada contribución resultante dentro del elipsoide y generando la imagen de salida de esto (Gray et al, 2001).

Los pasos básicos del algoritmo de migración de Kirchhoff son (Bancroft, 2007a):

1. Empezar con una localización de migración simple
2. Calcular los tiempos de viaje T en cada offset para definir la curva de difracción
3. Interpolar y filtrar posiblemente los datos de entrada en el tiempo T
4. Multiplicar la muestra de entrada interpolada por un factor de peso
5. Acumular los valores de peso
6. Insertar el valor de la sumatoria en una estructura de salida
7. Repetir el proceso para muestra migrada localizada
8. Después de que se complete la sumatoria, adicionalmente se debe escalar y filtrar si es requerido

La física matemática de esta operación requiere manipulación de amplitudes y fases del campo de ondas grabado, abarcando varias expresiones para migración postapilamiento y preapilamiento con diferentes configuraciones de grabación. Por ejemplo, un disparo grabado, en el algoritmo de migración se expresa mediante la ecuación 12 (Gupta, 2011):

$$I(x, x_s) = \int dx_r \int dt W \frac{\partial U(x_r; t)}{\partial t} \delta[t - (t_s + t_r)] \quad (12)$$

La migración de Kirchhoff es flexible, permitiendo la acumulación de valores de traza desde cualquier subvolumen de las trazas grabadas dentro de cualquier subvolumen de la imagen. Por lo que, la migración de Kirchhoff es muy popular; sin embargo, los modelos complejos de velocidad usados en muchos proyectos de migración en profundidad han mostrado sus límites de precisión, lo cual se debe a la fiabilidad en la teoría de rayos asintóticos para proveer los tiempos de viaje y amplitudes (ecuación 13) (Gupta, 2011).

$$I(x; x_s) = \int dx_r \int dt W \frac{\partial U(x_r; x_s; t)}{\partial t} \delta[t - (t_s + t_r)] \quad (13)$$

Donde $I(x; x_s)$ es la imagen migrada en el punto x debido a la fuente x_s , x_r son las localizaciones del receptor, W es la función peso, U es el campo de ondas grabado, δ es la función delta de Dirac, t_s y t_r son los tiempos de viaje para x_s y x_r a x .

Schneider (1978), define que las ventajas y desventajas del algoritmo de migración de Kirchhoff son las siguientes:

1. El algoritmo puede ser implementado en datos 2D y 3D sin aproximar a la ecuación escalar de onda
2. Los datos pueden ser migrados hasta 90 grados, sin embargo, necesita precisión en la velocidad y presenta altos costos en esfuerzo computacional.
3. El algoritmo es independiente de la relación señal-ruido.

Una de las mayores ventajas que tiene el algoritmo de migración de Kirchhoff sobre los otros métodos es su flexibilidad para manejar variaciones laterales de velocidad con una eficiencia relativa. Y por otro lado, sus mayores desventajas son su falta de precisión y su susceptibilidad para operar con datos que presentan aliasing (Gray et al, 2001).

Para el caso de migración de Kirchhoff en el dominio del preapilamiento, se supone

igualmente que cada punto en el subsuelo es un punto de dispersión, donde estas ondas de dispersión provienen de una fuente S. El campo de velocidad en la superficie de la Tierra es una superposición de ondas provenientes de un punto de dispersión. Donde $P(x_s, x_r, z=0)$ es el campo de onda en la superficie de la Tierra. El campo de onda en cada punto de dispersión es (ecuación 14) (Fang, 1995):

$$P(x, z, t) = \int A \left(\frac{\partial}{\partial t} \right)^{\frac{1}{2}} P \left(x_s, x_r, z = 0, t + \frac{r_s}{v_d} + \frac{r_r}{v_u} \right) dx_s dx_r \quad (14)$$

Donde x_s y x_r son las coordenadas x de la fuente y receptor, respectivamente; r_x y r_r son las distancias de viaje desde la fuente al punto de dispersión, y del punto de dispersión, respectivamente; v_d y v_u son las velocidades de los patrones de rayo que van hacia arriba y hacia abajo, respectivamente (ecuación 15).

$$A = \frac{\cos(\theta_s) \cos(\theta_r)}{\sqrt{v_d v_u r_s r_r}} \quad (15)$$

A es el factor escalar de amplitud.

Finalmente, la imagen del subsuelo es representada por la ecuación 16 (Fang, 1995):

$$P(x, z) = \int A \left(\frac{\partial}{\partial t} \right)^{\frac{1}{2}} P \left(x_s, x_r, z = 0, \frac{r_s}{v_d} + \frac{r_r}{v_u} \right) dx_s dx_r \quad (16)$$

Mientras que en el dominio del postapilamiento, y en tiempo, se tiene que los tiempos de las trazas de entrada son calculados usando una ecuación idéntica a la usada por la corrección NMO, tal como muestra la ecuación 17 (Bancroft, 1996):

$$T^2 = T_o^2 + \frac{4x^2}{V^2} \quad (17)$$

Donde T_0 es el tiempo de la muestra migrada, T el tiempo de la traza de entrada, x la distancia entre la traza de entrada y la traza migrada, V la velocidad definida en T_0 . En un volumen de datos tridimensionales de datos apilados, T forma un hiperboloide (figura 9) y su análogo en datos 2D es una hipérbola (Bancroft, 1996).

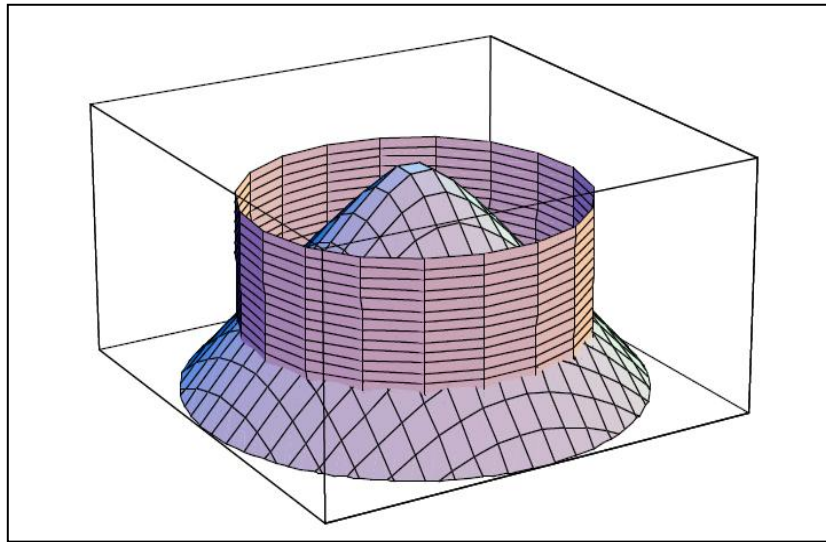


Figura 9. Hiperboloide de difracción para la migración de Kirchhoff y trazas a ser sumadas para la migración.

2.11.2.1 Apertura de migración de Kirchhoff

La migración de Kirchhoff se basa en la suma de amplitudes a lo largo de una hipérbola de difracción y el resultado es colocado sobre su ápice (Schneider, 1978). El ancho de la apertura de esta hipérbola se conoce como ancho de apertura de migración (figura 10), que define el área en donde caen las trazas a las cuales van a sumar sus amplitudes, este parámetro es importante ya que afecta la calidad y el rendimiento de la migración de Kirchhoff (Rastogui y Phadke, 2002).

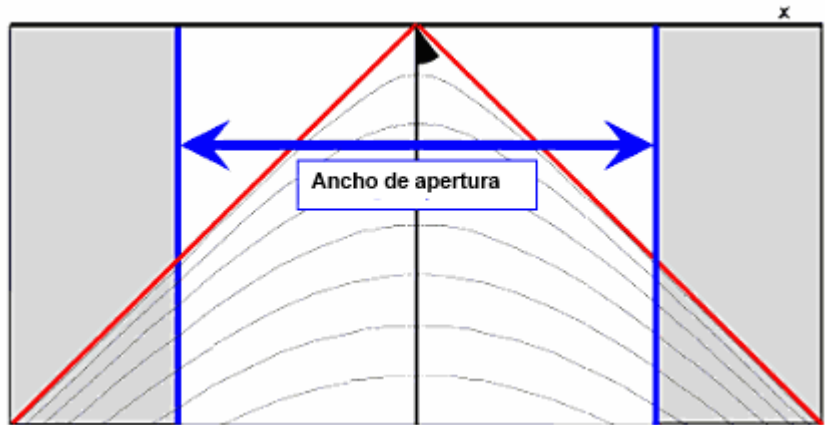


Figura 10. Parámetro de ancho de apertura respecto a la hipérbola de difracción.

Modificado de Bancroft (2007a)

Otro parámetro a tomar en cuenta es el ángulo de dicha apertura, mostrado en la figura 11.



Figura 11. Parámetro de ángulo de buzamiento respecto a la hipérbola de difracción.

Modificado de Bancroft (2007a)

Teóricamente, las hipérbolas de difracción, a lo largo de donde se realiza la sumatoria de amplitudes llevada a cabo por la migración de Kirchhoff, se extiende en tiempo y distancia infinita, pero en la práctica, se tiene que lidiar con patrones truncados en la sumatoria. La extensión espacial del patrón de la sumatoria es medida en términos de número de trazas o distancia, dependiendo del dominio (Yilmaz, 1987). La curvatura

de esta hipérbola de difracción está gobernada por la velocidad y el tiempo. Una hipérbola de velocidad baja tiene una apertura más angosta cuando se compara con una hipérbola de velocidad alta (Rastogui y Phadke, 2002).

El primer criterio para escoger el ancho de la apertura de migración de Kirchhoff es el costo computacional, el cual está directamente asociado al tamaño de la apertura. Y el segundo criterio es la relación señal-ruido. Una gran apertura de migración agregará mayor cantidad de ruido a la imagen. Idealmente, la apertura debería estar limitada por la zona de Fresnel a lo largo de una reflexión (Kabbej, Baina y Duquet, 2007). En la figura 12, se observan datos sísmicos migrados con diferentes aperturas de migración: una angosta (12a), una ancha (12b) y una intermedia (12c).

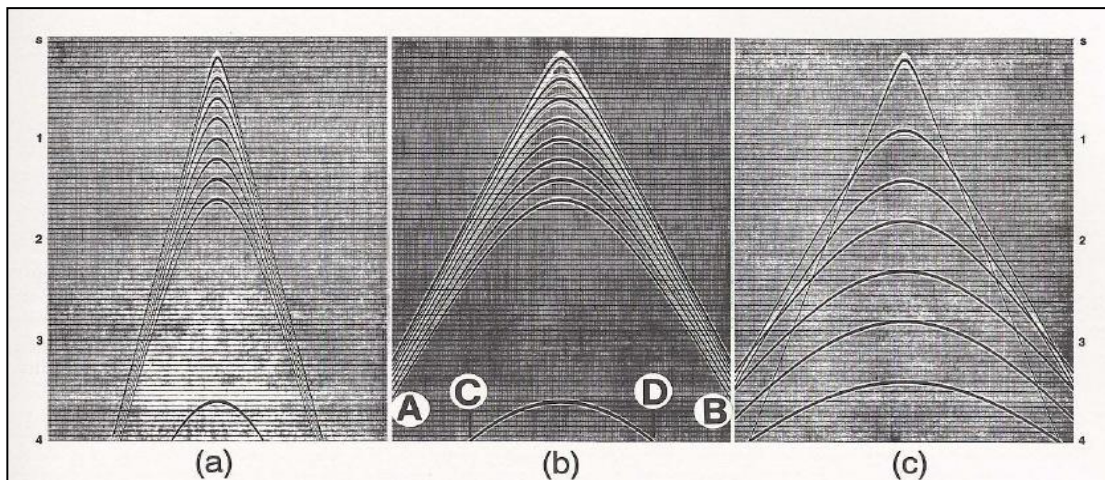


Figura 12. Secciones migrados con varias aperturas de migración: a) apertura angosta, b) apertura ancha y c) apertura intermedia.

Tomado de Yilmaz (2001).

El tamaño de la difracción, o apertura, es usualmente limitado por los ángulos definidos, los cuales actúan como filtros limitantes de buzamiento, y/o algunos offset máximos.

La apertura de migración es ilustrada por la migración de Kirchhoff, pero en la

realidad, esto aplica para todas las migraciones (Bancroft, 2007a).

2.12 Análisis de velocidades de migración

Conceptualmente, la velocidad de migración es similar a la velocidad de apilamiento, sin embargo, la velocidad de apilamiento caracteriza mejor el NMO de la reflexión en tiempo a través de un CDP gather de las trazas, mientras que la velocidad de migración caracteriza mejor el moveout de los tiempos de difracción a través de diferentes CDP gathers y a través de las trazas dentro de estos gathers. Por lo tanto, la velocidad de migración debería ser el parámetro apropiado para migrar los datos sísmicos (Hubral y Krey, 1980).

Asimismo, González-Serrano y Chon (1984), afirman que las velocidades de migración son un parámetro importante tanto para el procesamiento como la interpretación, ya que la calidad de la migración es altamente dependiente de la selección de esta velocidad, en particular para la migración preapilamiento, la cual es muy sensible a la velocidad. Las velocidades de migración también pueden ser usadas para derivar las velocidades interválicas, las cuales tienen un significado geológico.

Según Sattlegger (1975), existe mayor énfasis en la determinación de las velocidades de migración a partir de secciones bien migradas en el dominio del tiempo.

Las velocidades de migración son difíciles de obtener desde las velocidades NMO, por lo que, existen dos maneras de obtenerlas: la primera a partir de las velocidades de apilamiento, en donde se debe realizar una corrección a las velocidades respecto a la estructura (French, 1975; Gardner et al., 1974), en donde con esta primera opción son mucho más difíciles de determinar. Y por otro lado, se plantea el uso del análisis de velocidades de migración (MVA, del inglés Migration Velocity Analysis) por medio de algún algoritmo de migración, en donde se definen las velocidades de migración como aquellas que producen la mejor imagen sísmica. Además, estas velocidades de migración son más cercanas a las velocidades RMS que las

velocidades de apilamiento, particularmente en áreas de geología compleja (González-Serrano y Chon, 1984).

El primer reto para la *migration velocity analysis* es la extracción de la información cinemática del cubo migrado. En el dominio de los datos sísmicos, la precisión de la función de velocidad está determinada por la medida de coherencia de los datos en los CMP gathers a lo largo de los ejes de offset, mientras que en el dominio de la imagen, la precisión de la función de velocidad está determinada por la medida del enfoque de los reflectores en la imagen migrada (Biondi, 2007).

La técnica de MVA está basada en la observación hecha por Al-Yahya (1989), en donde los gathers obtenidos de la migración en profundidad y preapilamiento tienden a ser más planos si se usa la velocidad correcta. Sin embargo, muchos autores propusieron la técnica de MVA, como por ejemplo:

Yilmaz y Chambers (1984), propusieron un método en el que la migración fue generada en el dominio espacio-número de onda, donde la velocidad no podía variar lateralmente, y por otro lado, está Fowler (1985), que realizó un MVA análogo al análisis de velocidad convencional.

Una de las maneras de desarrollar el MVA es a partir del enfoque en las imágenes migradas o *image-focusing analysis* (en inglés); el efecto de la velocidad de migración enfocando y desenfocando las imágenes sísmicas es obvio cuando se observan imágenes sísmicas migradas obtenidas con diferentes velocidades de migración. Las medidas cuantitativas del enfoque de las imágenes pueden extraerse de los datos sísmicos importantes para la estimación de la velocidad. Esta información es particularmente abundante en áreas donde los reflectores tienen curvaturas fuertes o son discontinuos, tal como en zonas de geología altamente falladas y plegadas, o en la presencia de canales, inconformidades, domos de sal, etc. Sin embargo, es difícil definir un criterio objetivo y cuantitativo para medir la

velocidad por medio del enfoque de las secciones sísmicas (Biondi, 2010). Consecuentemente, la práctica común de este método se basan en un criterio de interpretación subjetivo a cambio de medidas cuantitativas (Sava, Biondi y Etgen, 2005; Wang et al, 2006). El principal obstáculo es la ambigüedad entre la curvatura del reflector y el enfoque de la velocidad aparente (Biondi, 2010).

Tanto para migración preapilamiento como postapilamiento, si se utiliza una velocidad de migración incorrecta se generará una imagen parecida a una sonrisa o a un ceño fruncido dependiendo de cuál sea la diferencia entre la velocidad utiliza para migrar y la velocidad correcta. Cuando la velocidad de migración es mayor a la velocidad del medio se producen sonrisas profundas en los puntos de difracción, mientras que cuando la velocidad de migración es menor a la velocidad del medio entonces se producen ceños fruncidos someros. Sólo cuando la velocidad de migración es exactamente la velocidad del medio, en postapilamiento y preapilamiento se produce una buena migración; por lo que, este criterio de observación de sonrisas y ceños fruncidos dentro de las secciones migradas puede servir como un criterio cuantitativo para la técnica de MVA (Zhu, Lines y Gray, 1998). A su vez, Tieman (1984) resalta que las velocidades determinadas por MVA son adecuadas para usarlas tanto en migración postapilamiento como preapilamiento. Estas respuestas pueden observarse en la figura 13:

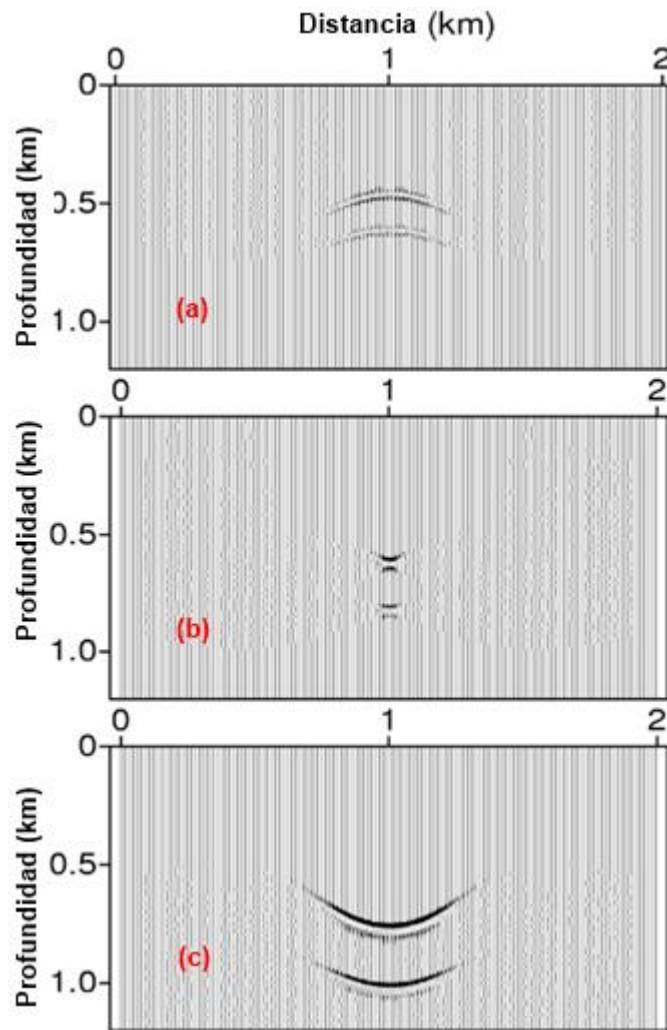


Figura 13. Respuesta en puntos de difracción luego de una migración: a) ceño fruncido, b) punto de difracción colapsado y c) sonrisa,

Por otro lado, Bardan (1999), destaca que la migración postapilamiento requiere la velocidad verdadera del medio, y que si se usa una velocidad distinta a la del medio, entonces la sección migrada será engañosa. Además, define que para el modelo inicial como punto de inicio suele ser el modelo de las velocidades de apilamiento o RMS, sin embargo, es importante una mejora de dicho modelo de velocidad la cual puede ser realizada a partir de análisis de velocidad de secciones migradas, que no es más que el uso de la técnica MVA. Por otro lado, propone que con el uso de la migración de Stolt, el cual es un método de migración rápido, se puede utilizar la técnica de

MVA con diferentes velocidades constantes.

Los modelos de velocidades de migración generados a partir de un algoritmo en específico pueden llegar a ser utilizados en otros algoritmos y generar buenos resultados, lo cual fue realizado por Fomel (2003), en donde generó una rutina de MVA en postapilamiento y preapilamiento, generando modelos de velocidades a partir de tres algoritmos de migración: Kirchhoff, Stolt y diferencias finitas, bajo el método de MVA por medio de *velocity continuation*, en donde, utilizó el modelo de velocidad generado por Stolt y por diferencias finitas para aplicar la migración de Kirchhoff en los datos, de modo que, se observase que modelo de velocidad generaba la mejor migración de Kirchhoff, con el método de MVA por *velocity continuation*. Se observó que el modelo de velocidad generado a partir de la migración por diferencias finitas fue mucho más exacto que el de Stolt en los datos sintéticos utilizados, pero existía una gran diferencia en el tiempo de cómputo, resaltando que con un modelo de velocidad a partir de Stolt genera buenos resultados sin la necesidad de tener una gran potencia computacional.

CAPÍTULO III

MARCO GEOLÓGICO

3.1 Ubicación del área de estudio

El área del proyecto Barinas Este 07G 3D abarca los municipios Obispo, Rojas y Sosa del estado Barinas, y los municipios San Genaro de Boconoíto, Guanarito y Papelón del Estado Portuguesa (Figura 14).

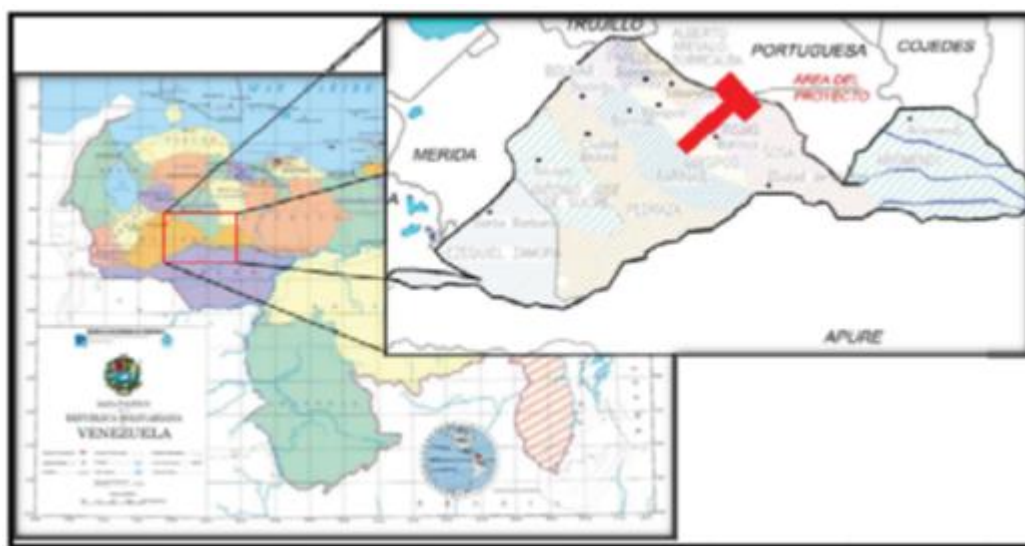


Figura 14. Ubicación relativa del proyecto Barinas Este 07G 3D

3.2 Cuenca Barinas Apure

La cuenca Barinas-Apure es una depresión estructural situada en la región suroccidental de Venezuela. Se encuentra limitada al noroeste por la cadena de Andes Venezolanos, al norte por la prolongación occidental de la serranía del Interior Central, y al este y noreste por el levantamiento de El Baúl (González de Juana et al, 1980). Esta depresión se caracteriza por tener un área aproximadamente de 95000 km² (Martínez, 1976), y un máximo en profundidad alrededor de 5000 m (González de Juana et al, 1980), además de ser la tercera cuenca de mayor producción de crudo

en Venezuela.

La cuenca Barinas-Apure incluye en realidad dos subcuencas menores denominada Barinas y Uribante (Feo Codecido, 1972), la primera ocupa las mayores extensiones en los estados Barinas y Apure, y la segunda sobre parte de Apure occidental, éstas se encuentran separadas entre sí por el arco de Santa Bárbara, que constituye el macizo de El Colorado (González de Juana et al, 1980).

3.3 Evolución tectónica de la cuenca Barinas-Apure

Durante el Mesozoico y Eoceno la parte hacia el sur estuvo compuesta por una única plataforma de sedimentación de las cuencas Maracaibo y Barinas-Apure. La evolución de esta cuenca está referida a procesos que rodean el Cretácico, los cuales serán explicados en tres etapas: pre-Cretácico, Cretácico y post-Cretácico.

3.3.1 Pre-Cretácico

Debido a los procesos tectónicos sufridos por el norte de la placa Suramericana a lo largo de su historia, existen cuerpos precámbricos de dos clases: alóctonos y autóctonos. Los terrenos autóctonos se localizan en el escudo de Guayana y como basamento de las cuencas paleozoicas a cenozoicas al sur de la falla de Apure, aunque no se pueden discriminar provincias como en Guayana, dado que muy pocos taladros han logrado alcanzar el basamento precámbrico y las descripciones son muy pobres (Andrade, 2001).

Los terrenos alóctonos iniciaron su adosamiento a Suramérica durante el Paleozoico Temprano (Orogénesis Caledoniana: 570-385 Ma); incluyen rocas que afloran en los alrededores de las ciudades de Mérida y San Cristóbal. El terreno autóctono se encuentra en el subsuelo de la cuenca oriental y en la de Barinas–Apure, al sur de la falla de Apure, caracterizado por rocas de “Capas Rojas” que marcan la apertura de la Gondwana (Suramérica y África actuales) y Laurentia (Norteamérica y África actuales, unidas), evidenciada en la secuencia cámbrica preservada en las depresiones

estructurales en dichas cuencas (Yoris, Ostos y Zamora, 1997).

En Venezuela, la rotura o “rifting” de Pangea produjo varias estructuraciones importantes que posteriormente influyeron en la evolución de las cuencas sedimentarias venezolanas. Se plantea que durante este evento, la separación entre la placa suramericana y los bloques Chortis, Oaxaca y Yucatán está relacionada a la apertura del golfo de México o proto-Caribe, induciendo el desarrollo de valles de extensión o grábenes con una tendencia noreste, en los que se incluyen los grábenes de Apure-Mantecal y Espino, así como también los grábenes de los Andes y Perijá, y el ubicado en el lago de Maracaibo (Andrade, 2001).

Estos valles de extensión fueron rellenos sintectónicamente por las formaciones La Quinta (cuenca Barinas-Apure) e Ipire (cuenca Oriental) durante el Jurásico, con sedimentos continentales de “capas rojas”, volcánicas de diversa índole y eventualmente clásticos y calizas de inversiones marinas (Yoris, Ostos y Zamora, 1997).

Figuerola et.al.(1994), indican como principal rasgo estructural, al norte de Venezuela, una fase distensiva asociada a la etapa de margen pasivo donde el fallamiento es predominantemente normal.

3.3.2 Cretácico

González de Juana et.al. (1980), reconocen la existencia de un margen pasivo tipo atlántico durante el Cretácico al norte de Suramérica y señala la existencia del arco de Mérida, el cual constituía, predominantemente una zona positiva. Lugo (1991), señala la gran influencia depositacional del arco de Mérida como contrafuerte tectónico de edad Pensilvaniense y de naturaleza alóctona, que se mantuvo expuesto en varias etapas, durante el Mesozóico Tardío hasta el Cretácico Temprano y Paleoceno temprano al Eoceno Medio.

La sedimentación en el occidente fue controlada en su inicio por el sistema de grábenes jurásicos, evidenciados en los espesores de los clásticos arenosos de la formación Río Negro, los cuales varían desde más de dos kilómetros en el surco de Machiques, hasta unos pocos metros en algunas localidades del flanco Norandino. Seguidamente, Lugo (1991) mencionó que en el noroccidente de Venezuela se experimentó, desde el Jurásico, una subsidencia termal exponencial; ésta se estabilizó y el grupo Cogollo (carbonático) se depositó en un extenso mar epicontinental transgresivo sobre Venezuela Occidental, el cual termina su desarrollo en el Aptiense cuando culmina la sedimentación de la formación Río Negro (Yoris, Ostos y Zamora, 1997). El equivalente clástico lateral hacia el cratón o escudo de Guayana, lo conforma la formación Aguardiente.

Este período es uno de los más importantes en cuanto a la formación del sistema petrolero de la cuenca Barinas-Apure, dado que se caracteriza por una invasión marina coincidente con el pulso mundial transgresivo del Cretácico; se sedimentan las calizas, lutitas y ftanitas ricas en materia orgánica.

Estas rocas se conocen como las formaciones Navay y La Luna, rocas madre por excelencia de los hidrocarburos extraídos en la cuenca, alcanzando espesores entre 50 y 300 m para La Luna en Venezuela Occidental y 600 m en el flanco surandino aumentando hacia el noreste, para Navay.

El Cretácico Tardío en Venezuela finaliza durante el Maastrichtiense con unidades regresivas respecto a los ambientes más profundos de la roca madre. En el flanco surandino, el contacto superior de la roca madre es transicional a erosivo, con las areniscas basales de la formación Burgüita (Yoris, Ostos y Zamora, 1997).

3.3.3 Post-Cretácico

Lugo (1991), afirma que en este periodo se produce una deformación paulatina, dando pie a una colisión y posterior sutura de los terrenos asociados a la convergencia

de la placa del Caribe con el margen continental pasivo de Suramérica y cuya expresión más meridional lo constituyen las napas de Lara. Dicha colisión fue diacrónica de sur a norte en el oeste de Venezuela, y de oeste a este en el norte de Venezuela.

Figueroa et.al.(1994), identifican una fase compresiva durante el Eoceno Medio, asociada probablemente a la llegada de las napas al norte de Venezuela, originando predominantemente fallas inversas de orientación noreste-suroeste. Audemard (1991), señala que la interacción de los terrenos transpresionales, generaron por carga tectónica, el desarrollo de las cuencas tipo antepaís, cuyas antefosas migraron hacia el este. Este autor señala también que el engrosamiento de las unidades se desplaza y se hace más joven, al este de Venezuela desde el Cretácico Tardío al presente. En este proceso, estuvieron involucradas las cuencas de Maracaibo y Barinas, en el occidente del país.

De Toni et al. (1994), coincide con una acreción del terreno del Caribe y mencionaron que las evidencias de este período, se encuentran en el arco de Barinas, donde su manifestación consiste en el desarrollo de fallas normales sintectónicas, con la sedimentación de la formación Pagüey. Figueroa et.al.(1994), mencionan que, para el Eoceno Medio a Tardío, el fallamiento originado tiene una orientación preferencial noreste-suroeste y afecta a las secuencias cretácicas y eocenas.

Ostos (1990), resalta el desplazamiento del bloque Santa Marta – Maracaibo, hacia el norte a través de las fallas de Boconó y Santa Marta – Bucaramanga, en lo que se conoce como tectónica de escape durante el Eoceno Tardío – Oligoceno. También señala la formación de cuencas extensionales, asociada a transcurrencia especialmente al norte de Falcón y de tipo antepaís (Barinas – Apure), evolucionando paulatinamente a medida que la placa del Caribe avanza hacia el este. Esto permite en el borde noroccidental de Venezuela, la generación de extensas zonas positivas por la colisión del arco de Panamá.

De Toni et al.(1994), señalan que el desplazamiento de las napas hacia el sur y la consecuente migración del frente de deformación, generaron pliegues convergentes hacia el sureste, asociados a corrimientos con despegues intra-Pagüey. Figueroa et.al.(1994), mencionan la existencia de una fase compresiva sur-sureste en el Eoceno Tardío, probablemente, asociada al último empuje de las napas de Lara, y al inicio del levantamiento de los Andes Orientales Colombianos.

En este período, se origina fallamiento inverso con orientación preferencial este-oeste, noreste-suroeste. Lugo (1991), menciona que el levantamiento de los Andes Venezolanos y la sierra de Perijá, es una consecuencia de la subducción Caribe-Nasca, e interpreta un periodo de transpresión que avanzó hacia el norte, a lo largo de las falla de Icotea y Pueblo Viejo. Estas épocas están signadas por importantes períodos de formación de montañas, los cuales son una consecuencia directa de la interacción de las placas del Caribe y Suramérica. Figueroa et.al.(1994), menciona que durante esta fase orogénica se reactivan e invierten estructuras preexistentes y la cuenca Barinas-Apure adopta la configuración actual.

De Toni et.al.(1994), interpretan el sistema estructural de los Andes Venezolanos como corrimientos de basamento, que imbrican en despegues profundos en la corteza, con transporte hacia el noreste y retrocorrimientos menores con convergencia opuesta. Sin embargo, Audemard (1991), los asocia con inversiones mayores de las fosas jurásicas.

3.4 Estratigrafía

La sedimentación en ambientes marinos y aún semi-marinos quedó interrumpida en la cuenca de Barinas durante el Eoceno Superior y el Oligoceno Inferior, que fueron, al igual que en la cuenca de Maracaibo, períodos de erosión. La diferencia más importante entre ambas cuencas radica en que la erosión en Barinas fue mucho menos intensa y no alcanzó los niveles estratigráficos registrados en la región central del lago de Maracaibo, lo cual indica que hubo una deformación estructural durante la

pulsación orogénica del Eoceno Superior (González de Juana et al., 1980).

La subcuenca de Barinas se ve representada de manera estratigráfica por la figura 15, en donde se observa que de las formaciones más antiguas a las más recientes son: basamento (pre-cretácico), formaciones Aguardiente, Escandalosa, Navay y Burguita. En contacto discordante con la formación Burguita está la formación Gobernador de edad Eoceno Medio, y le sigue la formación Pagüey de edad Eoceno Tardío. Finalmente, discordante a la formación Pagüey se tienen las formaciones Parángula y Río Yuca, de edades Plioceno y Eoceno medio, respectivamente.

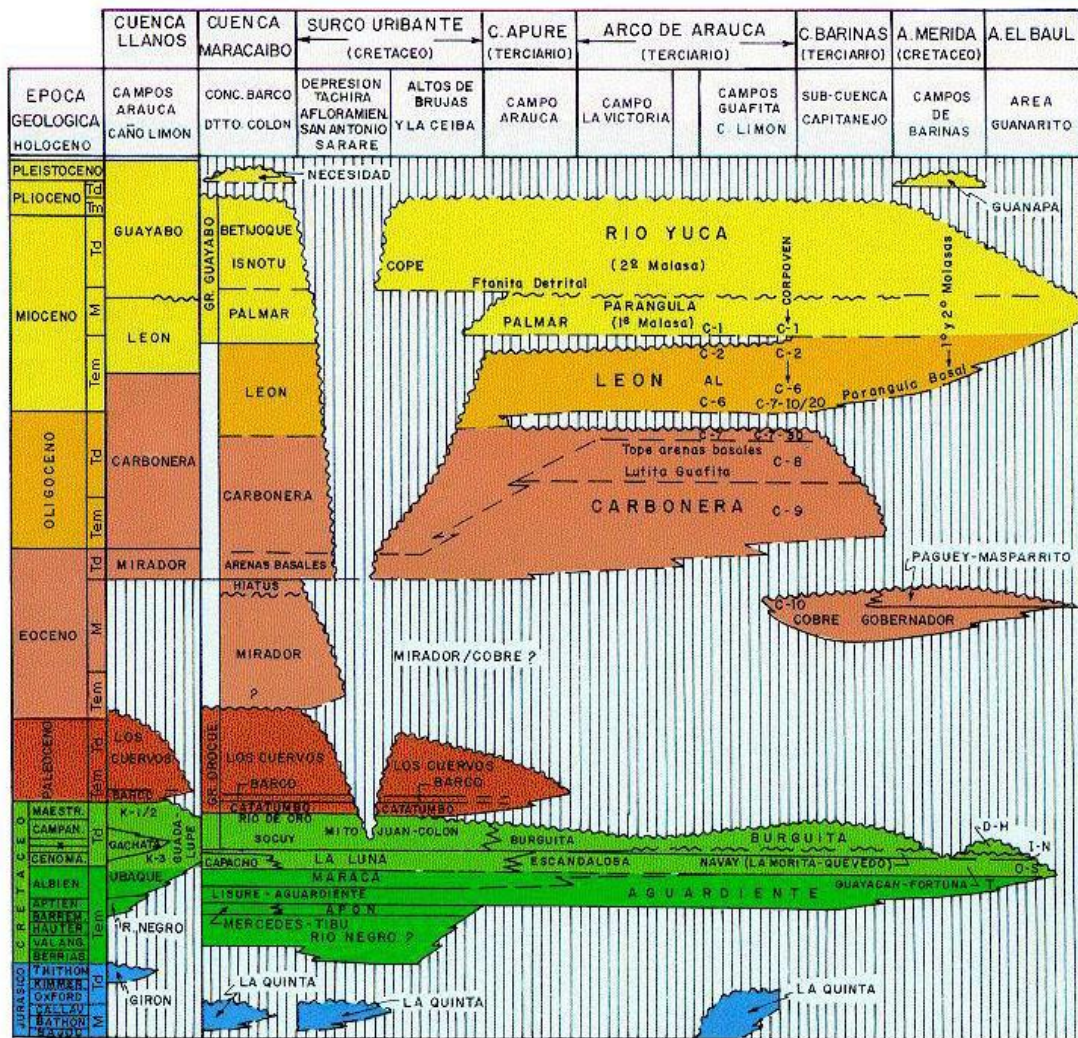


Figura 15. Cuadro de correlación estratigráfica de la cuenca Barinas-Apure

Tomado de Kiser (1989).

3.4.1 Formación Parángula

Mackenzie (1937), describe la formación Parángula como una serie de arcillas laminares arenosas, suaves, rojas, moteadas en morado y gris, y areniscas de colores amarillo a rojo ladrillo. Las areniscas son gruesas y finalmente, conglomeráticas, generalmente blandas o poco consolidadas. Por otro lado, Pierce (1960), describe la formación Parángula como compuesta predominantemente de conglomerados lenticulares, areniscas en lechos macizos o con estratificación cruzada, limolitas y lodolitas, su coloración en general es roja, en contraste con los tonos verdosos de la

formación Río Yuca, la cual se encuentra supradyacente (González de Juana et al., 1980). Esta formación corresponde a un ambiente continental (González de Juana et al, 1980), de edad Mioceno Temprano (PDVSA, 1997).

3.4.2 Formación Río Yuca

MacKenzie (1937), indicó que esta formación consiste en un gran espesor de capas muy lenticulares que contienen diversos tipos de areniscas, arcillas y conglomerados, dispuestos irregularmente. Las areniscas varían de blandas a duras, son sumamente micáceas y arcillosas y tienen un color típico verde-grisáceo. La formación Río Yuca se reconoce en el subsuelo de la cuenca de Barinas (González de Juana et al., 1980). Esta formación es de tipo continental (González de Juana et al., 1980) y de edad Mioceno Tardío a Plioceno (PDVSA, 1997).

3.4.3 Formación Pagüey

De edad Eoceno Medio, se caracteriza por lutitas marinas grises a negras, duras, astillosas, bien laminadas, muy foraminíferas y con niveles comunes de nódulos sideríticos e incluso ftánicas, en el subsuelo y en la superficie. A su vez, esta formación tiene una expresión sísmica convencional, presentándose como un intervalo opaco, aunque contiene un reflector intraformacional interpretado como límite de secuencia (PDVSA, 1997).

3.4.4 Formación Gobernador

Esta formación comprende las clásticas basales depositadas discordantemente encima del Cretácico, por la transgresión marina que se inició en la cuenca de Barinas en el Eoceno Medio (PDVSA, 1997). Pierce (1960), describe que la formación contiene 80% de areniscas cuarzosas, a veces cuarcíticas, friables a bien endurecidas, color gris claro a pardo, manchadas por óxido de hierro cuando están meteorizadas, localmente.

3.4.4.1 Miembro Masparrito

Se caracteriza por calizas, en las cuales Pierce (1960), reporta una composición fosilífera variada de Lithothammium, foraminíferos y algas. Las calizas orbitoidales azuladas a gris oscuras se destacan regionalmente en el contacto entre Gobernador y Pagüey, pero en la mayoría de las secciones conocidas, éstas conforman un porcentaje menor de la litología global del miembro, a pesar de que localmente represente el 80% de éste. Además, comúnmente se tienen areniscas calcáreas gris verdosas, interlaminadas con lutitas grises a negras. La edad de este miembro es Eoceno Medio (Furrer, 1971). Las calizas de Masparrito representan a un ambiente de plataforma interna con un máximo de 50 metros de profundidad (Léxico estatigráfico de Venezuela, 1997).

3.4.5 Formación Escandalosa

Esta formación está compuesta por areniscas macizas, cuarzosas y muy glauconíticas, con cantidades menores de lutitas calcáreas. Las areniscas son de color gris, gris oscuro a marrón claro y verdoso, de grano fino a medio. Las lutitas son gris oscuro, algo arenosas, calcáreas y carbonáceas. En el tope de la sección, se encuentra una caliza de unos 4 metros de espesor, gris oscura y masiva, la cual emite olor a petróleo al ser golpeada (Kiser, 1989). Dicha formación se reconoce en el subsuelo de la cuenca de Barinas. Respecto a la expresión sísmica, se tiene que la caliza ubicada en el tope de la formación es un excelente reflector sísmico (Kiser, 1997). La edad de esta formación es Cretácico, desde el Cenomaniense al Turoniense (PDVSA, 1997).

3.4.6 Formación Navay

De edad Cretácico, desde el Conaciense al Maastrichtiense, se encuentra compuesta por lutitas silíceas, friables a no friables, de color amarillo claro a gris claro. Como constituyentes menores de la formación se presentan areniscas lenticulares de grano angular, calcáreas a silíceas, de color pardo a gris claro. En el contacto Navay y Escandalosa se tiene un excelente reflector sísmico en casi toda la cuenca de Barinas.

3.4.6.1 Miembro La Morita

Consiste en una sección esencialmente lutítica, donde consiste casi exclusivamente en una lutita gris oscura, calcárea y parcialmente limolítica, con intercalaciones de horizontes fosfáticos.

3.4.6.2 Miembro Quevedo

Fue introducido por Renz (1959) para designar una secuencia de rocas silíceas, duras, quebradizas, de fractura concoidea, predominantemente lutíticas de color gris claro que meteorizan a blanco. Incluyen intercalaciones de areniscas gruesas.

3.4.7 Formación Burguita

Esta formación de edad Cretácico, desde el Santoniense al Maastrichtiense, se caracteriza por areniscas micáceas, calcáreas de grano fino y color gris claro, con interlaminaciones de lutitas grises y oscuras (Renz, 1959). Además incluye una caliza conchífera en la base. Esta formación en el subsuelo se reconoce con dificultad (Feo Codecido, 1972), pero se extiende en la cuenca de Barinas y parte norte de Apure (Kiser, 1989). A su vez, se tiene que esta formación es de ambiente nerítico, cerca de la playa, con períodos más marinos.

3.5 Marco estructural regional

La depresión estructural que caracteriza la cuenca Barinas – Apure se extiende desde la antifosa andina al noreste, hasta las planicies situadas entre los ríos Apure y Arauca al sureste donde le restan importancia comercial por una parte, el poco espesor de la columna sedimentaria ($\pm 5000'$) cerca de la zona de fallas de Mantecal y por otra, el poco espesor de las formaciones cretácicas y la erosión prácticamente total de la sedimentación eocena, González de Juana et.al.(1980).

La prolongación del macizo de Colorado en dirección sureste en el subsuelo, un importante elemento tectónico de la cadena andina, subdivide la cuenca mayor en las subcuencas o depresiones: la del Uribante al oeste y la de Barinas al noreste. Entre

ambas, la más importante, por su extensión y recursos petrolíferos, es la subcuenca de Barinas. Esta depresión tiene forma de media luna con la flecha del arco dirigida hacia el oeste-noreste desde la depresión de Ciudad Bolivia, en la cual la profundidad del basamento se ha estimado en 15.000' (4.572 m), y la nariz de Nutrias, donde el basamento se encuentra a 6.500' (1.981 m). La media luna está cortada al noreste por el sistema de fallas marginales del flanco sur-andino, y más hacia el norte y noreste por los corrimientos frontales del sistema montañoso del Caribe. En el flanco sur de la cuenca, las curvas estructurales a diversos niveles conservan cierto paralelismo ajustado a la forma de la depresión, Feo Codecido (1972).

En la parte central del área se reconoce un alto basamento identificado como reflejo de arco de Mérida por varios autores, Feo Codecido op.cit.(1972). Este alto todavía se observa en el tope del Cretácico y más atenuado, en forma de declive suave hacia el norte-noreste, sobre curvas estructurales en el tope del Eoceno. Feo Codecido (1977), indica que su interpretación morfotectónica en fotos aéreas convencionales e imágenes de satélite se proyecta muy tenue y localmente, a lo largo de su traza sobre la superficie de la cuenca. El flanco sur sufrió deformaciones muy suaves a lo largo de su historia a partir del Cretácico y no muestra mayormente efectos compresivos; sus estructuras son principalmente fallas normales de rumbos este-oeste, norte y noreste, que ocasionan levantamientos menores y bloques ligeramente arqueados entre ellas. Se considera que en este flanco de la cuenca ocurrieron levantamientos recurrentes durante el Paleoceno-Eoceno Inferior, en el Eoceno Superior y durante el levantamiento principal de Los Andes (González de Juana et al, 1980).

El flanco norte de la cuenca, mucho más inclinado, se desarrolla principalmente en el pie de monte suroriental de la cordillera de Los Andes. En él se conocen pliegues mejor conformados, como lo son el anticlinal de Barinitas, que muestra sedimentos eocenos en su cresta y presenta declive hacia el noreste, y el anticlinal de Quebrada Seca. Su extremo noreste está cortado por la falla de la Soledad (González de Juana et al, 1980).

CAPÍTULO IV

METODOLOGÍA

4.1 Información previa del proyecto

Los datos sísmicos utilizados corresponden al levantamiento sísmico Barinas Este 07G 3D, el cual tuvo los siguientes parámetros en adquisición y procesamiento:

Tabla 1. Parámetros de adquisición y procesamiento del proyecto

Número de canales	2048
Número de líneas	16
Canales por línea	128
Tamaño del bin	25*50 m ²
Cobertura	64
Offset máximo	4472 m
Distancia entre fuentes	100 m
Distancia entre receptores	50 m
Distancia entre líneas receptoras	400 m
Distancia entre líneas fuentes	400 m
Número total de registros	23940
Número de disparos por patch	4
Solapamiento de líneas receptoras	1
Longitud del registro	10000 ms
Intervalo de muestreo	2 ms
Formato de procesamiento	SEGY
Tamaño del bin en dirección inline (en procesamiento)	25 m
Tamaño del bin en dirección crossline (en procesamiento)	50 m

4.2 Software utilizado

Para el procesamiento realizado en los datos sísmicos del proyecto Barinas Este 07G 3D se utilizaron dos paquetes de procesamiento: Focus 5.4 y Tsunami 12. El primer paquete de procesamiento pertenece a la compañía Paradigm Geophysical, el cual permitió la construcción del modelo de velocidad, mientras que el segundo se utilizó para la generación de las secciones migradas en tiempo en los dominios de pre y post-apilamiento.

4.3 Carga de la geometría

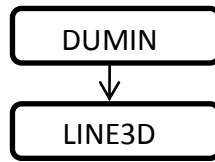
Antes de cargar los datos es importante asignar la geometría del proyecto, de lo cual es necesario números de CDP e información de coordenadas. Esta información puede leerse del encabezado de los datos, lo cual corresponde a la siguiente información:

Tabla 2. Coordenadas UTM de las esquinas del mallado total en el subsuelo respecto al CDP, zona 19N

CDP	Coordenada X	Coordenada Y	Inline	crossline
1	386830.0	934769.9	1	1
1566349	431368.5	976304.6	1219	1
1567634	453278.2	952810.3	1219	1286
1286	408739.7	911275.7	1	1286

Esta etapa es importante debido a que permite observar la organización de los puntos de tiro, receptores, líneas receptoras y de disparo, disposición de los CDP y del tendido; además que, se puede observar si existen errores en la carga de los datos.

Con esto se procede a asignar la geometría en Focus, utilizando un esquema de trabajo de la siguiente manera:



El módulo Dumin se utiliza para generar trazas muertas, sin embargo, en este caso no influye sino que se usa para no colocar directamente el módulo para generar la geometría. Por otro lado, LINE3D, se encarga de definir la geometría para un proyecto sísmico 3D; este programa establece una correspondencia entre estaciones y/o CDP bin respecto a la localización del mallado referenciado a un sistema de coordenadas geográficas. En el módulo LINE3D se indican los siguientes parámetros:

- En base a que se asignará la geometría, en este caso a los CDP bin
- Coordenadas del primer CDP
- Coordenadas finales del primer inline y crossline.

Al cargar la geometría, el programa calcula el ángulo al cual se encuentra rotado el volumen sísmico respecto a un sistema de coordenadas, en este caso UTM, además de los valores del tamaño del bin en procesamiento en dirección de las líneas receptoras y de disparo. Para el control de calidad de la misma se realizó una comparación con la información proporcionada por el reporte del observador respecto a la disposición del volumen de datos sísmicos.

En las figuras 16 y 17 pueden observarse tanto la distribución geométrica del proyecto como la información calculada por el programa luego de cargar la geometría correctamente.

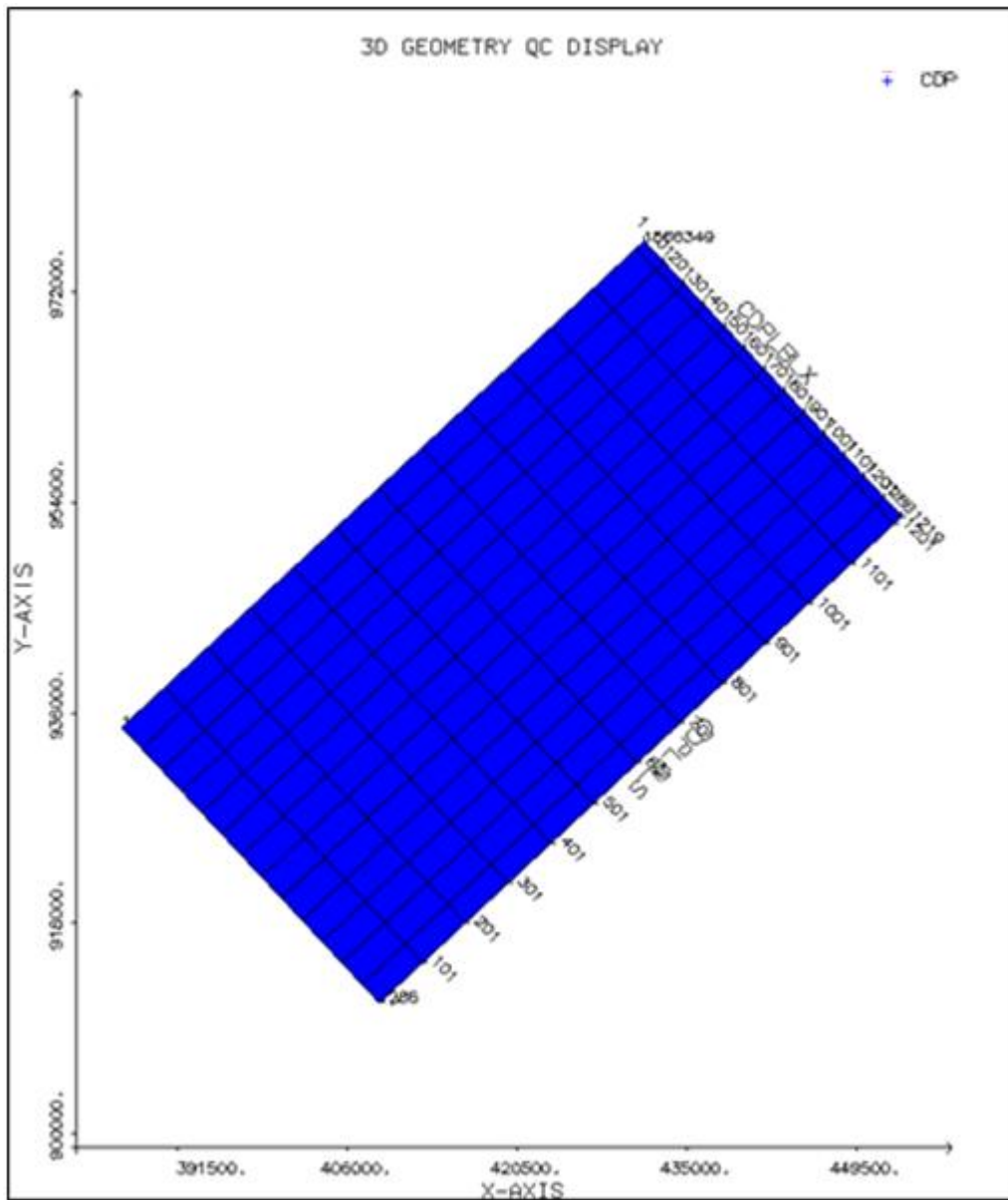


Figura 16. Distribución geométrica del proyecto sísmico Barinas Este 07G 3D, referenciado al sistema de coordenadas UTM, Zona 19N.

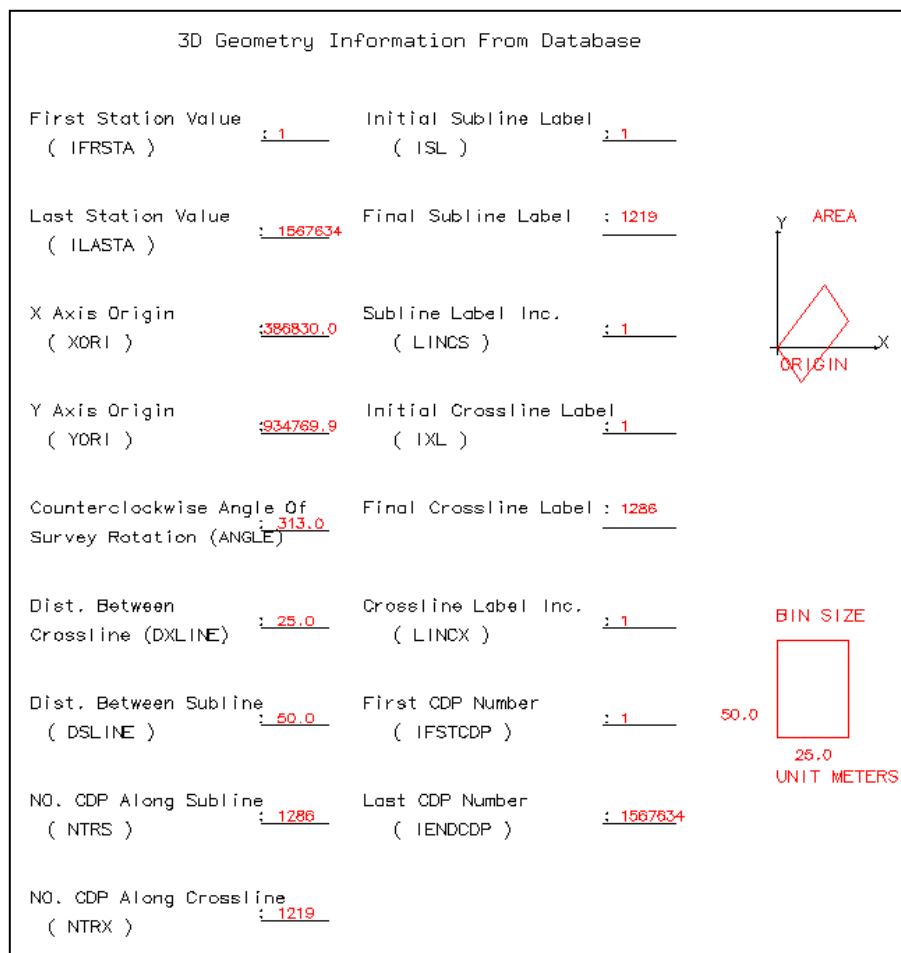
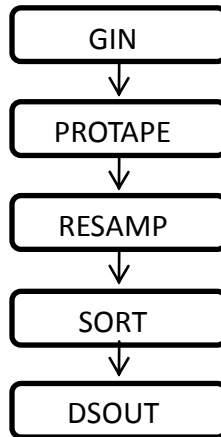


Figura 17. Información presentada luego de cargar la geometría del volumen de los datos sísmicos

4.4 Carga de datos

Luego de asignar la geometría se realiza la carga de los datos apilados, para esto, igualmente, se necesita la información proporcionada por el encabezado correspondiente a: longitud y tiempo de muestreo, posición de los bytes de carga respecto a los inline, crossline y coordenadas y máxima cobertura. Existen otros parámetros que pueden ser definidos, a pesar de que no se encuentre esta información en el encabezado, el proyecto debería estar organizado según las normas de la S.E.G. (Society of Exploration Geophysicists) o el Estándar Sísmico Venezolano, en la que se encuentra información como las coordenadas X y Y de los receptores y puntos de tiro, entre otros.

Para la carga de datos se utilizó el siguiente flujo:



GIN: sirve para leer cualquier tipo de archivo, en este caso el archivo SEG Y, este requiere de información acerca de las trazas de entrada, incluyendo: la longitud e intervalo de muestreo, el ordenamiento de las mismas y el tipo de formato. Dentro de este módulo se debe definir la posición de los bytes de carga de los CDP, coordenadas, información de los inline y crossline, entre otros.

PROTAPE: se usa para crear y escribir la geometría en los encabezados, en este caso la geometría ya cargada.

RESAMP: cambia el intervalo de muestreo, en este caso el intervalo de muestreo se cambió a 6 ms, ya que no afecta el espectro de amplitud en los reflectores de interés debido a que la frecuencia de Nyquist es de 83Hz, y al realizar un espectro de amplitud se determinó que dichas frecuencias en ese rango no son mayores a 60Hz. La finalidad de esto es disminuir el tiempo de cómputo sin afectar la información de interés.

SORT: hace un ordenamiento de los datos, en este caso se hace por CDP (punto común en profundidad), debido a que es la manera exigida por el programa para datos sísmicos 3D para poder realizar la migración.

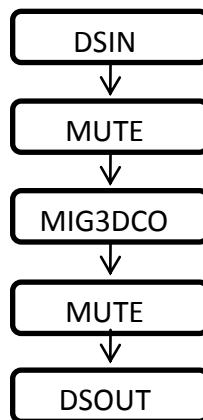
DSOUT: copia las trazas sísmicas y encabezados y los guarda en el disco como un archivo PDS, que es el formato interno de Paradigm.

4.5 Construcción del modelo de velocidades

Para construir el modelo de velocidades a partir de análisis de velocidad de migración de Stolt se requiere realizar migraciones a diferentes velocidades constantes para luego observar en los horizontes posibles cada una de las velocidades que hicieron que los datos apilados migraran bien respecto a que colapsa las difracciones o disminuye su efecto lo mejor posible, los datos presentan una buena relación señal-ruido, existe continuidad de los reflectores, no desmejora la resolución sísmica, etc.

4.5.1 Migración de Stolt con diferentes velocidades constantes

El algoritmo de Stolt trabaja en el dominio de la frecuencia versus número de onda, esta migración está asociada a un operador de migración de cambio de fase para un medio de capas invariantes. En este caso, estas capas se definen mediante pares de tiempo versus velocidad, en la que deben definirse mínimo 4 intervalos. La migración de Stolt se realizó a partir del programa Focus, utilizando el siguiente flujo de trabajo:



DSIN: sirve para leer el conjunto de datos, que en este caso son datos sísmicos 3D remuestreados a 6 ms .

MUTE: se aplicó para eliminar las trazas muertas del proyecto, de modo que, no interfieran en la migración.

MIG3DCO: corresponde a la migración por el algoritmo de Stolt, se definieron en total 6 pares de tiempo versus velocidad, las cuales deben ordenarse los tiempos en

forma creciente, y como la condición es que la velocidad sea constante, entonces se colocó la misma velocidad para cada uno de los tiempos.

MUTE: se aplica este proceso de modo que se eliminaran los efectos de borde generados por la migración

DSOUT: para generar el archivo de salida.

Se realizaron 15 migraciones, iniciando con una velocidad constante de 1500 m/s, incrementando cada 250 m/s, hasta 5000 m/s . Las migraciones se realizaron en todo el volumen a pesar de que no se utilizó parte del volumen migrado para el modelo de velocidad, con la finalidad de que no se generen efectos de borde producidos por la migración en el área de interés.

4.5.2 Selección de velocidades

Luego de obtener los volúmenes migrados a diferentes velocidades constantes se procedió a realizar la selección de las velocidades de migración, las cuales se seleccionaron observando el comportamiento de los horizontes en dirección inline, observando los tiempos respecto a los CDP para cada horizonte visible en los datos; por otro lado, luego de seleccionar la velocidad de migración, ésta se confirmó con ayuda de los crossline, debido a que es en estos planos se observaban mejor los efectos de las difracciones, por lo que, son indicadores directos que si la velocidad utilizada es menor a la velocidad ideal de migración o si sólo hay que disminuir los valores de velocidad en lugares donde se presenten problemas, lo cual es común en zonas de falla. Un ejemplo de lo anterior se muestra en la figura 18, en donde, una sección en la dirección crossline muestra mejor el efecto “sonrisa” de la difracción debido a que la velocidad de migración utilizada en esa zona es mayor a la velocidad que permite observar la continuidad del reflector:

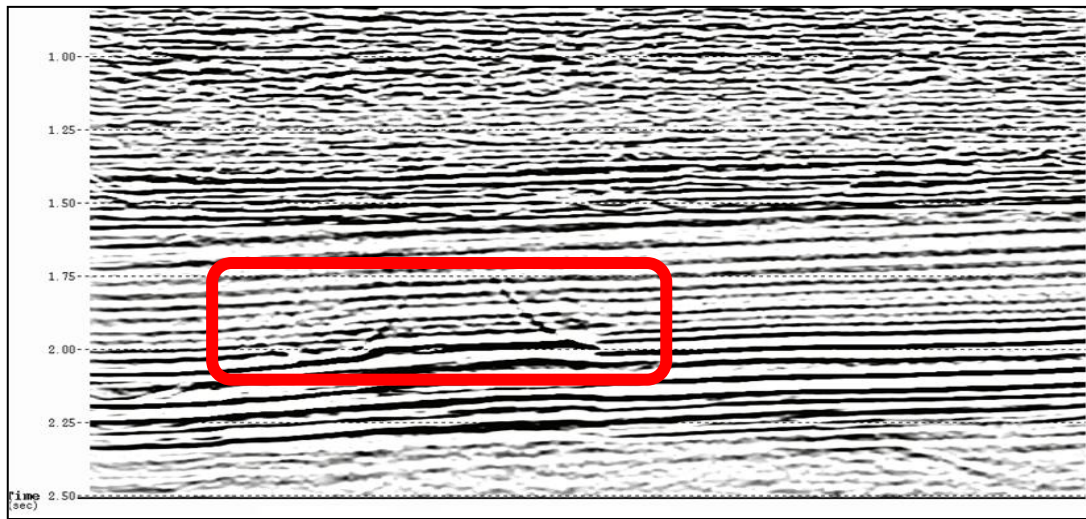


Figura 18. Sonrisas asociadas a zonas de falla, que se observaron únicamente en la dirección crossline.

El modelo de velocidad construido no cubre el área completa del proyecto, sólo toma en cuenta una parte de interés y a su vez zona en presencia de fallas, de modo que, se pueda observar las diferencias entre ambos modelos en presencia de estructuras geológicas. Sin embargo, las encontradas en la zona de estudio no presentaban alta complejidad estructural. El área de dicho modelo se rige por los rangos inline y crossline 890-1217 y 3-1282, respectivamente, la cual se muestra a continuación:

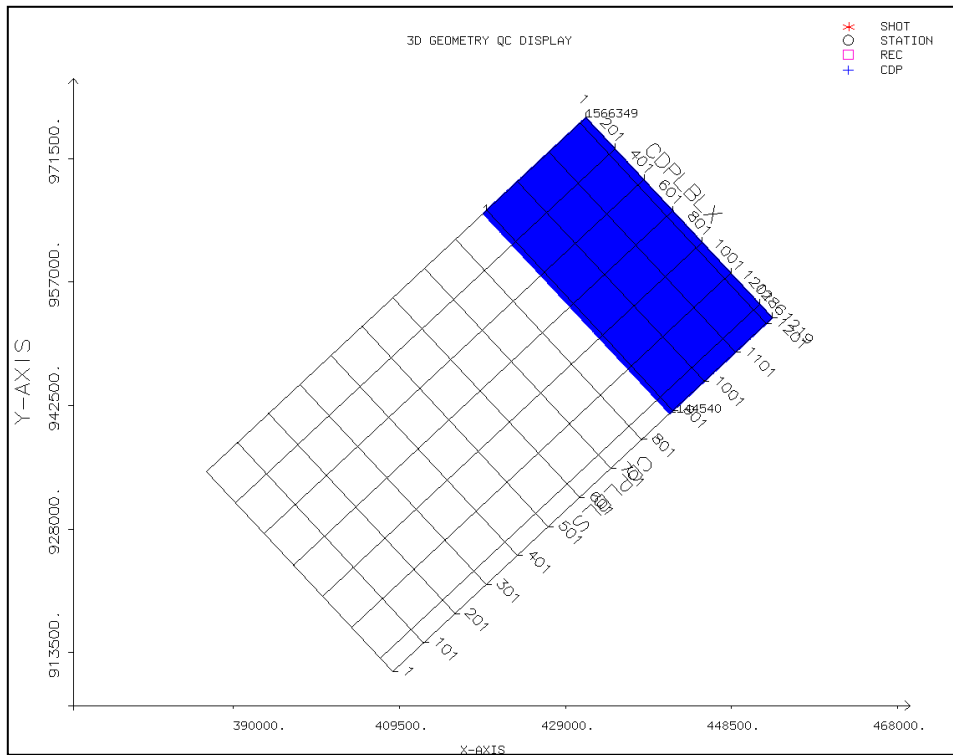
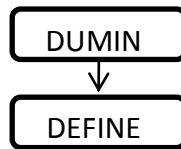


Figura 19. Área correspondiente al modelo de velocidades construido

4.5.3 Definición de velocidades por CDP

Para generar el modelo de velocidades, se deben tener todos los valores posibles de tiempo y velocidad respecto a cada CDP en los diferentes tiempos. Se utilizó el siguiente flujo de trabajo:



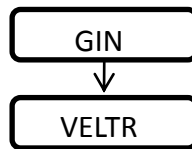
DUMIN: sirve para generar espacio para los datos de entrada a la que se le va a suministrar luego la información.

DEFINE: esta función guarda velocidades, funciones de buzamiento o de profundidad en la base de datos. Los pares se definen en este caso como tiempo versus velocidad. Además, se indican los parámetros y nombre con el cual se quiere que sea guardado

el modelo de velocidad. Asimismo, se indica el número de CDP y la tabla de valores de velocidad con su tiempo correspondiente.

4.6 Carga del modelo de velocidades proporcionado por CGG

El modelo de velocidades proporcionado por la compañía CGG corresponde a un modelo realizado a partir de análisis de velocidades, realizado con un muestreo de 2 ms, dicho modelo fue proporcionado como un archivo SEG Y, por lo que, para realizar operaciones con él dentro del programa Focus se necesita introducirlo a la base de datos, de la siguiente manera:



GIN: lee el conjunto de datos del archivo SEG Y indicando la posición de los bytes de carga de la información necesaria como: CDP, coordenadas, entre otros.

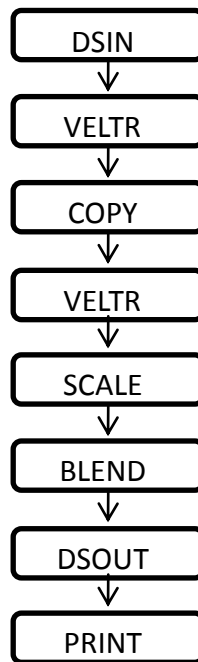
VELTR: se encarga de guardar en la base de datos los valores de velocidad con sus respectivos tiempos y posición en base al CDP, para esto se activa el parámetro “TR2DB” que viene del inglés “trace to data base”.

4.7 Comparación de los modelos de velocidades

La comparación de los modelos de velocidades se realizó de dos maneras: cuantitativa y cualitativa.

4.7.1 De manera cuantitativa

Para hacer la resta entre ambos modelos, estos deben estar cargados en la base de datos, una vez hecho se procede a realizar el siguiente flujo de trabajo, en Focus:



DSIN: cargar el volumen de datos sísmicos que corresponde al área del modelo.

VELTR: se encarga de reemplazar las amplitudes sísmicas por los valores de velocidad que se encuentran en la base de datos.

COPY: guarda una copia de cada traza sísmica en el encabezado de cada traza.

VELTR: carga el otro modelo de velocidad, guardando los valores del mismo.

SCALE: sirve para multiplicar por un escalar, en este caso por -1, al último modelo guardado en la base de datos.

BLEND: agrega un porcentaje a cada valor, en este caso se usó un 100%

DSOUT: para generar la salida.

PRINT: para generar una salida sobre los valores de velocidad por cada CDP en su tiempo correspondiente.

4.7.2 De manera cualitativa

Para definir si el modelo de velocidades construido a partir de la migración de Stolt con diferentes velocidades constantes es eficaz se tomaron secciones migradas y apiladas tanto en el dominio del preapilamiento como el post apilamiento y se realizó un análisis de las secciones migradas. Para escoger la sección inline a analizar se

tomó en cuenta que se observasen posibles fallas y además que correspondiese a una sección intermedia del volumen, de modo que, se vea afectada lo menos posible por los efectos de borde que genera la migración. Estos análisis se realizaron en base a la continuidad y definición de los reflectores, la relación señal-ruido y definición de posibles fallas.

4.8 Migración con algoritmo de Kirchhoff en tiempo

Los datos a utilizar son los apilados y corresponden únicamente al área que cubre el modelo de velocidad construido. Primero se deben preparar los datos, reescribiendo los encabezados y reasignando la geometría. Igualmente, el modelo de velocidad debe prepararse con el uso del módulo VELTR, y asimismo, asignándole los valores correspondientes en el encabezado. Esto se realiza tanto para el modelo de velocidad construido como para el proporcionado por CGG, obteniendo de esto archivos SGY, de modo que, puedan ser leídos por el programa a utilizar para la migración de Kirchhoff, que en este caso es Tsunami 12.

En Tsunami se deben indicar los siguientes parámetros:

- Rango de inline y crossline del volumen de datos sísmicos, con sus respectivos incrementos.
- El intervalo de muestreo del campo de velocidad con el que se va a hacer a la migración, el construido responde un intervalo de 6 ms, mientras que el otro a 20 ms .
- Coordenadas de tres puntos del mallado, tanto en UTM como la referencia en inline y crossline.
- Posición de los bytes de carga sobre los inline, crossline, coordenadas, entre otros.
- Tamaño de apertura de la migración y el ángulo.
- Si la migración será en el dominio del post-apilamiento o del preapilamiento.
- Se define el área en inline y crossline en el que se quiere la salida de los datos,

además de cómo se quiere que estén ordenados.

- Por último, se define el offset mínimo, el incremento y el número de offsets que se quiere que tome para realizar la migración, los valores correspondientes son: 95 m, 64 y 70, lo cual resulta de que se quiere que la migración alcance un offset máximo de 5000 m .

Al culminar el proceso de migración con el programa Tsunami, los datos se visualizan en Focus, para esto debe cargarse el archivo SGY nuevamente usando un GIN; por otro lado, se deben escribir los encabezados de las trazas debido a que el programa Tsunami luego de procesar los datos suele borrar la información contenida en los mismos, para esto se utilizan los módulos HDRMATH, que sirve para hacer operaciones matemáticas con los encabezados y guardar estos valores en la base de datos, y el HEADPUT, el cual asigna valores a las trazas sísmicas, puede ser usado para crear encabezados o asignar uno ya creado, en este caso los generados por el HDRMATH. Además de esto se aplica un MUTE para eliminar los efectos de borde generados por la migración, un PROTAPE, para que el programa calcule la geometría en los encabezados y, por último, un SORT, el cual permite organizar las trazas por CDP.

La diferencia entre la carga de los datos que provienen de la migración en post-apilamiento y la de preapilamiento es que en estos últimos se aplica antes del PROTAPE un apilado, el cual corresponde al módulo STACK.

Cabe destacar que los gathers proporcionados corresponden a un subvolumen del proyecto, el cual se define desde los rangos de inline y crossline 890-1217 y 3-460, respectivamente, asociado al área identificada en la siguiente figura:

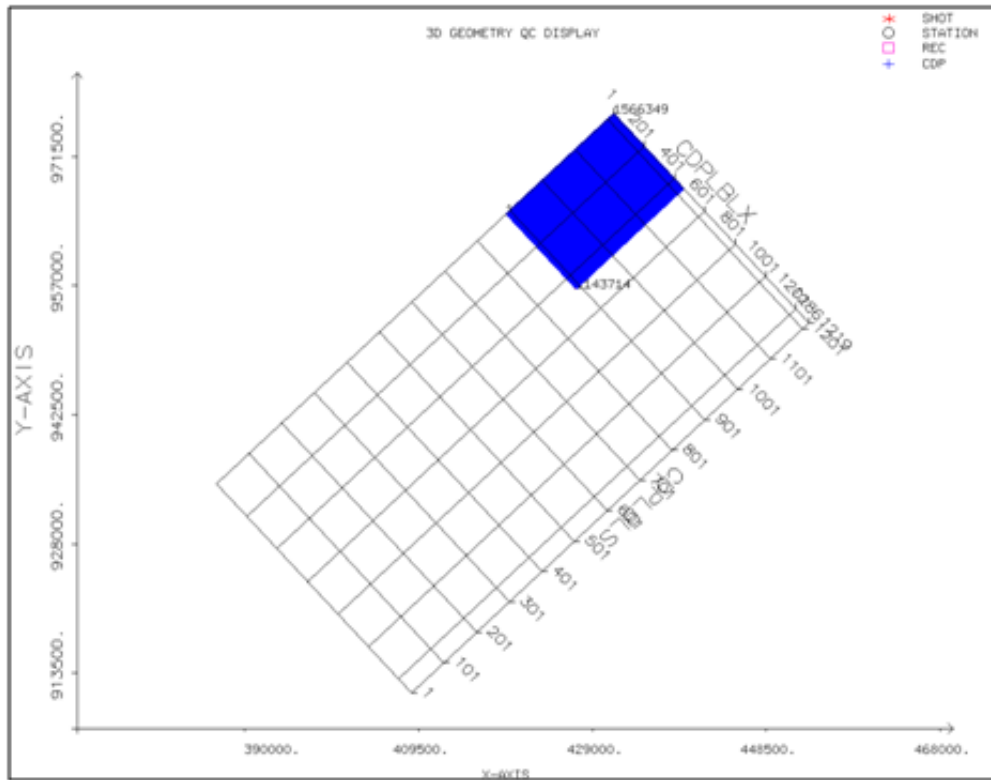


Figura 20. Área correspondiente al subvolumen de los datos migrados en preapilamiento

4.8.1 Prueba de aperturas de migración para el algoritmo de migración de Kirchhoff

En este trabajo se realizaron pruebas con el algoritmo de migración de Kirchhoff en tiempo y post apilamiento, debido a que el parámetro que varía en ésta es la apertura de migración. Sin embargo, no sólo se debe variar la apertura sino también el ángulo de buzamiento, por lo que, la apertura y ángulo definido fue determinado a partir de diferentes pruebas con la variación de dichos parámetros, determinando con cuales valores migraba mejor, aparentemente, la sección sísmica.

La metodología usada para realizar estas pruebas consistió en lo siguiente:

- 1) Probar diferentes valores de apertura de migración dejando el valor del ángulo fijo
- 2) Usar diferentes valores de ángulo de buzamiento dejando el valor de apertura

fijo

Dicho ángulo de buzamiento hace referencia al máximo buzamiento en los datos.

Se realizaron diferentes pruebas para cada uno de los parámetros tomando en cuenta que el valor máximo de apertura corresponde al offset máximo, que en este caso es 4472 m .

Estas pruebas se realizaron utilizando el modelo de velocidad proporcionado por CGG.

Las migraciones realizadas en ambos dominios y con ambos modelos de velocidades se realizaron con el mismo valor de apertura y de ángulo de buzamiento, de modo que, se pudiesen comparar los resultados bajo los mismos criterios.

4.9 Presentación de los resultados

Para presentar los resultados se aplicó a los datos que fueron migrados en preapilamiento una ganancia AGC con una ventana de 1 segundo y un filtro paso banda debido a presencia de múltiples asociados a la zona de interés. Para conocer los valores de este filtro se realizaron diferentes pruebas a partir de la visualización del rango de frecuencias de los reflectores de interés, los cuales fueron similares en el volumen migrado con el modelo de velocidad construido y en el modelo de velocidades proporcionado por CGG, cambiando únicamente respecto a la disposición de las amplitudes.

A continuación, se muestra la figura correspondiente al espectro de amplitud de la zona de interés en el inline 890.

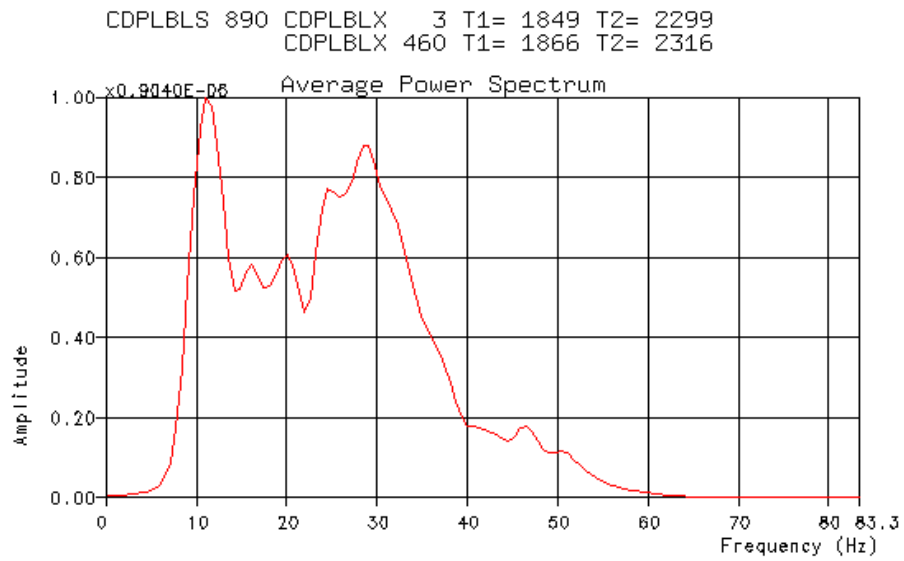


Figura 21. Espectro de amplitud en los reflectores de interés sobre el inline 890, crosslines 3-460.

En la figura 21, se observa que el rango de frecuencias va de 10 a 60 Hz, aproximadamente, por lo que, se aplicó un filtro paso banda desde 0 a 2500 ms con los siguientes valores de frecuencia (Hz): 10, 14, 60 y 83; mientras que para los tiempos de 3000 a 10000 ms un paso banda de 10, 14, 30 y 50, de modo que, elimina en la medida posible las frecuencias altas asociadas al múltiple.

CAPÍTULO V

RESULTADOS Y ANÁLISIS

En total, se obtuvieron, a partir de la metodología mencionada anteriormente, un modelo de velocidad y cuatro volúmenes de datos sísmicos correspondientes a migraciones de Kirchhoff en tiempo con modelos de velocidad contruidos de maneras distintas tanto en el dominio del post apilamiento como en el preapilamiento.

Inicialmente, se construyó un modelo de velocidad a partir del análisis de migración de diferentes volúmenes de datos sísmicos migrados con velocidades constantes con el algoritmo de Stolt, el cual se vio limitado a la visualización de reflectores y continuidad en los mismos. Los datos sísmicos provienen de la cuenca de Barinas, y los mismos se presentan estratos con buzamiento bajo y pocas estructuras geológicas, de los cuales sólo se observaron fallas, siendo fácil identificar los horizontes de interés y continuidad de los mismos.

La identificación de los horizontes sólo fue posible a partir de los 1250 ms hasta los 2500 ms aproximadamente, por lo que, se tomó una velocidad inicial, basado en información sobre la velocidad promedio de estos sedimentos en Barinas, de 1500 m/s, y ésta fue interpolada hasta la velocidad del primer reflector visible y continuo de las secciones sísmicas, el cual se identificó con una velocidad de migración de 2250 m/s . Para determinar la velocidad final de las secciones se realizaron migraciones hasta 5000 m/s, siendo esta la velocidad escogida para el tiempo de 10 s, por lo que, el programa interpoló desde la última velocidad asignada al último reflector visible y continuo hasta dicho valor de velocidad.

Debido a que la metodología realizada dependía de los reflectores y la forma de los mismos en las secciones migradas con el algoritmo de Stolt, se tiene que en el modelo

de velocidad resultante se observan las variaciones de velocidad con la forma de los reflectores migrados a una velocidad constante, lo cual puede definirse al comparar la figura 22 con la 23, las cuales representan la sección inline 900 migrada a una velocidad de 2500 m/s y del modelo de velocidad, respectivamente, desde los 1200 a 2500 ms .

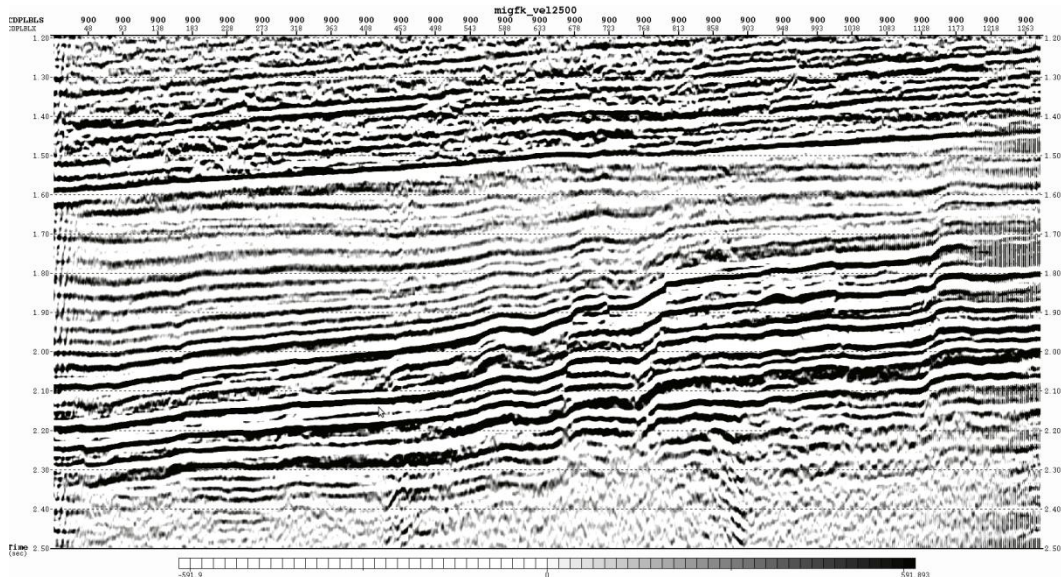


Figura 22. Sección inline 900 migrada a una velocidad de 2500 m/s, desde los 1200 a 2500 ms .

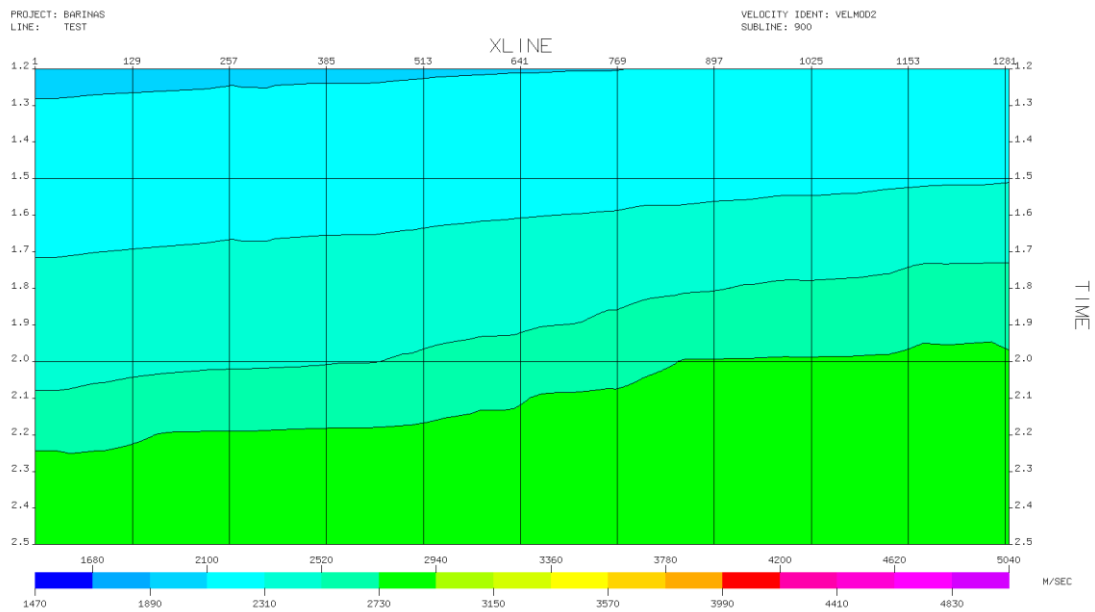


Figura 23. Modelo de velocidad construido respecto al inline 900, desde los 1200 a 2500 ms .

En los inline se observaban las fallas sin problemas de difracciones, sin embargo, en los crossline se observaron problemas en las zonas de falla, por lo que, fueron indicadores directos de si el valor de velocidad asignado en esa zona mayor al valor que debería ser, esto se puede observar en la figura 24. Asimismo, si un reflector migraba bien con una velocidad determinada pero sólo presentaba problemas en la zona de falla, sólo se disminuía la velocidad respecto a esa zona únicamente.

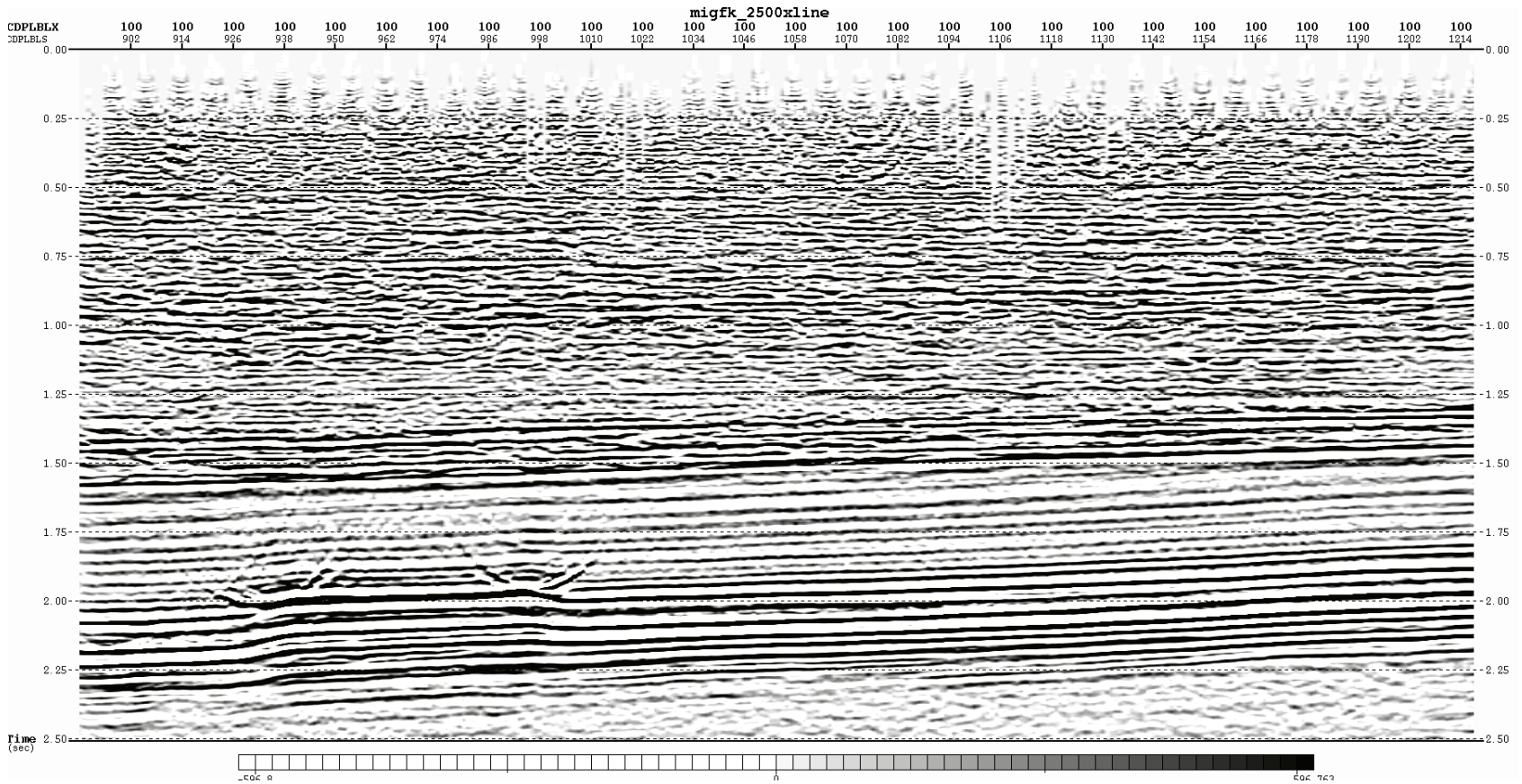


Figura 24. Sección crossline 1100 de los datos sísmicos migrados a una velocidad de 2500 m/s

La disminución de la velocidad en estas zonas produjo directamente un cambio en el modelo de velocidad, en el cual la distribución de velocidades es muy parecido a las secciones, excepto en estos casos, lo cual puede observarse al comparar la figura 25, que corresponde al modelo de velocidad construido en el inline 1100 desde los 1200 a 1250 ms con esta misma sección migrada a una velocidad de 2500 m/s (figura 26).

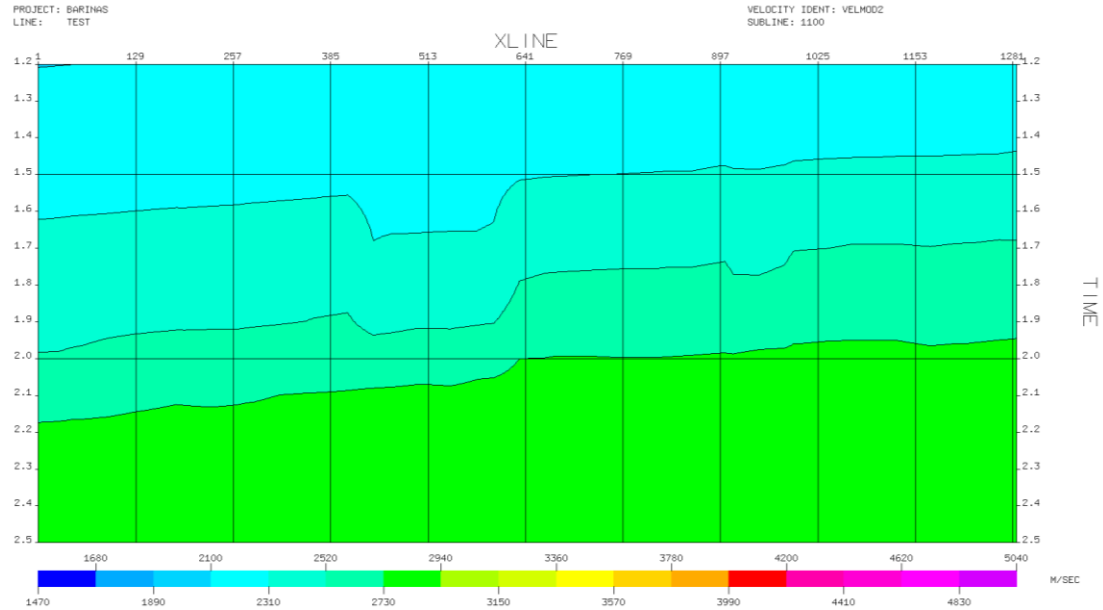


Figura 25. Modelo de velocidad construido a partir de análisis de velocidad migración, en el inline 1100 desde los 1200 a 2500 ms.

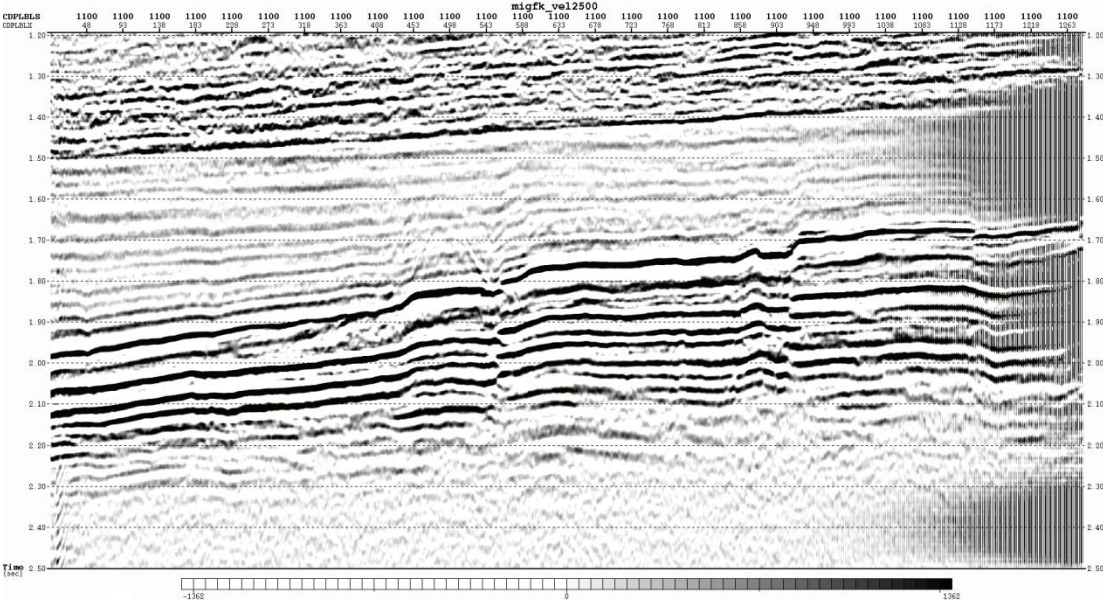


Figura 26. Sección inline 1100 migrada a una velocidad de 2500 m/s desde los 1200 a 2500 ms .

Debido a estas condiciones los modelos de velocidad son distintos respecto a la forma en cómo se distribuyen las velocidades y en los valores de velocidades en donde no se tuvo control de los reflectores debido a que no eran visibles, lo cual sucede después de los 2500 ms . A continuación, se muestra una sección del modelo de velocidad construido de manera convencional (figura 27), a partir de análisis de semblanza y datos de pozo, y el construido mediante análisis de velocidad de migración (figura 28) en el inline 1100.

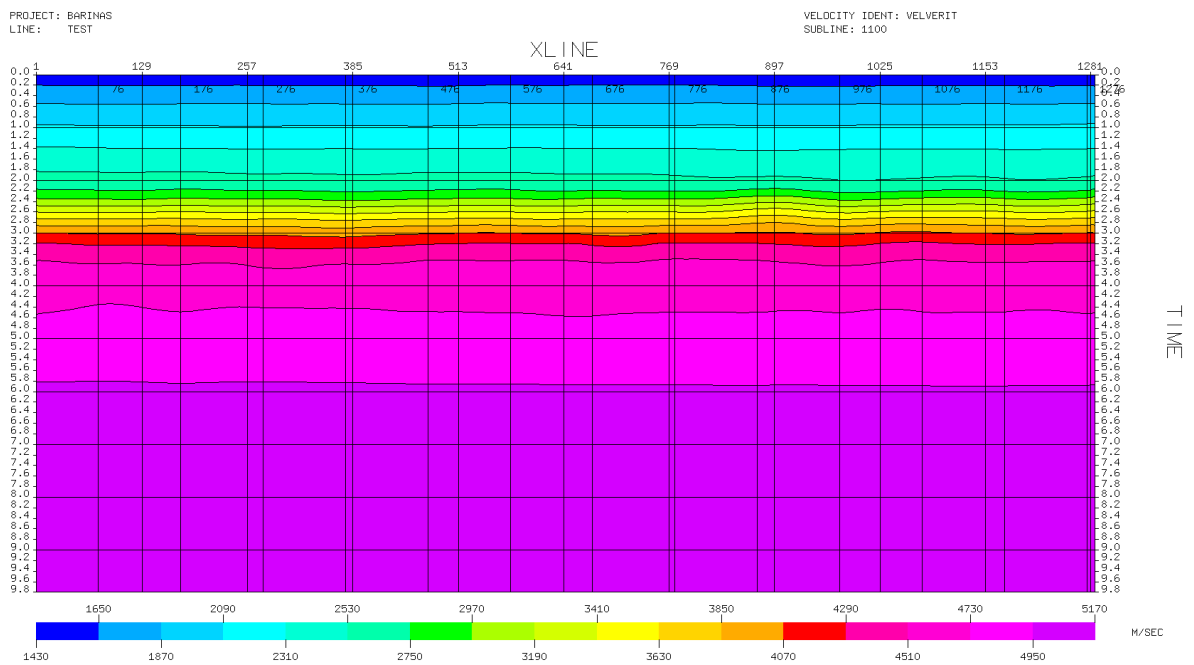


Figura 27. Sección inline 1100 del modelo de velocidad proporcionado por CGG.

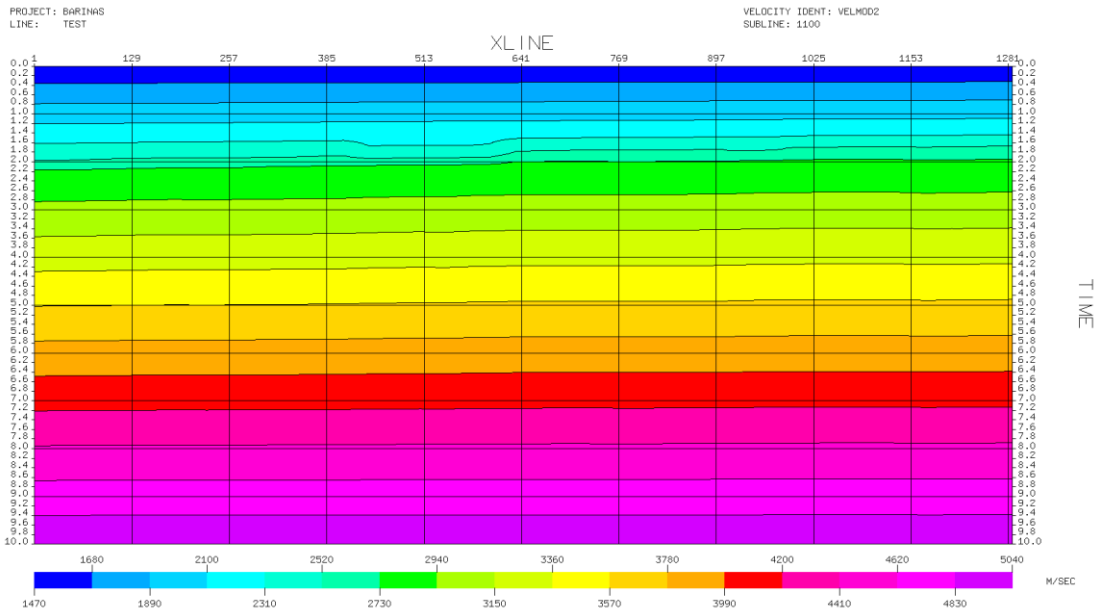


Figura 28. Sección inline 1100 del modelo de velocidad construido mediante MVA.

Comparando ambas figuras, se observan diferencias tanto en forma de la distribución de velocidades a lo largo de la sección como los valores en donde no se tiene control de las mismas para el modelo de velocidad construido, que corresponde desde 0 a 1250 ms y desde 2500 ms hasta 10 s .

Para comparar los modelos de velocidades se realizó la diferencia de ambos, obteniendo como resultado la figura 29, correspondiente a la resta de ambos modelos en la sección inline 1100.

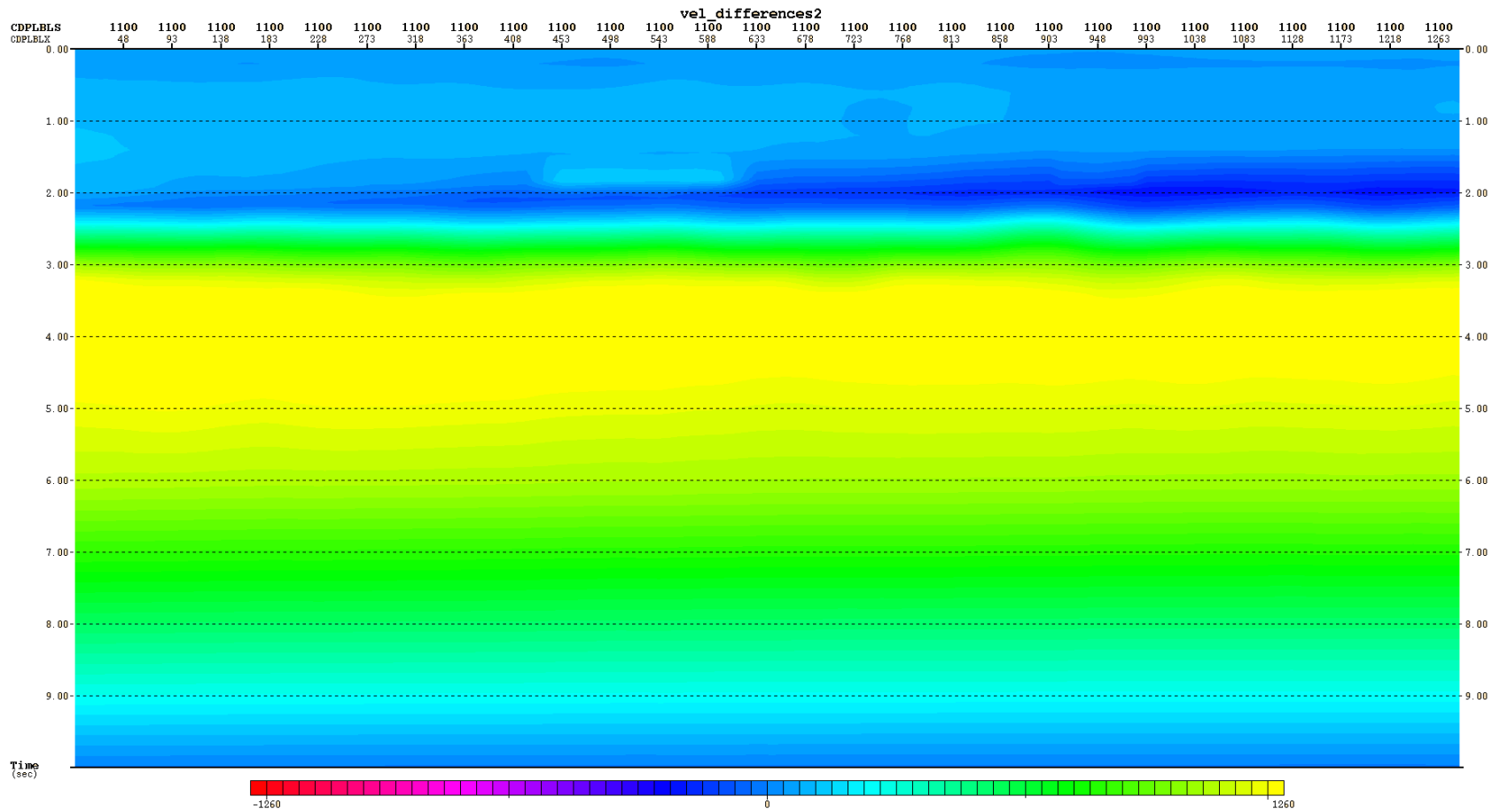


Figura 29. Diferencias entre los modelos de velocidades en la sección inline 1100.

Como se observa en la figura 29, las zonas amarillas y rojas representan en donde los modelos de velocidades presentan mayor diferencia en los valores de velocidades, alcanzando hasta una diferencia de 1300 m/s por debajo o sobre, respectivamente, al valor definido con el modelo de velocidad proporcionado por CGG. En los rangos de tonalidad azul representan donde hay menor diferencia de velocidad. Estos últimos se identifican en la zona donde hubo control de las velocidades debido a que se observaban reflectores continuos, desde los 1200 a los 2500 ms, aproximadamente. Asimismo, se observan tonos azulados a partir de los 8 s hasta los 10 s, por lo tanto, la velocidad final escogida, que fue de 5000 m/s, corresponde a un valor cercano o igual al definido por el modelo de velocidad realizado de manera convencional, lo mismo sucede para el rango en tiempo de 0 a 1200 ms, en donde la velocidad inicial escogida en base a información recopilada corresponde a la velocidad utilizada en el modelo proporcionado por CGG. Esto se puede observar con mejor detalle en la figura 30, la cual representa la zona en donde se tiene control de las velocidades para el modelo construido, dicha figura las diferencias de formas observadas están directamente asociadas a que no solamente existían diferencias entre los valores de velocidades sino también en la distribución de las mismas.

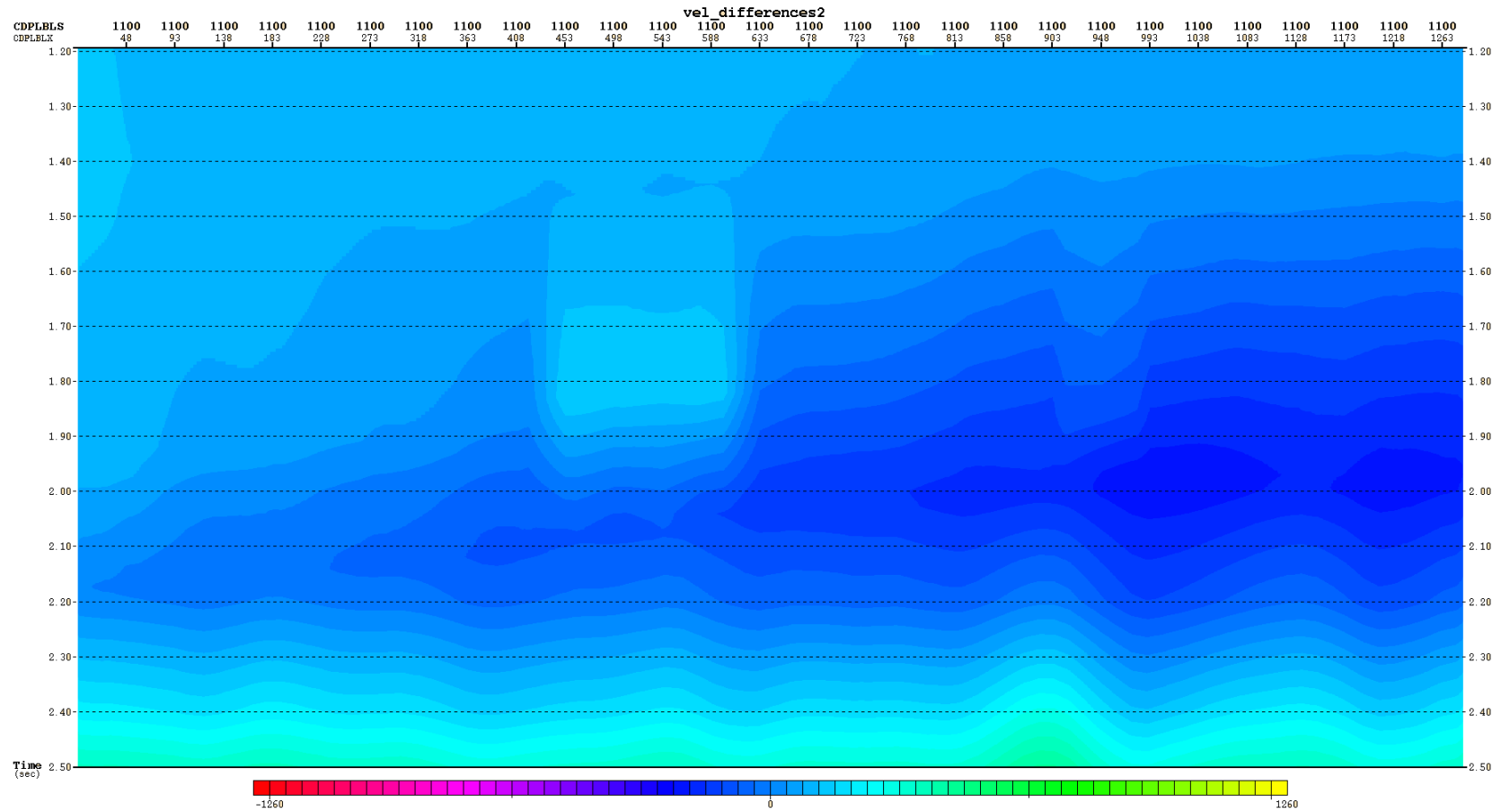


Figura 30. Sección inline 1100 de la diferencia entre los modelos de velocidades desde 1200 a 2500 ms.

Estas diferencias de velocidades no sólo se determinaron de forma visual sino que también se realizó el cálculo de las mismas, las cuales fueron llevadas a una tabla sólo para la sección inline 1072, la cual corresponde a una sección intermedia, de modo que, no se viese afectada por los efectos de borde de la migración. Asimismo, se obtienen los valores para cada CDP, en donde en el CDP 1377309 la máxima diferencia obtenida en dicho inline es de 391,22 m/s y la mínima es de 1,58 m/s . En promedio, se tiene una diferencia de 103,72 m/s . La máxima desde 0 a 10 s es de 1400 m/s, para este CDP.

La resta de ambos modelos se realizó para obtener una diferencia cuantitativa de los mismos; sin embargo, se realizaron migraciones en el dominio del tiempo y en postapilamiento utilizando el algoritmo de Kirchhoff con ambos modelos de velocidad, y así definir, a su vez, una diferencia cualitativa de los mismos. Se escogió este algoritmo para realizar la comparación debido a que se caracteriza por producir una mejor calidad de imagen y tener menor tiempo de cómputo. A diferencia de las migraciones previas con el algoritmo de Stolt que se utilizaron para construir el modelo de velocidad, sólo se migró con Kirchhoff el área limitada por el modelo de velocidad construido, la cual está definida por el rango de inline 890 a 1217 y crossline 3 a 1282.

Se realizaron dos migraciones en el dominio del post apilamiento y tiempo con el algoritmo de Kirchhoff, una con el modelo de velocidad construido a partir del MVA y otra con el modelo de velocidad proporcionado por CGG. Los parámetros de migración utilizando cada modelo de velocidad fueron exactamente los mismos para cada migración, de modo que, los cambios entre las migraciones sólo se viesen afectadas por la distribución de velocidades. Se realizaron pruebas de migración utilizando el modelo de velocidad proporcionado por CGG, en donde los cambios en la apertura de migración y ángulo de buzamiento no afectaban significativamente, por lo que, se escogió un valor de ángulo y apertura intermedio, correspondiente a 30° y 3000 m, estos cambios se vieron limitados para la observación en los reflectores

continuos y bien definidos y en las zonas en donde las posibles fallas afectaban a los mismos, esta zona se encuentra definida desde los 1200 a los 2500 ms, aproximadamente.

La figura 31, corresponde a la migración en post apilamiento con el algoritmo de Kirchhoff utilizando el modelo de velocidad proporcionado por CGG, mientras que el de la figura 32, se realizó con el modelo de velocidad construido a partir del MVA.

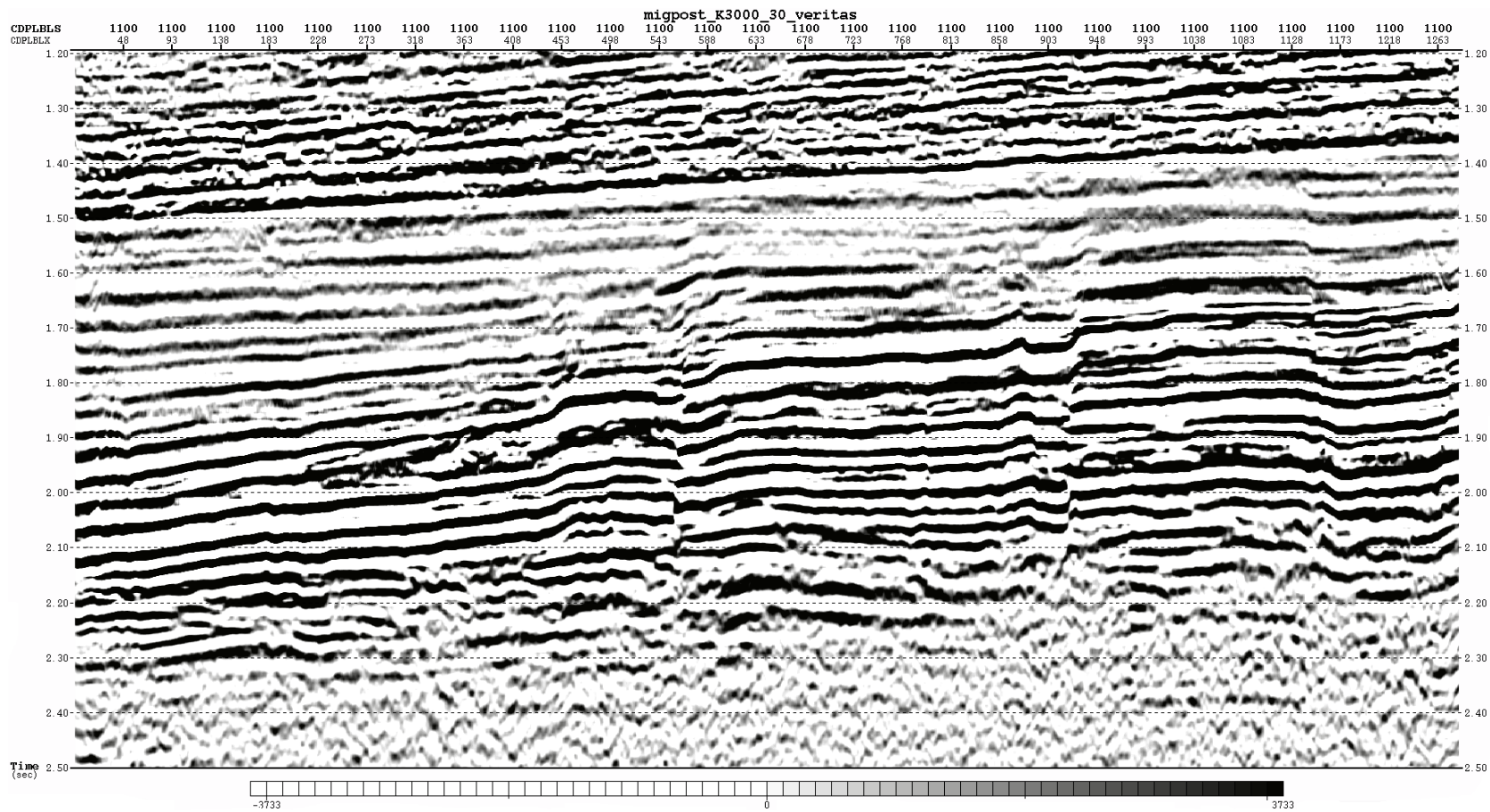


Figura 31. Sección 1100 migrada con el algoritmo de Kirchhoff en post apilamiento y tiempo utilizando el modelo de velocidad proporcionado por CGG.

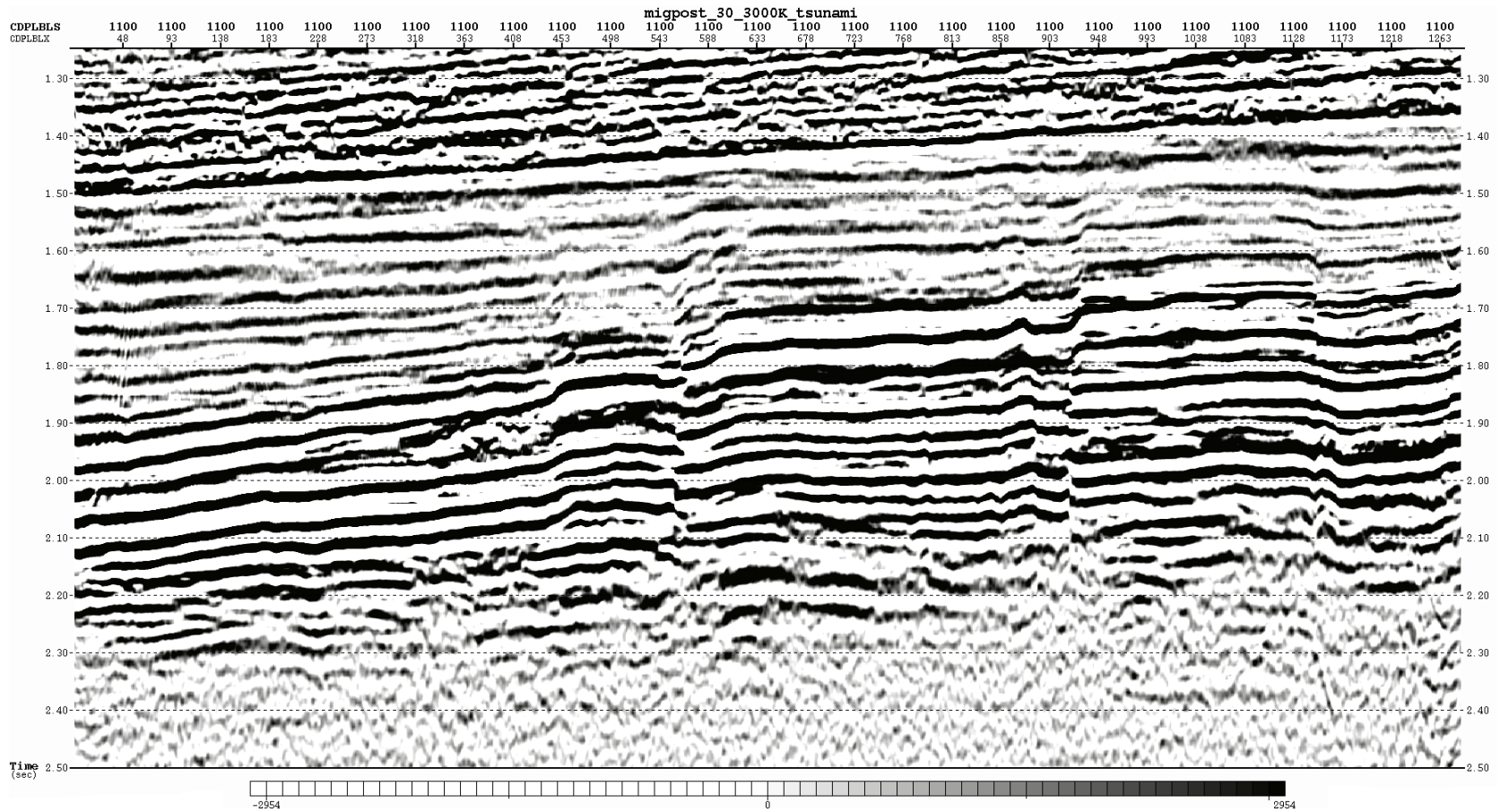


Figura 32. Sección 1100 migrada con el algoritmo de Kirchhoff en post apilamiento y tiempo utilizando el modelo de velocidad construido.

En detalle, respecto a los reflectores bien definidos, se puede visualizar lo siguiente:

- Continuidad y definición de los reflectores
- Delimitación de las posibles fallas

Esto puede ser observado en 5 zonas marcadas, en la siguiente figura, donde se identifica de manera efectiva las diferencias entre las dos secciones migradas con distintos modelos de velocidad.

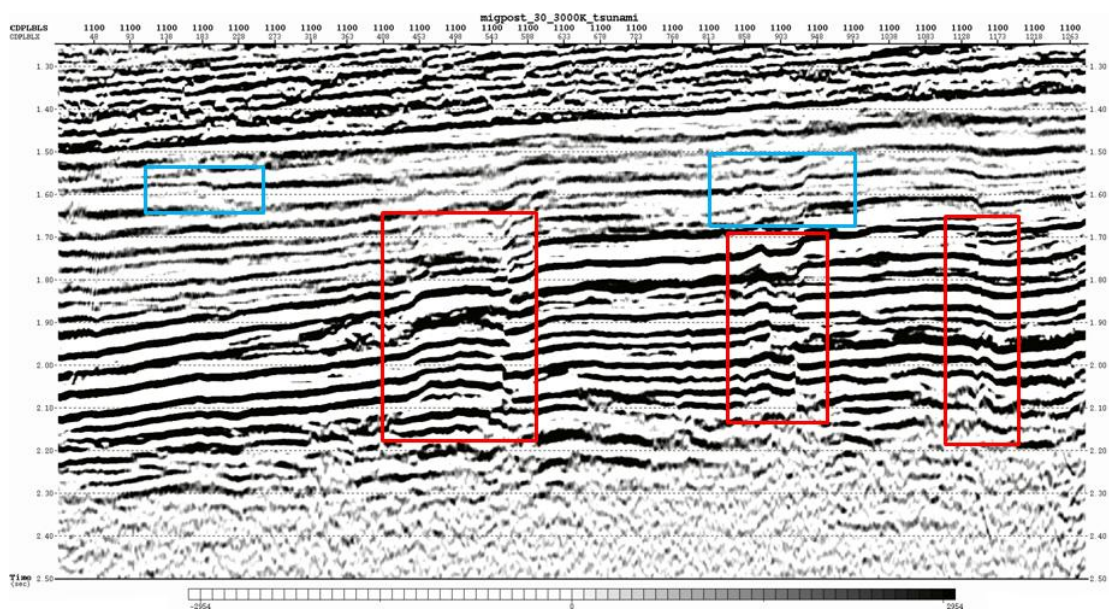


Figura 33. Sección inline 1100 migrada con el algoritmo de Kirchhoff en post apilamiento y tiempo: áreas azules, donde se puede observar continuidad de los reflectores, y áreas rojas, zonas de posibles fallas.

En las zonas resaltadas con color azul se observa mejor definición y continuidad de los reflectores en la sección post apilada migrada con el modelo de velocidad construido a partir del MVA que el proporcionado por CGG, ya que con el segundo modelo de velocidad se observa una interrupción del reflector, mientras que con el otro modelo no. A su vez, el área más grande definida se observa no sólo una mejor continuidad de los reflectores con el modelo construido mediante MVA, sino también una mejor relación señal ruido. Asimismo, entre los 1600 a 1800 ms, corresponde a

una zona donde los reflectores son visibles pero no tan bien marcados como los que se encuentran desde 1800 a 2300 ms, se puede observar que con el modelo de velocidad construido por medio de MVA estos reflectores se definen mucho mejor y tienen una mejor relación señal ruido.

Respecto a los reflectores bien definidos que se encuentran desde los 1800 a 2300 ms, en ambas secciones se ven continuos y bien definidos; sin embargo, la sección migrada con el modelo de velocidad realizado a partir de MVA se tiene que la continuidad de estos reflectores se ve más suavizada que en la sección migrada con el otro modelo de velocidad.

A partir de los 2300 ms, es posible observar algunos reflectores, que no son totalmente continuos, los cuales se observan mejor en la sección migrada con el modelo proporcionado por CGG, esto se debe a que no hay control total de la velocidad para el modelo construido a partir de MVA.

Las zonas de posibles fallas se encuentran en las áreas de color rojo, en ambas secciones migradas se pueden observar las posibles fallas y delimitación de las mismas, sin embargo, la definición de las mismas es más fácil realizarlo sobre la sección migrada con el modelo construido mediante MVA.

Un análisis no detallado de las secciones migradas puede realizarse con las secciones migradas completas, es decir, desde 0 a 10 s, las cuales pueden observarse en las siguientes figuras para cada uno de los modelos de velocidades:

En ambas secciones a partir de los 2300 ms, no se observan reflectores pero si posibles múltiples, sin embargo, se observa una mayor cantidad de múltiples en la sección migrada con el modelo de velocidad proporcionado por CGG que en el construido mediante MVA, a su vez, en este último se observan ceños fruncidos, los cuales no se observan en la sección migrada con el otro modelo. La presencia de estos ceños fruncidos posiblemente está asociada a que la velocidad en este punto es inferior a la velocidad óptima para realizar la migración. Cabe destacar que en esta zona no se tiene control de velocidad para el modelo construido a partir de MVA.

Existe una premisa de que si un modelo de velocidad genera una migración buena en el dominio del post apilamiento es factible que sea un buen modelo de velocidad inicial, al menos, en el dominio del preapilamiento. Para identificar esto último se realizó la migración de un subvolumen en el dominio del preapilamiento con ambos modelos, correspondiente al área definida desde el inline 890 al 1217 y crossline 3 al 460. Principalmente, lo que se quiere observar es si los reflectores observados con el modelo de velocidad generado por CGG son también definidos por el modelo construido mediante MVA. A continuación se muestran unas secciones migradas en dicho dominio para ambos modelos:

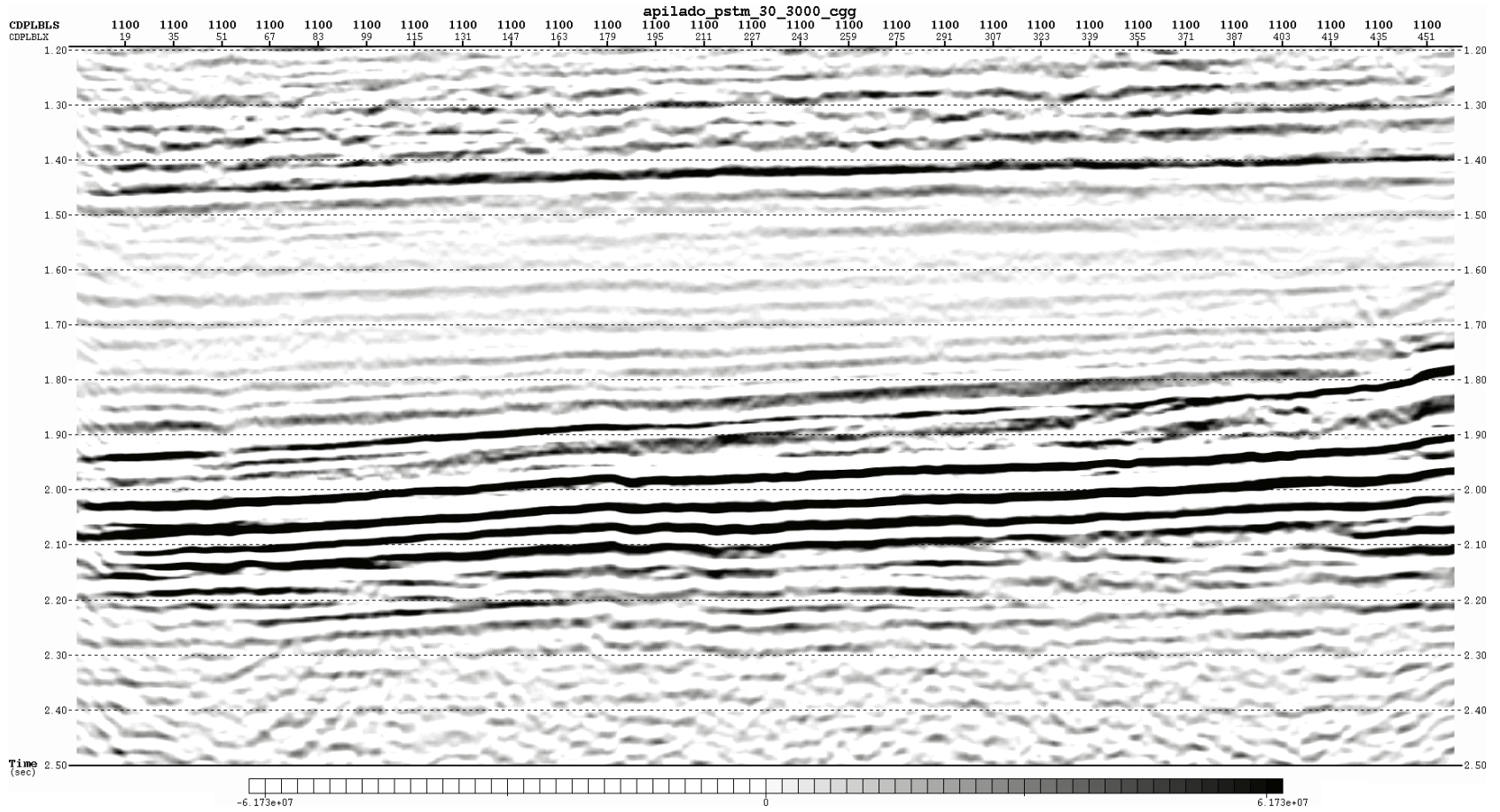


Figura 36. Sección migrada inline 1100 en el dominio del preapilamiento con el modelo de velocidad proporcionado por CGG, desde 1200 a 2500 ms .

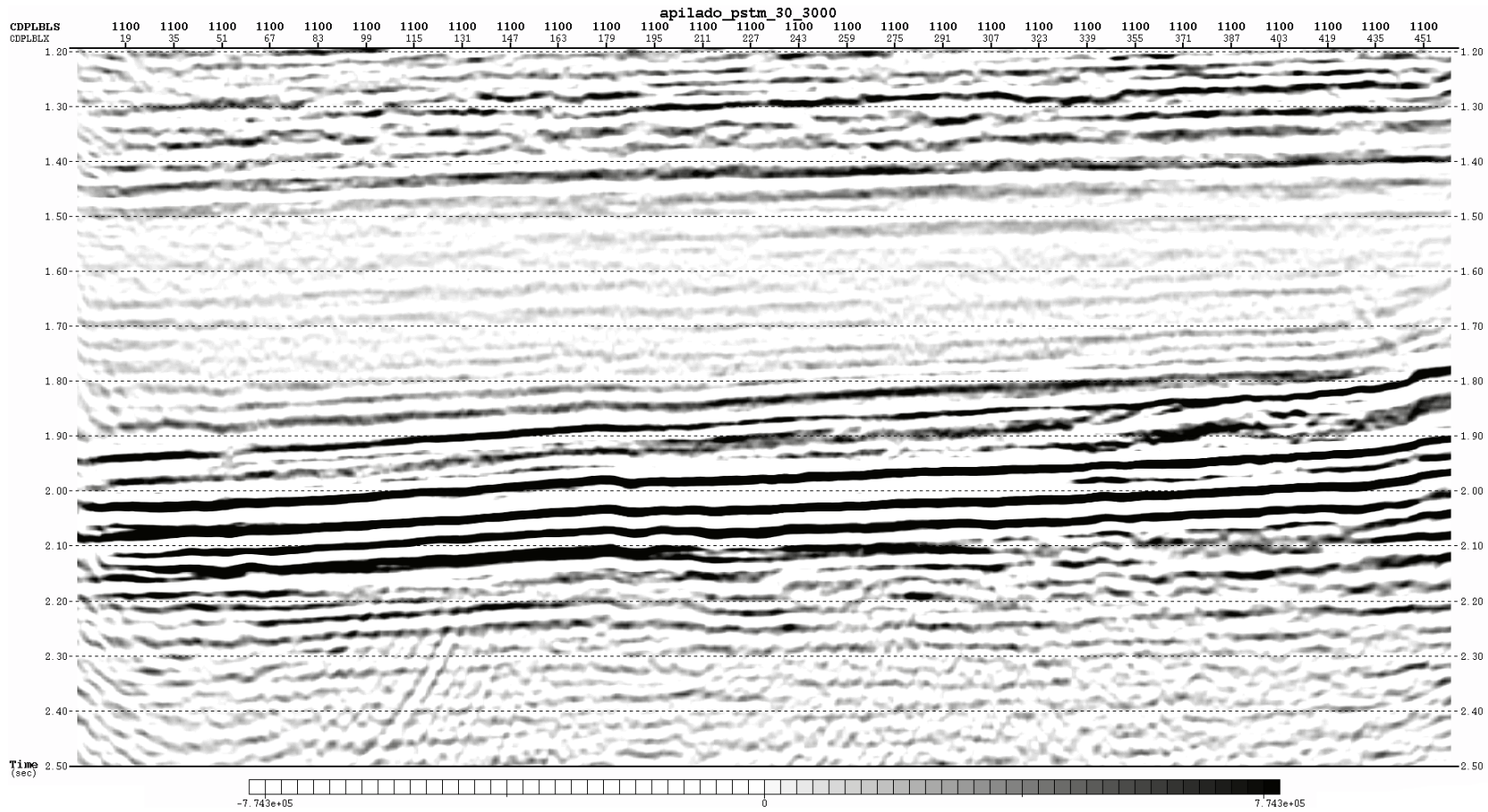


Figura 37. Sección migrada inline 1100 en el dominio del preapilamiento con el modelo de velocidad construido mediante MVA, desde 1200 a 2500 ms .

Al compararlas, se obtiene que los reflectores visibles en la sección migrada con el modelo de velocidad proporcionado por CGG también pueden ser observados en la otra sección migrada. Sin embargo, se ven mejor definidos con el modelo de velocidad proporcionado por CGG. En esta área no se observa la presencia de posibles fallas, por lo que, no se puede hacer una comparación del modelo en presencia de estas estructuras.

CAPÍTULO VI

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1 Conclusiones

- El modelo de velocidades de migración generado a partir de migraciones con el algoritmo de Stolt utilizando velocidades constantes se ve influenciado directamente tanto con la distribución de los reflectores respecto a forma, como con la continuidad de los mismos; si un reflector no se extiende lo suficiente para poder ser identificado, éste no aportará información para la realización del modelo de velocidades. Asimismo, debido a que cada valor de velocidad se toma respecto al CDP y tiempo por donde pasa el reflector, el modelo de velocidades resultantes tendrá una distribución de velocidades, por lo general, igual a las de los reflectores migrados con el algoritmo utilizado para realizar el MVA.
- La distribución de las velocidades no será igual a la forma del reflector en el caso de fallas, debido a la dispersión que ocurre en los planos de las mismas. En caso de que dicha dispersión no pueda ser visualizada en la dirección inline, debe tomarse en cuenta la observación de la dirección crossline.
- En los casos en donde se observan sonrisas o ceños fruncidos se debe bajar o subir el valor de la velocidad, respectivamente, pero sólo en las zonas en donde ocurre esto, suponiendo que el reflector migra bien con el valor de velocidad propuesto en toda su extensión excepto en dicha zona.
- El modelo de velocidad construido a partir de MVA con el algoritmo de Stolt a diferentes velocidades constantes respecto al modelo de velocidad generado a partir de análisis de semblanza, y demás información (por ejemplo,

información de pozo), para este proyecto, resultan ser similares en las zonas en donde hay control de la velocidad (reflectores visibles y continuos), mientras que para las zonas en donde no había controles de velocidad existían diferencias entre los valores de velocidad por encima de los 1000 m/s .

- Cualitativamente, el modelo de velocidad realizado a partir de MVA resaltó mejor las características de la zona en donde se encontraban los reflectores continuos, produciendo una mejora en la relación señal-ruido, la cual favorece a una mejor definición de los reflectores, además también se observó que mejoraba la continuidad de los mismos en algunos lugares en donde el otro modelo de velocidad los mostraba interrumpidos, luego de la migración con el algoritmo de Kirchhoff.
- Respecto a las zonas de posibles fallas, el modelo de velocidad construido a partir de MVA delimitó mejor las fallas observadas con respecto al otro modelo. Las estructuras geológicas pueden ser bien definidas utilizando el primer modelo en la migración siempre y cuando éstas se encuentren sobre reflectores bien definidos, de modo que, al realizar el análisis de velocidad de migración se pueda seguir la forma de la estructura.
- El modelo realizado a partir de MVA produjo una migración en el dominio del preapilamiento que permitía observar los reflectores bien definidos, y al compararlo con la migración realizada con el otro modelo de velocidad, sólo se observaban cambios respecto a cuán marcadas se tenían algunas sonrisas, por lo que, resulta al menos un buen modelo inicial para la migración preapilamiento. No fue posible comparar el resultado de la migración con el modelo construido respecto a las estructuras geológicas debido a que el volumen de gathers proporcionados no coincidía con dichas zonas.

6.2 Recomendaciones

- Se sugiere probar el desempeño de la metodología implementada en este trabajo de grado en una zona con mayor complejidad geológica.
- Definir cuantitativamente la cantidad de tiempo que requiere emplear la metodología usada respecto a la convencional para la realización de un modelo de velocidad.
- Realizar pruebas de migración con el modelo de velocidades construido a partir del MVA y el proporcionado por CGG con un algoritmo de migración distinto a Kirchhoff, de modo que, se observe cuán sensibles pueden ser los cambios en las migraciones respecto a las variaciones de los valores y distribución de las velocidades.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Al-Chalabi, M., 1979. Velocity determination from seismic reflection data. The British Petroleum Co. London, UK.
- Al-Yahya, K., 1989, Velocity analysis by iterative profile migration. *Geophysics*, 54,118-129.
- Andrade N., Héctor J. (2001). Interpretación sísmica estructural 3D en la Cuenca Barinas-Apure, Edo. Barinas. Tesis UCV.
- Audemard, F. E., 1991. Tectonics of Western Venezuela, Ph.D. Thesis, Rice University, Texas, 245pp.
- Bancroft, J. C., 1996. Fast 3-D Kirchhoff poststack time migration with velocity analysis. *Crewes Research Report*, 8 (29), 1-5.
- Bancroft, J. C., 2007a. A practical understanding of pre- and poststack migration. Volumen 1. Society of Exploration Geophysicists. Tulsa, USA.
- Bancroft, J. C., 2007b. A practical understanding of pre- and poststack migration. Volumen 2. Society of Exploration Geophysicists. Tulsa, USA.
- Bardan, V., 1999. Practical aspects of post-stack migration. Second Balkan Geophysical Congress and Exhibition, 196-197.
- Beasley, C., Lynn, W., Larner, K., Nguyen, H. V., 1987. Extended Stolt F-K Migration. Society of Exploration Geophysicists. 551-559.
- Beasley, C., Lynn, W., Larner, K., Nguyen, H. V., 1988. Cascaded f-k migration: Removing the restrictions on depth-varying velocity. Society of Exploration Geophysicists. 551-559.
- Biondi, B., 2007. Concepts and Applications in 3D seismic imaging. Stanford Exploration Project, Stanford University, Stanford, USA.
- Biondi, B., 2010. Velocity estimation by image-focusing analysis. *Geophysics*, 75 (6), U49-U60.
- Chun, J. H., Jacewitz, C. A., 1981. Fundamentals of frequency domain migration. *Geophysics*, 46(5), 717-733.
- De Toni, Loureiro, B., Márquez, C., Colleta, B., 1994. Eventos y estilos tectónicos en la cuenca de Barinas-Apure. Sociedad Venezolana de Geólogo, Caracas, V Simposio Bolivariano, 311-313.
- Deregowski, S. M., 1986. What is DMO. *First Break*, 4, 7-24.
- Dix, C. H., 1955, Seismic velocities from surface measurements: *Geophysics*, 20, 68-86
- Etgen, J. T., 1994. Stability of explicit depth extrapolation through laterally-varying media. *SEG Technical Program Expanded Abstracts 1994*, 1266-1269.
- Fang, K., 1995. Prestack Kirchhoff Migration. *Crewes Research Report*, 7(31), 1-7.
- Farmer, P., Miller, D., Pieprzak, A., Rutledge, J., Woods, R., 1996. Exploring the subsalt. *Oilfield review*, 50-64.
- Feo Codecido, G., 1972. Breves ideas sobre la estructura de la falla de Oca, Venezuela. VI Conf. Geol. Caribe, Porlamar, estado Nueva Esparta.
- Feo Codecido, G., 1977. Posibles recursos de hidrocarburos en la cuenca Barinas-Apure. Sociedad Venezolana de Geólogos, V Congreso geológico venezolano,

- Tomo IV, 1465-1478.
- Figuroa, L., Gil, E., Daal, E., Peraza, H., 1994. Análisis estructural-estratigráfico del área de Barinas norte (Cuenca de Barinas) y su importancia en la exploración de hidrocarburos. Sociedad Venezolana de Geólogos, Caracas, V Simposio Bolivariano.
- French, W. S., 1975. Migration of oblique seismic reflection profiles. *Geophysics*, 40, 961-980.
- Fomel, S., 2003. Time-migration velocity analysis by velocity continuation. *Geophysics*, 68 (5), 1662-1672.
- Fowler, P., 1985. Migration velocity analysis by optimization: linear theory. *Stanford Exploration Project*, 44, 1-20.
- Furrer, Max A., 1971. La edad de la Formación Pagüey, IV Congreso Geol. Venez., Mem. 1., Bol. Geol., Caracas, Venezuela, Pub. Espec. N° 5, 405-409.
- Gadallah, M., Fisher, R., 2009. *Exploration Geophysics*. Springer. Houston, Texas, USA.
- Gardner, G. H. F., French, W. S., y Matzuk, T., 1974. Elements of migration and velocity analysis. *Geophysics*, 39, 811-825.
- Gazdag, J., 1978. Wave equation migration with the phase-shift method. *Geophysics*, 43 (7), 1342-1351.
- Gazdag, J., and Sguazzero, P., 1984, Migration of seismic data by phase shift plus interpolation. *Geophysics*, 49, 124-131.
- González de Juana, C., Iturralde de Arozena J. y Picard Cadillat X., 1980. Geología de Venezuela y sus cuencas petrolíferas. Ediciones Foninves, Caracas, Venezuela, 2 tomos, 1031.
- González-Serrano, A., Chon, Y., 1984. Migration velocity analysis in 3-D. SEG Technical Program Expanded Abstracts 1984, 809-811.
- Gray, S., Etgen, J., Dellinger, J., Whitmore, D., 2001. Seismic migration problems and solutions. *Geophysics*, 66 (5), 1622-1640.
- Gupta, H. K., 2011. *Encyclopedia of solid Earth geophysics*. Springer, India.
- Hale, D., 1991. Course notes: Dip moveout processing. Society of Exploration Geophysicists.
- Hubral, P., Krey, T., 1980. Interval velocities from seismic reflection time measurements. Western Geophysical Company. Houston, Texas.
- Kabbej, A., Baina, R. y Duquet, B., 2007. Aperture optimized two-pass Kirchhoff migration. SEG, San Antonio 2007 Anual Meeting.
- Kearey, P., Brooks, M., Hill, I., 2002. *An introduction to Geophysical Exploration*. Third Edition. Blackwell Science.
- Kiser, G. D., 1989. Relaciones Estratigráficas de la Cuenca Apure/Llanos con áreas adyacentes, Venezuela suroeste y Colombia Oriental. *Soc. Venez. Geol., Monografías*, (1): 76.
- Kiser, G. D., 1997. Notas geológicas sobre datos inéditos (Corpoven, S.A.) de Barinas y el frente de montaña. En prensa, 19.
- Lindseth, R. O., 1982. *Digital processing of Geophysical Data*. Society of Exploration Geophysicists. Calgary, Canadá.
- Liner, C. L. 1999. Concepts of normal and dip moveout. *Geophysics*, 64 (5), 1637-

- 1647.
- Lugo, J., 1991. Cretaceous to neogene tectonic control on sedimentation: Maracaibo basin, Venezuela. Tesis de la Universidad de Texas, Grado académico Ph. D., 238.
- Mackenzie, A. N., 1937. Sección geológica de la región de Barinas: Distritos Barinas, Bolívar and Obispos, State of Zamora, Venezuela, *Bol. Geol. y Min.*, Caracas, 1(2-4): 253-266.
- Martínez, A. (1976). Cronología del Petróleo Venezolano. Foninves, Ed. Ciencia y Petróleo, Caracas, 349.
- Meadows, M. A., Abriel, W. L., 1994. 3-D poststack phase-shift migration in transversely isotropic media. SEG Technical Program Expanded Abstracts 1994, 1205-1208.
- Neidel, N. S., Taner, M. T. (1971). Semblance and other coherency measures for multichannel data. *Geophysics*, 36, 482-497.
- Ostos, M., 1990. Tectonic evolution of the south-central Caribbean based on geochemical data. Universidad: Rice University, Houston, TX, United States Grado académico: Doctoral, 459.
- PDVSA, 1997. Código Estratigráfico de las Cuencas Petroleras de Venezuela,
- Peacock, K. L. Y. Treitel, S., 1969. Predictive deconvolution: Theory and Practice. *Geophysics*, 34 (2), 155-169.
- Pierce, G. R., 1960. Geología de la cuenca de Barinas. Boletín de Geología Publicación Especial, 3 (1): 214-276.
- Rastogui, R., Phadke, S., 2002. Optimal aperture width selection and parallel implementation of Kirchhoff migration algorithm. SPG, 4th conference & Exposition on Petroleum Geophysics. Mumbai, India.
- Renz, O., 1959. Estratigrafía del Cretáceo en Venezuela occidental. *Bol. Geol.*, 5(10): 3-48. Resumen (1960) en: *Asoc. Venez. Geol., Min. y Petról., Bol. Inform.*, 3(7): 209.
- Robinson, E., 1983. Migration of geophysical data. University of Tulsa, Boston.
- Russel, B., 1998. A simple seismic imaging exercise. *The leading edge*, 885-889.
- Sattlegger, J., 1975. Migration velocity determination: PART I PHILOSOPHY. *Geophysics*, 40 (1), 1-5.
- Sava, P. C., Biondi, B y Etgen, J., 2005. Wave-equation migration velocity analysis by focusing diffractions and reflections. *Geophysics*, 70 (3), U19-U27.
- Schneider, W. A., 1978. Integral formulation for migration in two and three dimensions. *Geophysics*, 43 (1), 49-76.
- Sheriff, R. E., 2002. Encyclopedia Dictionary of Exploration Geophysics. Fourth Edition. Society of Exploration Geophysicists.
- Sheriff, R. E., Geldart, L. P., 1995. Exploration seismology. Cambridge University Press.
- Stoffa, P. L., J. T. Fokkema, R. M. de Luna Freire, and W. P. Kessinger, 1990, Split-step Fourier migration. *Geophysics*, 55, no. 4, 410-421.
- Stolt, R. H., 1978. Migration by Fourier Transform. *Geophysics*, 43 (1), 23-48.
- Thomsen, L., 1986. Weak elastic anisotropy. *Geophysics*, 51, 1954-1966.
- Tieman, H., 1984. Migration velocity analysis: Accounting for the effects of lateral

- velocity variations. *Geophysics*, 60 (1), 812-814.
- Wang, B., Dirks V., Gillaume, P., Audebert, F. y Epili D., 2006. A 3D subsalt tomography based on wave-equation migration-perturbations scans. *Geophysics*, 71, E1-E6.
- Yilmaz, O., and Chambers, R., 1984, Migration velocity analysis by Wavefield extrapolation. *Geophysics*, 49, 16&1674.
- Yilmaz, O., 1987. *Seismic data processing*. SEG publications.
- Yilmaz, O., 2001. *Seismic Data Analysis: processing, inversion and interpretation of seismic data. Volumen 1*. Society of Exploration Geophysicists. Tulsa, Oklahoma.
- Yoris, F., Ostos, M., Zamora, L. (1997). *Petroleum Geology of Venezuela*. Schlumberger Sureco, Venezuela.
- Zhu, J., Lines, L., Gray, S., 1998. Smiles and frowns in migration/velocity analysis. *Geophysics*, 63 (4), 1200-1209.