

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

ANÁLISIS Y MODELAJE DE ATRIBUTOS SÍSMICOS EN LA REGIÓN DE MONAGAS, UTILIZANDO DATOS SÍSMICOS 2D

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
para optar al Título
de Ingeniero Geofisico
Por el Br. Juan C. FERNANDES DA S.

Caracas, Octubre de 2002

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

ANÁLISIS Y MODELAJE DE ATRIBUTOS SÍSMICOS EN LA REGIÓN DE MONAGAS, UTILIZANDO DATOS SÍSMICOS 2D

TUTOR ACADÉMICO: Lic. Juan José Infante

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
para optar al Título
de Ingeniero Geofísico
Por el Br. Juan C. FERNANDES DA S.
Caracas, Octubre de 2002

AGRADECIMIENTOS

Al Departamento de Geofísica de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela, por haber permitido la realización de este trabajo.

A mi alma mater: la UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA la gran partícipe en todo este proceso, la que me formo y me dio todas las oportunidades, por eso “*es la casa que vence las sombras*”.

Al profesor Juan Infante, por haber aceptado ser el tutor académico de este trabajo especial de grado, además, por su colaboración y aportes significantes para el desarrollo del mismo.

A DIOS TODOPODEROSO creador de todos mis sueños y guía principal para la obtención de todas mis metas. “Que su enseñanza sea como la niña de tus ojos” (proverbios 7,2).

A mis maravillosos padres que han sido los verdaderos garantes de todos mis sueños y sin ustedes no tendría sentido alguno la vida GRACIAS.

A la mujer que cambio mi vida por completo y que me sirvió de inspiración para la realización de este proyecto. ANA MARIA gracias por tu apoyo y que viva ese ser MI HIJO JUAN ALFREDO que vino al mundo en esta etapa tan maravillosa de mi vida, ustedes son todo para mi.

A mis hermanas DELIA y YANET que forman parte fundamental de esta satisfacción agradeciendo el apoyo incondicional que siempre me brindaron.

A mi tía Naty y mi tío Juan que han sido como mis segundos padres y consejeros en todo este andar GRACIAS.

Por su puesto, es un honor agradecer a toda las personas pertenecientes a Veritas DGC, quienes me demostraron un gran afecto y siempre me brindaron la ayuda necesaria para la realización de este trabajo. Gracias a Pablo Alarcón, Yormar Caballero, Manuel Mendoza, Felipe Leggieri, Salvador Manzoni, Douglas Horton, Fabricio Sierra, Nathaly Torres, Milagros Gómez, Marina Silva, Freddy Velásquez y en especial al gran gestor de esta obra, el cual me abrió las puertas y me brindo la oportunidad de expandir este sueño, así que muchas gracias al Ing. Arístides Meléndez por su apoyo.

A la Ing. Nubia Santiago por su apoyo, flexibilidad y recomendaciones en todo momento y Al Ing. Antonio Feijoo por su colaboración al suministro de los datos.

Finalmente, a todos esas amistades que son los grandes cómplices de mi vida académica, gracias a Gonzalo, Américo, Joshue, Angelo, Jasón, Susalín, Yasenia, y demás.

ÍNDICE

	Pag.
Resumen	1
Capítulo 1, Introducción	2
Capítulo 2, Teoría Básica del Procesamiento Sísmico	6
2.1 Secuencia Básica de Procesamiento	6
2.2 Demultiplexado	8
2.3 Análisis Espectral y de Frecuencia	8
2.4 Remuestreo	10
2.4.1 Teorema del Muestreo	10
2.4.2 Aliasing	11
2.5 Recuperación de Amplitudes	11
2.5.1 Atenuación	12
2.5.2 Divergencia Esférica	12
2.5.3 Balanceo de Trazas o Aplicación de Ganancia AGC	14
2.6 Edición de Trazas y Registros	15
2.7 Geometría	15
2.8 Deconvolución	16
2.8.1 Modelo Convolucionar	18
2.8.2 Correlación	18
2.8.3 Autocorrelación	19
2.8.4 Tipos de Deconvolución	20
2.8.4.1 Deconvolución Impulsiva	20
2.8.4.2 Deconvolución Predictiva	21
2.8.5 Parámetros de la Deconvolución	23
2.9 Aplicación de Filtros	24
2.9.1 Filtraje FK	28
2.10 Correcciones Estáticas	29
2.10.1 Correcciones Estáticas por Refracción	29

2.10.2 Estáticas de Elevación	31
2.10.3 Estáticas de Campo	32
2.10.4 Inversión Lineal Generalizada (GLI)	33
2.10.5 Inversión Tomográfica	36
2.11 Estáticas Residuales	40
2.12 Ordenamiento de Datos a Punto Común en Profundidad “CDP ” ...	42
2.13 Correcciones Dinámicas o por Normal Move Out NMO	43
2.14 Análisis de Velocidad	46
2.14.1 Análisis de Velocidad por el Método de Semblanza	48
2.14.2 Metodos de Apilados a Velocidad Constante ‘CVS’	50
2.14.3 Enmudecimiento o Mute Preliminar	51
2.14.4 Apilado Preliminar	52
2.15 Corrección Dinámica por Efecto del Buzamiento DMO	53
2.16 Migración	54
2.16.1 Métodos de Migración	56
2.16.1.1 Migración por Difracción	56
2.16.1.2 Migración por Diferencia Finita	57
2.16.1.3 Migración en el Dominio de la Frecuencia	59
2.16.2 Tipos de Migración	60
2.16.2.1 Migración antes del Apilado	61
2.16.2.2 Migración en Tiempo	63
2.16.2.3 Migración en Profundidad	64
2.16.2.3.1 Migración en Profundidad antes de apilamiento	69
Capítulo 3, Marco Geológico	78
3.1 Introducción	78
3.2 Estratigrafía y Contexto Estructural	80
3.2.1 Marco Geológico Regional	80
3.2.2 Subcuenca de Maturín	84
3.2.3 Historia Geológica de la cuenca Oriental de Venezuela	87
Capítulo 4, Procesamiento de los datos	95
4.1 Procesamiento de los datos sísmicos	95

4.1.1 Parámetros de adquisición	95
4.2 Secuencia de Procesamiento	96
4.3 Construcción y análisis de la geometría	98
4.3.1 Control de calidad para la geometría	100
4.4 Procesamiento de los datos	105
4.4.1 Edición de trazas	105
4.4.2 Recuperación de amplitudes	105
4.4.3 Deconvolución	106
4.4.4 Filtros y control de ganancia (AGC)	108
4.5 Estáticas de refracción “gli y tomoestáticas”	109
4.5.1 Método de GLI (Inversión lineal generalizada)	110
4.5.1.1 Control de calidad del método GLI	111
4.5.2 Método inversión tomográfica	114
4.5.3 Comparación entre el GLI y la Inversión Tomográfica	115
4.6 Análisis de velocidades	116
4.6.1 Primer análisis de velocidades	116
4.6.2 Segundo análisis de velocidades	120
4.6.3 Análisis de velocidades para DMO	120
4.6.4 Modelo de velocidades	122
4.6.5 Control de calidad	122
4.7 Cálculo de estáticas residuales	123
4.7.1 Primer pase de estáticas residuales	128
4.7.2 Segundo pase de estáticas residuales	128
4.7.3 Control de calidad de las estáticas residuales	129
4.8 DMO	133
4.9 Migración en tiempo	134
4.9.1 Análisis de velocidades para la migración en tiempo	134
4.9.2 Migración post-apilamiento en tiempo por Kirchhoff y diferencia finita	136
4.9.3 Migración pre-apilamiento en tiempo por Kirchhoff	136
4.9.4 Migración en profundidad pre-apilamiento	137
Capítulo 5, Conclusiones	158

Recomendaciones	161
Bibliografía	162

ÍNDICE DE FIGURAS

	Pag.
Figura 1.1 Mapa de ubicación de la línea sísmica en el estado Monagas	2
Figura 1.2 Orientación de la línea 2D “ME-90B-13”	3
Figura 1.3 Perfil de elevaciones de la línea 2D “ME-90B-13	3
Figura 2.1 Matriz que contiene la información de los canales	8
Figura 2.2 Una señal sísmica se compone de la superposición de varias señales de diferentes frecuencias	9
Figura 2.3 En la parte (a) se muestra la señal en forma analógica y en la parte (b) la señal es muestreada a intervalos Δt para ser digitalizada	10
Figura 2.4 Efecto de Aliasing, en la parte (a) una señal de frecuencia f es muestreada correctamente a Δt , en la parte (b) una señal de frecuencia $2f$ es muestreada al mismo Δt , esta al ser reconstruida (línea punteada) tiene una frecuencia diferente	11
Figura 2.5 Factores que afectan la amplitud	12
Figura 2.6 A la izquierda se observan disparos de campo y a la derecha los disparos con correcciones por divergencia esférica aplicada	13
Figura 2.7 Balanceo de Trazas	14
Figura 2.8 Escalamiento Variante en Tiempo	14
Figura 2.9 Control Automático de Ganancia (AGC)	15
Figura 2.10 Efecto deseado en una onda sísmica después de la deconvolución	17
Figura 2.11 Ondícula antes y después de aplicar la deconvolución impulsiva .	21
Figura 2.12 Reverberaciones. La energía sísmica es atrapada entre dos Interfases	22
Figura 2.13 Deconvolución Predictiva. Los múltiples que se observan en la figura izquierda son removidos por la deconvolución teniendo como resultado la figura derecha	23
Figura 2.14 Los filtros pasa banda se comportan como sistemas lineales	26

Figura 2.15 Espectro amplitud de un filtro pasa banda ideal	27
Figura 2.16 Los filtros pasa banda de uso común en el procesamiento sísmico, no deben tener pendiente verticales para evitar el fenómeno de Gibbs	27
Figura 2.17 Reflexión de una capa, el tiempo de viaje es afectado por efectos de capa meteorizada, elevación y distancia fuente receptor	30
Figura 2.18 Trayectoria de las reflexiones para un modelo de dos capas	31
Figura 2.19 Modelo de dos capas cercanas a superficie que permite ilustrar las condiciones para el cálculo de estáticas de campo	33
Figura 2.20 A la izquierda se encuentra el modelo real de la superficie cercana, dos capas y una interfase y la derecha esta el modelo creado mediante trazado de rayos, calculando los tiempos para los cuales se esperaría que ocurrieran las primeras llegadas	34
Figura 2.21 Cálculo de estáticas de refracción utilizando Inversión Lineal Generalizada “GLI”	35
Figura 2.22 Modelo de celdas que se utiliza en el método de inversión tomográfica	37
Figura 2.23 Modelo de superficie cercana que ilustra las celdas de velocidad que representa la técnica de inversión tomográfica: a) modelo de 2 capas, donde se observa la trayectoria del rayo desde la fuente hasta un receptor, b) trayectoria del rayo para un modelo de capa única donde la velocidad aumenta con la profundidad por medio de las celdas (método que se utiliza en la inversión tomográfica) .	39
Figura 2.24 Sección estacada antes y después del cálculo y aplicación de estáticas residuales	41
Figura 2.25 Apilamiento corregidos por NMO antes y después de la corrección de estáticas residuales	42
Figura 2.26 Efecto de Normal Move Out, debido al incremento de la distancia fuente-receptor	43
Figura 2.27 Diagrama con el cual se puede determinar la corrección de NMO	44
Figura 2.28 Agrupamiento de trazas corregidas por NMO	45
Figura 2.29 Apilamiento a velocidad constante	46

Figura 2.30 Se pude apreciar en detalles como varía el alineamiento de los eventos con el cambio de las velocidades	47
Figura 2.31 Semblanza para un específico valor de tiempo-distancia receptor cero	49
Figura 2.32 Análisis de velocidades utilizando semblanza en datos agrupados por distancia fuente-receptor común	50
Figura 2.33 Aplicación del enmudecimiento debido al estiramiento de la ondícula por efectos de la corrección de NMO	52
Figura 2.34 Efecto del buzamiento sobre el punto común en profundidad ...	53
Figura 2.35 La migración reposiciona las reflexiones de eventos buzantes ..	55
Figura 2.36 Una curva de difracción se puede de múltiples segmentos de recta y cada uno puede ser migrado en el dominio de la frecuencia	59
Figura 2.37 Migración en el dominio de la frecuencia donde la velocidad es constante. (a) Dos eventos buzantes sobre una sección sin migrar; (b) estos mismo eventos graficados en la misma línea en el dominio K_x , ω pero con diferentes fases; (c) cambio debuzamiento de ε_a y \varemathcal{E} de acuerdo a la ecuación 2.16; d) transformación a los dominios x,t o x,z se obtiene una sección migrada	60
Figura 2.38 Las trayectorias de los rayos asociados a la distancia fuente receptor, donde el tiempo de viaje es definido por la ecuación 2.17	67
Figura 2.39 Diferencia entre migración en tiempo y migración en profundidad	69
Figura 2.40 Ejemplos donde se muestran las diferencias entre las migraciones en tiempo y en profundidad con respecto a las posiciones verticales	71
Figura 2.41 En la parte izquierda se observa una sección en tiempo escalada a profundidad con una interpretación previa del modelo de velocidades y del lado derecho esta la sección migrada en profundidad, destacándose la verdadera posición lateral del evento	72

Figura 2.42 Diagrama de flujo con la comparación tradicional entre a) la conversión del mapa base en tiempo a profundidad y b) la conversión de la imagen base en profundidad a la estructura final en tiempo	73
Figura 2.43 Los bloques de fallas que se representa en tiempo demuestran la poca continuidad entre los reflectores, mientras que la imagen en profundidad si destaca estas continuidades en los bloques de fallas	74
Figura 2.44 Trayectorias de los rayos sobre puntos comunes en profundidad .	75
Figura 2.45 Agrupamiento de trazas sísmica asociadas a la trayectorias de rayos en puntos comunes en profundidad descritos en la figura anterior, donde pareciera observarse tres velocidades agrupadas de forma hiperbólica pero son velocidades asociadas a un agrupamiento de trazas a cero distancia fuente-receptor (moveout) de forma no hiperbólica	75
Figura 2.46 Agrupamiento de trazas corregidos a cero distancia fuente receptor sobre puntos comunes en profundidad utilizando las velocidades de apilamientos corregidas en función de la figura anterior	76
Figura 2.47 Comparación entre una imagen en tiempo (izquierda) a una imagen en profundidad (derecha) en un área donde se observa discontinuidad en los reflectores	76
Figura 2.48 Agrupamiento de trazas en profundidad producido por la imagen pre-apilamiento en profundidad	77
Figura 2.49 Diagrama de flujo que demuestra las reiteraciones que se deben emplear en una migración en profundidad	77
Figura 3.1 Mapa de cuencas Petrolíferas de Venezuela	78
Figura 3.2 Tabla de correlación para la Cuenca Oriental de Venezuela	80
Figura 3.3 Dominios estructurales internos (alóctono) y externo (parautóctono)	83
Figura 3.4 Modelo sísmico interpretativo del Norte de Monagas	93
Figura 3.5 Interpretación geológica de un diapiro perteneciente a la Cuenca	

Oriental de Venezuela donde se muestra los reflectores y las edades de la estructura	94
Figura 4.1 Gráfico en el cual se muestra la disposición de las estaciones en campo basándose en sus coordenadas	99
Figura 4.2 Baseline	100
Figura 4.3 Registro de campo mal posicionado	101
Figura 4.4 Registro de campo listo para aplicar primeros quiebres y su respectiva edición	102
Figura 4.5 Control de calidad de la interpretación correcta de los primeros Quiebres	103
Figura 4.6 Control de calidad de la interpretación incorrecta de los primero quiebres	103
Figura 4.7 Gráfico del lineal moveout para el control de calidad de la geometría	104
Figura 4.8 Registro de campo donde se aplica las respectivas ediciones	105
Figura 4.9 Prueba para determinar la corrección por divergencia esférica	105
Figura 4.10 Disparo grabado donde tiene aplicado únicamente la divergencia esférica	106
Figura 4.11 Registro sísmico con la aplicación de divergencia esférica y una deconvolución impulsiva	107
Figura 4.12 Disparo donde se observa la aplicación de la ventana de deconvolución	107
Figura 4.13 Disparo sin filtrar	108
Figura 4.14 Disparo con un filtro pasa banda 8-12 / 45-55 Hz	109
Figura 4.15 Control de calidad para determinar el orden de los datos por estaciones	112
Figura 4.16 Control de calidad para determinar el orden de los datos por disparos	112
Figura 4.17 Datos apilados con previa corrección de estáticas de elevación ..	115
Figura 4.18 Datos apilados con previa corrección de estáticas de refracción por el método GLI	117
Figura 4.19 Datos apilados con previa corrección de estáticas de refracción	

por el modelo de inversión tomográfica	118
Figura 4.20 Campo de velocidades para el apilado preliminar con las estáticas generadas por el GLI	119
Figura 4.21 Campo de velocidades para el apilado preliminar con las estáticas generadas por el método de inversión tomográfica	119
Figura 4.22 Análisis de velocidades en apilamientos de distancias fuentes-receptor comunes (COFF) para el primer pase de estáticas residuales	121
Figura 4.23 Panel para el análisis de velocidad constante (CVS), aplicado para las velocidades de DMO	125
Figura 4.24 Panel congelado para el análisis de velocidad constante en la etapa DMO sobre diez trazas de un punto de control	126
Figura 4.25 Campo de velocidades para el apilamiento DMO	127
Figura 4.26 Sección apilada con primeras velocidades y primer pase de estáticas residuales	131
Figura 4.27 Sección apilada con segundas velocidades y segundo pase de estáticas residuales	132
Figura 4.28 Sección apilada con velocidades para DMO	135
Figura 4.29 Sección migrada post-apilamiento en tiempo por Diferencia Finita usando el 80% de las velocidades de migración	139
Figura 4.30 Sección migrada post-apilamiento en tiempo por Kirchhoff usando el 80% de las velocidades de migración	140
Figura 4.31 Sección migrada pre-apilamiento en tiempo por Kirchhoff usando el 80% de las velocidades de migración	141
Figura 4.32 Sección migrada post-apilamiento en tiempo por Kirchhoff que sirve de entrada para la creación del modelo en la migración en profundidad	145
Figura 4.33 Sección migrada en profundidad pre-apilamiento con modelo de velocidades de la migración en tiempo por Kirchhoff	146
Figura 4.34 Modelo inicial del campo de velocidades para la migración en profundidad	149
Figura 4.35 Gráfico que permite definir horizontes para la construcción del	

modelo de velocidad	150
Figura 4.36 Modelo de trazado de rayos que ayudara a la conversión de tiempo a profundidad	151
Figura 4.37 Imágenes del agrupamiento de trazas (gathers) para el análisis de velocidades	152
Figura 4.38 Gráfico que permite observar el agrupamiento de trazas (gathers) sobre los horizontes definidos para el modelo de velocidades ...	154
Figura 4.39 Modelo final del campo de velocidades para la migración final en profundidad	156
Figura 4.40 Sección final migrada en profundidad pre-apilamiento con velocidades del modelo final	157

ÍNDICE DE TABLAS

	Pag.
Tabla 3.1 Listado de las velocidades interválicas en formaciones pertenecientes a la Cuenca Oriental de Venezuela	94
Tabla 4.1 Valores creados por el programa una vez corrida la geometría ..	100
Tabla 4.2 Parámetros iniciales usados en el GLI	110
Tabla 4.3 Parámetros finales usados en el GLI	113
Tabla 4.4 Valores de entrada requeridos por el programa para la creación del modelo inicial de velocidades	142
Tabla 4.5 Significado de cada parámetro descrito en las líneas de la tabla 4.4	143

Fernandes Da S., Juan C.

ANÁLISIS Y MODELAJE DE ATRIBUTOS SÍSMICOS EN LA REGIÓN DE MONAGAS, UTILIZANDO DATOS SÍSMICOS 2D

Tutor Académico: Lic. Juan José Infante. Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Ingeniería Geofísica. Año 2002, 159 pag.

Palabras Claves: Procesamiento, Secuencia, Geometría, Estáticas, Velocidades, Migración, Modelo Geológico y de Velocidad, Análisis.

Resumen. **El análisis y modelaje de velocidades como atributo sísmico refleja una serie de factores que deben ser bien analizados. La actividad radicó básicamente en dos etapas: la primera es la secuencia básica de procesamiento hasta la migración en tiempo con la adición del cálculo de estáticas de refracción por el método de inversión tomográfica y la segunda consistió en la realización y el posterior análisis del modelo de velocidad en base a una migración en profundidad tomando como modelo de entrada la generada por la primera etapa y un modelo geológico interpretado. En este proyecto se trabajo con la línea 2D “ME-90B-13”, donde la migración es convertida a profundidad por medio del trazado de rayos, el cual permitirá una interpretación inicial y a partir de allí se obtiene el modelo de velocidades inicial. Con este modelo se aplica la migración en profundidad pre-apilamiento hasta la primera capa y se realiza el análisis de velocidad residual para corregir las velocidades iniciales, luego se repite el proceso para la segunda capa y así sucesivamente hasta la ultima capa donde se generara el modelo de velocidades. Este proceso reiterativo conduce a un modelo de velocidad lo mas ideal posible que permitirá una interpretación óptima con respectos a las estructuras del área.**

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

El presente trabajo sobre el análisis y modelaje de atributos sísmicos pretende mostrar las variaciones del campo de velocidades presente en los datos adquiridos en tierra. El procesamiento sísmico de los datos correspondiente a la línea 2D “ME-90B-13” de la zona de Maturín-Este perteneciente al estado Monagas, fue realizado en el centro de procesamiento de Veritas Geoservices Ltd, S.A., con sede en la ciudad de Caracas, Venezuela.

Los datos para la realización de este proyecto fueron suministrados por Petróleos de Venezuela (PDVSA), estos datos son perteneciente al área del este de Maturín en el estado Monagas dentro de la cuenca Oriental de Venezuela (figura 1.1). Los datos se encuentran en una zona estructuralmente compleja, es decir, presentan dentro de su evolución tectónica uno o más eventos tectónicos, compresivos o distensivos.



Figura 1.1. Mapa de ubicación de la línea sísmica en el estado Monagas (Modificado de: L.E.V., 1970)

La orientación de la línea es aproximadamente noroeste-sureste (figura 1.2), siendo el punto con mayor elevación la parte sureste de la línea sísmica (figura 1.3), donde registra un valor cercano a los 3 metros de altura, cabe destacar que el tendido en su totalidad no presenta cambios bruscos de elevación (esta dentro de un intervalo de 0-2 metros).

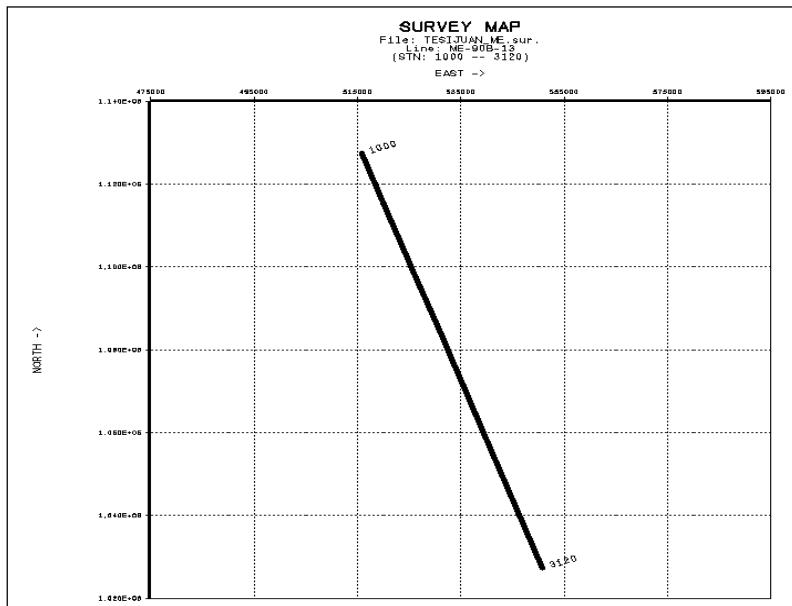


Figura 1.2. Orientación de la línea 2D “ME-90B-13”.

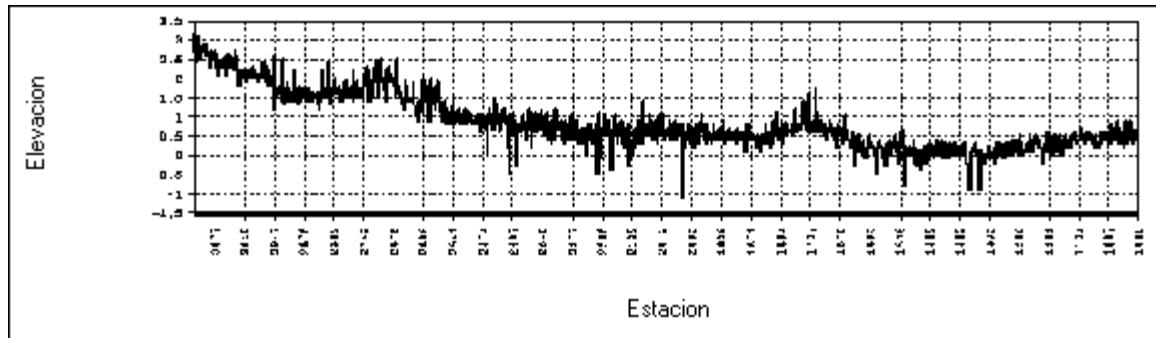


Figura 1.3. Perfil de elevaciones de la línea 2D “ME-90B-13”.

El procesamiento de los datos se elaboró en base a una secuencia básica. Para cada etapa, fue necesario la realización de numerosas pruebas con el fin de

obtener el mejor sondeo y así resolver los problemas presentados en los datos del proyecto, obteniendo de esta forma la mayor cantidad de información.

Este proyecto tiene como objetivo principal desarrollar un modelo de velocidades como atributo sísmico de la forma más exacta posible, a partir de la aplicación de ciertos parámetros concernientes a la migración pre-apilamiento en profundidad. Debido a la topografía irregular y la complejidad estructural de los datos, se realizará una secuencia básica de procesamiento previa a la migración pre-apilamiento en profundidad, en cada etapa se elaboraran pruebas sobre los parámetros de los algoritmos al fin de ajustarlos de la mejor manera posible, además de realizar los controles de calidad necesaria para la obtención de resultados satisfactorio en cada etapa de la secuencia. Por su parte para los análisis de velocidades (parte esencial de proyecto) se debe encontrar una técnica que permita determinar el campo de velocidades, considerando que al tener estructuras complejas posiblemente el análisis de semblanza no sea el adecuado.

La migración en profundidad es el punto más importante de la etapa de procesamiento, debido a que se necesita tener como entrada a la migración un modelo del campo de velocidades de forma exacta, esto únicamente será posible si se utilizan de forma correcta las herramientas que permitan realizar de forma exitosa los análisis de velocidad, de igual forma se necesitará la ayuda de un modelo geológico previamente interpretado y si es posible datos de pozos referente a la zona de estudio.

El texto esta integrado de la siguiente manera: en el capítulo 2 se trata el tema referente al marco teórico que se empleo para la investigación del proyecto, en el capítulo 3 se aborda el tema concerniente al marco geológico que envuelve el área de estudio, en el capítulo 4 se presentan las etapas de procesamiento que se irán presentando a partir de la aplicación de dichos procesos, y por ultimo las conclusiones y recomendaciones.

A medida que la industria petrolera continúa requiriendo una definición más exacta de la superficie inferior de los datos sísmicos, los analistas se están profundizando con más frecuencia en la migración en profundidad para las áreas donde los datos posean zonas estructuralmente complejas. Porque la migración en profundidad requiere de un modelo razonablemente exacto de las velocidades sísmicas superficiales, los proyectos de la imagen en profundidad implican típicamente a intérpretes experimentados dentro del programa de proceso. La integración del proceso y la interpretación, es el tema de los casos que se presentan aquí. Cada caso ilustra la interacción de la valoración de la velocidad y de la migración en profundidad.

Por último, se debe indicar que la magnitud del tema exige de una serie de recursos e información, que con dificultad logra reunirse limitando así la movilidad del estudio. Sin embargo, se agrupó la información más importante para llevar a fin este trabajo, que aporta una experiencia más, y contribuye al desarrollo de esta técnica geofísica de gran importancia como lo es la migración en profundidad.

CAPÍTULO 2

TEORÍA BÁSICA DEL PROCESAMIENTO SÍSMICO

Dentro de una secuencia básica de procesamiento convencional son muchos los aspectos teóricos que se deben tener en consideración con el fin de poder generar un procesamiento óptimo de los datos, estos presentan problemas que a veces son muy propios, debido a las condiciones geológicas de la zona. Según Yilmaz (1987) existen en principio tres pasos significativos dentro del procesamiento de los datos sísmicos: la deconvolución, el apilamiento y la migración. Procesos secundarios son implementados en diversas etapas de la secuencia con el fin de acondicionar y mejorar los datos para que el trabajo realizado por la deconvolución, apilamiento y migración sea el excelente.

2.1 Secuencia Básica de Procesamiento

A continuación se presenta una secuencia básica de procesamiento que permite ilustrar los conceptos que posteriormente serán explicados.

* Demultiplexado.

* Análisis espectral y de frecuencia.

* Remuestreo.

* Recuperación de amplitudes.

* Edición de trazas y registros.

- * Construcción de la geometría.
- * Deconvolución.
- * Aplicación de filtros.
- * Ordenamiento de los datos por CDP.
- * Corrección por estáticas de refracción.
- * Primer análisis de velocidades.
- * Apilado bruto.
- * Primer pase de estáticas residuales consistente con superficie.
- * Primer apilamiento preliminar.
- * Segundo análisis de velocidad.
- * Segundo pase de estáticas residuales consistente con superficie.
- * Análisis de velocidades para DMO.
- * Apilado final.
- * Migración.
- * Presentación final de los datos.

2.2 Demultiplexado

Ordena los datos de forma secuencial, durante este proceso se convierte el formato usado en la grabación al formato que se utilizará en procesamiento, se aplica al inicio de todo procesamiento. Esta información se debe a que los datos son grabados en diversos formatos según regulaciones de la SEG (Society of Exploration Geophysicists) y el multiplexado permite transmitir varios canales de información sobre un canal simple sin que se produzca mezclas de los datos. (Sheriff *et al*, 1991)

Básicamente se establece una secuencia de cómo serán grabados los datos, un ejemplo sería la secuencia en donde la primera muestra del canal 1 es seguida por la primera del canal 2 y así sucesivamente hasta el último canal, una vez ejecutado esto iniciara a grabar la segunda muestra para todos los canales, de esta forma se crea una matriz la cual contiene la información de todos los canales. El proceso que revierte toda la información contenida dentro de esta matriz es el Demultiplexado.

	muestra 1	muestra 2	...	muestra <i>n</i>
canal_1	a1	a2	...	a _n
canal_2	b1	b2	...	b _n
canal_k	k1	k2	...	k _n

Figura. 2.1. Matriz que contiene la información de los canales (Modificado de Sheriff., 1991)

2.3 Análisis Espectral y de Frecuencia

El análisis espectral puede ser descrito como el cálculo de una serie de funciones de ganancia, que indican la tasa de decaimiento para cada banda de frecuencia. Esto es hecho mediante el cálculo de múltiples filtros pasabanda, aplicados sobre las trazas sísmicas.

De este análisis se van a escoger los parámetros tales como el rango de frecuencias que se va a filtrar, es decir, se determina cual es la mínima y máxima

frecuencia, presentes en los datos. Este espectro de frecuencia, permitirá construir posteriormente una traza de salida espectralmente balanceada, se realiza con la finalidad de verificar un rango de frecuencias, utilizando los filtros más convenientes que eliminaran todos los componentes de frecuencia que son ruidosos y que afectan la calidad de los datos.

Una traza sísmica esta formada por la superposición de ondas de diversas frecuencias (Figura 2.2), el espectro es una herramienta que permite apreciar todo el campo de frecuencia presente en un registro sísmico, para realizar estos análisis es necesario escoger una excelente ventana de tiempo para varias trazas y así graficar el espectro.

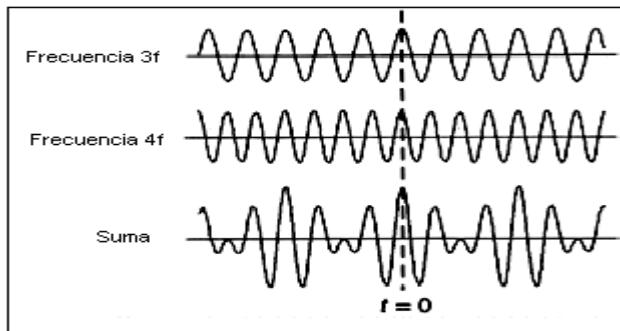


Figura 2.2. Una señal sísmica se compone de la superposición de varias señales de diferentes frecuencias (Cortesía de I.P.I.M.S., 1998)

La mínima frecuencia presente en los datos, dependerá directamente de las características de fabricación de los detectores usados en la adquisición de los datos o de la mínima frecuencia de entrada permitida en la calibración de los equipos de grabación; mientras que la máxima frecuencia, dependerá directamente de la tasa de muestreo y de la fuente de energía usada en el campo, para grabar los datos sísmicos.

El programa que realiza estos cálculos, trabaja en el dominio de Fourier y su operación consiste en analizar bandas de frecuencia muy estrechas, medir la amplitud media de cada banda de frecuencia y finalmente, calcular una función

que tienda a normalizar las amplitudes del espectro. Una vez logrado el espectro normalizado, sólo falta volver al dominio del tiempo, para contar con la traza sísmica ya espectralmente balanceada.

2.4 Remuestreo

Se utiliza para cambiar la frecuencia a la cual esta muestreada la data. Una señal sísmica es una función continua de tiempo, en una grabación digital la continuidad de la señal sísmica es muestreada para un intervalo de tiempo fijo llamado intervalo de muestreo (Δt), de esta forma se digitaliza la señal (Figura 2.3), esto lleva a que el procesamiento de los datos sea haga de forma rápida y que ocupe menos capacidad de disco. (Sheriff *et al*, 1991)

$$\text{Frecuencia}(f_n) = 1 / (2 \Delta t) \quad (2.1)$$

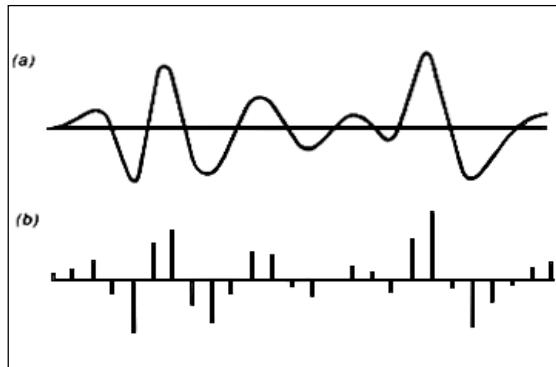


Figura 2.3. En la parte (a) se muestra la señal en forma analógica y en la parte (b) la señal es muestreada a intervalos Δt para ser digitalizada (Cortesía de I.P.I.M.S., 1988)

2.4.1 Teorema del Muestreo

Para poder reconstruir correctamente una señal sísmica el intervalo de muestreo debe permitir tener 2 o más muestras por ciclos de la máxima frecuencia presente en la señal.

2.4.2 Aliasing

Cuando no se cumple el teorema del muestreo se da una imprecisión de la frecuencia (aliasing), es decir, la máxima frecuencia de la señal de entrada es muestreada menos de dos veces por ciclo, por lo tanto, al reconstruir la señal, la frecuencia de salida es diferente.

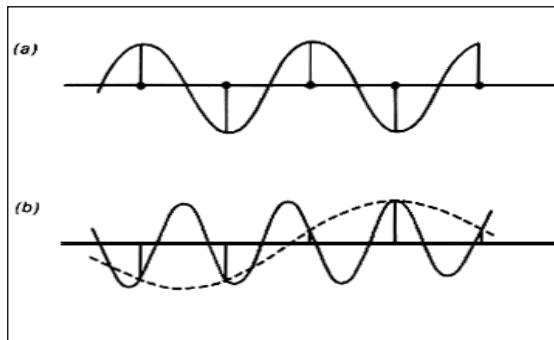


Figura 2.4. efecto de Aliasing, en la parte (a) una señal de frecuencia f es muestreada correctamente a Δt , en la parte (b) una señal de frecuencia $2f$ es muestreada al mismo Δt , esta al ser reconstruida (línea punteada) tiene una frecuencia diferente (Cortesía de I.P.I.M.S., 1988)

2.5 Recuperación de Amplitudes

La amplitud relativa de cada muestra grabada de una señal sísmica es dependiente de varias propiedades y parámetros. Cuando el frente de onda viaja a través del subsuelo, este se atenúa a medida que se propaga, por lo tanto es necesario la aplicación de técnicas para recuperar las amplitudes de la señal sísmica para cualquier instante de tiempo bien sea por transmisión o absorción de la señal, divergencia esférica, múltiples, ruidos, entre otros. (Sheriff *et al*, 1991)

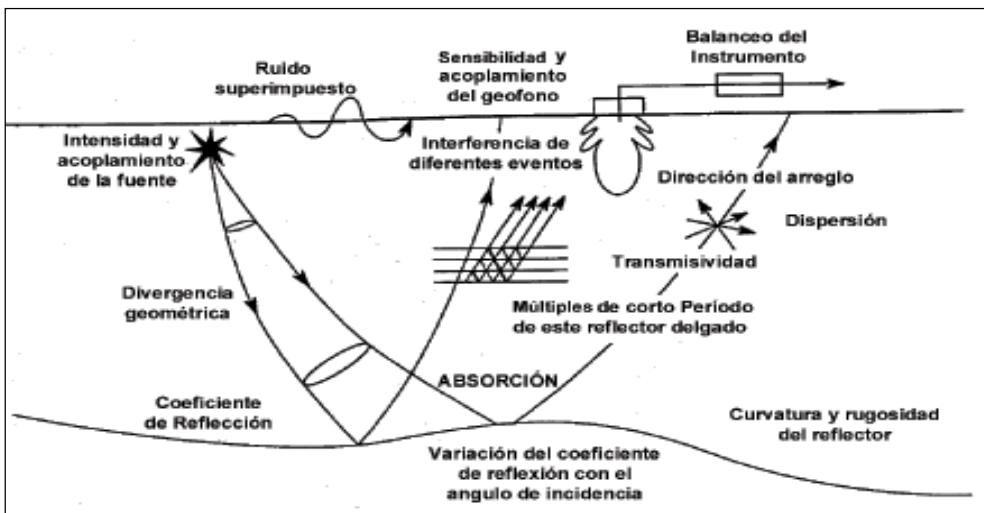


Figura 2.5. Factores que afectan la amplitud (Tomada de Sheriff., 1994)

2.5.1 Atenuación

La atenuación es la reducción en amplitud o energía causado por las características físicas del medio o sistema de transmisión, usualmente incluye efectos geométricos tal es el decremento de la amplitud de la onda con el incremento de la distancia de la fuente. (Sheriff *et al*, 1991)

2.5.2 Divergencia Esférica

La energía emitida desde la fuente se reparte en los frentes de ondas cada vez más grandes. En consecuencia, la amplitud de la perturbación disminuye con el tiempo, la energía que atraviesa un elemento de superficie tiene la forma:

$$E \approx 1 / (\pi R^2) \quad (2.2)$$

Y puede ser calcular usando:

$$E \approx 1 / (\alpha^2 T^2), \text{ donde: } \alpha = \text{velocidad media} \quad (2.3)$$

$T = \text{tiempo.}$

Admitiendo que la amplitud es proporcional a $E^{\frac{1}{2}}$ se obtiene:

$$A \approx 1 / (\alpha^2 T) \quad (2.4)$$

De donde resulta una corrección por divergencia esférica (c) con la forma:

$$c \approx K_0 T \quad (2.5)$$

con K_0 = coeficiente determinado experimentalmente.

FOUGUET (1997) indica que para efecto de la corrección por divergencia esférica es conveniente el uso de una función que considere la distancia de alejamiento y de aquí la trayectoria total. En conclusión la divergencia esférica es el decremento de la amplitud del frente de onda debido a la apertura geométrica (ver figura 2.6).

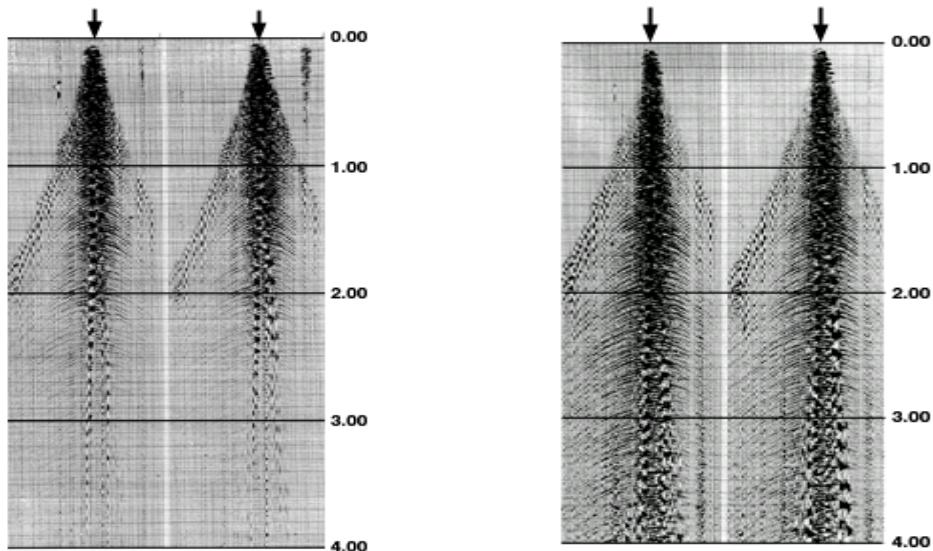


Figura 2.6. A la izquierda se observan disparos de campo y a la derecha los disparos con correcciones por divergencia esférica aplicada (Cortesía de Seis Pro, Inc., 1998)

2.5.3 Balanceo de Trazas o Aplicación de Ganancia AGC

Es el ajuste de amplitud dentro de una traza, por ejemplo cuando se tienen fuertes primeros arribos, el balanceo de trazas busca mejorar la continuidad de los eventos y el carácter de los datos para su visualización. Dos procesos de balanceo de trazas son Control Automático de Ganancia (AGC) y Escalamiento Variante en tiempo. El balanceo de trazas requiere de igual forma el cálculo de una amplitud promedio dentro de una ventana, con la variante de que son numerosas y sucesivas ventanas dentro de cada traza.

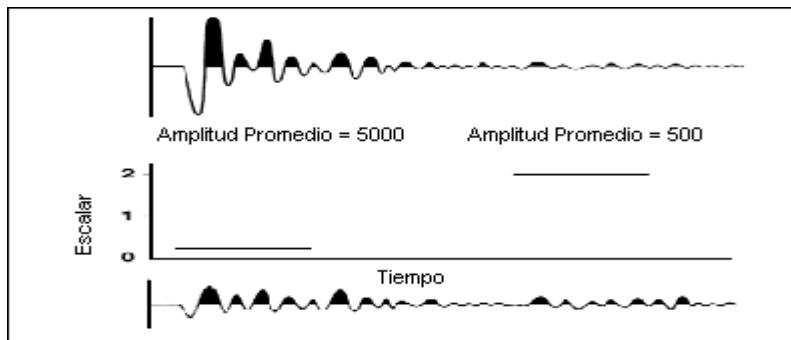


Figura 2.7. Balanceo de Trazas (Cortesía de I.P.I.M.S., 1988)

En la figura anterior se observa que existen medidas discontinuas de amplitud entre las dos ventanas, existen dos soluciones a este problema, uno es el escalamiento variante en el tiempo, el aplica el escalamiento calculado en el centro de cada ventana e interpola para los puntos medios (ver figura 2.8).

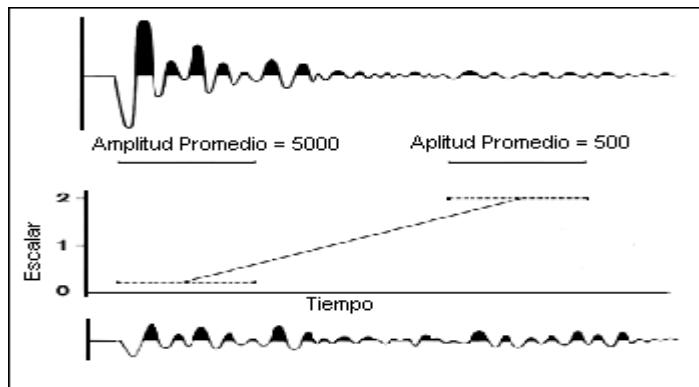


Figura 2.8. Escalamiento Variante en Tiempo (Cortesía de I.P.I.M.S., 1988)

El Control Automático de Ganancia (AGC), utiliza una ventana de tiempo móvil o deslizante, tal que cada ventana comienza y termina una muestra después que la anterior, de igual forma el factor de escalamiento es aplicada en el centro de cada ventana (Figura 2.9).

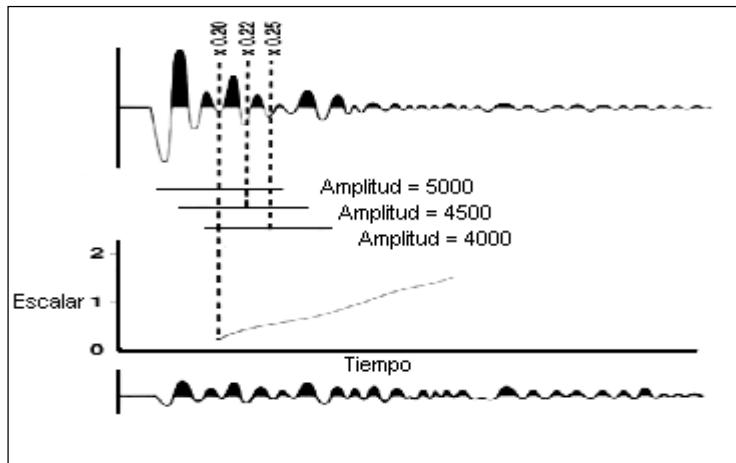


Figura 2.9. Control Automático de Ganancia (AGC) (Cortesía de I.P.I.M.S., 1988)

2.6 Edición de Trazas y Registros

Consiste en la eliminación de los registros malos o trazas malas que puedan afectar la calidad del procesamiento debido a disparos o canales ruidosos, trazas muertas, mal ajuste en el par fuentes y/o receptores, entre otros. La eliminación de registros malos se puede aplicar como tercer proceso o en cualquier punto durante el procesamiento, mientras que las trazas con polaridad inversa son corregidas.

2.7 Geometría

Consiste en relacionar la información de las estacas colocadas en el terreno y su relación con el tendido, los puntos de tiros y los registros sísmicos a través de un patrón de arreglos. Primordialmente para construir la geometría de una línea sísmica se necesita tres cosas:

- * Geometría de la fuente: designar cuales son los puntos de tiros de la línea basándose en sus coordenadas.

- * Geometría de receptores: designar cuales son las estaciones receptoras sobre la base de sus coordenadas.
- * Patrones de disparos: designar cuales son los canales encendidos para cada disparo.

2.8 Deconvolución

La tierra esta compuesta de capas de rocas con diferentes litologías y propiedades físicas. En la sísmica, las capas de rocas están definidas por valores de densidad y velocidad. El producto de la densidad y la velocidad es llamado impedancia sísmica. El contraste de impedancia entre rocas adyacentes causa las reflexiones que son grabadas en la superficie como trazas sísmicas. Cada traza sísmica puede ser modelada como la convolución de la respuesta impulsiva con la ondícula sísmica. Esta ondícula tiene varios componentes: ondícula de la fuente, respuesta instrumental, reflexiones superficiales y la respuesta de los geófonos. La respuesta impulsiva de la tierra comprende además de las reflexiones primarias, todo los posibles múltiples o reverberaciones originadas en las discontinuidades litológicas y variaciones de las propiedades físicas de las rocas.

El objetivo de la deconvolución es estimar estos efectos por medio del diseño y la aplicación de filtros inversos por medio de procesos matemáticos que reduce o elimina la energía reverberante y devuelve la forma de la ondícula en la señal lo más posible al pulso (spike). En este orden de ideas, la deconvolución idealmente comprime los componentes de la ondícula eliminando los múltiples y dejando solo la reflectividad de la tierra en la traza sísmica. La energía múltiple o reverberante es ruido sísmico de tipo coherente y es fuente de confusión en la interpretación sísmica. El principal tipo de reverberación se debe a las reflexiones múltiples en la primera capa del subsuelo.

Tomando en cuenta la distorsión que realiza el sistema sísmico sobre la señal de entrada debido a la reacción del material por el cual se transmite, la señal impulsiva teórica debería asemejarse un pulso, sin embargo, este pulso es imposible generarla en la práctica y las señales generadas son de tipo fase mínima, en el cual, idealmente hay un lóbulo principal con mayor energía.



Figura 2.10. Efecto deseado en una onda sísmica después de la deconvolución.

La fuente sísmica genera un pulso el cual degenera en una onda amortiguada, este pulso viaja a través del subsuelo convolucionándose con la sección litológica. A cada cambio de impedancia, una nueva ondícula es generada y la señal resultante grabada va a estar compuesta por la superposición de varias ondículas.

El proceso matemático que reduce o elimina la energía reverberante y devuelve la forma de cada ondícula en la señal lo más posible a un pulso, es la deconvolución; es un filtro inverso que trata de obtener a partir de la señal de salida proveniente de la tierra, la señal de entrada o impulso generada por un disparo en la superficie. También se puede

definir como el proceso inverso de deshacer el efecto de un filtro, es decir:

$$f(t) \rightarrow h(t) \rightarrow g(t)$$

$$g(t) \rightarrow d(t) \rightarrow f(t)$$

donde $d(t)$ es el operador de deconvolución o filtro inverso que deshace el efecto del filtro $h(t)$.

El objetivo principal de la deconvolución es entonces: remover los efectos del filtrado de los equipos de grabación sísmica, eliminar las reverberaciones de la señal sísmica y mejorar la forma de la ondícula disminuyendo su anchura y por lo tanto haciéndola más resolutiva.

2.8.1 Modelo Convolucional

Es una forma de visualizar los diversos factores que afectan la señal sísmica. Podemos expresar la convolución de la siguiente manera:

$$x(t) = w(t) * e(t) + n(t) \quad (2.6)$$

Donde:

$x(t)$ = sismograma grabado

$w(t)$ = ondícula de la fuente

$e(t)$ = respuesta de impulso de la tierra

$n(t)$ = ruido ambiental aleatorio

* = denota la convolución

2.8.2 Correlación

La correlación es una operación matemática entre dos funciones y es una forma de evaluar el grado de similitud entre dos o más señales. El procesamiento de datos sísmico requiere a menudo medidas de similitud o del alineamiento en el tiempo de dos trazas. La correlacion es una herramienta que trabaja en el dominio del tiempo y que proporciona tales medidas.

Considerando dos ondículas

Ondícula 1: (2,1,-1,0,0)

Ondícula 2: (0,0,2,1,-1)

aunque estas dos ondículas tienen formas idénticas, la ondícula 2 está desplazada en el tiempo en dos muestras con respecto a la ondícula 1, este retraso en el tiempo puede ser determinado. “La correlación mide la diferencia medida” en tiempo de dos series y la semejanza de una con respecto a la otra.

2.8.3 Autocorrelación

La autocorrelación es la correlación de una función consigo misma. Mediante la autocorrelación se obtiene la medida de cómo valores de esa función pueden ser predichos a partir de valores pasados.

La autocorrelación es parte indispensable en el algoritmo de deconvolución, es una función par (simétrica con respecto al origen) y contiene toda la información de amplitud de las funciones autocorrelacionadas. La autocorrelación no contiene ningún tipo de información de la fase de la función autocorrelacionada y su máximo es alcanzado cuando el desplazamiento es igual a cero y es la energía total de la función.

El autocorrelograma es la representación gráfica de una autocorrelación sobre un grupo de trazas sísmicas y es uno de los análisis que se requieren hacer a los datos sísmicos con objeto de seleccionar los parámetros más convenientes a ser aplicados en la deconvolución.

El autocorrelograma es una buena herramienta para detectar tanto las reverberaciones como los múltiples asociados en una traza sísmica así como del contenido de frecuencia en la misma. Usando el autocorrelograma se puede definir un operador de deconvolución que colapsa con la ondícula de corto periodo dentro de una traza sísmica, en un impulso removiendo de este modo todas las posibles reverberaciones y múltiples que pudiesen existir en esa traza sísmica. Se debe esperar que después de la aplicación del operador de deconvolución, el autocorrelograma de una traza sísmica aparezca como un impulso.

Se puede concluir tres importantes aspectos de la autocorrelación:

- * Una autocorrelación es siempre simétrica.
- * El máximo valor de la función de autocorrelación es para $t=0$.
- * El valor de la autocorrelación para $t=0$ es siempre igual a la suma de los cuadrados de los valores de amplitud de la traza.

2.8.4 Tipos de Deconvolución

Básicamente existen dos tipos de deconvolución:

- * Deconvolución Impulsiva
- * Deconvolución Predictiva

2.8.4.1 Deconvolución Impulsiva

La deconvolución impulsiva es el tipo normal de deconvolucion empleada y el objetivo tal lo indica su nombre, es el de comprimir las ondículas de respuesta y de reducir las reverberaciones. La deconvolución impulsiva nivela el espectro de amplitud tanto de los componentes coherentes con la señal, como del ruido sísmico. Esto repercute en una disminución de la relación señal-ruido, sin embargo, esto se soluciona mediante la aplicación de un filtro. Este tipo de deconvolución trata de convertir cada reflexión primaria en un impulso con una longitud predictiva de una muestra de duración y supone, que la señal reflejada de cada interfase, es de fase mínima. (Yilmaz *et al*, 1987)

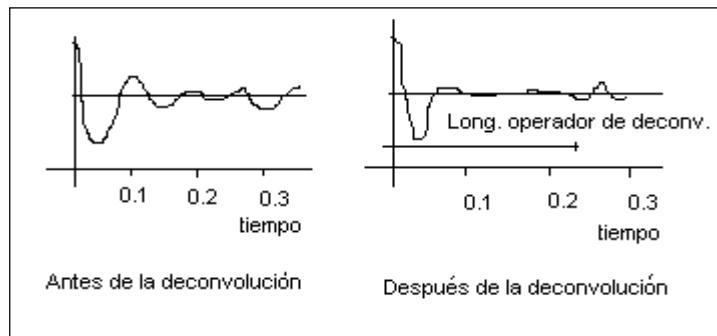


Figura 2.11. Ondícula antes y después de aplicar la deconvolución impulsiva

Para aplicar la deconvolución impulsiva se comprime la ondícula a un impulso mediante un filtro el cual es aproximadamente el inverso de la ondícula, se convuelve este impulso con una serie de impulsos (la serie de reflectividad), se obtiene una salida ideal o deseada, una traza sísmica tipo impulso que es igual a la serie de reflectividad.

2.8.4.2 Deconvolución Predictiva

La técnica predictiva permite controlar y especificar el grado de resolución en la ondícula deseada. Eventos periódicos pueden ser atenuados selectivamente con este método, el cual utiliza una distancia predictiva α que comúnmente es tomada en el eje de los tiempos de la función autocorrelación, como la distancia comprendida entre el valor máximo de la frecuencia hasta el primer o segundo cruce con cero. Con esta distancia predictiva se pretende especificar la parte de la ondícula que se desea preservar y la parte que se desea atenuar.

La deconvolución predictiva utiliza información de los primeros eventos registrados en la traza sísmica para predecir y luego deconvoluciona aquellos que pueden aparecer en la traza derivados de los primeros. Este tipo de deconvolución permite suprimir en gran parte ruidos denominados fantasmas y múltiples de período corto. En la siguiente figura 2.12 se puede apreciar un modelo simple de reverberaciones de una onda superficial.

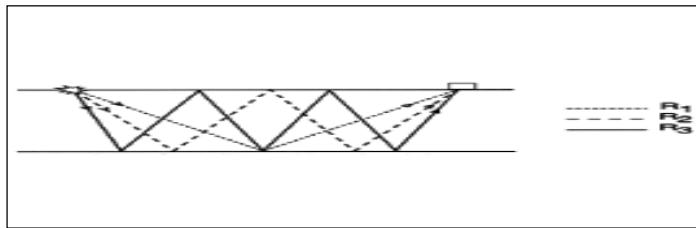


Figura 2.12. Reverberaciones. La energía sísmica es atrapada entre dos interfases.

Esta deconvolución primero predice cual es la secuencia de reverberaciones y utiliza un elemento extra que la deconvolución impulsiva, la distancia predictiva que es donde va a remover los efectos debidos a múltiples, sin afectar los datos (ver figura 2.13).

La deconvolución predictiva parte de la señal reflejada de cada interfase. Por supuesto que esta deconvolución no trata de comprimir la señal, solo la parte final de la señal es deconvolucionada. El analista geofísico especifica el tiempo a partir de cual desea que se haga la deconvolución. No se debe olvidar que la deconvolución impulsiva es una deconvolución predictiva entre dos muestras, medida en unidades de tiempo, mientras que la longitud predictiva es una deconvolución del tipo predictiva que puede variar de acuerdo al número de veces que la ondícula cruce el eje cero o eje principal y cuya medida también será dada en unidades de tiempo.

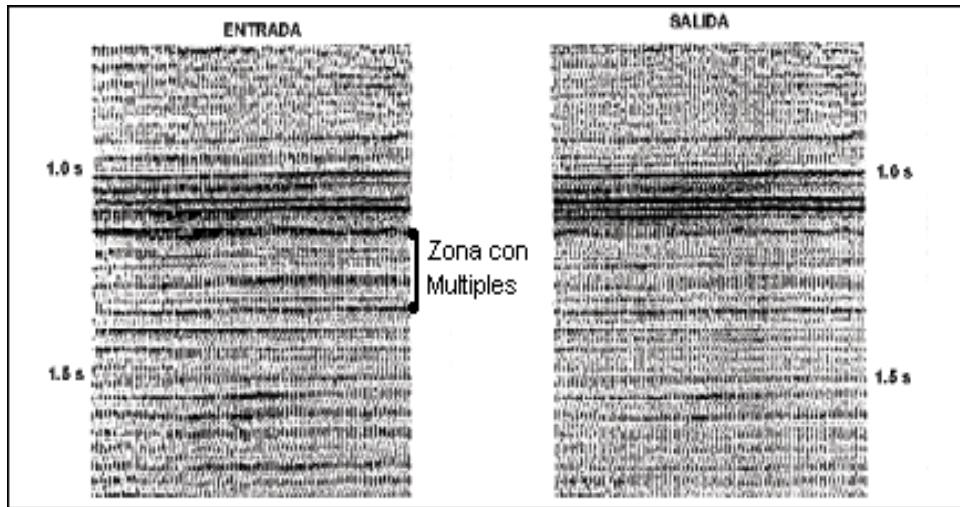


Figura 2.13. Deconvolución Predictiva. Los múltiples que se observan en la figura izquierda son removidos por la deconvolución teniendo como resultado la figura derecha.

2.8.5 Parámetros de la Deconvolución

Para cualquier tipo de deconvolución que se le pretenda aplicar a los datos, es necesario determinar los siguientes tres parámetros:

1. Longitud de la ventana de diseño, en la práctica se selecciona una ventana de tiempo y espacio que excluyan zonas ruidosas, especialmente las primeras llegadas y que garantice las condiciones de inmovilidad (invariante en el tiempo), tanto de la ventana como de la ondícula sísmica. Para ello se recomienda el diseño y la previa aplicación de un unmudecimiento que elimine los ruidos ambientales antes de las primeras llegadas y los producidos por las mismas primeras llegadas. Posteriormente, se obtiene la función de autocorrelación en esa ventana y se inspecciona el autocorrelograma para identificar los eventos periódicos.
2. Longitud del operador, de la inspección del autocorrelograma en la ventana seleccionada se obtiene la cantidad y periodicidad de los múltiples presentes. La

longitud del filtro en tiempo debe ser lo suficientemente larga para cubrir al múltiple de periodo más largo.

3. Distancia predictiva, es la distancia en tiempo que se selecciona a fin de preservar la ondícula sísmica y al mismo tiempo de mejorar la resolución, por lo tanto debe hacerse un compromiso entre el nivel de ruido aleatorio que se introduzca en altas frecuencias del espectro de la señal sísmica. Esta distancia no debe ser mayor que el menor periodo del múltiple.

4. Ruido aleatorio o ruido blanco, este parámetro permite que el operador de deconvolución puede trabajar evitando que el espectro de amplitud de la función de reflectibilidad que de en blanco previniendo inestabilidad en el proceso. Frecuentemente, el diseño del filtro puede volverse inestable y la matriz de autocorrelación en las ecuaciones normales, podrá no tener un inverso estable, por lo tanto será necesario añadir un porcentaje de ruido a fin de mejorar su inverso. Al mismo tiempo, esto puede evitar que el espectro de amplitud de la traza sísmica sea constante, ya que este ruido añadido al espectro informara al algoritmo de deconvolución que la ondícula sísmica sometida contiene más energía de la que realmente tiene.

Si se incrementa la longitud del operador de la deconvolución se mejoran los resultados. Sin embargo, si el operador es muy largo se puede tener distorsiones de la información que se trata de extraer. Si la asunción de que la autocorrelación de la traza sísmica es igual a la autocorrelación de la ondícula, entonces la longitud del operador no es un valor critico.

2.9 Aplicación de Filtros

Anteriormente, la deconvolución fue descrita como un filtro inverso, esto es solo un tipo de filtro usado en el procesamiento de datos sísmicos. El uso más común de filtros digital, es el de filtrar las frecuencias no deseadas.

Los filtros son usados para extraer rangos de frecuencias de las trazas sísmicas y atenuar otros. El término filtro, se usa para denominar aquel sistema, que es capaz de realizar una separación efectiva de la información deseada, contenida en una señal sísmica de la información no deseada, llamada comúnmente ruido. Esta separación puede ser hecha basándose en la frecuencia o la velocidad.

$$\text{SEÑAL} = \text{INFORMACIÓN DESEADA} + \text{INFORMACIÓN NO DESEADA}$$

Los filtros físicos, lo constituyen los filtros eléctricos, que están en los equipos de grabación. Usualmente son:

- * Filtro de corte bajo.
- * Filtro de corte alto.
- * Filtro notch.
- * Filtro pasa banda

Los filtros de corte bajo, eliminan solamente las bajas frecuencias y los filtros corte alto, solamente elimina las altas frecuencias.

El filtro Knoch, elimina la frecuencia de 60 Hz. Este filtro se usa cuando se produce interferencias, debido a la proximidad de una línea de transmisión eléctrica o plantas generadoras de ella.

El filtro pasa banda es la combinación de los filtros de corte bajo y de corte alto.

Los filtros digitales, son filtros numéricos y son los que se utilizan para filtrar datos numéricos, tal como lo son los que constituyen los datos sísmicos. Es de mencionar, que tanto la convolución, correlación y la deconvolución, encajan dentro del concepto de filtros, aunque usualmente, no se refiere a estas operaciones matemáticas como los filtros.

Antes de entrar a explicar el tema de filtro, se definirá el significado de señal y ruido, en el procesamiento de la información sísmica:

Señal: es considerada como una serie de reflexiones impulsivas de energía, que tienen una relación uno a uno la estratificación geológica vertical, en el punto medio entre fuentes y receptores.

Ruido: es cualquier interferencia que tienda a distorsionar aquellos eventos, que son reflexiones primarias de subsuelo.

Filtrar los datos, es aplicar un filtro pasa banda a todos los datos sísmicos. El mismo se selecciona de las pruebas de los análisis espectrales, este proceso puede ser aplicado al principio del procesamiento, al nivel de registro de campo y después del proceso de apilamiento.

Los filtros satisfacen todas las condiciones de los sistemas lineales, por lo tanto, se puede decir, que la traza sísmica filtrada es igual a la convolución de la traza sísmica similar sin filtrar (ver figura 2.14). Solo los filtros digitales pueden ser hechos con la fase igual a cero, ya que esto implica, que el filtro exista antes del tiempo cero, lo cual es físicamente imposible; pero si es posible cuando los filtros son numéricos.

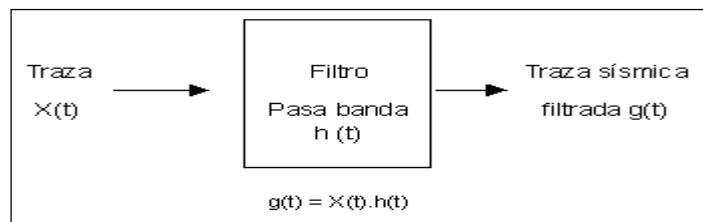


Figura 2.14. Los filtros pasa banda se comportan como sistemas lineales

Se puede definir un filtro de paso ideal, siendo aquel que posea sus pendientes de corte verticales, tal como lo muestra la figura 2.15. Un filtro con estas características, pasaría todas las frecuencias comprendidas entre f_1 y f_2 y eliminaría cualquier frecuencia fuera de este rango. Sin embargo, estas pendientes verticales, no son posibles, ya que esto produce un efecto indeseable, conocido como fenómeno de Gibbs.

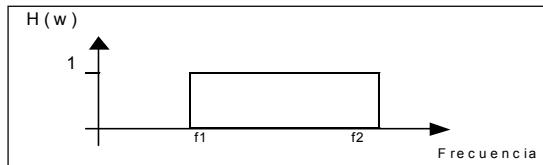


Figura 2.15. Espectro amplitud de un filtro pasa banda ideal

Con el objeto de minimizar este efecto, se deben usar pendientes verticales, por esta razón, cuando se define un filtro pasa banda, se debe diseñar cuatro frecuencias f_1 , f_2 , f_3 y f_4 , tal como lo muestra la figura 2.16.

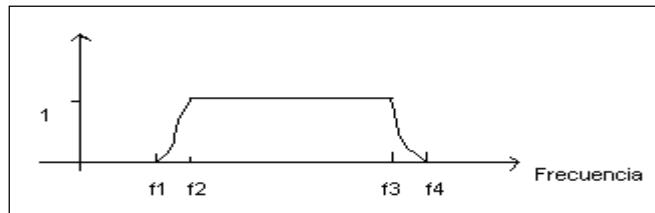


Figura 2.16. Los filtros pasa banda de uso común en el procesamiento sísmico, no deben tener pendiente verticales para evitar el fenómeno de Gibbs

El filtraje pasa banda, es una simple manera de eliminar ruido que se encuentra fuera del espectro de frecuencia de la señal sísmica deseada. En los casos en que se encuentre un solapamiento entre el espectro de frecuencia, entre el ruido y la señal sísmica, puede ser favorable, el sacrificar parte del ancho de banda de la señal, para manejar la relación general de la relación señal-ruido.

2.9.1 Filtraje FK

Es un proceso especial que se emplea cuando el contenido de frecuencias de los datos sísmicos y el ruido tiene zonas en común.

El filtro FK debido a la dimensión adicional (fase) permite una mayor posibilidad de diferenciación entre el ruido y los datos. Una de las mayores aplicaciones es la atenuación de ruido sísmico coherente, por lo general este tipo de ruido posee el mismo espectro de frecuencia de los datos pero presenta una alineación diferente, es decir, posee frecuencias similares pero velocidades diferentes.

Casos en que se puede aplicar filtro FK para atenuar ruido coherente:

- * Ruido de fango, *ground roll*, etc.
- * Múltiples.
- * Si se efectúa un análisis FK sobre los registros demultiplexados, se observaría una mezcla entre los primarios y múltiplex, sin embargo, el simple proceso de aplicación de la corrección de NMO facilitara la separación.

La aplicación de filtros, puede ser efectuada en el dominio del tiempo o en el dominio de la frecuencia, pero es en este ultimo dominio en donde generalmente es más eficiente. En el dominio de la frecuencia, el proceso de filtraje es efectuado haciendo cero todas aquellas frecuencias que no son deseadas. Como ya se sabe, en las reflexiones profundas, prevalecen las bajas frecuencias, mientras que en las reflexiones someras, prevalecen las altas frecuencias lo cual es de esperar, por la absorción natural de las altas frecuencias en el recorrido de la onda sísmica en el subsuelo.

En conclusión, los errores más comúnmente efectuados en el proceso de filtraje de frecuencias, en los datos sísmicos y que deben evitarse, son:

- * Zonas de transición muy cortas, en la aplicación de filtros variantes en el tiempo.
- * Distribución de frecuencias ruidosas, variables espacialmente.
- * Pendiente de filtro muy fuerte, ya que pendientes de corte extremadamente altas, producen oscilaciones indeseables debido al limitado número de puntos en el operador en el dominio del tiempo.

La decisión de aplicar filtros antes y/o después del apilamiento, es totalmente dependiente del criterio del analista geofísico, pero siempre es recomendable efectuar análisis de frecuencias que permitan analizar cualitativamente, al nivel del ruido existente en los reflectores de interés.

2.10 Correcciones Estáticas

2.10.1 Correcciones Estáticas por Refracción

Son correcciones en tiempo que se le aplican a los datos para compensar el retardo que sufren los tiempos de llegada debido a variaciones de espesor y velocidad de la capa superficial o meteorizada, así como a efectos de elevación (topografía). Es en cierto modo, simular que los datos fueron adquiridos en una superficie en la cual no existen los efectos antes mencionados, esta superficie de procesamiento es llamada Dáutm, es decir, que su aplicación sobre los datos sísmicos, sirve para compensar por los efectos de variación en las elevaciones, espesor y velocidad de la capa meteorizada de tal forma que se puedan referir los datos a un nivel superficial o dáutm.

Las correcciones de estáticas comprenden una corrección de tiempo constante de la traza sísmica opuesto a las correcciones dinámicas las cuales comprende correcciones de tiempo variables sobre la traza. De las más importantes razones que se pueden mencionar para aplicar correcciones de estáticas en procesamiento, se tiene:

- * Colocan la fuente y el receptor en un dátum plano constante.
- * Ayudan a asegurar que los eventos en líneas que se cruzan coincidan.
- * Mejoran la calidad de otras etapas del procesamiento, tal como el análisis de velocidades y migración.

Los registros sísmicos involucran una fuente y un receptor separados por una distancia, en la siguiente figura se observa un patrón de rayos para el caso de reflexión de una sola capa:

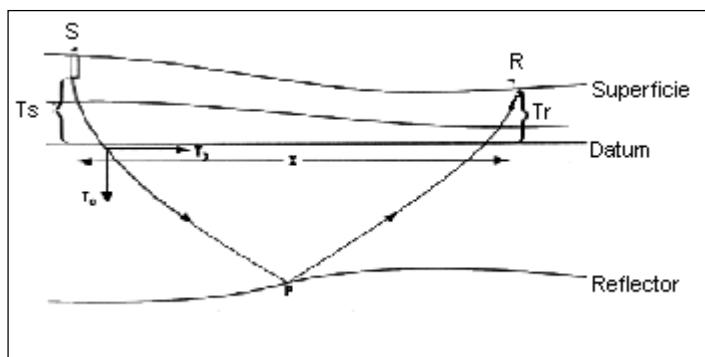


Figura 2.17. Reflexión de una capa, el tiempo de viaje es afectado por efectos de capa meteorizada, elevación y distancia fuente receptor (Cortesía de I.P.I.M.S., 1988)

De la figura 2.17 se puede apreciar que el tiempo observado es afectado por efectos de la topografía y la capa cercana a la superficie (capa de baja velocidad) además de la distancia fuente receptor. Se puede aproximar el tiempo de viaje de la onda de la siguiente forma:

$$T_p = T_s + T_r + T_o + T_x \quad (2.7)$$

Donde: T_p = Tiempo total

T_s = Estáticas de la base del pozo de la fuente al dátum

T_o = Tiempo sísmico estructural

T_x = Tiempo de corrección dinámico para la distancia fuente receptores X

El término estática se puede interpretar como independiente del tiempo de grabación, mientras que el término dinámico como dependiente del tiempo de grabación. Pero ninguno de los dos términos es del todo correcto. Como se puede ver en la figura 2.18, la “estática” es diferente para las dos reflexiones debido al cambio de las trayectorias de la onda. También la distancia fuente-receptor la cual define la corrección dinámica, depende de los puntos en los cuales emergen los rayos del dátum plano.

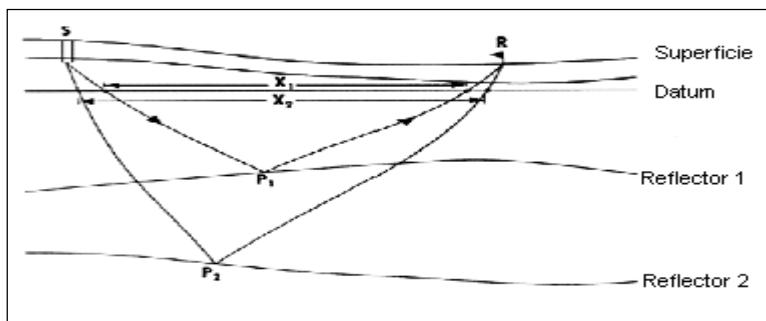


Figura 2.18. Trayectoria de las reflexiones para un modelo de dos capas (Cortesía de I.P.I.M.S., 1988)

2.10.2 Estáticas de Elevación

Cuando una línea sísmica es diseñada en el campo, se toman los valores de coordenadas XY y los valores de elevación, para cada una de las estaciones de disparos y de recepción, sobre la superficie terrestre. Si se asume que el plano de referencia o dátum está a cierto nivel, dígase nivel del mar, se puede calcular el espesor de la capa meteorizada debajo de cada estación restando el valor del plano de referencia, del valor de elevación. Si también se considera, que la velocidad de la capa meteorizada, es constante a lo largo de la línea sísmica, se podrá calcular el tiempo que la onda sísmica tarda viajando, a través de la capa superficial para cada estación.

Este tiempo es usado para ajustar el desplazamiento de la reflexión una traza sísmica, con el tiempo de grabación de la misma, esto es sin tomar en cuenta el tiempo de viaje de la onda sísmica, a través de la capa meteorizada.

El cálculo de la corrección de estáticas por elevación, se realiza mediante las siguientes expresiones matemáticas:

$$T_c \text{ Disparos} = (D - E_d) / V_c ; \quad T_c \text{ Receptores} = (D - E_r) / V_c \quad (2.8 \text{ y } 2.9)$$

donde: T_c es el tiempo de corrección para disparos y receptores, D es el plano de referencia o dátum, E_d es el valor de elevación de cada disparo, E_r es el valor de elevación de cada receptor y V_c es la velocidad de corrección.

En el caso del cálculo de la corrección estática de elevación, para los receptores, se utiliza la expresión matemática correspondiente. Por ejemplo, el plano de referencia deberá ser el mismo, es decir, que el nivel del mar y la velocidad de corrección también deberán ser las mismas. La velocidad de corrección, se calcula a partir de las primeras llegadas de un registro sísmico, la onda sísmica, viaja a través de la capa meteorizada y se refracta con la velocidad de la primera interfase encontrada, regresando hacia los receptores a través de la capa meteorizada nuevamente y con la velocidad de la interfase, por lo tanto, esta velocidad se toma a partir de la pendiente de las primeras llegadas de un disparo, lo cual será suficiente para hacer los cálculos de las estáticas por elevación.

2.10.3 Estáticas de Campo

Si se conoce la topografía de la línea, los parámetros de la fuente y receptor y las velocidades y espesores de las capas cercanas a superficie, se puede calcular una solución completa de estáticas (figura 2.19). Esta solución es llamada estáticas de campo para diferenciarla de otros tipos de soluciones. Aunque estas correcciones de estáticas teóricamente colocan el disparo y la fuente en un mismo plano de elevación. La corrección estáticas, para cada fuente será igual para todas sus trazas, mientras que la corrección estáticas para receptores, será diferente pues un disparo tiene diferentes estaciones receptoras.

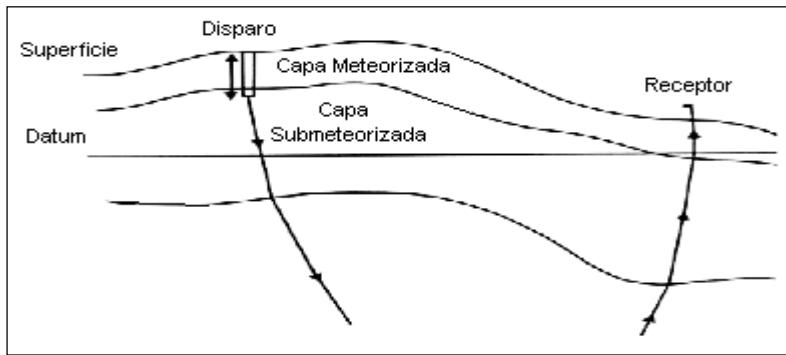


Figura 2.19. Modelo de dos capas cercanas a superficie que permite ilustrar las condiciones para el cálculo de estáticas de campo (Cortesía de I.P.I.M.S., 1988)

2.10.4 Inversión Lineal Generalizada (GLI)

Dentro de los métodos de cálculo de estáticas de refracción, se encuentra los métodos iterativos y la inversión lineal generalizada (GLI) es uno de ellos

Todos los métodos de análisis de refracción requieren de un modelo geológico inicial basado en espesores y velocidades de la superficie cercana, creado e introducido por el analista de procesamiento, los tiempos de los primeros arribos de los registros de campo (primeros quiebres) y definir una serie de parámetros que se indicaran más adelante.

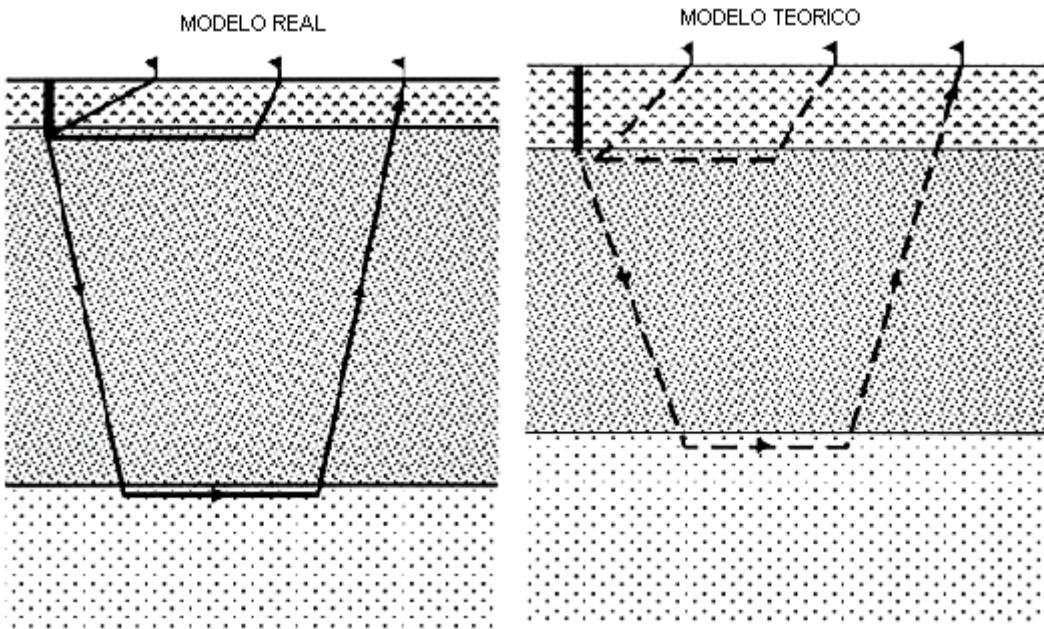


Figura 2.20. A la izquierda se encuentra el modelo real de la superficie cercana, dos capas y una interfase y la derecha esta el modelo creado mediante trazado de rayos, calculando los tiempos para los cuales se esperaría que ocurrieran las primeras llegadas
 (Cortesía de Hampson and Russell., 1984)

En la figura 2.20, se muestra el modelo real de la superficie cercana el cual produce nuestras primeras llegadas observadas, como el modelo real no es conocido se crea un modelo teórico calculado mediante trazado de rayos el cual genera los tiempos para donde se esperarían que ocurrierman las primeras llegadas. Existe una diferencia entre los dos modelos, dicha diferencia (error) se busca minimizar mediante iteraciones, en las cuales se ajusta el modelo teórico al real (ver figura 2.21).

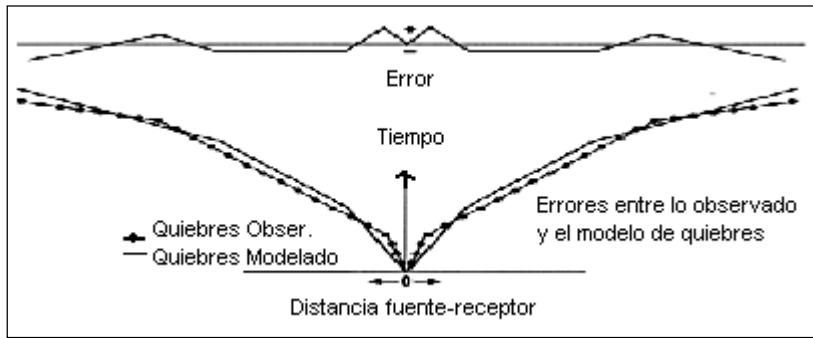


Figura 2.21. Cálculo de estáticas de refracción utilizando Inversión Lineal Generalizada “GLI” (Cortesía de Hampson and Russell., 1984)

El primer paso para el cálculo de las estáticas de refracción consiste en modelar la capa meteorizada. En este sentido, se requiere determinar la velocidad y el espesor de dicha capa. Esta información es utilizada para construir el modelo inicial que ingresa al algoritmo GLI. Dado que los datos sísmicos no poseen suficiente información para las trazas cercanas, esta no puede ser utilizada para obtener las características de la capa meteorizada. Normalmente, esta información se obtiene a partir de los levantamientos de refracción, los cuales son grabados antes y durante la adquisición de los datos sísmicos.

El método de inversión lineal generalizada, a través de la técnica de trazado de rayos y utilizando el modelo inicial, calcula un grupo de primeros quiebres teóricos, los cuales son comparados con los primeros quiebres existentes. Posteriormente las diferencias encontradas son empleadas para actualizar el modelo inicial mediante un algoritmo de inversión lineal. En la práctica, este procedimiento se repite varias veces hasta conseguir un resultado aceptable. El modelo final estimado, denominado modelo de refracción, es utilizado para calcular las correcciones estáticas, que eliminan los problemas que pueden causar la presencia de una capa superficial de baja velocidad o capa meteorizada y las irregularidades topográficas.

Además del número de iteraciones es necesario definir parámetros como: datúm o plano de referencia, velocidad de corrección o reemplazo, número de capas, distancias fuente-receptor, funciones de suavizado y el valor para la edición automática de primeros quiebres (si la diferencia entre los primeros quiebres teóricos y los reales es mayor a un número especificado de veces la desviación estándar, entonces este valor es editado para la siguiente iteración).

Existe un comando dentro de GLI que permite detectar y eliminar automáticamente malas selecciones mientras se desarrolla la interpretación del modelo y se basa en el siguiente proceso: Primero, el programa desarrolla un número de iteraciones aplicando el algoritmo GLI. Luego, el programa mide el promedio de diferencia entre los primeros quiebres reales y los teóricos, calculando de esta forma el error *rms* (raíz cuadrática media) para todo el conjunto de datos.

Cada error para cada quiebre es comparado con este valor *rms* (raíz cuadrática media) y si es mayor la primera llegada es eliminada. Finalmente, después de examinar todos los quiebres, el GLI desarrolla la inversión completa usando el conjunto de quiebres reducidos, empezando desde el modelo inicial.

El cálculo de las estáticas de largo periodo efectivamente reemplaza cada capa del modelo derivado por una capa de igual espesor, pero con una velocidad igual a la velocidad de reemplazo y por lo tanto, mueve los receptores desde la superficie hasta el “datúm” deseado. Si la velocidad de reemplazo no es dada, GLI calcula una velocidad de reemplazo automáticamente, la cual tiene la propiedad de minimizar la corrección de reemplazo de la longitud de la onda larga.

2.10.5 Inversión Tomográfica

Este es otro de los métodos iterativo para el cálculo de estáticas de refracción, es un método reciente desarrollado para la determinación tomográfica de la

velocidad cercana a la superficie a partir de los primeros arribos. Este método trata a los primeros quiebres como ondas corporales directas propagándose a lo largo de rayos y representa el campo de velocidad con un modelo de celdas, ver figura 2.22. La estimación de los nodos de las celdas de velocidad se formula como un problema lineal de mínimos cuadrados, iterativos y regularizado. Los tiempos de viaje y la dirección de los rayos requeridos para la inversión son calculados a partir de una técnica de trazado de rayos. Experimentos con datos reales y sintéticos muestran que el método tomográfico es capaz de recuperar las estructuras cercanas a la superficie en zonas geológicamente complejas y que los modelos de velocidad obtenidos por el método han resultado en mejoras significativas sobre los métodos tradicionales de refracción en el cálculo de estáticas (Zhu *et al*, 1999).



Figura 2.22. Modelo de celdas que se utiliza en el método de inversión tomográfica.

Los métodos de refracción tradicionales tienen un número de limitaciones en la construcción del modelo de velocidades: estos métodos suponen que la estructura cercana a superficie puede ser representada por un modelo estratificado y las primeras llegadas pueden ser tratadas como refracciones de las interfaces del modelo. Como resultado de esta suposiciones, los métodos de refracción habituales no pueden modelar las variaciones verticales de velocidad en cada capa y en tanto provocan fuertes variaciones laterales de velocidad. Tratando las primeras llegadas como refracciones, estos métodos son incapaces de determinar la velocidad de la primera capa. (Zhu *et al*, 1999)

Para sobreponerse a las limitaciones de los métodos tradicionales de refracción se emplean métodos de inversión donde el modelo de velocidades esta representado por un modelo de celdas. A cada nodo de la red se le asigna un nodo de velocidad y la velocidad dentro de cada celda se interpola linealmente a

partir de sus nodos. Como el tamaño de las celdas es pequeño y las velocidades de los nodos pueden variar ampliamente, el método puede modelar variaciones fuertes de velocidad en ambas direcciones, tanto vertical como horizontalmente. Además, las primeras llegadas son tratadas como ondas corporales directas propagándose a lo largo de las direcciones de los rayos, permitiendo de igual forma al método determinar la velocidad de la primera capa.

En ciertos campos de velocidades, algunas de las celdas no son cruzadas por la trayectoria del rayo, y de aquí en adelante ninguna información de velocidad se obtendrá para estas celdas. De igual forma se debe mencionar que la refracción introduce otro nivel de complejidad en la técnica y requiere una cantidad importante de tiempo adicional de computadora. Para minimizar este tiempo, el enfoque de la trayectoria del rayo se usa frecuentemente para derivar un modelo inicial, por ende también se debe tomar en cuenta las refracciones como punto de partida para las iteraciones adicionales en el modelo de inversión tomográfica. Para el éxito de este enfoque, se debe partir de un número grande de diferentes trayectorias del rayo a través de cada celda.

Un requerimiento general de la inversión tomográfica es que debe ser un número grande de diferente trayectoria del rayo sobre las celdas con un ángulo amplio de cobertura. En áreas cercanas a la superficie donde la velocidad aumenta con la profundidad, se asegura que hay un número grande de diferente trayectorias del rayo. En esta situación, mientras más celdas de velocidad existan, se podrá definir mejor las velocidades estimadas bajo cualquier ubicación, como lo mostrado en la figura 2.23b.

La trayectoria del rayo aumentara si los datos reflejados se observan desde la interfase, aunque esta son frecuentemente difíciles de escoger porque ellos llegan después de la llegada primera. Para los datos obtenidos, ellos pueden incorporarse en el proceso de inversión.

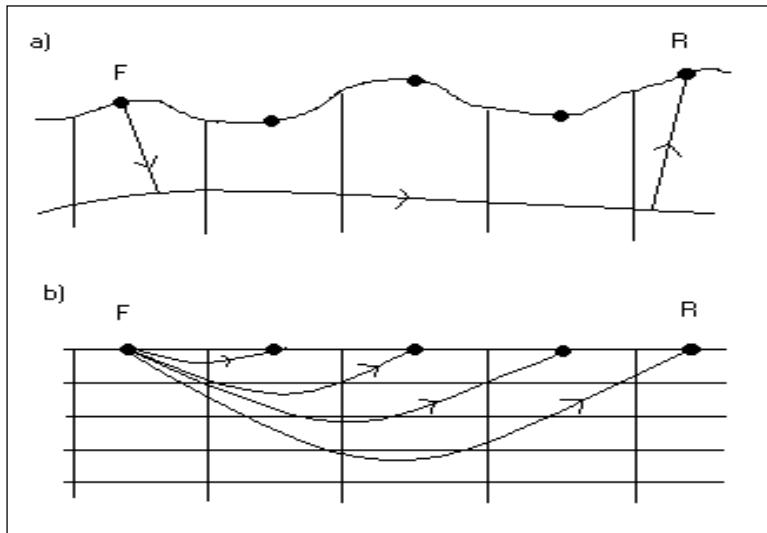


Figura 2.23. Modelo de superficie cercana que ilustra las celdas de velocidad que representa la técnica de inversión tomográfica: a) modelo de 2 capas, donde se observa la trayectoria del rayo desde la fuente hasta un receptor, b) trayectoria del rayo para un modelo de capa única donde la velocidad aumenta con la profundidad por medio de las celdas (método que se utiliza en la inversión tomográfica).

Las velocidades en los nodos se determinan resolviendo el problema no-lineal de mínimos cuadrados el cual minimiza las diferencias entre los tiempos de viaje observados de las primeras llegadas y aquellos deducidos por el modelo de celdas. Este problema es resuelto con un algoritmo que alinearía de forma sucesiva las ecuaciones. Como la inversión requiere un trazado de rayos intensivo, es necesario un algoritmo preciso y eficiente para el cálculo de los tiempos de viaje y dirección de los rayos. Para ello, se emplean un algoritmo llamado GRT (*grid raytracing*) que combina las ventajas de dos procedimientos: el método de construcción de un frente de onda que permite describir los tiempos de viaje y la dirección de los rayos y el método de marcha rápida que calcula los tiempos de viaje de una manera más veloz (Zhu *et al*, 1999).

El algoritmo empleado en Veritas Geoservices, que esta basado en el método de inversión tomográfica, se denomina Tomohawk. Este obtiene un modelo de velocidad cercanas a la superficie a partir de los primeros quiebres y luego usa el modelo resultante para calcular las correcciones estáticas consistentes con superficies obteniendo como salida tanto el modelo de velocidad como los valores de correcciones estáticas.

Los parámetros requeridos por Tomahawk se detallan a continuación:

- * Número de capas: indica el número de capas del modelo inicial.
- * Distancia fuente-receptor: se debe indicar el rango distancia fuente receptor a ser usado en la solución.
- * Espaciamiento del mallado: indica el espaciamiento del modelo de mallado que va a ser usado en los cálculos tomográficos.
- * Máxima profundidad: es la proporción de profundidad permitida entre el modelo inicial y el modelo final.
- * Número de iteraciones del modelo.
- * Datúm y velocidad de reemplazo.

2.11 Estáticas Residuales

Se define como estáticas, al retardo en tiempo que sufren los datos sísmicos debido al efecto de variación de la topografía y de la velocidad y espesor de la capa meteorizada. Las correcciones de estáticas residuales, tienen por objeto, hacer las correcciones estáticas que puedan haber quedado, después de la aplicación de las correcciones estáticas de campo (por refracción o elevación), que hayan realizado, en etapas de procesamientos de datos sísmicos de reflexión.

Como es sabido, los cálculos de estáticas de refracción y elevación, no son precisos, debido a:

* Profundidad de la capa meteorizada: Esta profundidad, por lo general, es muy somera y en caso contrario, las posibles variaciones verticales de velocidad que existen debajo de esta capa, son distorsionadas por la composición del material conglomerado en algunas zonas.

* Variación lateral de la capa: En la mayoría de los casos, se trabaja con un valor constante de velocidad de corrección, sin considerar las variaciones laterales de la capa submeteORIZADA.

Todo esto significa, que cuando se aplican las estáticas de campo, el efecto de topografía y el efecto de la velocidad y espesor de la capa meteorizada no ha sido completamente compensado, es decir, aún queda un residuo en estáticas por corregir. Estos residuos causan anomalías que distorsionan las características estructurales y estratigráficas de una sección sísmica, ya que afectan la coherencia lateral, entre trazas miembro de un punto en profundidad común, por lo tanto, deteriorando el carácter de la ondícula sísmica una vez apilado el punto común en profundidad (*cdp*).

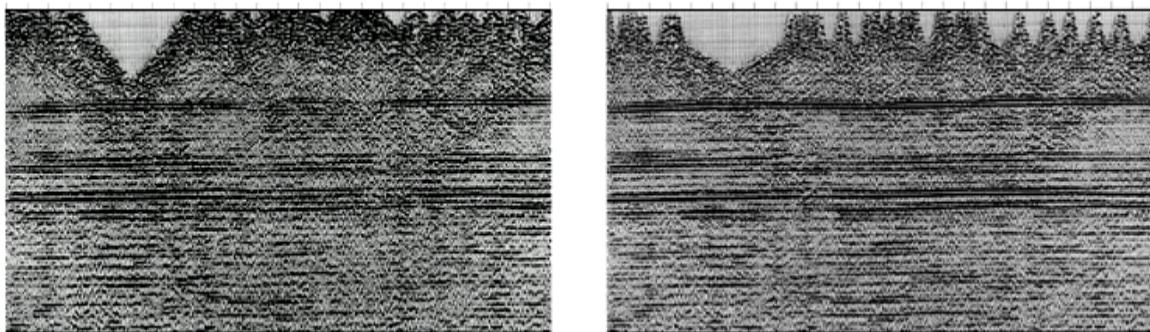


Figura 2.24. Sección estacada antes y después del cálculo y aplicación de estáticas residuales (Cortesía de seis Pros, Inc., 1984)

Al aplicar correcciones de estáticas residuales, se persigue mejorar la coherencia entre las trazas sísmicas que constituyen un *cdp*, al tiempo que se mantenga la verdadera relación entre estructura geológica, en el subsuelo. Con la idea de corregir el problema del retardo residual en las trazas sísmicas que

componen un *cdp*, se han desarrollado diversas técnicas. Las más comunes se basan en la determinación del tiempo de retardo, mediante la croscorrelación entre las trazas que conforman un *cdp* corregido por NMO y una traza piloto, esta traza piloto proviene del apilado preliminar de la línea sísmica, la cual se croscorrelacionará, con cada una de las trazas constitutivas de un *cdp* corregido por NMO.

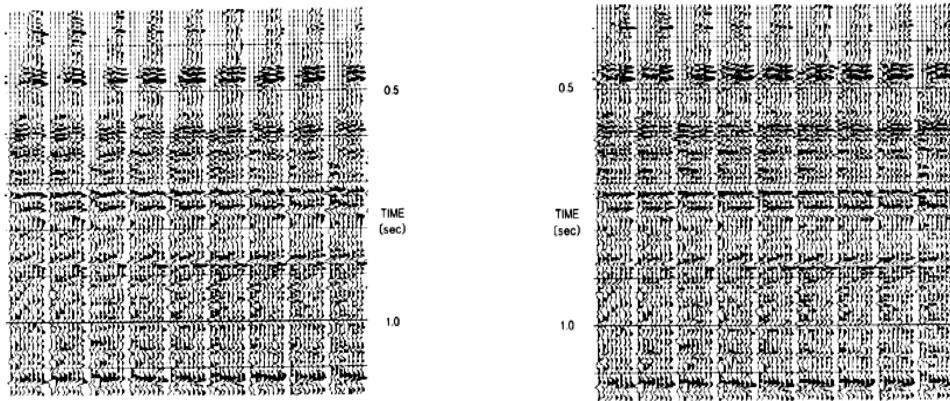


Figura 2.25. Apilamiento corregidos por NMO antes y después de la corrección de estáticas residuales (Cortesía de seis Pros, Inc., 1984)

2.12 Ordenamiento de Datos a Punto Común en Profundidad “CDP”

Es el ordenamiento por punto común en profundidad, es decir, se ordenan las trazas sísmicas en grupos de trazas que tengan un mismo punto medio fuente-receptor. Las líneas sísmicas son adquiridas siguiendo un patrón predeterminado, en el cual cada punto de disparo tiene asignado un grupo de receptores.

El punto común en profundidad es llamado punto medio común cuando está en la superficie. En un punto común en profundidad inciden los rayos de diferentes pares fuente receptor, el número de rayos que incide para cada punto común en profundidad se denomina cobertura.

En procesamiento los datos son agrupados sobre la base de los puntos comunes en profundidad, es decir, las trazas que inciden en cada uno serán agrupadas. El propósito de este agrupamiento es limpiar los datos, ya que los patrones de rayos inciden en el mismo punto sobre un reflector por lo que las trazas registran sustancialmente la misma señal o evento, además de que los patrones de rayos son diferentes en espacio y tiempo, las trazas registran diferentes ruidos ambientales, de esta forma la relación señal-ruido es mayor al ser apiladas. (Yilmaz *et al*, 1987)

2.13 Correcciones Dinámicas o por Normal Moveout NMO

Las correcciones estáticas, son un tipo de corrección en el tiempo, aplicado a las trazas sísmicas. Estas correcciones son necesarias para ajustar la traza sísmica en el tiempo y así compensar los efectos de espesor y velocidad de la capa meteorizada. Otro tipo de corrección que debe ser aplicado a las trazas sísmicas, para que puedan ser apiladas, es la llamada Corrección Dinámica o corrección Normal Moveout “NMO”.

Antes de apilar las trazas de un agrupamiento es necesario que las reflexiones tengan una alineación horizontal. La corrección dinámica o de Normal Moveout se puede determinar conociendo el tiempo de reflexión para una distancia fuente receptor de cero y la velocidad apropiada.

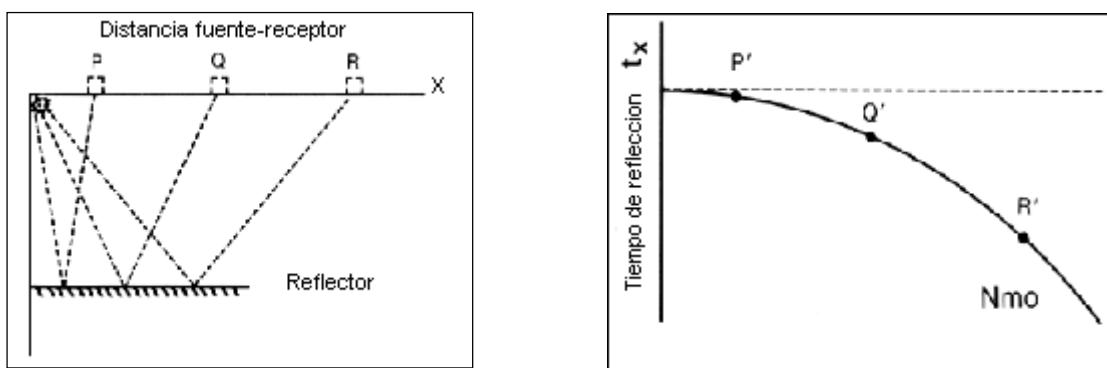


Figura 2.26. Efecto de Normal Move Out, debido al incremento de la distancia fuente-receptor (Cortesía de I.P.I.M.S., 1988)

Bajo la hipótesis de capas planas, distintos pares fuentes-receptor cuyas reflexiones inciden sobre un punto común en profundidad llamado CDP, cuya posición coincide en la línea vertical con el punto medio entre todos los pares fuente-receptor conocido como punto medio común (*CMP*).

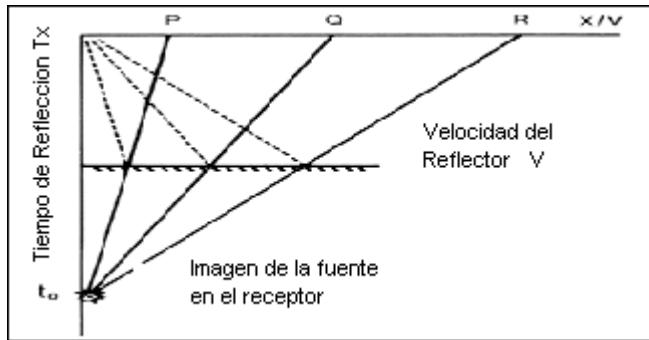


Figura 2.27. Diagrama con el cual se puede determinar la corrección de NMO
(Cortesía de I.P.I.M.S., 1988)

El tiempo de viaje para cada una de esas trayectorias estará dado por la siguiente ecuación:

$$t^2(x) = t^2(0) + (x^2 / v^2) \quad (2.10)$$

donde x es la distancia entre cada par fuente-receptor, v es la velocidad promedio del medio superior a la interfase reflectora y $t(0)$ es el tiempo doble de viaje a lo largo de la trayectoria vertical. La diferencia Δt entre el tiempo doble de viaje $t(x)$ para cualquier valor de x y el tiempo doble a lo largo de la trayectoria vertical $t(0)$ se conoce como NMO. Como se ve en la figura 2.27, la representación gráfica del tiempo doble de viaje y la distancia fuente receptor corresponde a una hipérbola, a la cual se le debe remover el efecto de la distancia fuente receptor en el dominio del tiempo.

Esta remoción en tiempo se conoce como corrección NMO y el propósito seguido es brindar continuidad lateral a las reflexiones provenientes de un mismo objetivo para posteriormente apilarlas, mejorando la relación señal-ruido.

En la práctica el dato necesario para tal corrección es la velocidad del medio por encima de la interfase reflectora, como se puede ver en la siguiente ecuación:

$$\Delta t_{\text{nmo}} = T_x - T_0 = (T_0^2 + [X^2 / v_{\text{nmo}}^2])^{1/2} - T_0, \quad (2.11)$$

v_{nmo} es la velocidad promedio del medio por encima de la interfase reflectora. Si el objetivo de interés se encuentra por debajo de otras interfases la v_{nmo} puede ser representada por v_{rms} (velocidad raíz cuadrática media) de las capas suprayacentes.

Como se puede ver la diferencia de la corrección dinámica (NMO) es equivalente a la determinación de una velocidad, la cual se hace en la etapa de Análisis de Velocidades de cualquier secuencia de procesamiento. Una vez que los datos son corregidos por NMO, todas las trazas son referidas a un par teórico fuente-receptor de distancia cero.

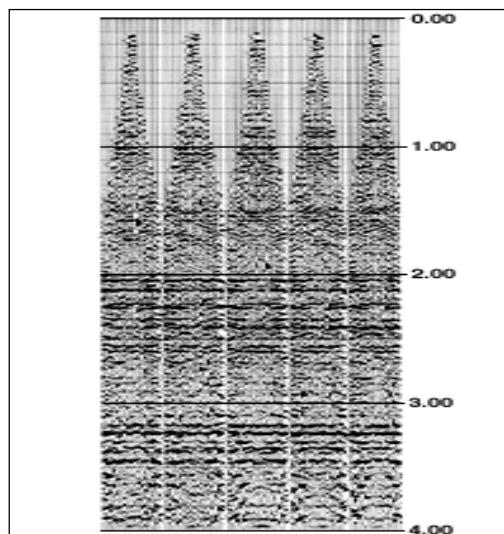


Figura 2.28. Agrupamiento de trazas corregidas por NMO (Cortesía de I.P.I.M.S., 1988)

2.14 Análisis de Velocidad

Una forma de estimar las velocidades para las correcciones de NMO es haciendo apilados a velocidades constantes. Los análisis de velocidades no son ejecutados sobre todos los datos de una línea sísmica. En su lugar, se toman porciones de datos sísmicos sobre la línea sísmica, los cuales permitirán tener puntos de control de velocidad, que servirán para todos los datos sísmicos que conforman la línea sísmica.

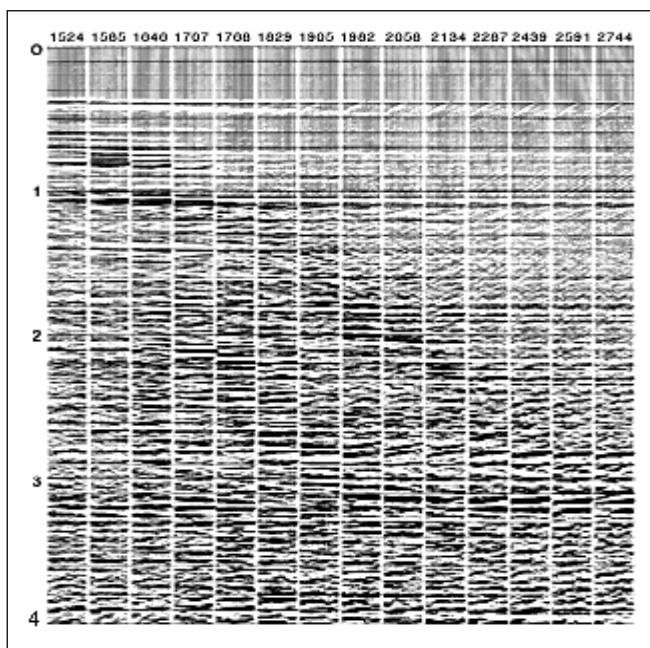


Figura 2.29. Apilamiento a velocidad constante (Cortesía de Chevron., 1984)

El análisis de velocidad, tiene por objeto seleccionar las funciones de velocidad en función del tiempo, que se necesitaran para las correcciones dinámicas NMO. Estas correcciones compensan el aumento del tiempo de viaje que se producen al aumentar la distancia entre la fuente y el receptor.

Para conocer esta corrección dinámica, se requiere conocer la velocidad del medio por donde transita la onda sísmica. Esta velocidad se desconoce y es el análisis de velocidad el que podrá determinar la velocidad, la cual logrará corregir cada evento geológico primario, de tal forma que se pueda llevar éste, a una

posición donde la reflexión obtenida fuese equivalente a la de tener a la fuente en el mismo sitio que el receptor. A esta velocidad se le denomina como velocidad de apilamiento.

El análisis de velocidades usando apilamiento a velocidades constantes, permite determinar de mejor manera las velocidades para zonas estructuralmente complejas con presencia de buzamientos, debido a que se puede apreciar las variaciones de los eventos en el apilado a medida que cambian las velocidades (figura 2.30).

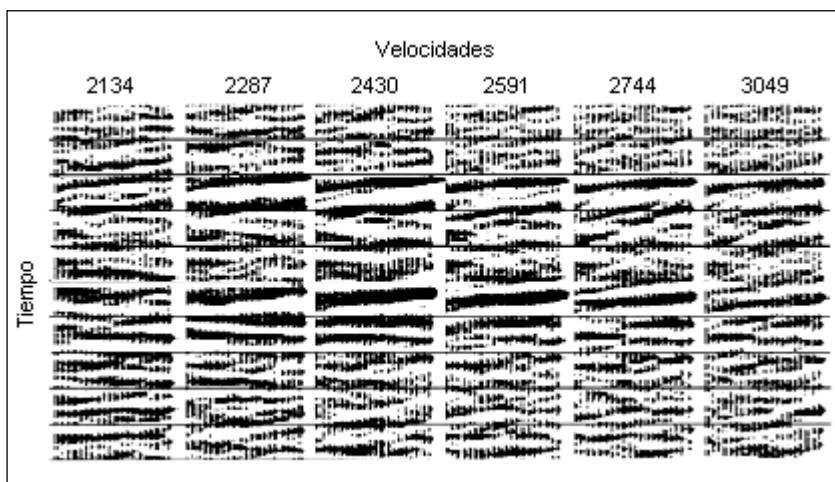


Figura 2.30. Se pude apreciar en detalles como varía el alineamiento de los eventos con el cambio de las velocidades (Cortesía de I.P.I.M.S., 1988)

Como se puede ver la determinación de las velocidades hechas con apilamientos a velocidades constantes, son mediciones visuales en las cuales a veces no se aprecian pequeñas variaciones que pueden resultar en significativas diferencias en la función de apilamiento, además, la experiencia del analista es factor fundamental en este tipo de análisis, así como el conocimiento de la geología estructural de la zona.

2.14.1 Análisis de Velocidad por el Método de Semblanza

Una forma de estimar las velocidades es utilizando una medida numérica de la coherencia de las trazas individuales formando la traza apilada. Una medida común de coherencia es la de semblanza, se basa en la energía dentro de la traza sísmica. Si se considera una muestra para el tiempo i en la traza j de un agrupamiento de trazas por punto medio común, entonces se puede designar sus amplitudes como a_{ij} , su energía es entonces $(a_{ij})^2$, se puede definir el coeficiente de semblanza S_t como la relación de la energía de las trazas apiladas con la suma de las energías de las trazas individuales dentro de una ventana de tiempo.

$$S_t = \frac{\sum_i (\sum_j a_{ij})^2}{M \sum_i \sum_j (a_{ij})^2} \quad (2.12)$$

El procedimiento general para el cálculo de semblanza es el siguiente:

1. Se selecciona un tiempo referencial T_0 .
2. Se selecciona un valor de velocidad de apilamiento V_s , la variable T_0 y V_0 definen un único patrón hiperbólico, el cual define el patrón de retardo para el cálculo de la semblanza.
3. Cada traza es sustituida por una cantidad que corresponde a su distancia fuente –receptor.
4. Se calcula la semblanza del agrupamiento y se muestra como una función de tiempo y velocidad.
5. Pasos 2, 3 y 4 son repetidos para el rango de velocidad del estudio.

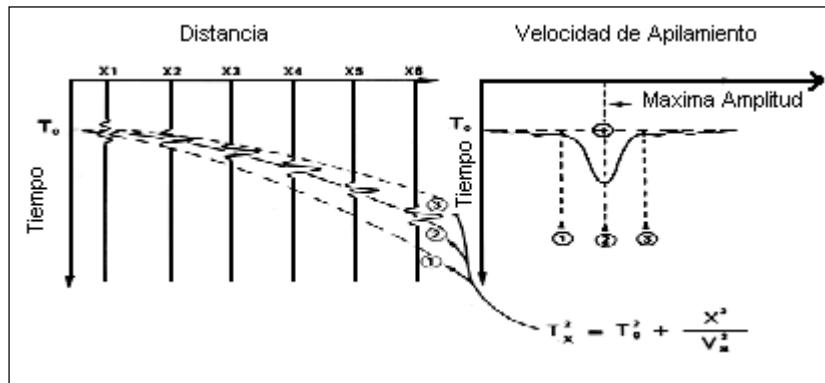


Figura 2.31. Semblanza para un específico valor de tiempo-distancia receptor cero
 (Cortesía de Cordier., 1985)

La figura 2.31 muestra la semblanza como una función de la velocidad de apilamiento para un específico valor de tiempo distancia receptor cero. Este cálculo es repetido para pequeños y regulares intervalos T_0 .

El análisis de velocidades usando semblanza es una forma rápida de determinar el campo de velocidades para una zona cuyos eventos sean planos y que no posea complejidad estructural, tanto por el cálculo de la semblanza como del análisis en sí. En la figura 2.32, se puede observar como se realiza un análisis de velocidades utilizando semblanza en datos agrupados por distancia fuente receptor común.

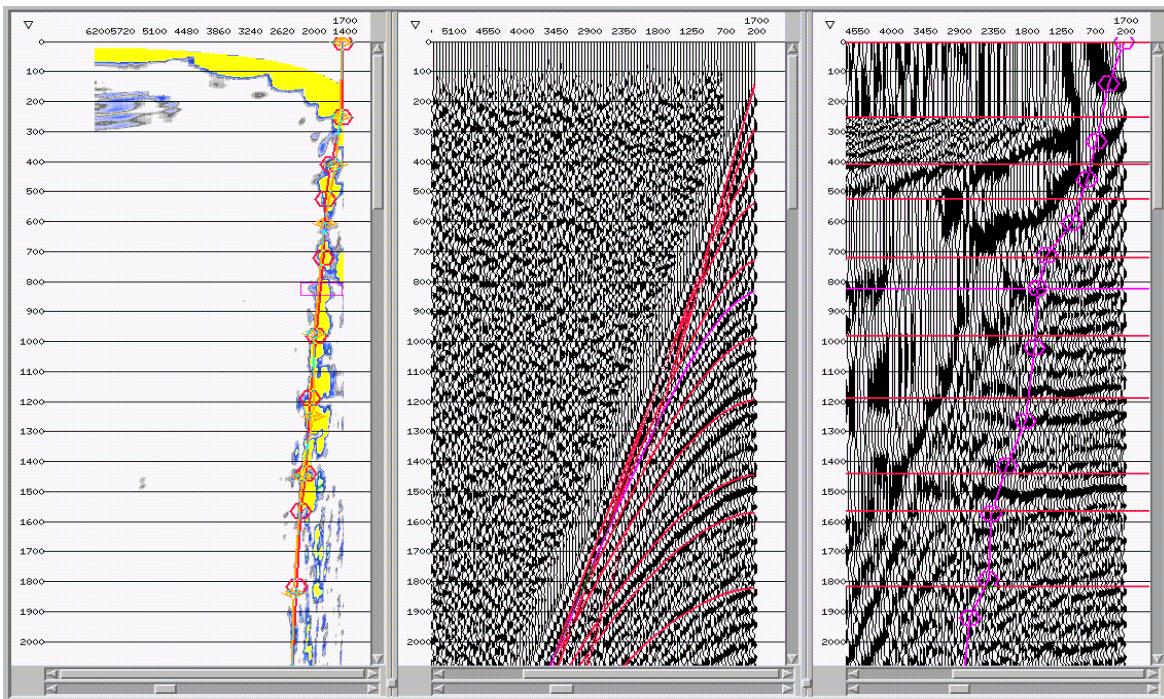


Figura 2.32. Análisis de velocidades utilizando semblanza en datos agrupados por distancia fuente receptor común

2.14.2 Métodos de Apilados a Velocidad Constante “CVS”

Este procedimiento consiste en el apilamiento de un grupo de puntos comunes en profundidad (*cdps*) consecutivos con una velocidad constante. Si se logra el apilamiento y la continuidad del reflector, se identifica el tiempo al cual se encuentra el evento geológico y se dice, que para ese tiempo de reflexión la velocidad de apilamiento es la aplicada. Como el apilamiento se debe hacer para todos los posibles reflectores existentes, lo que se debe hacer es fijar una velocidad inicial, que generalmente puede ser la misma determinada por la reflexión o primeras llegadas. Luego se establece un incremento de velocidad, se apila el mismo grupo de *cdps* y se observa nuevamente, cuales de los otros reflectores presentan continuidad y así sucesivamente hasta que se hayan obtenidos todos los reflectores presentes en el grupo de *cdps* seleccionado.

La interpretación de este tipo de análisis de velocidades, consiste en seleccionar aquella velocidad, para la cual un evento geológico apila mejor, es decir, donde se vea la amplitud de la reflexión más fuerte. En consecuencia, con el

resultado final de este análisis, se obtendrá una serie de pares de valores numéricos, que presentan los tiempos-velocidades de las reflexiones, los cuales permitirán definir así una función de velocidades, para el grupo de cdps bajo estudio. Esta función de pares tiempo-velocidad, lleva el nombre de curva de velocidad.

Este procedimiento se realiza varias veces a lo largo de la línea sísmica, de tal manera que esta se cubra convenientemente los puntos de control con el análisis de velocidades. Se debe resaltar que en la práctica, si se va a realizar un análisis de velocidades utilizando apilamientos a velocidades constantes, primero se realiza un análisis con sembla, de esta forma se obtiene un campo de velocidades previo el cual será ajustado posteriormente.

2.14.3 Enmudecimiento o Mute Preliminar

Una vez seleccionadas los pares tiempo-velocidad, se tendrán tantas funciones de velocidad, como cdps hayan sido seleccionados. Las correcciones aplicadas a los datos sísmicos, producen un estiramiento de la onda sísmica, a este efecto se le conoce precisamente como estiramiento o stretch. Este efecto se debe por la aplicación de la corrección NMO, se hace más grande mientras mayor sea la distancia fuente-receptor. Este estiramiento se manifiesta notablemente en las trazas sísmicas provenientes de los receptores más lejanos a la fuente o disparo y se observa en el tope o comienzo de las trazas sísmicas, afectando considerablemente la información sísmica de los eventos geológicos someros contenidos en ellas.

La consecuencia negativa de este estiramiento, es que al apilar los puntos comunes en profundidad (cdps), se perderá la banda de frecuencia más alta que contenga la ondícula sísmica, quedando esta con un contenido de bajas frecuencias. Esta ondícula de baja frecuencia, no es representativa de las características de la onda reflejada por los eventos geológicos someros o de poca profundidad, sino un efecto de la corrección NMO.

Para eliminar el fenómeno del estiramiento se debe hacer un enmudecimiento o mute, es decir, hacer cero aquella porción de las trazas sísmicas en donde se ha acentuado este efecto. El enmudecimiento debe hacerse después de cualquier corrección que involucre desplazamiento de las trazas sísmicas en el tiempo, como por ejemplo, la aplicación de las correcciones estáticas de campo y después de la corrección NMO.

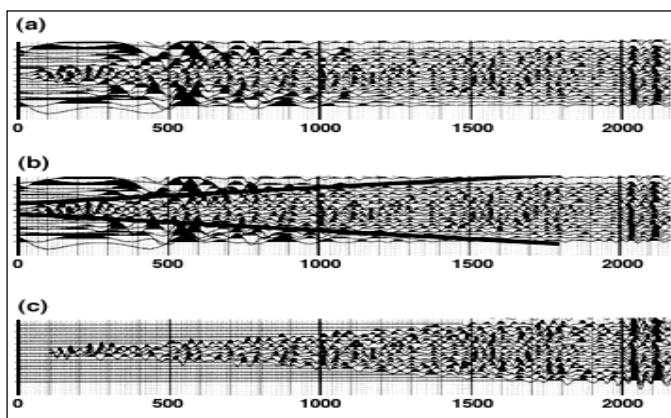


Figura 2.33. Aplicación del enmudecimiento debido al estiramiento de la ondícula por efectos de la corrección de NMO (Cortesía de I.P.I.M.S., 1988)

2.14.4 Apilado Preliminar

El apilamiento se define como la suma de trazas pertenecientes a un cdp, produciendo una sola traza por cdp. La graficación de todas las trazas que resultan de este proceso, produce una sección sísmica apilada, el cual es uno de los resultados buscados en el procesamiento sísmico de reflexión. Las secciones sísmicas apiladas, son usadas para hacer la interpretación geológica estructural o estratigráficas del área bajo estudio.

Definida la geometría, aplicada la deconvolución, las correcciones estáticas de campos y seleccionadas las velocidades, entonces la información sísmica está prácticamente lista para proceder a la obtención de una sección sísmica apilada. Es con el apilado preliminar, que el analista geofísico podrá evaluar el trabajo

ejecutado, hasta esta etapa de la secuencia del procesamiento sísmico y también podrá estimar lo que será el resto del mismo, hasta su etapa final.

2.15 Corrección Dinámica por Efecto del Buzamiento DMO

El patrón de rayos resultante de un reflector con buzamiento tiene dos componentes, la primera es la componente de Normal Moveout, la cual es un factor de la geometría del tendido sísmico y del incremento de la distancia a partir del punto de distancia fuente receptor cero, hasta los más alejados del patrón de adquisición, la segunda componente es causada por la presencia de estructuras buzantes (ver figura 2.34).

La segunda componente se aprecia en la asimetría de los patrones de rayos en cada lado con respecto al punto de distancia fuente receptor cero. Los patrones de viaje en el sentido buzamiento arriba tienen patrones de rayos más cortos, por consiguiente, tiempos de viajes más cortos que los rayos que viajan buzamiento abajo. Este fenómeno se aprecia mejor en agrupamientos por disparo, pero también se puede observar a menor escala en datos agrupados por punto común en profundidad.

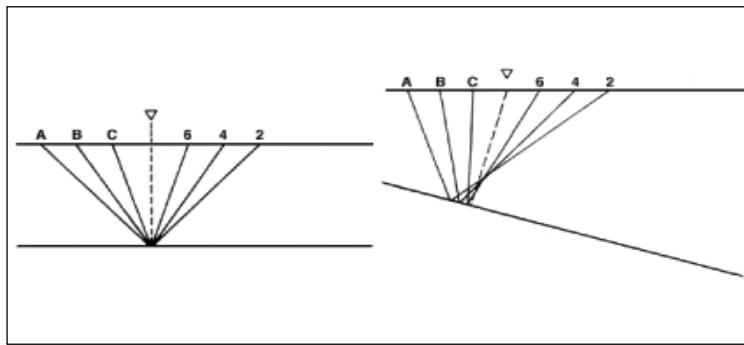


Figura 2.34. Efecto del buzamiento sobre el punto común en profundidad

La corrección que se le hace a los datos por efecto de buzamiento es la llamada corrección de Dip Moveout (DMO). La corrección de NMO y la DMO pueden ser expresadas en conjunto en una ecuación.

$$\Delta T_x = [T_0^2 + (X^2 \cos^2\alpha / V_1^2)]^{1/2} - T_0 \quad (2.13)$$

Esta ecuación también puede ser escrita de la siguiente forma:

$$(\Delta T_x + T_0)^2 = T_0^2 + (X^2 / V_1^2) - (X^2 \sin^2\alpha / V_1^2) \quad (2.14)$$

y finalmente

$$\Delta T_x = [T_0^2 + (X^2 / V_1^2) - (X^2 \sin^2\alpha / V_1^2)]^{1/2} - T_0 \quad (2.15)$$

donde:

ΔT_x : corrección total de Normal Moveout para una traza sísmica a una distancia horizontal x .

T_0 : tiempo de arribo del evento para una distancia fuente receptor cero.

X : distancia entre la fuente y el receptor

V_1 : velocidad del medio directamente sobre la interfase del reflector

α : ángulo de buzamiento de la interfase

En la ecuación 2.15, los dos primeros términos y el último del lado derecho de la ecuación constituyen la corrección de DMO, mientras que el tercer término ($X^2 \sin^2\alpha / V_1^2$) es la corrección de DMO. Este tercer término es directamente proporcional a la distancia fuente receptor y buzamiento de la interfase e inversamente proporcional a la velocidad, es decir, grandes distancias fuente receptor y/o buzamiento producen grandes correcciones de DMO y grandes velocidades producen pequeñas correcciones.

2.16 Migración

Frecuentemente las secciones sísmicas no representan con exactitud la localización de los reflectores, esto se debe a que se asume el ángulo de

incidencia de un reflector igual al ángulo reflejado, esto es verdad cuando se tiene el caso de reflectores sin buzamiento. Todos los eventos derivados de un punto común en profundidad son graficados verticalmente por debajo de este, el mover o repositionar todas las reflexiones de eventos buzantes es la migración.

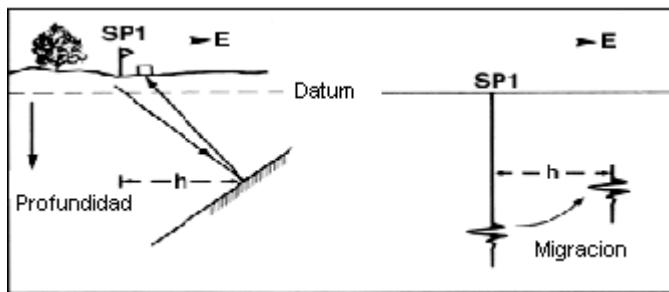


Figura 2.35. La migración reposiciona las reflexiones de eventos buzantes
(Cortesía de I.P.I.M.S., 1988)

La migración es el proceso matemático mediante el cual movemos a su verdadera posición un evento sísmico. Existen dos tipos básicos de procesos de migración, migración en tiempo y migración en profundidad, ambos calculan soluciones a la ecuación de onda. En la migración en tiempo los datos de entrada y salida son en el dominio del tiempo, en la migración en profundidad los datos son migrados y simultáneamente convertidos a profundidad, es decir, dominio del espacio, aunque usualmente la sección se vuelve a convertir al dominio del tiempo para ser graficada.

Antes de la migración, los datos sísmicos están orientados con respecto a los puntos de observación. La migración involucra el reposicionamiento de los datos para hacer sus localizaciones apropiadas a las localizaciones de los reflectores sísmicos o puntos difractores. (Yilmaz, 1987)

El objetivo de la migración es hacer que la sección apilada sea similar a una sección geológica a lo largo de la línea sísmica. Idealmente, queremos obtener una sección en profundidad de la sección apilada. Sin embargo, la sección migrada es comúnmente desplegada en tiempo. Una razón para esto es que la

estimación de la velocidad basada en la sísmica y otros datos no es exacta. Por lo tanto, la conversión a profundidad no es totalmente correcta. (Yilmaz, 1987)

Existen varias formas de aplicar la migración, puede ser en datos apilados o sin apilar, en dos o tres dimensiones. Tipo, método y forma de migración a aplicar a los datos dependerá de la complejidad del subsuelo (en términos de velocidad y estructuras) y la cantidad de tiempo que pueda ser justificado.

2.16.1 Métodos de Migración

1. Por difracción o Kirchhoff
2. Ecuación de onda o por diferencia finita
3. Dominio de la frecuencia

2.16.1.1 Migración por Difracción

Es un método estadístico conocido también como migración por la integral de Kirchhoff, es la forma más sencilla de implementar la migración. En zonas con fallas o acuñamientos, las formaciones terminan abruptamente, cuando esto ocurre los puntos de estas terminaciones actúan como una superficie de reflexión. Cualquier energía sísmica dirigida a este punto es reflejada en todas direcciones, produciendo una difracción. En las secciones sísmicas las difracciones registradas tienen la misma apariencia de un anticinal.

Este tipo de migración involucra la suma de amplitudes a lo largo de las hipérbolas de difracción, tratando cada elemento de una reflexión sin migrar como una porción de una difracción. Un reflector se define como una secuencia de puntos difractores cercanamente espaciados.

Los parámetros utilizados durante la migración por difracción son dos: la velocidad y el número de trazas del operador que se tomaran en cuenta a ambos

lados de la traza que sé esta migrando para calcular la traza migrada, el operador debe ser tomado de manera que cubra todo el patrón de difracción.

El método consiste en generar curvas de máxima convexidad para luego sumar las amplitudes que pertenecientes a dichas trazas se encuentran sobre dichas curvas para ir de esta manera obteniendo la traza migrada.

2.16.1.2 Migración por Diferencia Finita

Método determinístico de mover los reflectores de una sección sísmica a su verdadera posición, aplicando la solución por diferencias finitas de la forma de onda de la ecuación de onda. Las velocidades utilizadas deben ser lo más precisas posibles, es necesario dejar varias trazas muertas ambos lados de la sección ya que durante la migración la información será migrada fuera de los límites de la sección y en caso de no existir estas trazas muertas, la información será puesta sobre la propia sección.

Esta migración esta basada en el concepto de continuidad hacia abajo del campo de onda sísmica. Este proceso utiliza la propiedad de continuidad de los campos, una expresión de la cual se puede determinar el campo sobre cualquier arbitraria si conocemos completamente el campo sobre una superficie. De hecho, conocemos el campo de onda en la superficie de la tierra. Por lo tanto, la idea es determinar que detectarían los geófonos si estuviesen enterrados a profundidades arbitrarias y obtener una imagen completamente migrada de los reflectores que se encuentran justo debajo de los geófonos. (Sheriff y Geldart, 1995)

Los métodos de migración por diferencia finita y los esquemas de migración ven la propagación del frente de onda con diferente perspectiva. En lugar de mantener los receptores estacionarios y dejar a la onda propagarse a los receptores, los métodos de diferencia finita hacen lo opuesto, el frente de onda es el generado para el *punto reflector* de la fuente mientras los receptores son

movidos por intervalos en forma progresiva descendente, cerca del ápice de la curva, de esta forma se colapsan las difracciones.

Debido al movimiento teórico de los receptores hacia el punto reflector en el subsuelo, la Migración por Diferencia Finita se conoce también como Migración de Continuación Descendente. *Datuming* es el procesamiento usado en el método de migración de diferencia finita para colapsar sistemáticamente las difracciones dentro de intervalos de tiempo o profundidad, comenzando en la superficie y descendiendo en etapas.

Dos parámetros son críticos para la calidad de los resultados de este método de migración, el más importante es el tamaño de los intervalos en los procesos de continuación descendente. Si los intervalos son muy grandes los datos pueden ser submigrados. En este caso las difracciones no son completamente colapsadas y los eventos sísmicos no son reposicionados por completo, por esto se debe seleccionar un óptimo valor para el intervalo, el cual genere resultados satisfactorios a costos razonables.

El segundo factor importante es el modelo de velocidades. Aunque la migración por diferencia finita es menos sensible a las variaciones que la migración por Kirchhoff, un modelo de velocidades no adecuado puede producir pobres resultados, bien sea en submigraciones o sobremigraciones de los datos.

En general este método de migración produce buenos resultados en datos con buzamiento de pequeño a moderado, también produce buenos resultados cuando existen pequeñas variaciones laterales de velocidad y cuando la relación señal ruido es baja. Entre desventaja de este método es que implica tiempos de ejecución mayor, y los resultados no son del todo bueno en datos con eventos de más 45° de buzamiento.

2.16.1.3 Migración en el Dominio de la Frecuencia

Es un método determinístico el cual esta basado también en la ecuación de onda, esta migración es conocida de igual forma como migración FK o migración por la transformada de Fourier. El primer paso en la migración por frecuencia es la conversión de la sección sísmica de tiempo a profundidad, luego se busca la transformada de Fourier. La velocidad debe ser suministrada igual que en los otros métodos y debe ser lo más precisa posible. Este método migra bien con una baja relación señal-ruido y con buzamientos pronunciados.

Los métodos de migración que utilizan la transformada de Fourier asumen que la curva parabólica generada por un punto reflector se compone de pequeñas líneas rectas (ver figura 2.36), también asume que cada uno de estos segmentos de líneas puede ser migrados individualmente en el dominio de la frecuencia para luego aplicar el inverso de la transformada y retomarlos al dominio del tiempo.

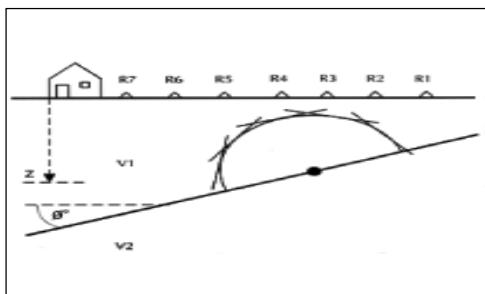


Figura 2.36. Una curva de difracción se puede de múltiples segmentos de recta, y cada uno puede ser migrado en el dominio de la frecuencia.

La ecuación 2.16, provee la base para este tipo de migración. Si la velocidad es constante, líneas en el espacio x,t que tienen el mismo buzamiento (misma velocidad aparente o mismo número de onda aparente) son convertidas, por la transformada de Fourier 2D, en líneas sencillas en el espacio K_x, ω (figura 2.37). Las líneas separadas paralelas en el espacio x,t son distinguidas por fases diferentes en el espacio K_x, ω . La migración en el dominio de la frecuencia cambia

las pendientes de las líneas de acuerdo a la ecuación XXX, la transformada inversa da una sección migrada en el espacio x,t. (Sheriff y Geldart, 1995)

$$\tan \varepsilon_a = \sin \varepsilon \quad (2.16)$$

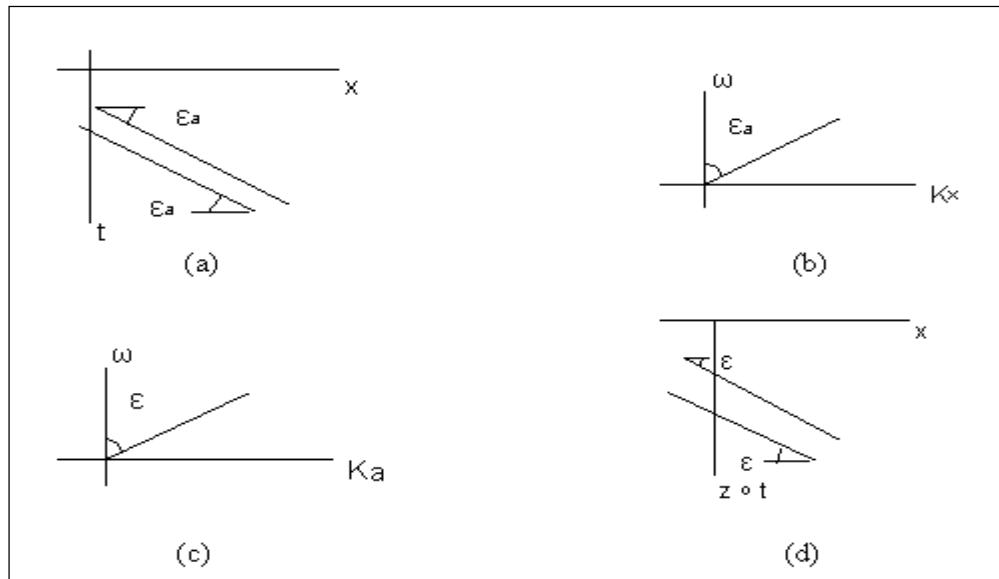


Figura 2.37. Migración en el dominio de la frecuencia donde la velocidad es constante. (a) Dos eventos buzantes sobre una sección sin migrar; (b) estos mismo eventos graficados en la misma línea en el dominio K_x , ω pero con diferentes fases; (c) cambio del buzamiento de ε_a y ε de acuerdo a la ecuación 2.16; (d) transformación a los dominios x,t o x,z se obtiene una sección migrada.

Tomado de Sheriff y Geldart, 1995.

2.16.2 Tipos de Migración

1. Antes de apilamiento
2. Despues de apilamiento
3. Migración en tiempo
4. Migración en profundidad.

2.16.2.1 Migración antes del Apilado

La aplicación de la migración de datos sísmicos antes o después del apilado depende de la complejidad en términos de estructuras y variación de velocidades del modelo del área de estudio. Sin duda la aplicación de la migración antes del apilamiento mejora la calidad de los resultados en dichas zonas. Sin embargo, la aplicación este tipo de migración genera mucho más tiempo de ejecución para su desarrollo, por lo que es necesario evaluar el costo contra los beneficios a obtener, es decir, la migración antes de apilamiento antes de apilamiento se puede aplicar si el mejoramiento de los resultados justifica el tiempo y los costos adicionales.

En áreas estructuralmente complejas generalmente los campos de velocidades presentan fuertes variaciones tanto vertical como lateral, en estos casos se requiere la aplicación de algoritmos de migración que sean más sensibles a dichos cambios, tales como los de migración preapilamiento, estos ofrecen una mejor resolución de los eventos del subsuelo, pero su aplicación tiene un alto costo en comparación con los algoritmos de migración postapilamiento, por lo que es necesario evaluar el costo versus los beneficios a obtener, es decir, la migración preapilamiento se puede aplicar si el mejoramiento de los resultados justifica el tiempo y los costos adicionales.

Los métodos de migración preapilamiento tienen fuertes ventajas sobre los métodos convencionales de migración, de las cuales se pueden mencionar las siguientes:

1. Mejoran la imagen de fallas.
2. Proporcionan a los agrupamientos por Punto Común en Profundidad un escalamiento apropiado para subsecuentes análisis de atributos.
3. Mejoran la relación señal ruido.

Convencionalmente los algoritmos de migración preapilamiento desarrollan un *enfocamiento* y *posicionamiento* de los datos en un simple paso usando el método de la integral del Kirchhoff. Una alternativa es aplicar una técnica de alta relación costo/eficiencia, en la cual se separa el *enfocamiento* y el *posicionamiento* en dos procesos.

El esquema básico de procesamiento para el *enfocamiento* en el dominio del tiempo involucra aplicar un NMO convencional, seguido de la corrección por DMO, a continuación se crean planos de DFR (*Distancia Fuente Receptor*) común.

Cada uno de estos planos es migrado usando un eficiente algoritmo de cero DFR, tal como FK o Phase Shift, utilizando para ello una función de velocidades con suaves variaciones verticales. Como resultado se obtienen planos de DFR común migrados, de los cuales se generan agrupamientos (*gathers*) migrados, a los cuales se les remueve la función de NMO y se procede a desarrollar un análisis de velocidades de *enfocamiento*.

Los agrupamientos migrados son particularmente convenientes para el análisis de velocidades porque la energía de las reflexiones y difracciones han sido migradas a la vecindad de sus apropiadas posiciones espaciales. El nuevo campo de velocidad es usado para aplicar la corrección de NMO a los agrupamientos migrados para ser apilados posteriormente. Este procedimiento produce una sección sísmica en la cual los eventos son enfocados debido al afinamiento de las velocidades, seguidamente se desarrolla el proceso de *posicionamiento*, en el cual los datos apilados previamente (en la etapa de *enfocamiento*), son devueltos a una sección de incidencia normal (distancia fuente receptor cero), mediante una demigración la cual revierte la migración original aplicada a los planos de DFR común. La sección de incidencia normal es ahora la entrada para la migración final en datos apilados en tiempo o profundidad con un apropiado modelo de velocidades.

2.16.2.2 Migración en Tiempo

La migración en tiempo reposiciona los datos de reflexiones sísmicas buzantes y difracciones a partir de su aparente posición en los que fueron grabados a su verdadera posición espacial. En este método los datos de entrada y salida son en el dominio del tiempo.

La migración en tiempo asume un simple modelo de velocidad, si bien el objetivo del algoritmo de migración es colocar los datos en su verdadera posición y mejorar el carácter de estructuras geológicamente complejas, mientras más complejo sea el modelo de velocidades, más pobres serán los resultados de la migración en tiempo. Cuando existen significativas variaciones laterales de velocidades o cuando las velocidades no incrementan continuamente con la profundidad, o en forma irregular, los métodos de migración en tiempo son menos exactos. El uso de migración en tiempo en áreas de fuertes cambios de velocidad generalmente resulta en sobremigraciones de los eventos sísmicos debido al curvamiento de los patrones de rayo. En migración de datos sísmicos en áreas de campos de velocidades complejos, se podría considerar el uso de migración en profundidad para mejores resultados.

Existen tres ideas básicas usadas en el desarrollo de la migración en tiempo. La primera usa los conceptos de geometría y frente de onda relacionadas para la integración hiperbólica, o principios de colapso de difracciones.

La segunda idea usa patrones de rayos derivadas a partir de un modelo de velocidades y un programa de trazado de rayos. Los datos grabados para cada punto de distancia fuente receptor cero (ZSR), son reposicionado de su aparente posición vertical debajo del punto ZSR, para cada posible verdadera posición de acuerdo al resultado del trazado de rayos. Posteriormente se puede utilizar técnicas estadísticas para determinar la mejor posición para cada punto de los datos.

La tercera idea es la que usa el concepto de punto reflector. En esta idea los datos grabados para cada punto ZSR son migrados de su posición aparente a cada posible posición según los rayos generados por un punto reflector y un modelo de velocidades.

Existen tres principales métodos de migración en tiempo que utilizan una o todas estas ideas: migración de Kirchhoff, migración por diferencias finitas y migración de la Transformada de Fourier.

2.16.2.3 Migración en Profundidad

Es un paso en el proceso sísmico, donde las reflexiones en datos sísmicos se mueven a su verdadera posición en el espacio, incluyendo los puntos de tiro en relación con la posición, en áreas donde hay cambios laterales significativos y cambios verticales de velocidad que quiebran la imagen de la migración en tiempo. Esto requiere un conocimiento exacto de las variaciones sísmicas verticales y horizontales de la velocidad.

La industria petrolera tiene bien definida las reflexiones y la forma de la estructuras a los lados de los domos de arenas, por ende estos diapirios deben poseer unas ciertas condiciones; una adquisición apropiada para definir los datos, de una migración pre-apilamiento en profundidad y de un excelente modelo sísmico de velocidad. El tiempo de migración post-apilamiento de las imágenes sísmicas, el análisis de la velocidad del agrupamiento de las trazas a cero distancia fuente receptor (*moveout*) y una buena información geológica, son la base para una excelente construcción del modelo de velocidad. En las regiones de interés fuera de los domos sedimentarios, la reflectividad sísmica son a menudo escasas y poco se sabe de una detallada información de la superficie geológica. Los otros métodos para la construcción del modelo de velocidad también deben ser utilizados. El análisis de las primeras llegadas por el método de inversión tomográfica, es la que se propone para la construcción del modelo preliminar de

velocidad para superficies inclinadas donde posteriormente se utilizara la migración pre-apilamiento en profundidad (Fagin *et al*, 1998).

Un dato sísmico estructural denso espaciado se modelara después, por medio de un algoritmo de diferencia finita. Las primeras llegadas (tiempos de viajes) y las velocidades serán escogidas por previos análisis. El modelo se construirá utilizando el método de inversión tomográfica, este modelo de velocidad es el que se manejara para realizar la migración pre-apilamiento en profundidad de los datos sísmicos. La estructura en la superficie será reconstruida adecuadamente para que el modelo de velocidad pueda ser refinada con la migración. Una serie de pruebas a partir de la inversión tomográfica, determinaran los límites espaciales de la resolución del modelo de la velocidad. Erróres aislados a las anomalías cerca de los límites de la resolución fueron agregadas al modelo de velocidad derivado del modelo tomográfico y estos serán los utilizados como los datos de entrada para la migración en profundidad. Estas pruebas proporcionaran las imágenes adecuadas, el modelo permitirá que la velocidad se mejore con el análisis del agrupamiento de las trazas a cero distancia fuente receptor (*moveout*) de la migración.

En los últimos años, la migración iterativa en profundidad ha gozado de una notoriedad extensa como estrategia para obtener excelentes resultados en la migración. Esto se puede atribuir a un número de factores, incluyendo la capacidad que tiene la migración pre-apilamiento de conservar la energía que de otra manera se disipa debido a los conflictos del proceso de apilamiento. Sin embargo, el éxito de la migración en profundidad como herramienta iterativa, radica principalmente en los algoritmos para el análisis de la velocidad, el cual permite que los analistas mejoren sus modelos del campo de velocidades entre las iteraciones de la migración (Fagin *et al*, 1998).

Estos procedimientos para el análisis de velocidad son fuertes, convergen rápidamente y se han integrado en la construcción del modelo que permitirán que los intérpretes ubiquen al día los modelos de velocidad por medio de los esfuerzos

mínimo y de la velocidad máxima. Los programas que incluyen la migración en profundidad producirán trazas agrupadas que compensara la migración en cada localización del CDP, que son particularmente útiles para ciertas destrezas de la valoración de la velocidad. Estas imágenes comunes de las trazas agrupadas (CIGs, “*common image gathers*”), permitirán que el intérprete realice su análisis de velocidad por métodos relativamente familiares.

Cuando un acontecimiento en un CIG sea plano, el modelo de velocidad debe ser exacto para que cargue correctamente con la energía sísmica propagada; si no el evento demostrará la curvatura residual (Deregowski, 1990). Un modelo incorrecto de velocidad puede ser redefinido con el análisis del moveout de la migración (MMO) de las imágenes comunes de los gathers (Lafond y Levander, 1993). El éxito de esta aseveración, es debido a la construcción de una interfaz entre los gráficos que se puedan utilizar para interpretación de las CIGs, para que así se pueda redefinir el modelo de la velocidad. El estudio de la migración pre-apilamiento en profundidad, demuestra que la energía de resolución del método de MMO, puede redefinir las estructuras que posean fallas.

La principal diferencia entre migración en tiempo y migración en profundidad esta en la forma como manejan las variaciones de velocidades laterales. La migración en tiempo no maneja variaciones laterales de velocidad y la migración en profundidad trabaja en forma exacta en estas circunstancia.

Tanto la migración en tiempo como la migración en profundidad utilizan el término de difracción para colapsar la energía a lo largo de su hipérbola de difracción a su ápice. Sólo el algoritmo de migración en profundidad, implementa el término de lente delgado utilizado explícitamente para variaciones laterales de velocidad. La salida de la migración en profundidad es una sección en profundidad. Para una salida significativamente geológica, el modelo de velocidades debe ser más exacto para una migración en profundidad que para una migración en tiempo.

La diferencia fundamental entre migración en tiempo y migración en profundidad puede ser explicada usando la migración suma-difracción. Con el método de migración suma-difraccion, los valores son sumados a lo largo de la hipérbola y el resultado es asignado a su ápice. Cuando se aplica migración en tiempo, se usa un valor de velocidad RMS en cada punto y se asume que la curva de difracción es hiperbólica:

$$t = (t_0^2 + 2(x - x_0)^2 / V_{RMS}^2)^{1/2} \quad (2.17)$$

Donde t_0 es el tiempo de migración y x_0 es el punto difractor. La migración en profundidad no utiliza la asunción hiperbólica, usa el modelo de velocidades interválicas de trazados de rayos del punto difractor a la superficie, asumiendo que la curva de difracción es calculada en cada punto exactamente. La migración entonces suma la data a lo largo de esta curva de difracción y asigna el resultado al punto de difracción.

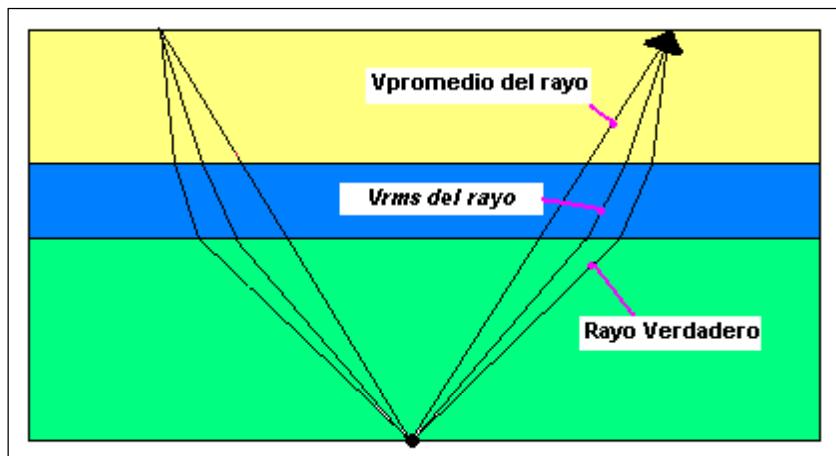


Figura 2.38. Las trayectorias de los rayos asociados a la distancia fuente receptor, donde el tiempo de viaje es definido por la ecuación 2.17.

Se debe recordar que la velocidad interválica esta dada por la siguiente ecuación:

$$V_{RMS} = (\sum (V_{int i}^2 * t_i) / \sum t_i)^{1/2} \quad (2.18)$$

Donde V_{inti} y t_i es la velocidad interválica y el tiempo entre las capas reflectoras, respectivamente. Cuando el modelo de velocidad varia lateralmente, el modelo de velocidad RMS (raíz cuadrática media) falla al describir la geometría de la difracción. En este caso la migración en tiempo y la migración en profundidad no obtienen la misma respuesta. Se diferencia la calidad de la data y ubicación lateral. La imagen migrada resultante es mucho mejor con la migración en profundidad que con la migración en tiempo. El esquema de la ubicación lateral es ilustrado en la figura 2.39. cuando la velocidad varia lateralmente, el ápice del punto de difracción no coincide con el punto de difracción. La migración en tiempo ubica la imagen en el ápice, ubicando el evento en una posición lateral incorrecta. La migración en profundidad ubica bien el evento. Esto se debe a que el ápice de la difracción es localizado en el lugar donde el rayo imagen emerge a la superficie. El rayo imagen viaja desde la superficie hasta el punto difractor, perpendicular a la superficie. Esto es el rayo más rápido entre la superficie y el punto difractor y como tal identifica el ápice de la curva de difracción (Fagin *et al.*, 1998).

$$Z_i = \sum ((V_i * T_i) / 2) \quad (2.19)$$

Donde Z_i es el valor en profundidad del horizonte, V_i es la velocidad interválica y T_i es el tiempo. Con estas ecuaciones, se puede observar como se hace la conversión de tiempo a profundidad.

Fuertes variaciones de velocidades laterales son asociadas con una estructura sobre corrida compleja como ejemplos se tienen las estructuras imbricadas en cinturones plegados, y los asociados con diapiros. Las fuertes variaciones de velocidad son asociadas a cambios de facies laterales. Las variaciones laterales de velocidad están frecuentemente asociadas a grandes buzamientos abruptos.

Debido a que se implementa directamente el término de lente delgado, la migración en profundidad requiere un modelo de velocidad detallado en el cual todas las variaciones de velocidad lateral son consideradas, pero si el modelo de

velocidad detallado fuese conocido exactamente, se conociera también el modelo geológico del subsuelo y así no habría necesidad de hacer migración. En este sentido la migración puede ser vista como una evaluación de una hipótesis geológica inicial.

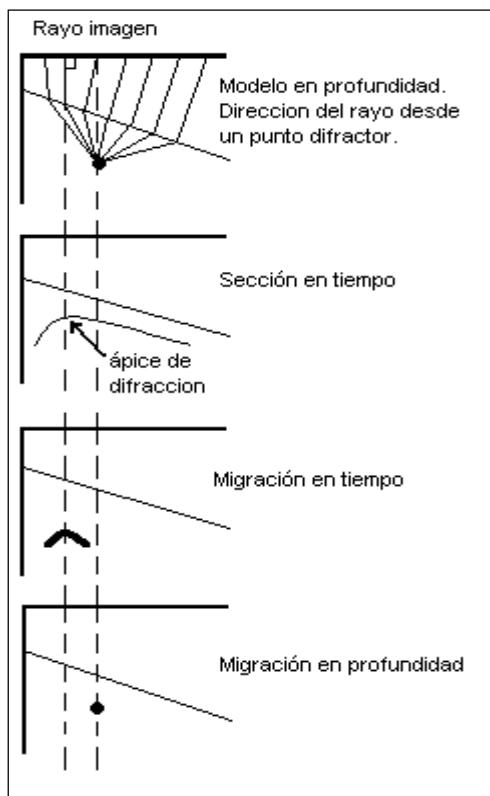


Figura 2.39. Diferencia entre migración en tiempo y migración en profundidad.

2.16.2.3.1 Migración en Profundidad antes de apilamiento

En la construcción del modelo de velocidad en profundidad, la asunción de cero distancia fuente receptor para un apilamiento es otro problema. Cuando las reflexiones ocurren al mismo tiempo con diferentes velocidades de apilamiento, la calidad del apilamiento se degrada. Las velocidades de apilamiento dependen del buzamiento, cuando un evento plano es intersectado por un evento con buzamiento, solo se puede cambiar una velocidad de apilamiento a favor de uno de estos dos eventos y no de ambos. Este no es el caso de una sección de cero

distancia fuente receptor, porque esta contiene todos los eventos. En presencia de buzamiento conflictivos, el apilamiento no es equivalente a una sección a cero distancia fuente receptor. Un agrupamiento de trazas a cero distancia fuente receptor (*moveout*) no hiperbólico complejo asociado a CMP con variaciones de velocidad lateral severa requiere de migración en profundidad antes del apilamiento.

Sin embargo, el apilamiento puede ser utilizado para derivar un modelo de velocidad en profundidad razonable, el cual puede ser usado para obtener datos antes de apilamiento. Son tres los tipos de estructuras sobre corridas que presentan fuertes variaciones de velocidades laterales y estos son: fondos de agua irregulares, diapiros de sal o arena y estructuras imbricadas asociadas con tectónica de sobre corridimientos.

La migración en profundidad antes de apilamiento involucra una continuación hacia abajo alternada de agrupamiento de trazas a disparos comunes (CSG) y agrupamiento de trazas a receptores comunes (CRG) en intervalos de profundidad discretos. Este esquema requiere de la elección de datos adelante y atrás de los CSG y los CRG a cada intervalo en profundidad, una forma de reducir costos es parar el proceso justamente debajo del sobre corridimiento complejo. Otra forma es hacer la migración en profundidad antes de apilar completa y luego se usan otros procesos como la corrección de estáticas manual y un programa de apilamiento en la correlación de trazas.

La migración en tiempo es suficiente para delinejar objetivos en estructuras imbricadas. Sin embargo, solo la migración en profundidad coloca el objetivo bajo la estructura imbricada. Los eventos que se encuentran debajo de la estructura imbricada se observan sobremigradas.

La calidad de los datos puede ser pobre en regiones sobre corridas. Este tipo de geología usualmente tiene topografía abrupta, lo cual puede ocasionar condiciones de campo difíciles y causar severos problemas de estáticas. Las

estructuras culminantes también producen que la energía se dispare. Usualmente es solo después de perforar unos pozos que se puede razonablemente interpretar y derivar un modelo de velocidad profundidad posible en este tipo de geología. Los sobrecorrimientos aloctonos son altos estructurales que no son distinguidos en la sección sísmica.

Estructuras geológicas complejas presentan con influencia una geometría tridimensional. Se podría esperar que la migración en tiempo o profundidad 2D no produzca una imagen exacta de la superficie en geología tal como en cinturones sobre corridos o tectónicas de sal y arena (diapiros).

Si el campo de velocidad es suficientemente preciso, la imagen en profundidad tendrá resultados positivos con respecto a la distorsión estructural que se refleja en la migración en tiempo, dado por la variación lateral de velocidad que causa las pequeñas variaciones laterales en tiempo (*pull-up*), la figura 2.40 muestra estas diferencias con respecto a la posición vertical de las imágenes migradas. De la misma forma ocurre para los eventos que deben ser colocados en su verdadera posición lateral partiendo de un correcto modelo de velocidad de una imagen en tiempo escalado a profundidad, ver figura 2.41.

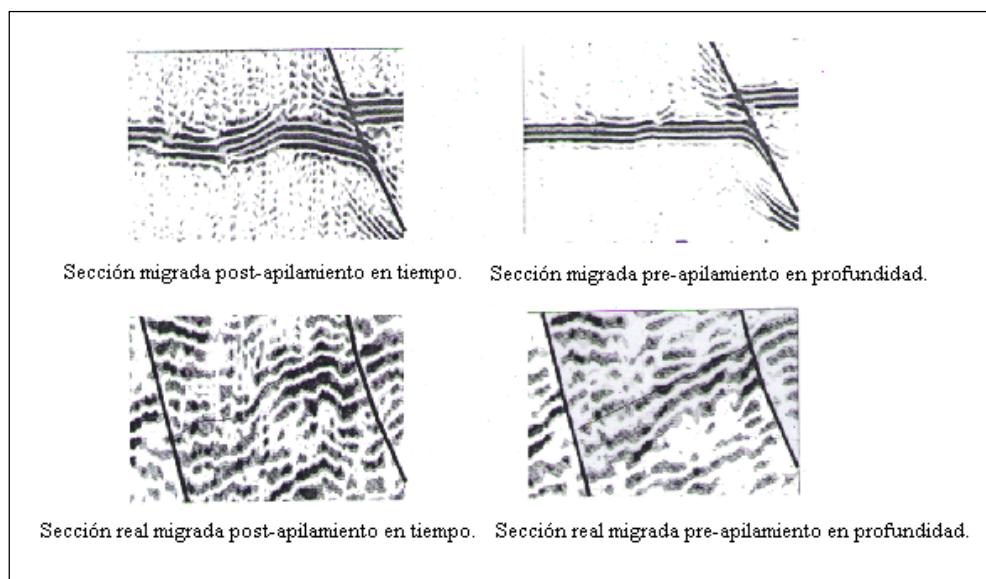


Figura 2.40. Ejemplos donde se muestran las diferencias entre las migraciones en tiempo y en profundidad con respecto a las posiciones verticales.

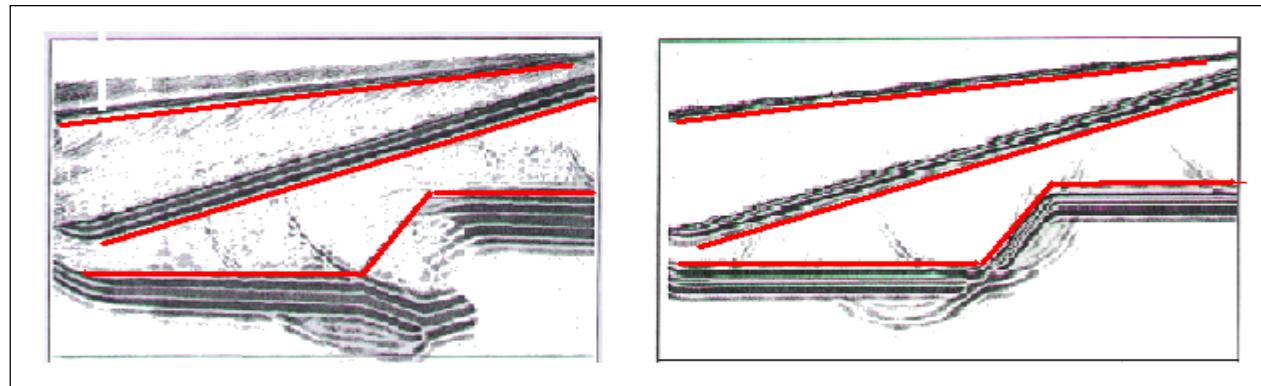
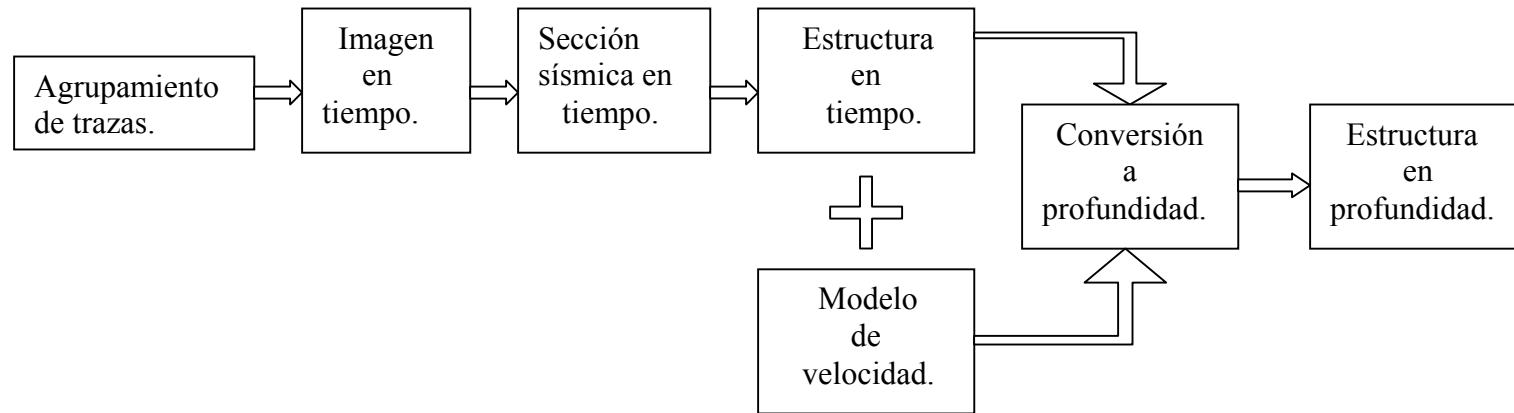


Figura 2.41. En la parte izquierda se observa una sección en tiempo escalada a profundidad con una interpretación previa del modelo de velocidades y del lado derecho esta la sección migrada en profundidad, destacándose la verdadera posición lateral del evento.

A)



B)

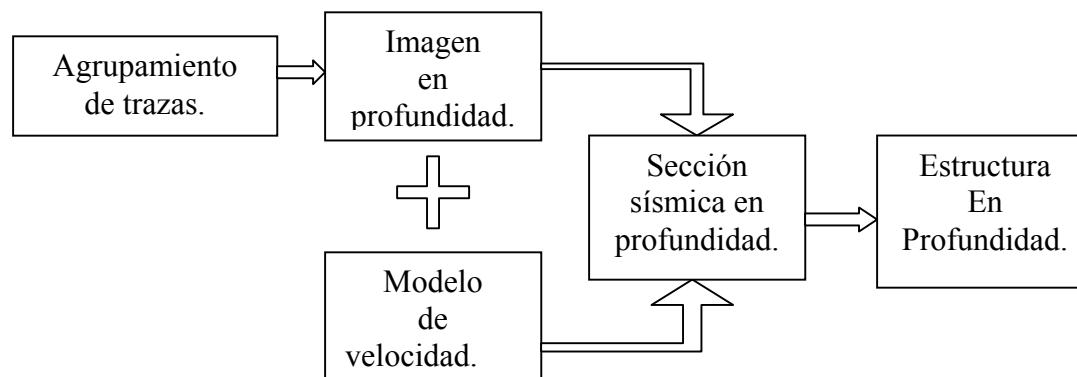


Figura 2.42. Diagrama de flujo que con la comparación tradicional entre a) la conversión del mapa base en tiempo a profundidad y b) la conversión de la imagen base en profundidad a la estructura final en tiempo

De la misma forma, la migración en profundidad suministra una alta resolución sobre las imágenes con respecto a la migración en tiempo, esta característica es dada porque la migración en profundidad no se basa en la asunción hiperbólica, este utiliza el modelo de velocidades interválicas de trazados de rayos del punto difractor a la superficie. Por ejemplo, en la figura 2.43 se puede detallar que la imagen en tiempo para un bloque de falla con respecto a la continuidad entre los reflectores es deficiente, mientras en la sección migrada en profundidad se observa que las continuidades tienen continuidad y una alta resolución en torno al bloque de falla.

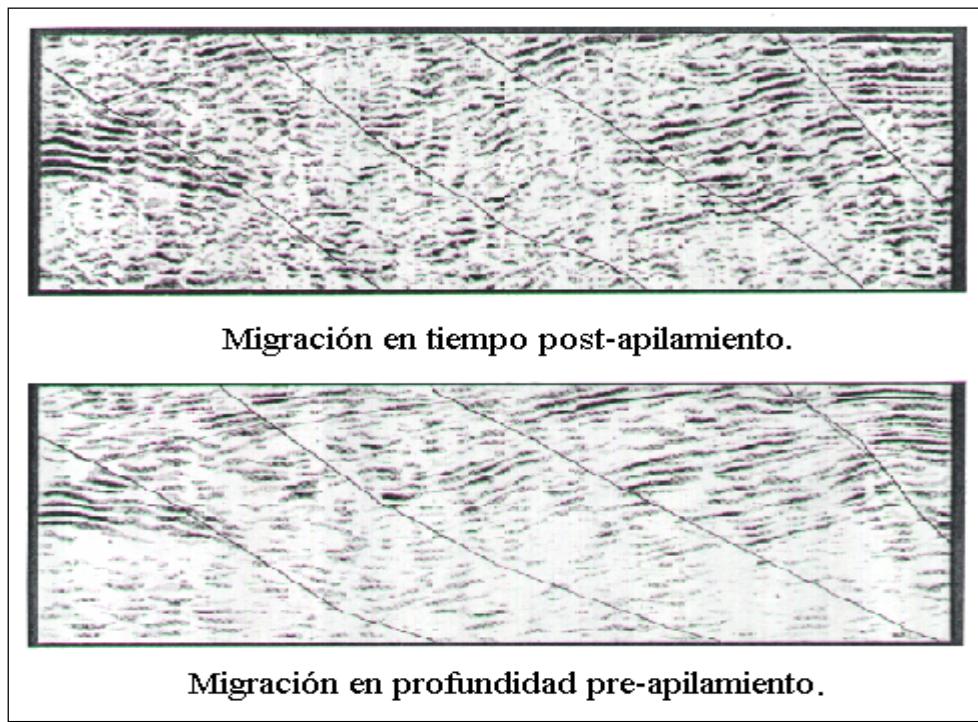


Figura 2.43. Los bloques de fallas que se representa en tiempo demuestran la poca continuidad entre los reflectores, mientras que la imagen en profundidad si destaca esta continuidades en los bloques de fallas.

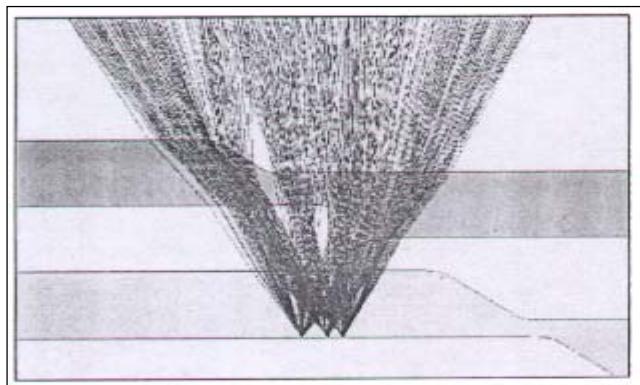


Figura 2.44. Trayectorias de los rayos sobre puntos comunes en profundidad.

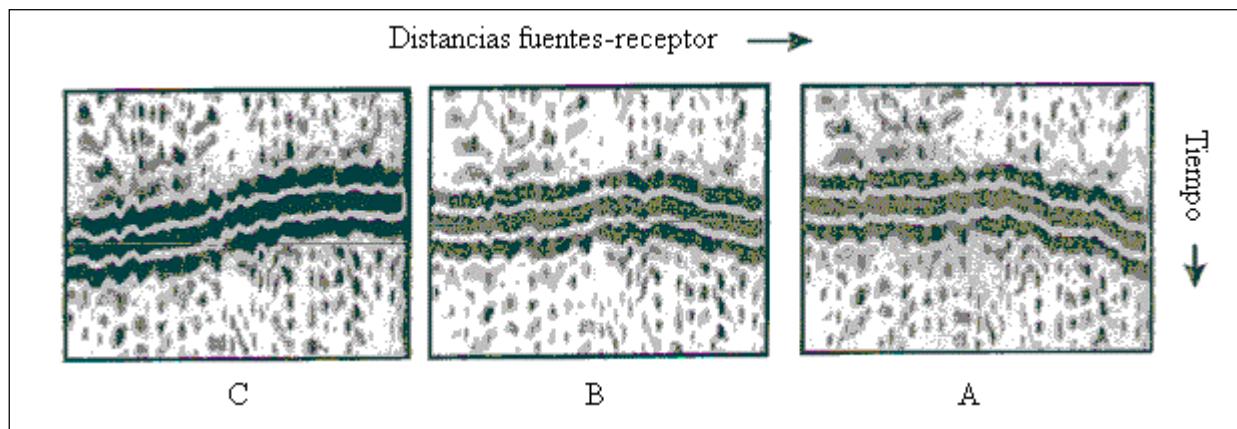


Figura 2.45. Agrupamiento de trazas sísmica asociadas a la trayectorias de rayos en puntos comunes en profundidad descritos en la figura anterior, donde pareciera observarse tres velocidades agrupadas de forma hiperbólica pero son velocidades asociadas a un agrupamiento de trazas a cero distancia fuente-receptor (moveout) de forma no hiperbólica.

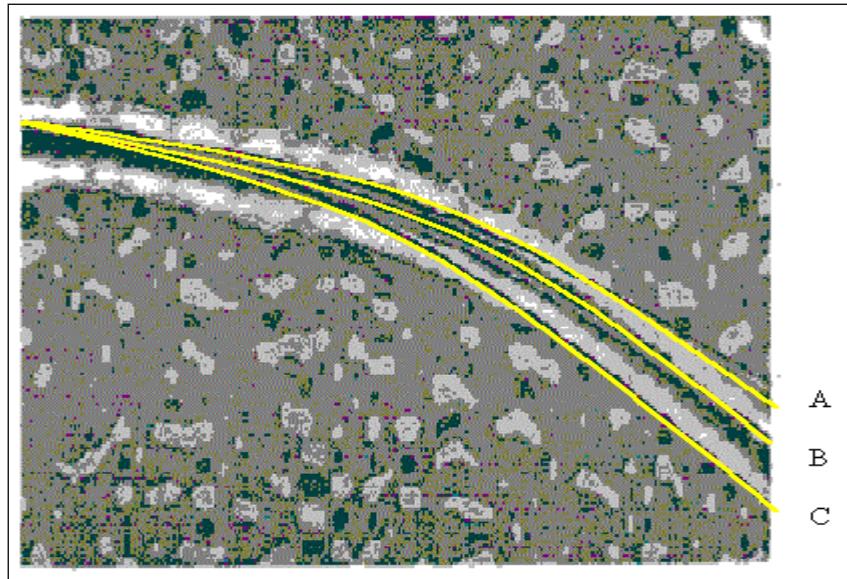


Figura 2.46. Agrupamiento de trazas corregidos a cero distancia fuente receptor sobre puntos comunes en profundidad utilizando las velocidades de apilamientos corregidas en función de la figura anterior.

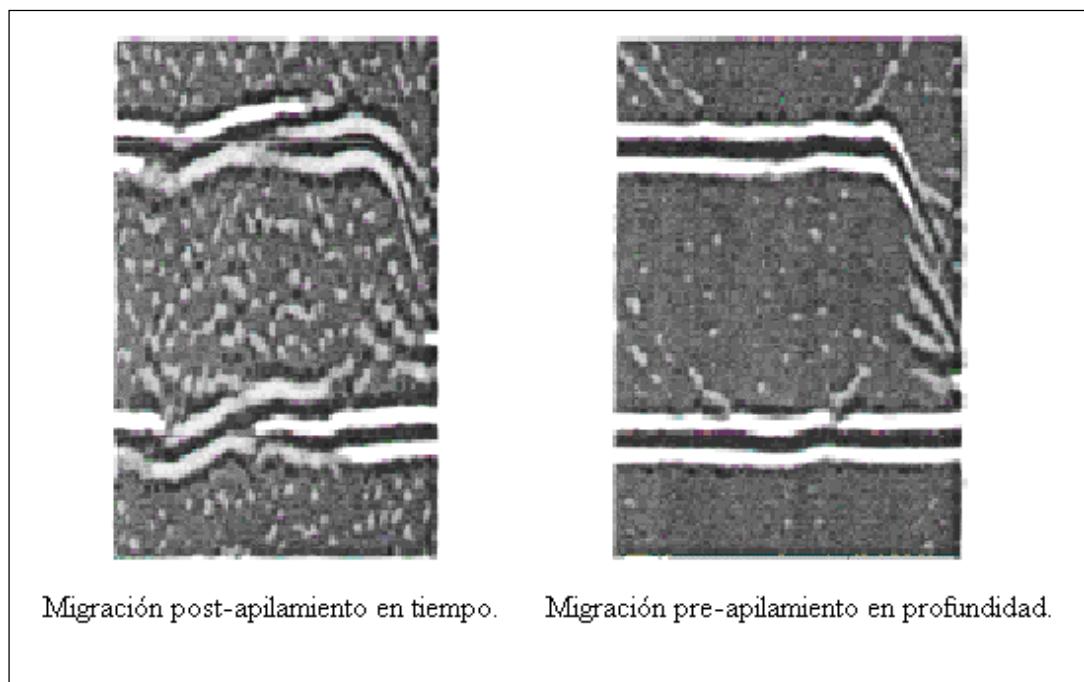


Figura 2.47. Comparación entre una imagen en tiempo (izquierda) a una imagen en profundidad (derecha) en un área donde se observa discontinuidad en los reflectores

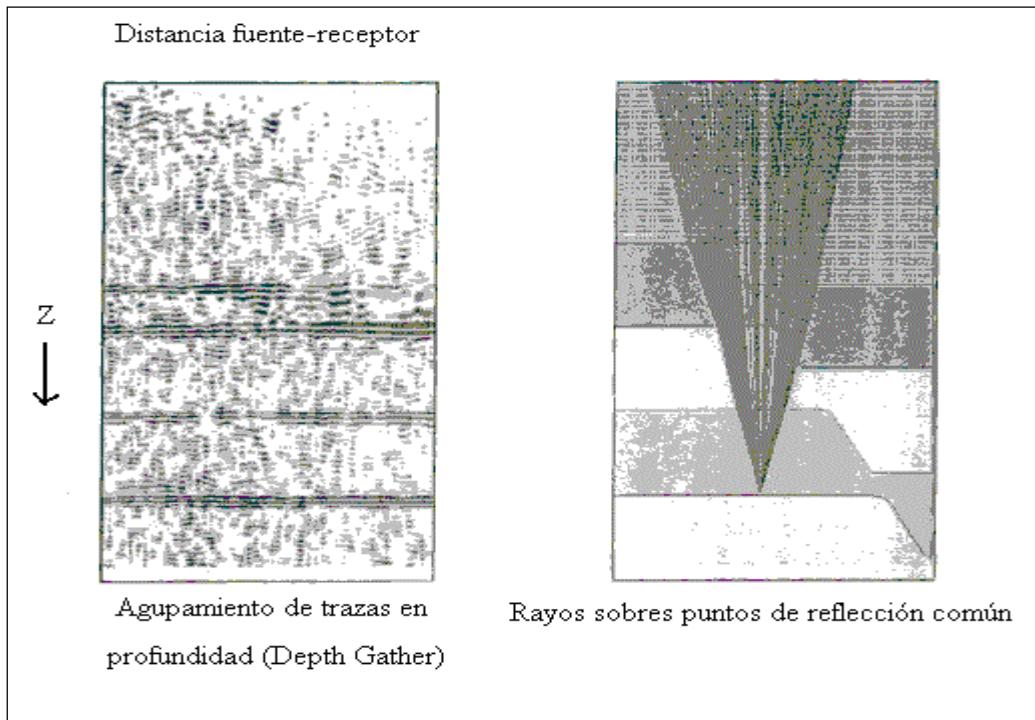


Figura 2.48. Agrupamiento de trazas en profundidad producido por la imagen pre-apilamiento en profundidad.

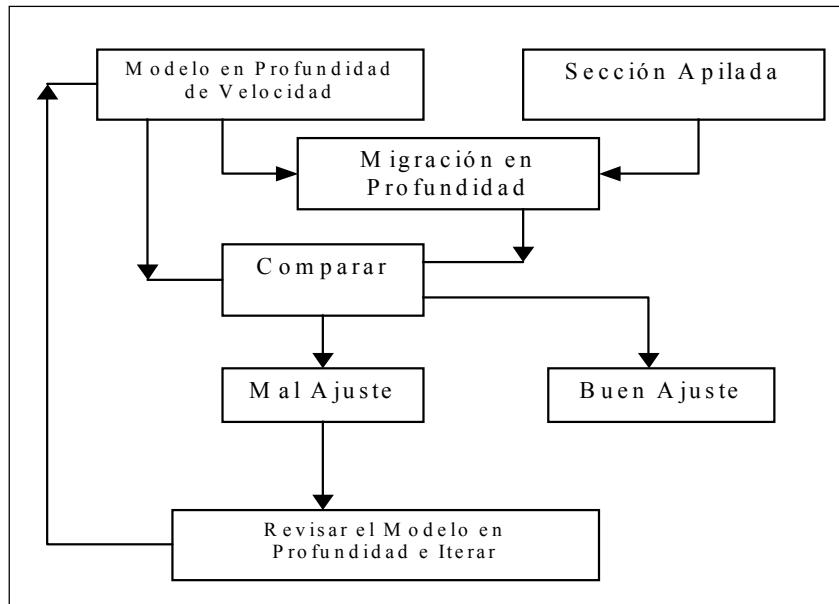


Figura 2.49. Diagrama de flujo que demuestra las reiteraciones que se deben emplear en una migración en profundidad.

CAPÍTULO 3

MARCO GEOLÓGICO

3.1 Introducción

La zona de interés se encuentra al norte del estado Monagas, inmediatamente al sur del piedemonte de la serranía del interior en el flanco de la subcuenca de Maturín, cuenca Oriental de Venezuela.

La cuenca Oriental de Venezuela es asimétrica siendo su flanco sur relativamente estable con buzamiento suave hacia el norte; el flanco norte es compresional orogénico y estructuralmente complejo. Esta cuenca es la de mayor extensión superficial en Venezuela, pues abarca aproximadamente 164.000 km² de superficie y se extiende por unos 600 km desde el arco de El Baúl al oeste

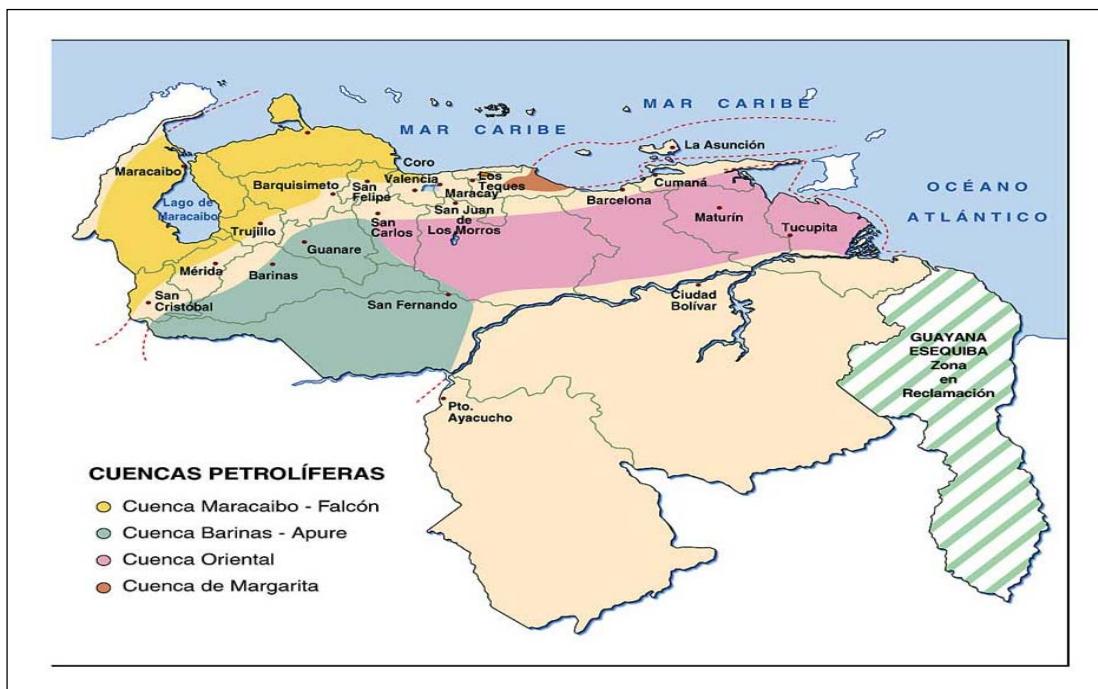


Figura 3.1. Mapa de cuencas Petrolíferas de Venezuela (Modificado de: L.E.V., 1970)

hasta el golfo de Paria al este; su límite sur es el escudo de Guayana y hacia el norte esta limitada por las cadenas montañosas de la cordillera de la Costa y la serranía del Interior. La cuenca ha sido subdividida en dos subcuenca por razones sedimentológicas y tectónicas, la de Guarico al oeste y Maturín al este (figura 3.1).

En los últimos años se han efectuado programas exploratorios en diversas áreas de interés de la cuenca Oriental con resultados muy exitosos, que la colocan en una posición de gran importancia, tanto por las reservas de petróleo crudo pesado descubiertos en la Faja Petrolífera del Orinoco hacia el Flanco sur de la cuenca, como por los recientes descubrimientos de crudo mediano, liviano y condensado efectuados por Lagoven, S.A. en el flanco norte de la subcuenca de Maturín.

El Norte de Monagas se consideró de interés para la búsqueda de hidrocarburos desde el inicio de las actividades exploratorias en Venezuela a comienzos del siglo, debido a la existencia de numerosos manaderos de petróleo en la región. En un principio el esfuerzo de la perforación exploratoria se orienta predominantemente a la búsqueda de prospectos poco profundos del Terciario Tardío en el piedemonte de la serranía. Esta actividad originó el descubrimiento de los campos de Quiriquire (1928), Orocual (1933), Jusepín (1938) y Manresa (1954).

3.2 Estratigrafía y Contexto Estructural

3.2.1 Marco Geológico Regional

La columna sedimentaria consta casi exclusivamente de arenisca y lutitas, con edades que van desde el Cámbrico Temprano al Pleistoceno (figura 3.2). La cuenca es asimétrica, con el flanco sur buzando suavemente hacia el norte que es interceptado por una zona de complejas disturbaciones tectónicas y plegamientos, que constituyen el flanco norte. Toda la cuenca se inclina hacia el este, de manera que la parte más profunda de ella se encuentra al noreste, hacia Trinidad, donde se estima que puede haberse acumulado 12000 m de sedimentos. (González de Juana *et al*, 1980)

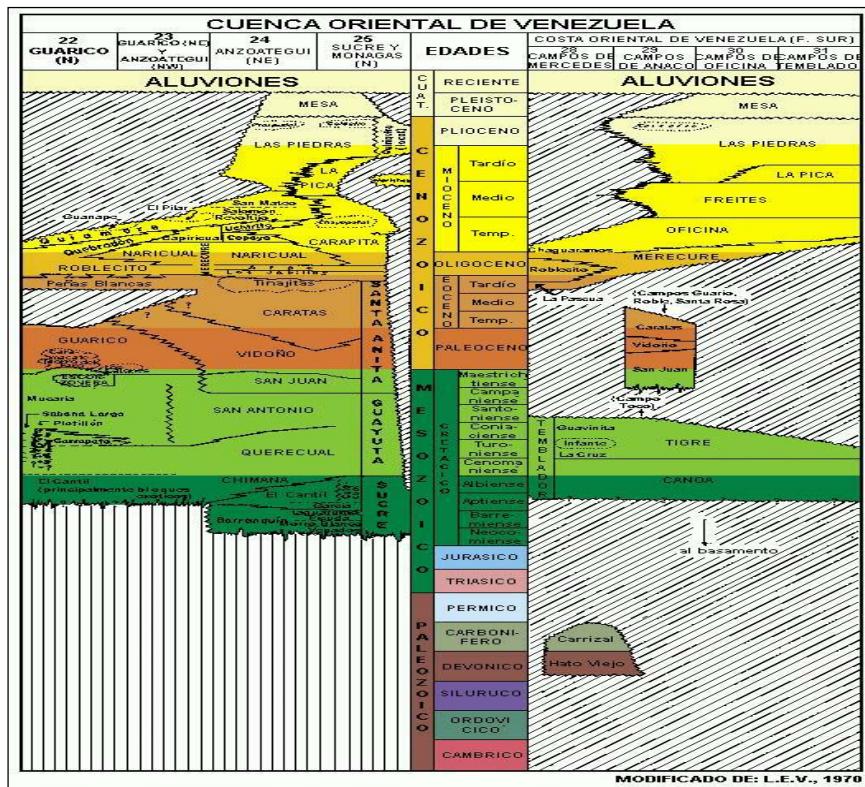


Figura 3.2. Tabla de correlación para la Cuenca Oriental de Venezuela (Modificado de: L.E.V., 1970)

La cuenca Oriental contiene más de 6000 m de sedimentos Paleozoicos, Cretácicos y Terciarios, entre las cadenas montañosas terciarias ubicadas al norte

y el escudo Guayanés, emplazado hacia el sur. Debido a sus características sedimentalógicas, tectónicas y estratigráficas se subdivide en dos subcuencas, a saber: Subcuencas de Guárico al oeste y *Subcuenca de Maturín* al este.

La cuenca Oriental es la segunda en magnitud de América del Sur por sus recursos Hidrocarburíferos (González de Juana et al, 1980), y probablemente constituya el área petrolífera más importante del país debido a la relevancia de los resultados obtenidos en el desarrollo de los campos El Furrial, El Carito, Mulata y Santa Bárbara en el norte de Monagas, constituyendo en la actualidad uno de los cuatro campos gigantes descubiertos desde 1980 en el norte de Sudamérica. (Bernard D, 1995)

La evolución geodinámica de la cuenca Oriental de Venezuela puede ser dividida en cuatro episodios mayores. (Eva et al, 1989, citado en Parnaud et al, 1995)

Una fase de pre-“rift” de edad Paleozoico.

Una fase de “rifting” y “drifting” de edad Jurásico Cretácico Temprano caracterizado por “grabens”, la creación de Corteza oceánica en el dominio Caribe, y una discordancia regional. (Eva et al, 1989; citado en Parnaud et al, 1995)

Un período de margen pasivo durante el Cretácico-Paleógeno.

Una fase final durante la colisión en el Neógeno y Cuaternario que resulta en la formación de la actual Serranía del Interior y la transformación del margen pasivo a una cuenca de tipo antepaís. Esta colisión de la placa del Caribe con la placa Suramericana fue diacrónica en su desplazamiento progresivo este-oeste. (Stephan et al, 1985, citado en Parnaud et al, 1995)

En la parte central de la cuenca Oriental de Venezuela, únicamente los dos últimos episodios de esta evolución geodinámica pueden reconocerse en subsuelo y en afloramientos. Los dos primeros son interpretados de data sísmica en la subcuenca de Trinidad, al este, (Peraasd *et al*, 1978, citado en Parnaud *et al*, 1995) y en la subcuenca de Guárico al oeste.

De acuerdo con trabajos recientes de investigación, aproximadamente desde el Eoceno, la placa Caribe se desplaza hacia el este (con velocidad de uno a cuatro centímetros por año) con respecto a las placas de América del Norte y América del Sur. A lo largo del margen norte del continente Suramericano, la transcolisión entre las Placas del Caribe y de América del Sur produce tres familias de fallas de escala regional.

- Fallas transcurrentes dextrales de dirección este-oeste, como la falla El Pilar, que se extiende por 700 Km. Desde la cuenca tipo “pull-apart” de Cariaco hasta el este de Trinidad.

- Fallas transcurridas dextrales de rumbo N 40° - 50° O, como la falla de Urica con un desplazamiento aproximado de 40 Km y aparentemente inactiva; la falla de San Francisco, con desplazamiento cercano a 25 Km y activa hasta el Plioceno; y una falla que aun presenta actividad denominada Los Bajos.

- Corrimientos; a este grupo pertenece la familia de fallas de rumbo N 60° - 70° E, que forma el cinturón orogénico.

En el contexto de convergencia oblicua de placas, los modelos estructurales evidencia las tres familias de fallas presentes, las dos primeras de tipo transcurrentes absorben el componente rumbo-deslizante de la transcolision; mientras los corrimientos absorben la componente de convergencia.

A partir de este esquema tectónico es posible diferenciar tres dominios estructurales distintos entre sí (figura 3.3): una zona interna o alóctona, otra

extrema o paraautóctona y la tercera representa por el escudo de Guayana. (Barrios *et al*, 1993)

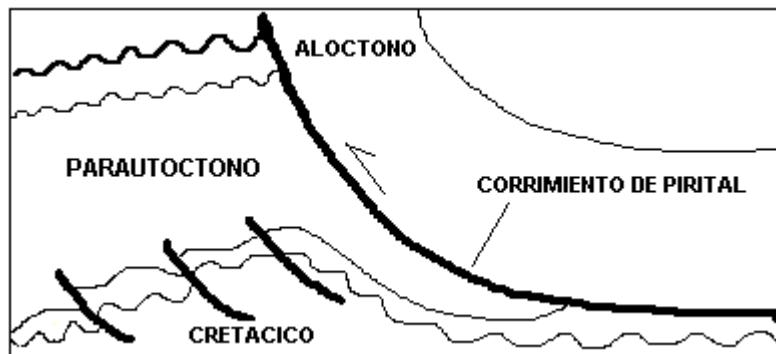


Figura 3.3. Dominios estructurales internos (alóctono) y externo (parautóctono)
(Cortesía de Chevalier, 1995)

La zona externa de la Cadena del Caribe está caracterizada por la Serranía del Interior y por la subcuenca de Maturín. La Serranía del Interior Oriental constituye el tramo más oriental de la cadena Sur Caribe y se extiende desde la Sierra de Aroa al oeste hasta la isla de Trinidad.

La Serranía del Interior Oriental está compuesta por un “trend” de pliegues y corrimientos de rumbo N 60° - 80° E, la cual actúa sobre la cobertura sedimentaria de edad Cretácico Temprano hasta Mioceno Medio. Estas masa presentan un cabalgamiento hacia la antefosa molásica de Maturín hacia el sur-sureste, cuya manifestación estructural es el corrimiento de Pirital.

Hacia el este, la Serranía del Interior se hunde desapareciendo por debajo de los sedimentos gruesos plio-cuaternarios del Golfo de Paria. Un poco más hacia el este se observan las fallas transcurrentes dextrales de El Soldado y Los Bajos, y progresan hacia la cadena del norte de Trinidad. La falla transcurrente dextral de San Francisco disecta la Serranía en dos bloques y se fusiona con la falla de Quiriquiria al sur. (González de Juana, *et al*, 1980)

La zona alóctona está formada por sedimentos de edad cretácica y Terciaria, deformada en un ambiente de transcolisión durante el Oligo-Mioceno; y la zona parautóctona es una cuenca de antepaís que se extiende entre el frente de montaña de la Serranía y el Cratón. El margen meridional del antepaís se caracteriza por las fallas normales involucradas con la deformación y posible subsidencia del basamento que define estructuras favorables para el entrampamiento de petróleo. Suprayacente a estos bloques fallados se observan fallas lístricas que afectan las rocas sedimentarias del Neógeno.

La zona parautóctona está compuesta de sedimentos terciarios y fue formada a partir del Mioceno por subsidencia isostática debida a la sobrecarga de los cabalgamientos de la Serranía, se extiende por encima de un antiguo margen pasivo de edad Cretácico-Paleógeno.

3.2.2 Subcuenca de Maturín

La subcuenca de Maturín constituye la principal unidad de la cuenca Oriental. Es una cuenca de antepaís que se extiende entre el frente de montaña de la Serranía y el Cratón. La cuenca es asimétrica, paralela y mecánicamente acoplada al orógeno adyacente. Se formó a partir del Mioceno por subsidencia isostática debida a la sobrecarga de los cabalgamientos de la serranía y se extiende por encima de un antiguo margen pasivo cretácico- paleógeno. Debido a que la carga del orógeno se desplaza de norte a sur y al mismo tiempo de oeste a este, la cuenca se caracteriza por una migración de su depocentro en el mismo sentido. La subcuenca de Maturín está rellena de sedimentos terciarios, los cuales en la parte más profunda, presentan un espesor de unos ocho kilómetros. (Truskowski *et al*, 1991)

Podría afirmarse que la deformación estructural y los acuñamientos de las unidades estratigráficas hacia el sur definen dos dominios operacionales: uno al norte del Corrimiento de Pirital y otro al sur.

En la Serranía del interior la roca madre principal se encuentra representada por el Grupo Guayuta, particularmente por la formación Querecual, la cual llega a tener más del doble del espesor que su equivalente (Formación La Luna) en Venezuela Occidental, con similares características de roca madre. Debido al espesor considerable de la secuencia Neógena en el flanco norte de la subcuenca, no se puede establecer con claridad como se produce el cambio lateral de las unidades cretácicas hacia el grupo Temblador del sur; sin embargo, estima que para los equivalentes laterales del Área Mayor de oficina, el caso pudo haber sido muy semejante, con generación por una roca madre cercana. (González de Juana *et al*, op cit)

Para los campos del Noreste de Monagas, la roca madre por excelencia debe haber sido cretácica (Grupo Guayuta), aunque no se descarta el aporte de secuencias más jóvenes, con materia orgánica de afinidad continental; por ejemplo, la superficie de la Formación Naricual es muy carbonosa. (González de Juana *et al*, op cit)

Los yacimientos más importantes son de edad terciaria; en los campos del Norte de Monagas están constituidos por las formaciones Carapita, Naricual, Los Jabillos y Caratas. También se han encontrado buenos yacimientos en las areniscas de la formación de la Formación San Juan (Cretaceo Tardío), y en unidades tan jóvenes como las formaciones La Pica (Mioceno) y las Piedras-Quiriquire (molasa mio-pliocena). Revisten particular importancia las estructuras de tipo compresivo, como las del campo El Furrial, Carito y Santa Bárbara para los entrampamientos de hidrocarburos. (González de Juana *et al*, op cit)

Hacia el sur de la subcuenca de Maturín, en los campos de oficina en Anzoátegui y sus equivalentes orientales en Monagas, los yacimientos importantes se encuentran en las Formaciones Merecure y Oficina, con sello de lutitas extensas dentro de estas mismas unidades; la Formaciones Freites suprayacente también constituye un sello regional de gran importancia. (González de Juana *et al*, op cit)

Los principales campos de petrolíferos del Norte de Monagas, y de este a oeste son: Santa Bárbara, Pirital, Carito, El Furrial, Orocual, Boquerón, Quiriquire y Pedernales.

En su límite sur, la subcuenca también incluye la Faja del Orinoco, con yacimientos neógenos y roca madre cretácica, con migración distante a lo largo y a través de la discordancia Cretácica-Neógeno y Basamento-Neógeno. (González de Juana *et al*, op cit)

Los campos productores de gas condensados y petróleo volátil más importantes del norte de Monagas es Santa Bárbara y Pirital, los cuales contribuyen con el 23% de la producción diaria del petróleo y representan una parte significativa de las reservas probadas de Petróleos de Venezuela P.D.V.S.A. Estos junto con el Furrial, Mulata y Carito, constituyen los yacimientos profundos de alta presión más prolíficos del Oriente de Venezuela. La gravedad de los crudos es bastante diversa: en los campos de El Furrial son frecuentes los crudos medianos, en Quiamare-La Ceiba se llegó a producir con promedio de 41° API; en los campos de Oficina se encuentran crudos livianos, medianos y pasados; en la Faja del Orinoco los crudos pesados y extrapesados constituyen la características esencial. En general, los crudos más pesados se encuentran hacia los márgenes de la subcuenca y hacia los yacimientos más someros: La Faja del Orinoco en el Flanco sur, y los campos de Quiriquire, Manresa y Guanoco en el flanco norte. Los principales yacimientos productores de Santa Barbara y Pirital lo constituyen los horizontes de las formaciones del Cretácico (sin diferenciar), las cuales han sido divididas con un lenguaje operacional, del tope a la base, en unidades denominadas K-B, K-C, K-D, K-K y la unidad Kp del Cretácico-Paleoceno y la Formación Naricual del Oligoceno, siendo las ultimas de las mencionadas las de mayor productividad.

3.2.3 Historia Geológica de la cuenca Oriental de Venezuela

La evolución de la cuenca Oriental de Venezuela estuvo determinada desde un principio por la relativa estabilidad del Cratón de Guayana, a partir del Paleozoico Inferior; así las transgresiones y regresiones que se registraron corresponden a hundimientos y levantamientos de este borde. En un largo periodo de 350 m.a. se reconocen tres grandes ciclos sedimentarios. Tales ciclos se desarrollaron entre periodos principales de orogénesis y después de largos periodos de erosión, cuando las aguas transgredieron sobre tierras previamente periplanadas (González de Juana *et al*, op cit). A continuación se presentan un resumen de los principales eventos sedimentarios y tectónicos durante la evolución de la Cuenca Oriental de Venezuela. (Martínez *et al*, 1986; Stredel, 1986)

1. *Paleozoico*

Se produce la sedimentación de las formaciones Carrizal y Hato Viejo en una depresión pericratónica situada en el borde septentrional del Cratón de Guayana. Ambiente posiblemente de planicies costeras y aparatos deltaicos conexos.

2. *Orogénesis Herciniana o Evento Tecto-Termal Permo-Triásico*

Se origina el levantamiento vertical del borde cratónico y la retirada general de los mares hacia el Norte. Se desarrolla un largo periodo de erosión. No se tiene conocimiento de actividad tectónica compresiva en la cuenca.

3. *Triásico-Jurasico*

Hay actividad volcánica en el Macizo El Baúl y continua el periodo de erosión.

4. *Barremiense-Aptiense-Albiense*

Se inicia la trasgresión cretácica, desarrollándose ambientes marinos hacia el norte y más continentales hacia el sur. Se depositan calizas y areniscas en el flanco norte de la Serranía actual (Formación Barranquín). La sedimentación primitiva fue seguida por calizas espesas y lutitas en el flanco norte (Formaciones Borracha y Chimana), e intercalaciones de calizas, areniscas y lutitas en el flanco sur (Formación El Cantil). Hacia el sur la sedimentación es predominantemente continental (Formación Canoa).

5. Cenemaniense-Ceniaciense

Se produce la máxima cobertura marina y el desarrollo de ambientes euxínicos en el norte (Formación Querecual). Hacia el sur se prolonga los ambientes marino-costeros, gradualmente más continentales hacia el extremo sur. Más al norte y noroeste se deposita la Formación Tigre con sus Miembros Guavinita, Calizas de Infante y La Cruz. Ha producido cantidades menores de petróleo en el área de Las Mercedes (Guárico).

6. Santoniense-Maestrichtiense

Se sedimentan las lutitas marinas, algunas arenas finas e intervalos silíceas al norte (Formación San Antonio). En la región sureste comienza la regresión marcada por las areniscas masivas de la Formación San Juan, que probaron petróleo en el campo Orocual y produjo pequeñas cantidades en Quiriquire, La Ceiba y Santa Rosa.

7. Orogénesis del final del Cretácico

Se produce el levantamiento de arcos de islas y de cordilleras.

8. Paleoceno-Eoceno Medio

Los levantamientos mencionados anteriormente originaron una extensa cuenca donde se depositaron sedimentos del Ciclo Terciario Inferior (Grupo Santa Anita, Formaciones Vidoño y Caratas, Edo. Sucre).

9. *Eoceno Superior-Oligoceno*

La trasgresión marina del Terciario invadió el Oriente de Venezuela y dejó como evidencia una secuencia sedimentaria espesa, que descansa discordante sobre sedimentos del Cretácico y que está representada por las areniscas de agua someras de la Formación La Pascua, las lutitas de agua marinas someras y tranquilas de la Formación Roblecito en la parte oeste de la cuenca (Edo. Guárico), y al este por las Formaciones Los Jabillos, Areo y Naricual reunidos en la Formación Merecure, por debajo de la cual desaparece por acuñamiento la Formación Roblecito. Las Formaciones La Pascua y Merecure son productoras de hidrocarburos en el flanco sur de la cuenca. Concordantemente sobre esta secuencia se depositaron en la parte oeste de la cuenca, la Formación Chaguaramas integrada por intercalaciones de arenas, lutitas y lignitos de ambientes marinos poco profundos.

En la parte oriental se depositaron los sedimentos fluvio-deltaicos y de plataforma de las formaciones Merecure y Oficina integrados por intercaladores de areniscas, lutitas y lignitos. Durante la sedimentación de las Formaciones La Pascua y Roblecito, la cuenca Oriental de Venezuela estaba inclinada hacia el noroeste en el área de Guárico, con un depocentro hacia el también situado hacia el noroeste.

En contraste, la configuración actual del área de Guárico muestra a las Formaciones La Pascua y Roblecito con buzamiento hacia el este, mientras que en el oeste la Formación Roblecito está expuesta a la erosión.

Después de la deposición de las arenas básales de Oficina (Arena U2) y antes de la deposición de la arena intermedia (Arena G) de la misma, hubo un

fallamiento a gran escala que hundió la parte norte del Estado Anzoátegui, como lo evidencia la marcada diferencia de espesores del intervalo U2-G al norte y sur de Santa Rosa, San Joaquin y Santa Ana. La Formación Oficina alcanza espesores máximos de 2250 metros en Guárico Occidental y presenta una disminución constante hacia el este en el estado Anzoátegui. Las Formaciones Chagaramas, Merecure y Oficina son las principales productoras de petróleo en la cuenca Oriental de Venezuela.

10. *Mioceno*

Se producen cambios fundamentales en la forma de la cuenca y en la distribución de los sedimentos. En la parte norte de Guárico la sedimentación se hace predominantemente continental. El aparato deltaico de Oficina se extiende considerablemente hacia el sur y sureste hasta una línea cercana al curso actual del río Orinoco. Hacia el este la profundización de ambientes continua determinando la sedimentación de Carapita. Durante este periodo el tectonismo adquiere especial importancia y se manifiesta con mayor intensidad en el flanco norte de la cuenca.

El levantamiento de la Serranía del Interior estuvo caracterizado por una serie de movimientos espasmódicos. El reflejo de esta tectónica compresiva en el flanco norte de la cuenca está constituido por grandes corrimientos como el de Pirital y Guárico.

En contraste con la provincia compresional del norte, el flanco meridional refleja efectos tensionales indicados por fallas normales con desplazamientos unas veces hacia el Cratón y otras hacia la cuenca. La única excepción está genéticamente relacionado con otros corrimientos del flanco norte. La parte nororiental de la cuenca continua levantándose y la misma se inclina hacia el este. En el flanco sur se sedimenta la Formación Freites de ambiente marino somero; en el borde norte los mares transgreden ligeramente sobre la superficie

erosionada de Carapita, depositándose la sedimentación marina marginal de la Pica.

11. Mioceno Superior-Plioceno

Mientras que los ambientes marinos continuaron retrocediendo hacia el este, extensos ambientes fluvio-deltaicos se establecieron sobre gran parte de la cuenca; en ellos se sedimentó la Formación las Piedras.

Hacia el oeste, en el Estado Anzoátegui y en el sur, en el subsuelo de los campos del área de Oficina y Temblador esta sedimentación recubre la sedimentación marina somera de la Formación Freites. Hacia el noreste se encuentra por encima de la Formación La Pica, sobrepasando la línea de playa de esta formación y avanzando hasta el piedemonte de las montañas actuales, en forma discordante sobre la sedimentación del Ciclo Terciario Superior e Inferior. El equivalente lateral de la Formación las Piedras es la sedimentación marginal conglomeratica de Quiriquire, productora de petróleo en el campo del mismo nombre.

12. Plioceno

En gran parte de la cuenca Oriental se establecieron ambientes fluvio-deltáicos y neríticos costeros, consecuencia del continuo retroceso del mar hacia el este. En estos ambientes se sedimenta la Formación Las Piedras, caracterizada por arcillas, limolitas, lignitos, arenas y en algunas partes conglomerados.

Las capas de Las piedras son transgresivas sobre las formaciones infrayacentes La Pica y Freites, en el borde norte y sur de su área de sedimento, mientras que el borde occidental es regresiva con relacion a Freites, lo que constituye un indicio de avance del antiguo delta hacia el este.

La culminación del proceso sedimentario de la cuenca oriental está representada por la Formación Mesa, de ambiente continental. Se extiende sobre los Llanos orientales de Guarico, Anzoátegui y Monagas. Esta formación es considerada de edad pleistocena debido a su posición discordante sobre la Formación Las Piedras del Plioceno.

13. *Presente*

El presente se caracteriza en la cuenca Oriental por una topografía de extensas mesas y planicies correspondientes a la Formación Mesa. La superficie, en proceso de erosión, está generalmente recubierta por grava ferruginosa endurecida, de aspecto masivo y poco espesor, considerada como un paleosuelo del Pleistoceno Superior.

Hacia Guárico y parte de Anzoátegui las formaciones Chaguaramas y Roblecito, constituyen una zona positiva, remanente de una superficie erosional. En el área central de Anzoátegui, las formaciones Oficinas y Freites afloran en las crestas erosionadas de los domos de Santa Ana, San Joaquín y Guarico.

La formación Mesa disminuye de altitud hacia el Territorio Federal Delta Amacuro, pasando gradualmente de sabana a caños de marea y de estos a una planicie fluvial fragmentada y cenagosa. La parte baja del delta del Orinoco es una planicie extensamente inundada que pasa a planicies fangosas hasta llegar a la costa atlántica. Los sedimentos del delta del Orinoco son principalmente arenas de grano fino, arcillas arenosas, arcillas limosas, arcillas carbonosas y depósitos lodosos.

En la actualidad el delta del Orinoco avanza hacia el noreste, a pesar de las fuentes corrientes costeras que tienden a frenar su desplazamiento hacia el mar, mediante la dispersión de sus sedimentos a lo largo de la costa.

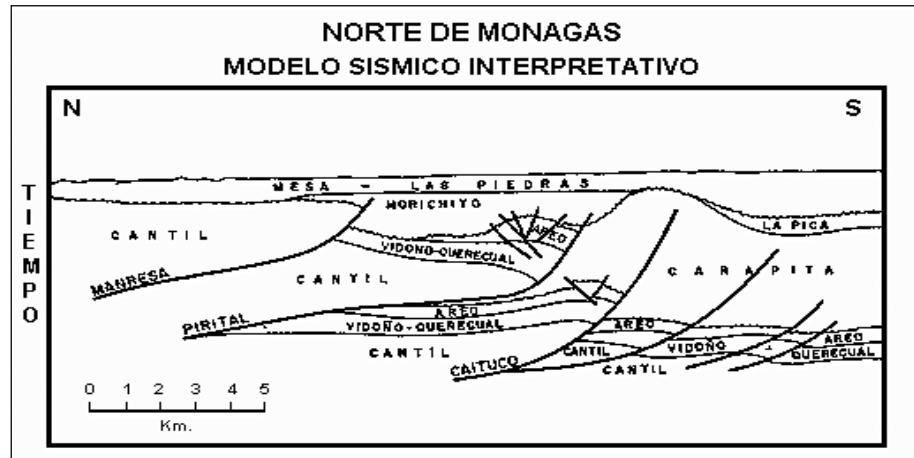


Figura 3.4. Modelo sísmico interpretativo del Norte de Monagas (Cortesía de Chevalier, 1995).

Modelo Geológico de los Diapiros en la Cuenca Oriental de Venezuela

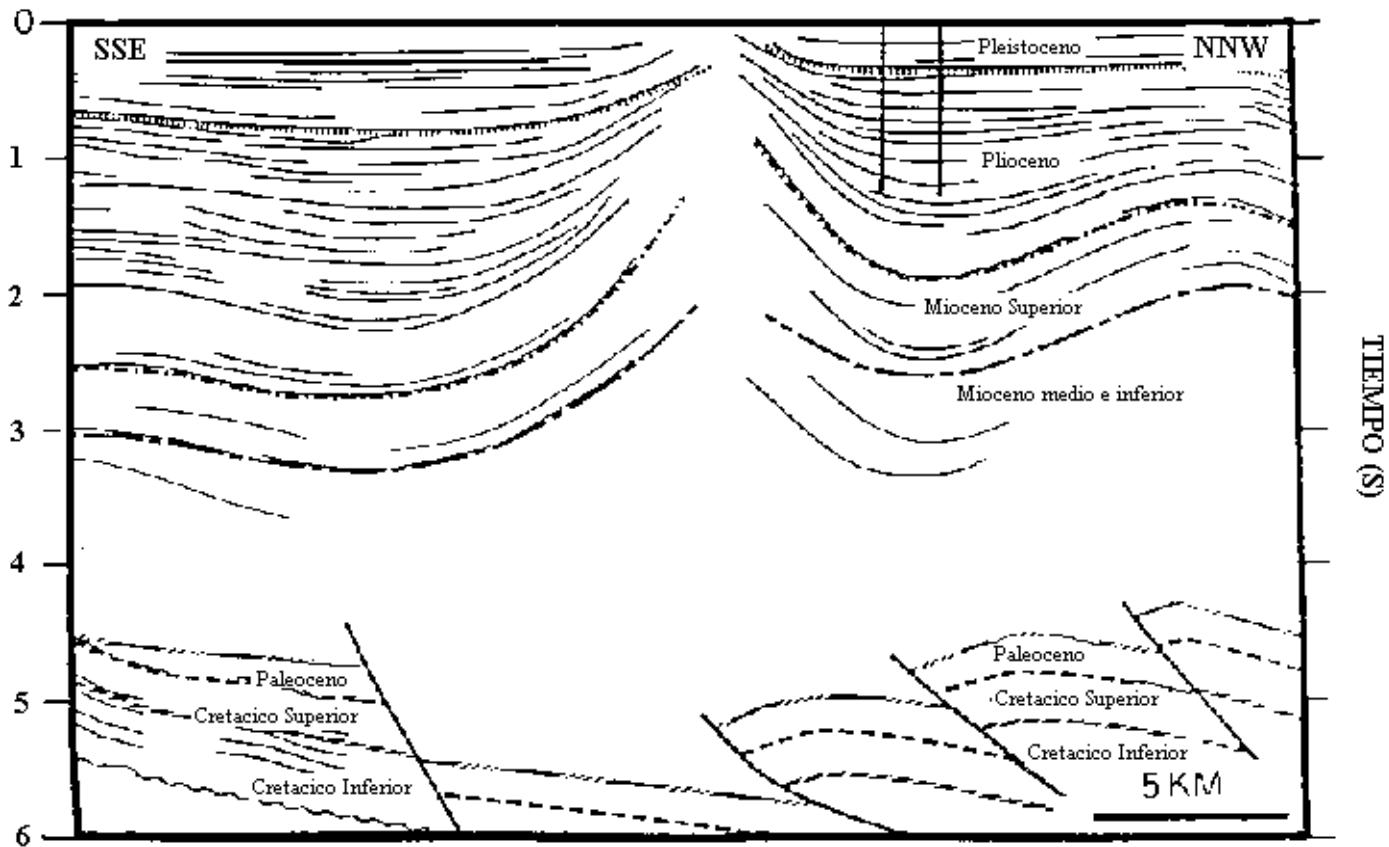


Figura 3.5. Interpretación geológica de un diapiro perteneciente a la Cuenca Oriental de Venezuela donde se muestra los reflectores y las edades de la estructura (Cortesía de Hung, 1997).

INTERVALO	VELOCIDAD (m/s)
PLEISTOCENO	2100
PLIOCENO	2400
MIOCENO SUPERIOR	2700
MIOCENO MEDIO E INFERIOR	2800
PALEOGENO	3600
CRETACICO SUPERIOR	3900
CRETACICO INFERIOR	4400

Tabla 3.1. Listado de las velocidades interválicas en formaciones pertenecientes a la Cuenca Oriental de Venezuela (Cortesía de Hung, 1997).

CAPÍTULO 4

PROCESAMIENTO DE LOS DATOS

4.1 Procesamiento de los datos sísmicos

En este capítulo se describen los resultados del procesamiento de los datos sísmico pertenecientes a la línea ME-90B-13 del área de Maturín-Este. Este trabajo fue llevado a cabo en las oficinas de Veritas GeoServices Ltd, S.A. en Caracas. El procesamiento de los datos se hizo a partir de una secuencia básica, teniendo como objetivo fundamental la definición y aplicación de métodos para el cálculo de velocidades y su uso en el volumen de datos seleccionados para así obtener un buen modelo de ajuste, mediante el empleo de técnicas de procesamiento 2D y los recursos de programas de procesamiento existente en el centro de procesamiento.

4.1.1 Parámetros de adquisición

Cliente: Lagoven.

Contratista: Suelopetrol.

Equipo: Sistema SGR II.

Tipo de línea: 2D.

Fuente de energía utilizada: Dinamita, clase Booster.

Patrón de la fuente: En línea.

Cantidad de carga: 2 Kg por punto.

Profundidad de la carga: 7 m

Instrumento de grabación: I/O system II.

Formato: SEG-D IEEE 8058.

Filtro Notch: Fuera.

Tipo de Geófono: GSC 20D.

Geófono por trazas: 24.
Intervalo de muestreo: 2 ms
Longitud del registro: 8000 ms
Número de disparos: 594.
Número de estaciones receptoras: 1324.
Número de canales: 240.
Separación entre estaciones: 50 m
Separación entre disparos: 100 m
Distancia a la 1ra traza: 200 m
Distancia máxima: 6150 m
Número de CDP: 2521.
Distancia entre CDP: 25 m
Cobertura máxima: 6000 %
Orientación de las líneas receptoras: NW-SE.
Azimut: 150.7°

4. 2 Secuencia de Procesamiento

Se procede efectuar la secuencia de procesamiento basándose en las diversas pruebas de parámetros realizados en cada etapa de dicha secuencia, donde se obtiene como resultado lo siguiente:

- Trascipción a formato interno (SAGE) y demultiplexado
- Tasa de muestreo: 2 ms
- Remuestreo: 4 ms
- Construcción de la geometría
 - Edición de trazas y registros de forma manual
 - Pruebas de parámetros de Filtro, Deconvolución y recuperación de Amplitudes a partir de la corrección por Divergencia Esférica
 - Deconvolución traza a traza
- Tipo de deconvolución: Predictiva
- Número de ventana: 1

Longitud del operador: 120

Porcentaje de ruido: 1.0 %

Ventana: 500ms - 7000ms @ 0m

4500ms – 7500ms @ 6150m

- Ordenamiento de los datos a punto común en superficie.
- Corrección de estáticas de refracción

Número de capas: 2

Datum: Cero metros a nivel del mar.

Velocidad de Corrección: 1800 m/s

Velocidad de Weathering: 600 m/s

- Primer análisis de velocidades

Tipo de análisis: Semblanza

Frecuencia: Cada 1 km

- Apilamiento Bruto
- Primer pase de estáticas residuales consistente con superficie

Max/Min estáticas: +/- 24 ms

Ventana de correlación: 300 – 7000 ms

- Primer apilamiento preliminar
- Segundo análisis de velocidades

Tipo de análisis: Semblanza y Común Velocity Stack (CVS)

Frecuencia: Cada 1 km

- Segundo pase de estáticas residuales consistente con superficie

Max/Min estáticas: +/- 16 ms

Ventana de correlación: 300 – 3200 ms

- Análisis de velocidades para DMO

Tipo de análisis: Semblanza

Frecuencia: Cada 1 km

- Corrección por DMO y pruebas de Mute
- Atenuación de ruido – FX post stack

- Migración final post / pre Apilamiento en Tiempo

Tipo: Diferencia Finita, 85% de las velocidades de DMO

- Migración final pre / post Apilamiento en tiempo

Tipo: Kirchhoff

- Migración final Pre-apilamiento en Profundidad
- Post procesos
- Modelo de ajuste
- Presentación final de los datos

4. 3 Construcción y análisis de la geometría

La información suministrada para el procesamiento sísmico de la línea 2D ME-90B-13 fue la siguiente:

- Reporte del observador.
- Información de elevaciones y coordenadas de cada estación y punto de disparo.
- Exabyte con los Archivos de campo correspondiente a la línea 2D.

En esta etapa se realizó un control de calidad de la información de coordenadas y elevaciones, la cual se puede apreciar en la figura 4.1.

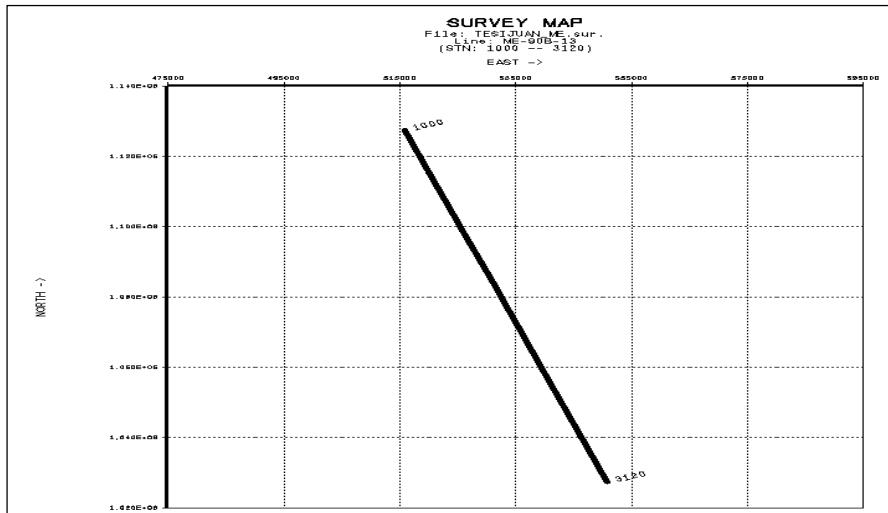


Figura 4.1. Gráfico en el cual se muestra la disposición de las estaciones en campo basándose en sus coordenadas

En la figura 4.1 se observa la disposición de la línea en campo según sus coordenadas, donde la estación 1000 se encuentra en el extremo norte del tendido sísmico, por su parte la estación 3120 esta en el extremo sur.

Con la intención de ubicar cada traza correctamente en su posición de CMP, se le introducen la información perteneciente a disparos, receptores, patrones y CDP's mediante el programa BASELINE de Veritas el cual construirá la geometría actualizando así las informaciones para cada disparo.

De esta forma se establecieron archivos que contienen toda la información para la construcción de la geometría, los valores de elevaciones y coordenadas permiten calcular las distancias fuentes receptor de las trazas, igualmente las coordenadas para los puntos de reflexión, las cuales se asumen entre los puntos medios de los disparos y estaciones relacionadas. A continuación se muestra el archivo creado por el programa una vez corrida la geometría:

ETIQUETA	VALOR	ETIQUETA	VALOR	ETIQUETA	VALOR
Área	Pantanos Orientales	Primera Est. viva	1	Máxima traza	247
Línea	ME-90B-13	Ultima Est. viva	1324	Número CDP	2521
Procesador	Juan Fernandes	Nº Disparo	594	Intervalo CDP	25
Grupo	Caracas Venezuela	Intervalo Disparo	100	Primer CDP vivo	1
Unidades	Metros	Fold mínima Est.	123	Ult. CDP vivo	2521
BaseX	515924.1	Fold mínimo Dis.	247	Fold min.CDP	62
BaseY	1065232.8	Fold máxima Est.	127	Fold max. CDP	117
Nº Estaciones	1324	Fold máximo Dis.	247	Número de capas	2
Intervalo Est.	50	Mínima traza	1	Ref. Método	Tomo 2D

Tabla 4.1. Valores creados por el programa una vez corrida la geometría

4.3.1 Control de calidad para la geometría

El primer control de calidad consiste en generar un gráfico que permitirá apreciar toda la información contenida en la construcción de la geometría.

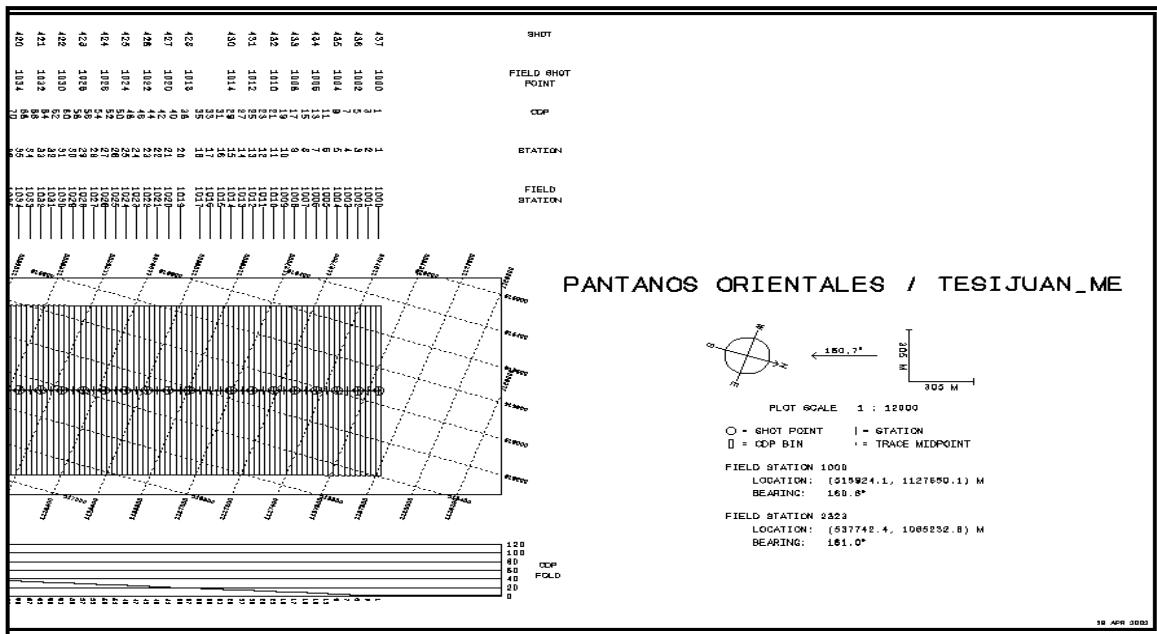


Figura 4.2. Baseline

En la figura 4.2 se puede observar de forma preliminar todos los detalles referente a la información emitida por la tabla 4.1, es decir, nombre del proyecto, número de disparos y estaciones, cobertura, orientación, punto común en profundidad (*CDP*) de los disparos, coordenadas, entre otros.

Seguidamente cada disparo es examinado a través del programa interactivo SAGEVIEW de Veritas, en esta fase del procesamiento se analizan detalladamente los datos sísmicos, es decir, se debe picar y salvar los primeros quiebres, se editan las trazas muertas al igual que las trazas con polaridad invertida.

El programa SAGEVIEW permite graficar para cada disparo una curva de velocidad sobrepuesta (línea verde figura 4.3) donde se espera incidan los primeros quiebres y la cual se define mediante la geometría del disparo, y se corresponde con la velocidad de la capa meteorizada. Esto permite una rápida y precisa inspección de la correlación entre los datos y la geometría definida para cada uno de los registros.

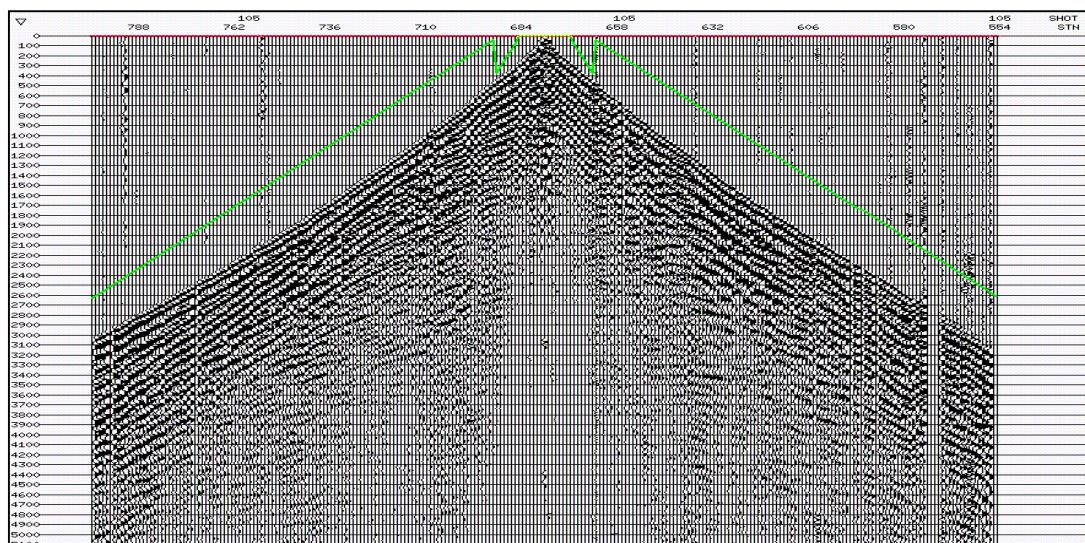


Figura 4.3. Registro de campo mal posicionado.

En la figura 4.3 se observa lo mal posicionado que se encuentra la geometría con respecto a los datos y esto es debido a un mal parámetro adjudicado que no permite la correlación entre datos y la geometría definida para cada uno de los registros.

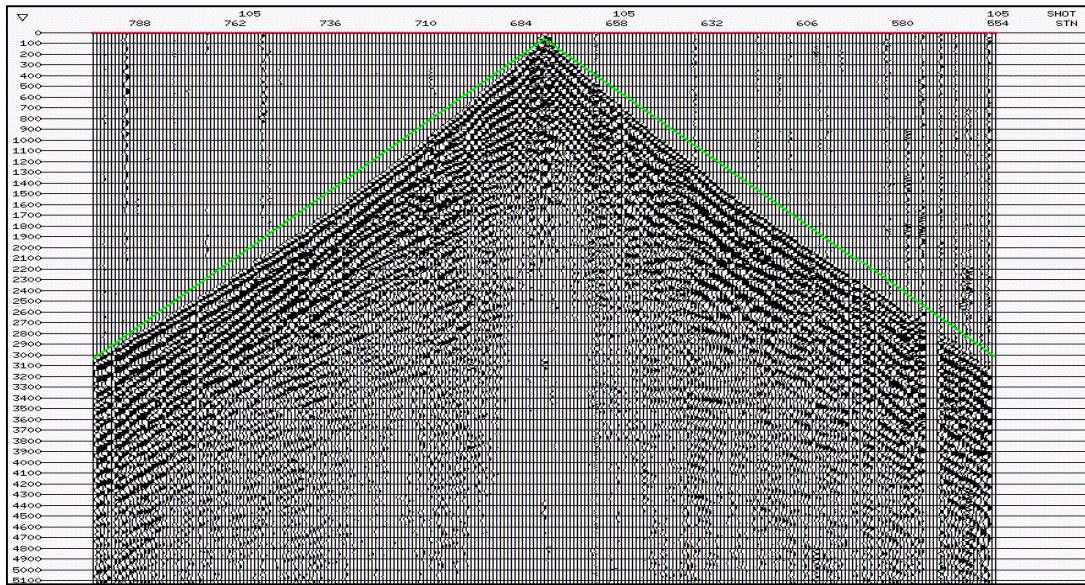


Figura 4.4. Registro de campo listo para aplicar primeros quiebres y su respectiva edición.

Luego de correr los primeros quiebres de forma automática, estos son examinados en un gráfico de curva camino-tiempo para cada disparo, el programa que los genera estima los tiempos intercepto y las velocidades de un modelo de refracción para las capas horizontales, promediando estadísticamente los primeros quiebres.

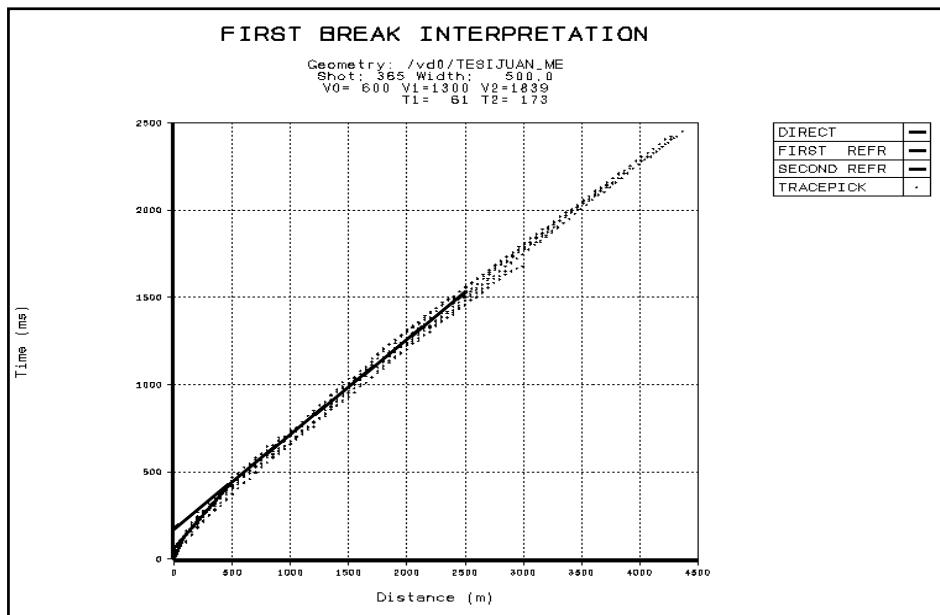


Figura 4.5. Control de calidad de la interpretación correcta de los primeros quiebres.

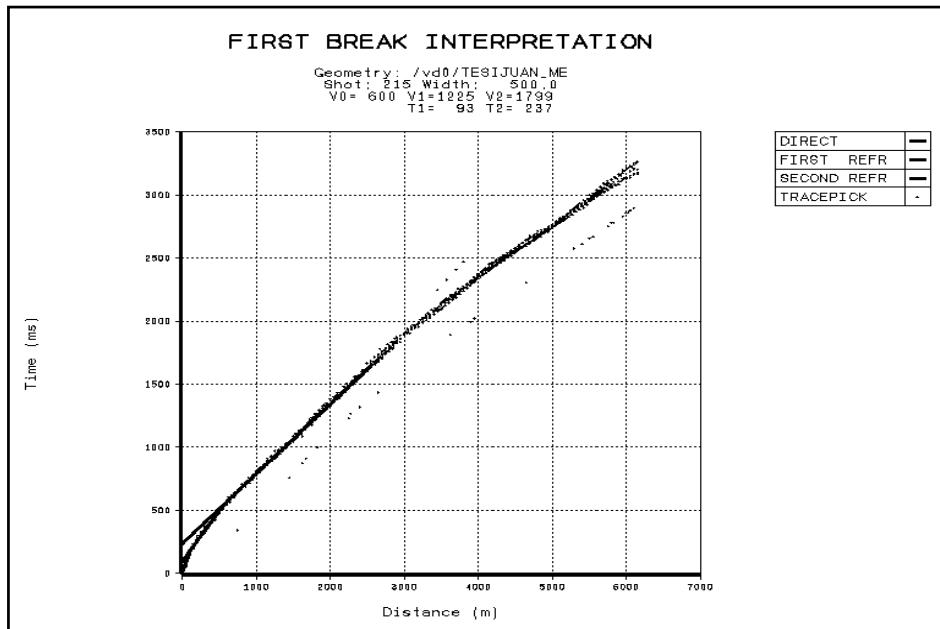


Figura 4.6. Control de calidad de la interpretación incorrecta de los primeros quiebres

El programa que genera los primeros quiebres automáticos, crea además un perfil compuesto de pares distancias tiempo para diversos intervalos de disparos, esta información se utiliza para crear un gráfico de las trazas agrupadas a cero distancia fuente-receptor (*moveout*), en el cual se controla la calidad de la geometría y de las primeras llegadas.

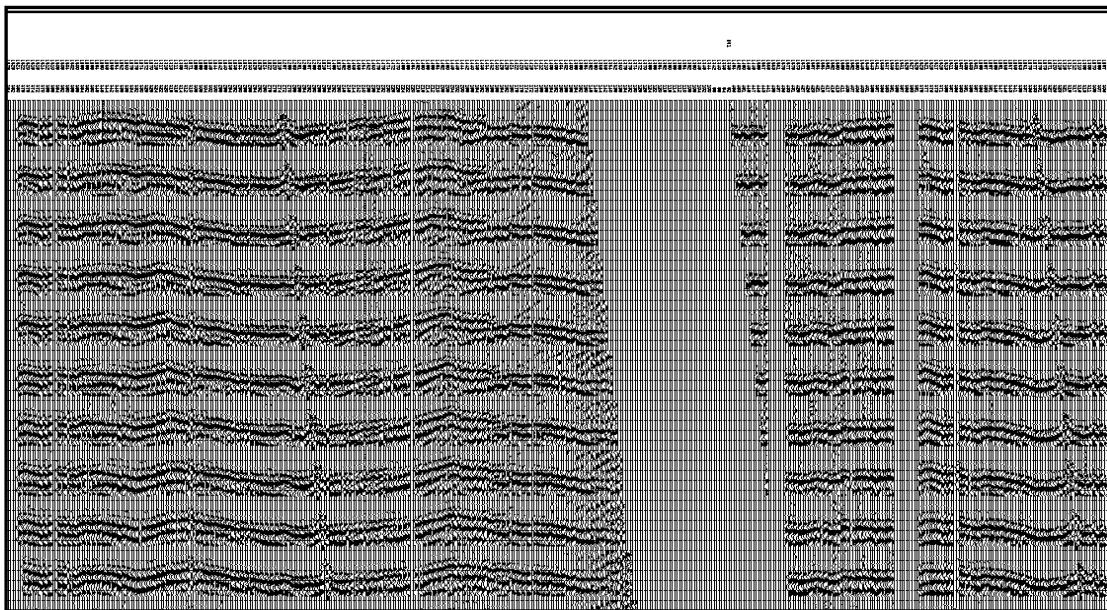


Figura 4.7. Gráfico del lineal *moveout* para el control de calidad de la geometría.

La figura 4.7 es un control de calidad que permite identificar los problemas de geometría con respecto a los primeros quiebres, la presencia de trazas muertas y ruidosas, trazas con polaridad inversa y otros detalles que facilitaran el proceso de edición.

4.4 Procesamiento de los datos

4.4.1 Edición de trazas

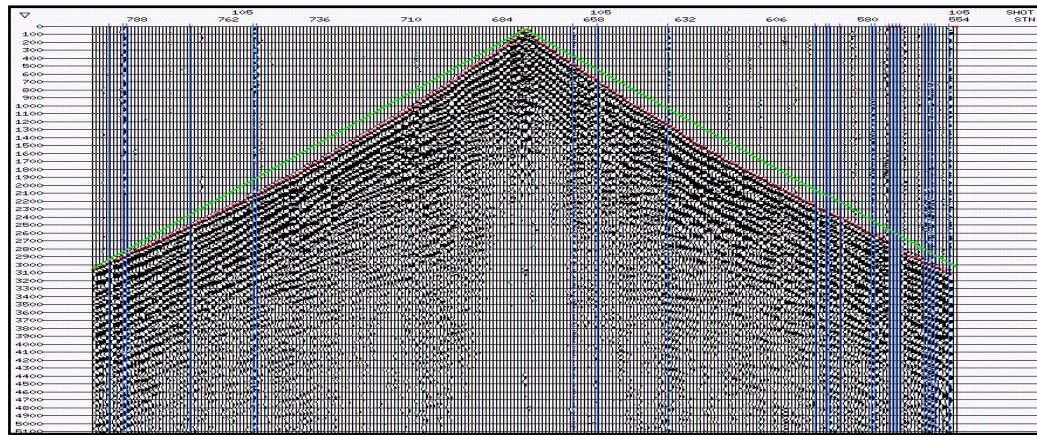


Figura 4.8. Registro de campo donde se aplica las respectivas ediciones.

La edición de trazas por lo general lleva un trabajo arduo debido al gran contenido de ruido presente en los registros, por ende llevo un tiempo inmenso, ya que se debía tener especial cuidado en seleccionar las trazas o disparos a editar, esto se podría observar en la figura 4.8. Este proceso de edición de trazas en los registros ruidosos fue realizado similarmente a los procesos de control de calidad de las primeras llegadas y de la geometría

4.4.2 Recuperación de amplitudes

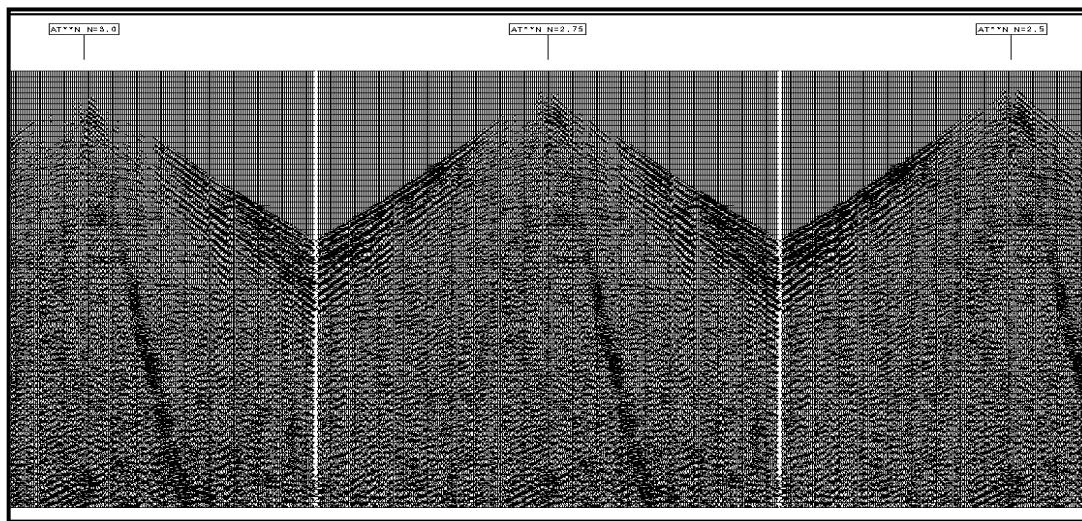


Figura 4.9. Prueba para determinar la corrección por divergencia esférica.

La absorción de amplitudes debido a efectos de divergencia esférica fue compensada multiplicando cada traza por una función exponencial variante en tiempo, basada en la siguiente formula:

$$G(t) = At^n$$

donde:

$G(t)$ = Amplitud de la traza de salida al tiempo t

A = Amplitud

t = tiempo en segundos donde el ajuste de amplitud se realiza

n = valor del exponente

En la figura 4.9 se pueden observar las distintas pruebas que se efectuaron sobre los registros para así determinar los valores de corrección con respecto a la recuperación de amplitud y los valores que se obtuvieron fueron los siguientes:

$$A = 1 \quad y \quad n = 2.75$$

4.4.3 Deconvolución

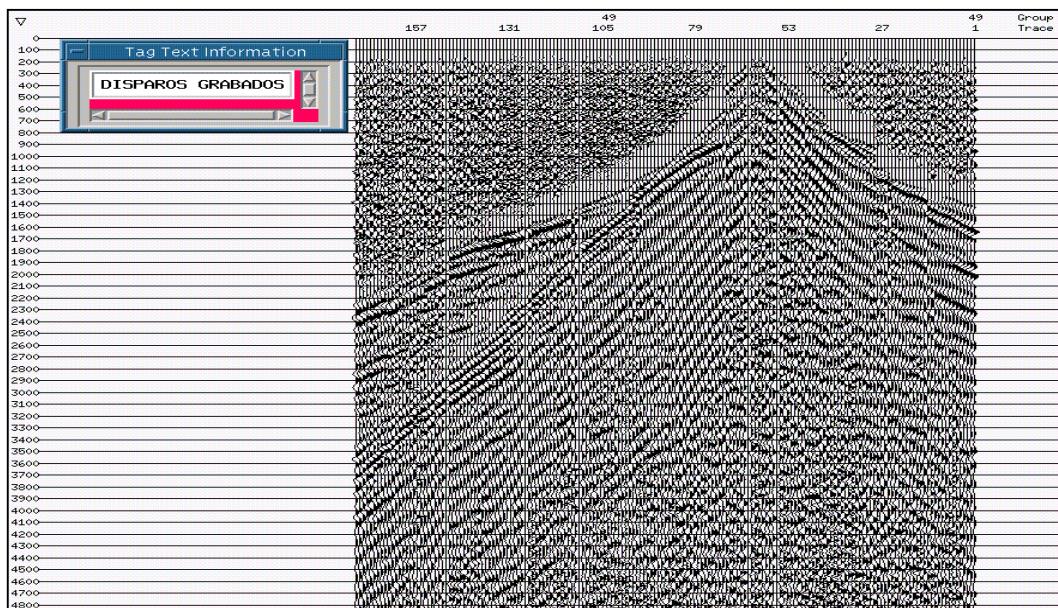


Figura 4.10. Disparo grabado donde tiene aplicado únicamente la divergencia esférica.

Para establecer el algoritmo de deconvolución que mejor se comportara en los datos, se efectuaron diversas pruebas tanto del tipo de deconvolución a emplear como los parámetros de cada uno. En la figura 4.10 se encuentra un registro el cual solo se le aplico una recuperación de amplitudes por divergencia esférica y en la figura 4.11 al mismo registro se le aplico una deconvolución impulsiva, donde la longitud del operador que se estableció fue de 120 ms y el prelanqueo de 1 %.

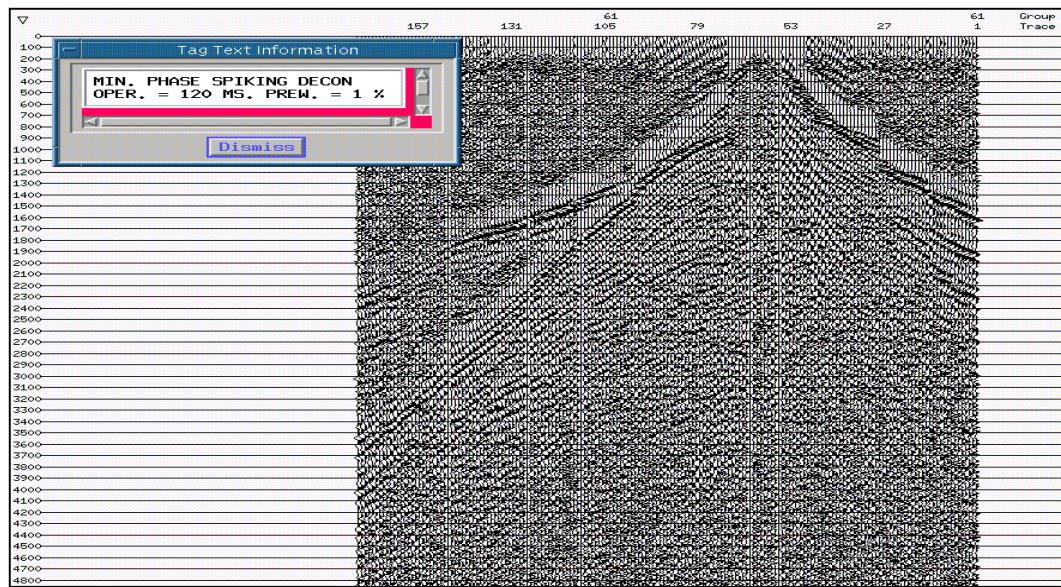


Figura 4.11 Registro sísmico con la aplicación de divergencia esférica y una deconvolución impulsiva.

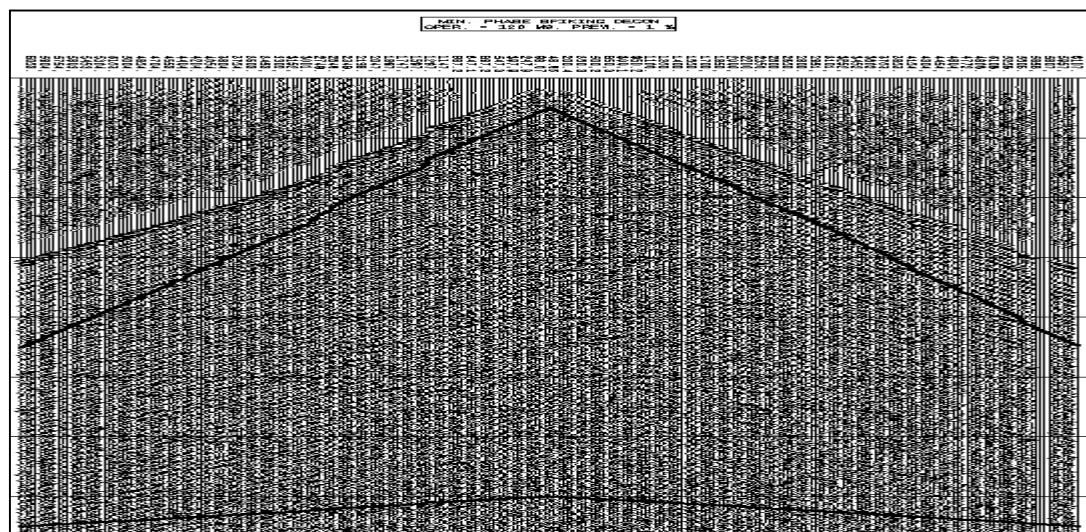


Figura 4.12. Disparo donde se observa la aplicación de la ventana de deconvolución.

4.4.4 Filtros y control de ganancia (AGC)

Para seleccionar un buen filtro se tomara un disparo y se le aplicaran filtros a diferentes rangos de frecuencia (en este caso cada 5 Hz). De esta forma se puede ver que rangos contribuyen a resaltar una mejor imagen de la información contenida en los datos (reflectores) y cuales rangos contribuyen solo con ruido.

De la figura 4.13 se observa un registro sin filtrar, a partir de este disparo se realizaron unas series de pruebas que determinaron cual es el parámetro de filtro correcto para aplicar a los datos y de esta forma observar con mayor claridad y coherencia los eventos presentes en el area. A partir de este punto se selecciona la frecuencia de corte bajo, donde se aprecia que entre 15-20 Hz no se observan reflectores, por ende se tomo un valor de filtro corte bajo entre 8-12 Hz el cual permite observar reflectores.

De igual forma se hace para seleccionar la frecuencia de corte alto, donde para frecuencias entre 45-55 Hz se observa la presencia de reflectores, y en frecuencias mayores de 60 Hz tienden a desaparecer.

En la figura 4.14 se observa el disparo con un filtro pasa banda 8-12 / 45-55 Hz, se puede apreciar como se ha atenuado los efectos del cono de ruido, además de que se puede ver con mayor claridad los reflectores.

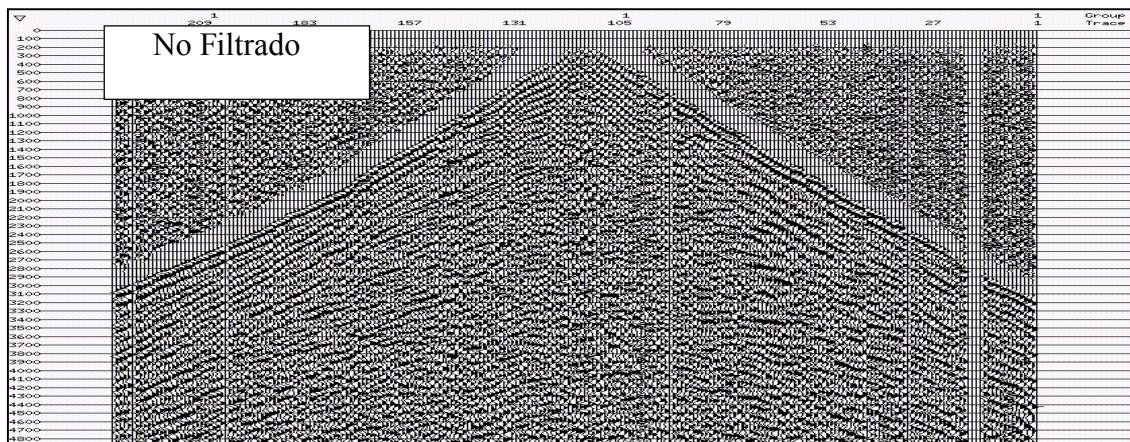


Figura 4.13. Disparo sin filtrar.

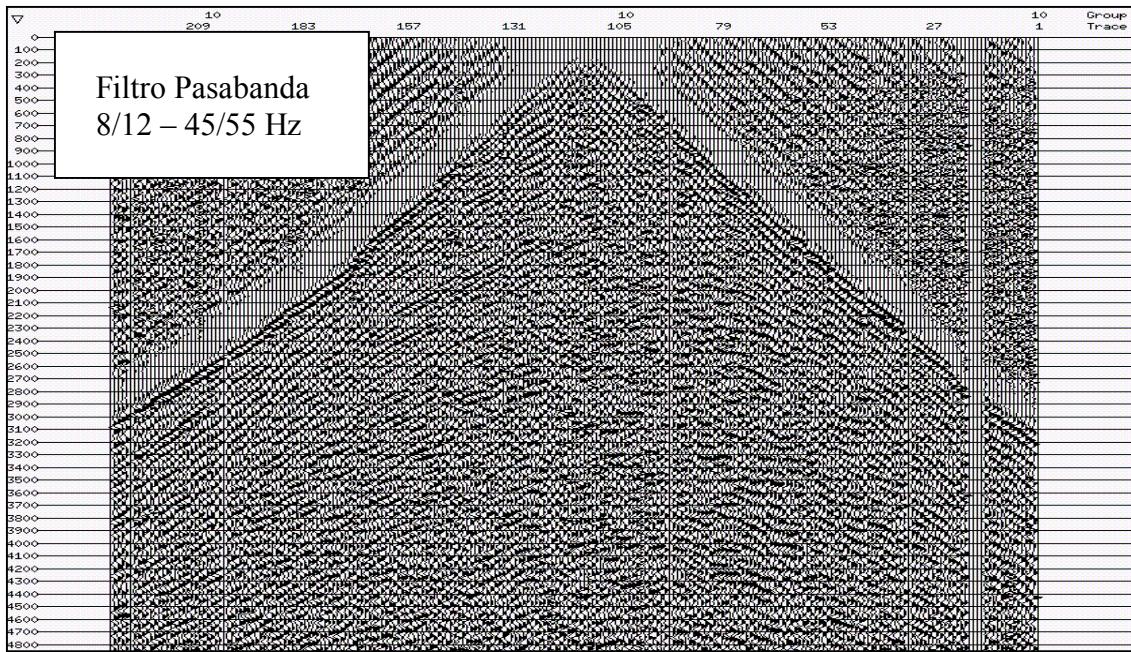


Figura 4.14. Disparo con un filtro pasa banda 8-12 / 45-55 Hz.

4.5 Estáticas de refracción “gli y tomoestáticas”

Las correcciones de estáticas de refracción fueron calculadas utilizando dos métodos, el primero por el programa de GLI y el segundo por el programa de inversión tomográfica. Estos programas requieren como entrada un modelo inicial los cuales contienen los tiempos de intercepto y velocidades de las primeras capas de la superficie cercana, además de los tiempos de las primeras llegadas.

El programa GLI a través de trazados de rayos y utilizando un modelo inicial calcula un grupo de primeros quiebres teóricos los cuales son comparados con los primeros quiebres reales, las diferencias encontradas se utilizan para ajustar el modelo inicial mediante el algoritmo de inversión lineal Generalizada, el proceso es iterativo hasta que el error entre los quiebres reales y los teóricos es considerado aceptable por el analista.

El programa de inversión tomográfica es el otro de los métodos iterativo para el cálculo de estáticas de refracción, es un método reciente desarrollado para la

determinación tomográfica de la velocidad cercana a la superficie a partir de los primeros arribos. Este método trata a los primeros quiebres como ondas corporales directas propagándose a lo largo de rayos y representa el campo de velocidad con un modelo de celdas. La estimación de los nodos de las celdas de velocidad se formula como un problema lineal de mínimos cuadrados, iterativos y regularizado. Los tiempos de viaje y la dirección de los rayos requeridos para la inversión son calculados a partir de una técnica de trazado de rayos.

Experimentos con datos reales y sintéticos muestran que el método tomográfico es capaz de recuperar las estructuras cercanas a la superficie en zonas geológicamente complejas y que los modelos de velocidad obtenidos por el método han resultado en mejoras significativas sobre los métodos tradicionales de refracción en el cálculo de estáticas. Esto es ideal para la zona que se está estudiando por lo complejo de las estructuras, también es propicio indicar que el modelo de entrada para la migración en profundidad debe poseer un buen modelo de estáticas en las capas superficiales y el único programa capaz de establecer un buen modelo para esta migración es el programa de inversión tomográfica.

4.5.1 Método de GLI (Inversión lineal generalizada)

Los parámetros necesarios para ejecutar el programa GLI es el siguiente:

Datum o plano de referencia	0 metros SNM
Velocidad de corrección	1800 m/s
Número de capas refractoras	2
Distancia fuente receptor	0 – 2200 metros
Función de suavizado para la velocidad	3000 m/s
Función de suavizado para la profundidad	600 m/s
Valor de edición automática	2
Iteraciones	7

Tabla 4.2. Parámetros iniciales usados en el GLI.

Los valores de corrección, distancia fuente receptor y número de capas refractoras se obtuvieron a partir de los gráficos tiempo-distancia utilizados para evaluar la calidad de los primeros quiebres (ver figura 4.5 y 4.6), el plano de referencia fue definido a 0 metros sobre el nivel del mar. Los valores de suavizado fueron basados en la experiencia en áreas similares y las recomendaciones del método planteados en el marco teórico.

El primer paso en las pruebas de GLI consistió en definir el modelo inicial de refracción a partir de los primeros quiebres para cada uno de los disparos. El programa que realiza el cálculo necesita de varios parámetros que deben ser suministrados por el usuario. En este caso se construyó el modelo para dos capas de velocidad y este se obtuvo a partir de los gráficos distancia–tiempo usados para los quiebres. Además de estos parámetros (ver tabla 4.2), también se hizo referencia al ancho de la ventana espacial, la cual determina el radio alrededor del cual se hace el cálculo de la velocidad para la capa debajo de la capa meteorizada.

Una rápida estimación de la aproximación del modelo de refracción es dada por la diferencia promedio entre los tiempos reales de los primeros quiebres y los tiempos de los primeros quiebres calculados basados en el modelo de trazado de rayos. Un error pequeño implica que el programa es capaz de determinar un modelo que encaja cercanamente con los primeros quiebres observados.

4.5.1.1 Control de calidad del método GLI

Los datos son ordenados por estaciones y disparos, se aplica un agrupamiento de traza a cero distancia fuente-receptor (moveout) con los tiempos del modelo teórico para los primeros quiebres calculado por GLI, seguidamente se apilan para el orden de estaciones y de receptores. Este punto es utilizado para obtener un control de calidad para las estáticas como para la geometría, ya que nos indica errores en el modelo teórico de refracción, los cuales pueden ser debido bien a

errores en los primeros quiebres o errores en la geometría y este control de calidad solo son obtenidos a partir de los programas iterativos.

De las figuras 4.15 y 4.16 se puede observar el control de calidad que permitirá observar los errores antes mencionados.

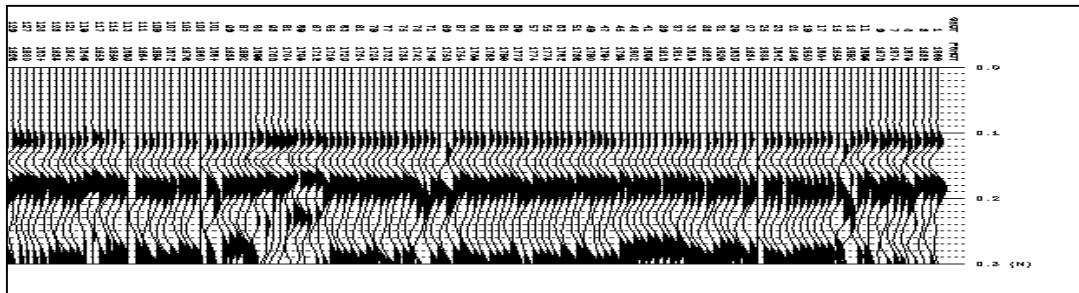


Figura 4.15. Control de calidad para determinar el orden de los datos por estaciones.

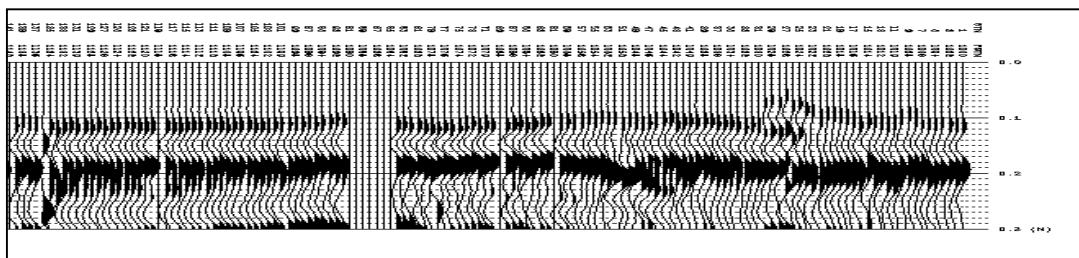


Figura 4.16. Control de calidad para determinar el orden de los datos por disparos.

El proceso de control de calidad del modelo de refracción lineal por el métodos iterativo GLI fue el siguiente:

1. Se utilizó el programa iterativo GLI, con la introducción de los datos indicados por la tabla 4.2, para así determinar que tan eficaz es el modelo de refracción final, basado en la diferencia promedio que estos programas proporcionaron entre los quiebres teóricos y los reales, dando como error promedio de 12.32 ms.
 2. Para tratar de obtener un valor pequeño en el error se procedió a variar los parámetros de entrada que utiliza el programa y de igual forma se trató de ajustar

más los primeros quiebres a partir del control de calidad originados por las figuras 4.15 y 4.16. En este caso, el error promedio convergió a un valor de 8.84 ms, lo cual significa que se tiene un modelo de refracción aproximado.

3. Se aplicaron los primeros quiebres estimados por los métodos iterativos como valores de estáticas a ser utilizados en los registros, con el fin de aplanar y luego apilar los datos en el dominio de receptores y disparos (ver figuras 4.15 y 4.16)

4. Los valores obtenidos de estáticas de refracción fueron aplicados a un grupo de disparos para observar si eficazmente mejoran la calidad de los datos, de la figura 4.16 se puede observar el alineamiento que produce sobre los eventos la aplicación de las correcciones de estáticas.

5. Por último en esta etapa del control de calidad para las estáticas de refracción se genero secciones apiladas con estáticas de elevación (ver figura 4.17) y las otras con las estáticas de refracción por el método de inversión generalizada (ver figura 4.18), donde se observa que la comparación entre las tres figuras mostraron que las estáticas de refracción por el método de inversión tomográfica, dan un mejor resultado que las otras secciones.

Datum o plano de referencia	0 metros SNM
Velocidad de corrección	1800 m/s
Número de capas refractoras	2
Distancia fuente receptor	0 – 2200 metros
Función de suavizado para la velocidad	3000 m/s
Función de suavizado para la profundidad	600 m/s
Valor de edición automática	2
Iteraciones	7

Tabla 4.3. Parámetros finales usados en el GLI.

4.5.2 Método inversión tomográfica

Al hacer el análisis de las secciones apiladas obtenidas aplicando las estáticas de refracción con el método GLI y teniendo como referencia el estudio de refracción que describe un comportamiento anómalo de los espesores como de la velocidad de la capa meteorizada, se decidió emplear la técnica de inversión tomoestáticas para el cálculo más aproximado del modelo de refracción final a ser empleado en el diagnóstico de las estáticas de refracción. De igual forma se decidió emplear el método de inversión tomográfica porque para la migración en profundidad los valores de estáticas recomendada es la del modelo tomográfico en vista de que sus valores son mejores en la capa meteorizada.

Para el cálculo de las estáticas a partir del método de inversión tomográfica se empleo un modelo inicial de espesores y velocidades relacionadas a las capas cercanas a la superficie. El modelo inicial fue el obtenido como salida del GLI y a partir de este modelo se calcularon los valores de estáticas mediante el método de inversión tomográfica. La figura 4.19 exhibe una sección apilada luego de aplicar el último valor de estáticas de refracción que se obtuvo del modelo de inversión tomográfica, se observa que las estáticas calculadas a partir del modelo inicial de celdas resuelven de mejor manera los reflectores, las secciones apiladas únicamente con estáticas de refracción aplicadas, muestran que tanto el método tomográfico como el de inversión lineal generalizada (GLI) se trabajan de buena manera en las zonas estructuradas, sin embargo, en torno a los domos arenosos (diapiros) donde la calidad de los datos es mala, la inversión tomoestáticas dan mejores resultados para nuestro caso y por lo tanto se decidió emplear dicho modelo.

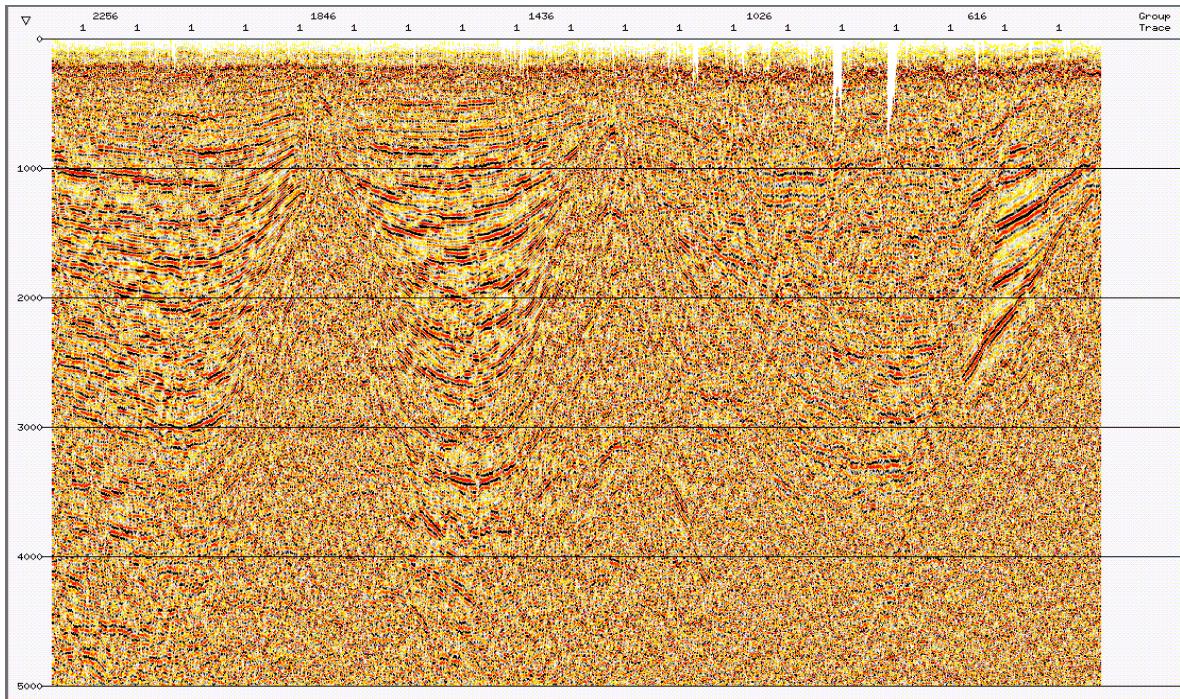


Figura 4.17. Datos apilados con previa corrección de estáticas de elevación.

4.5.3 Comparación entre el GLI y la Inversión Tomográfica

La sección apilada usando tomografía muestra una mejora sustancial, sobre todo en la zona donde se esperan cambios estructurales significativos asociados a las variaciones en la capa meteorizada (ver figura 4.19). Es precisamente en estas áreas donde el método tomográfico ofrece mayores ventajas respecto al método de GLI, en cuanto a la construcción del modelo de velocidad y espesor de la capa meteorizada y la subsecuente estimación de las estáticas de refracción que serán muy útiles en los parámetros de entrada para la migración en profundidad.

En conclusión, las tomoestáticas ofrecen mejores resultados en áreas caracterizadas por variaciones de velocidad fuertes pero continuas y laterales, mientras que el GLI se desenvuelven bien en zonas con estructuras estratificadas cercanas a superficies.

4.6 Análisis de velocidades

El análisis de velocidad fue realizado bajo el apilamiento de distancias fuente receptor comunes interactivamente desplegados con gráficos por semblanza conocido como COFF por el programa SAGEVIEW.

La semblanza es una medida numérica de la coherencia que existe entre las trazas individuales que conforman una traza apilada. La semblanza se basa en la energía dentro de la traza sísmica por lo tanto el coeficiente de semblanza es la relación que existe entre la energía de las trazas apiladas con la suma de las energías de las trazas individualmente dentro de la ventana de tiempo.

4.6.1 Primer análisis de velocidades

El primer análisis de velocidad se obtuvo a partir de 15 análisis de apilamiento de distancia fuente receptor común simultáneamente con gráficos de semblanzas, generados luego de aplicarles a los datos las correcciones de estáticas de refracción.

Los apilamientos para distancia fuente receptor común fueron generados cada 50 metros dentro de un rango de 200 a 6150 metros, mientras que en la semblanza se utilizó un rango de velocidades de 1400 m/s a 6200 m/s. En último lugar los análisis de velocidades se elaboraron cada kilómetro.

En la figura 4.22 se puede destacar el análisis de velocidades realizado en apilamiento de distancia fuente receptor común para el CDP 1700, de la línea sísmica. El gráfico de la izquierda representa a la semblanza, el gráfico central es el apilado por distancia fuente receptor comunes y en el de la derecha el mismo apilado por distancias fuente receptor comunes, ya corregidos con las velocidades que se han picado. Sobre el gráfico de la derecha se puede también seleccionar una función de enmudecimiento para los datos que permitirá eliminar

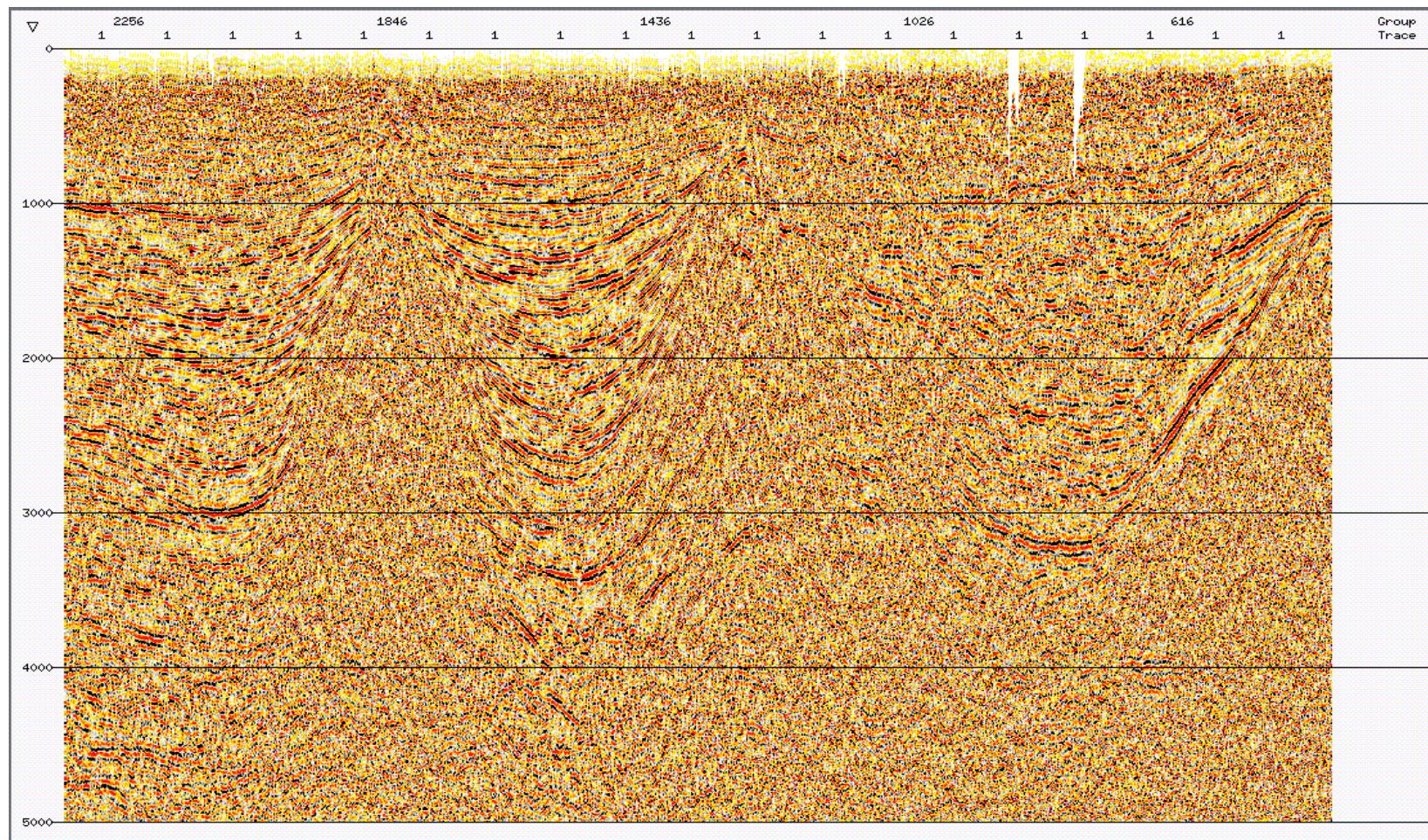


Figura 4.18. Datos apilados con previa corrección de estáticas de refracción por el metodo GLI.

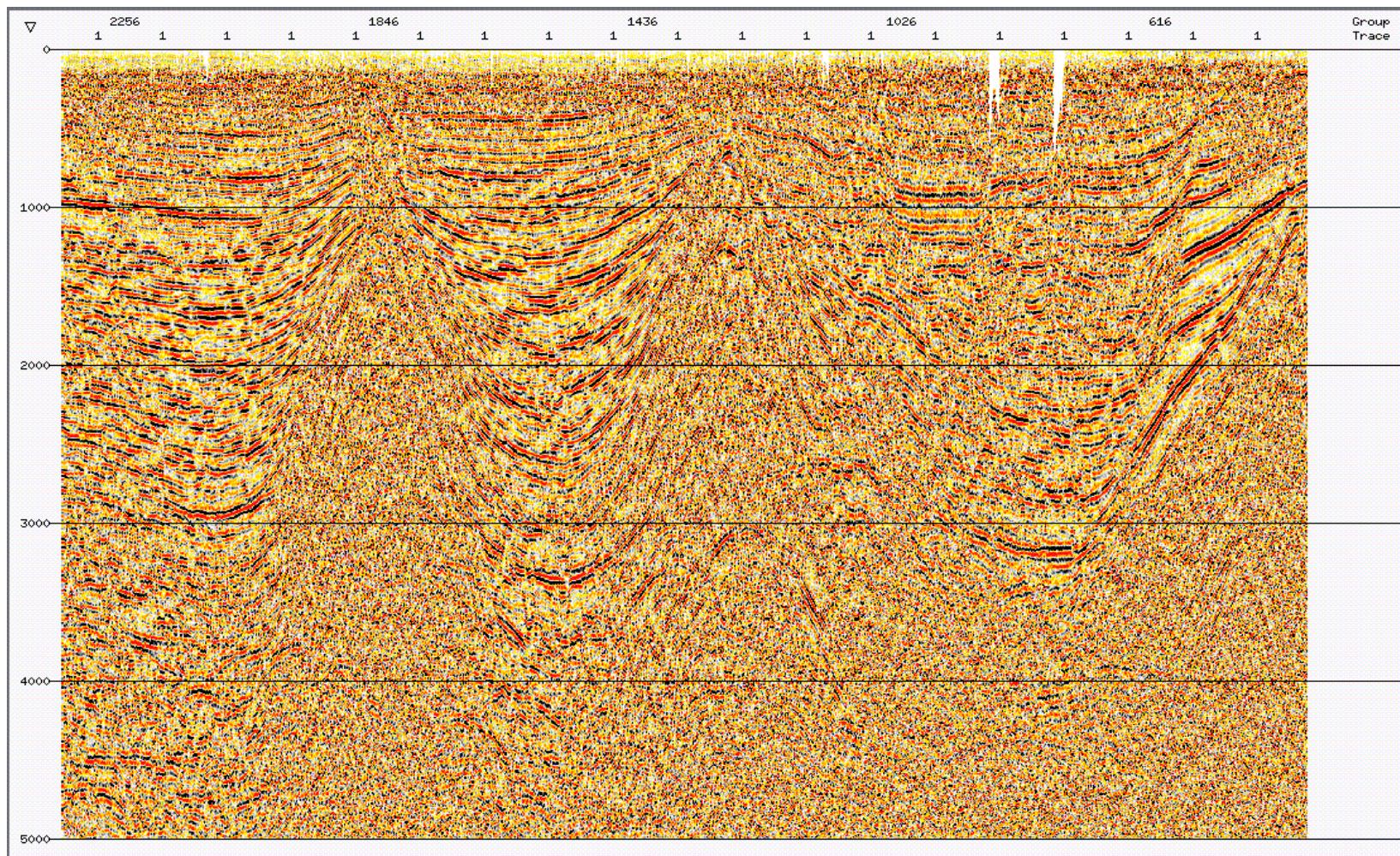


Figura 4.19. Datos apilados con previa corrección de estáticas de refracción por el modelo de inversión tomográfica.

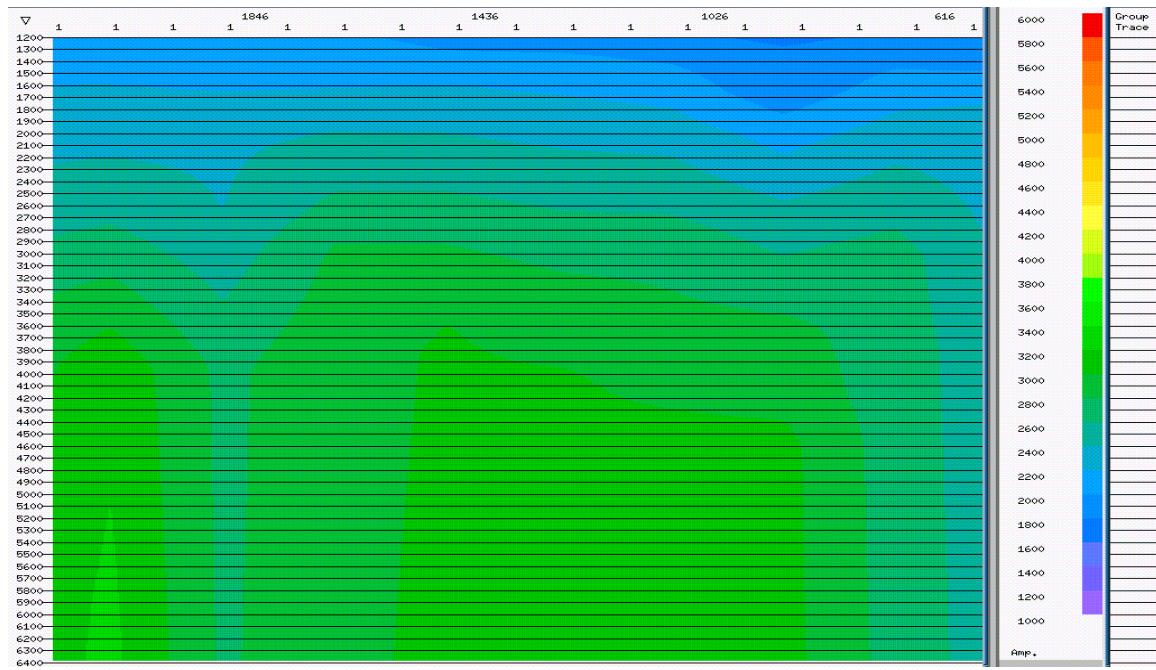


Figura 4.20. Campo de velocidades para el apilado preliminar con las estáticas generadas por el GLI

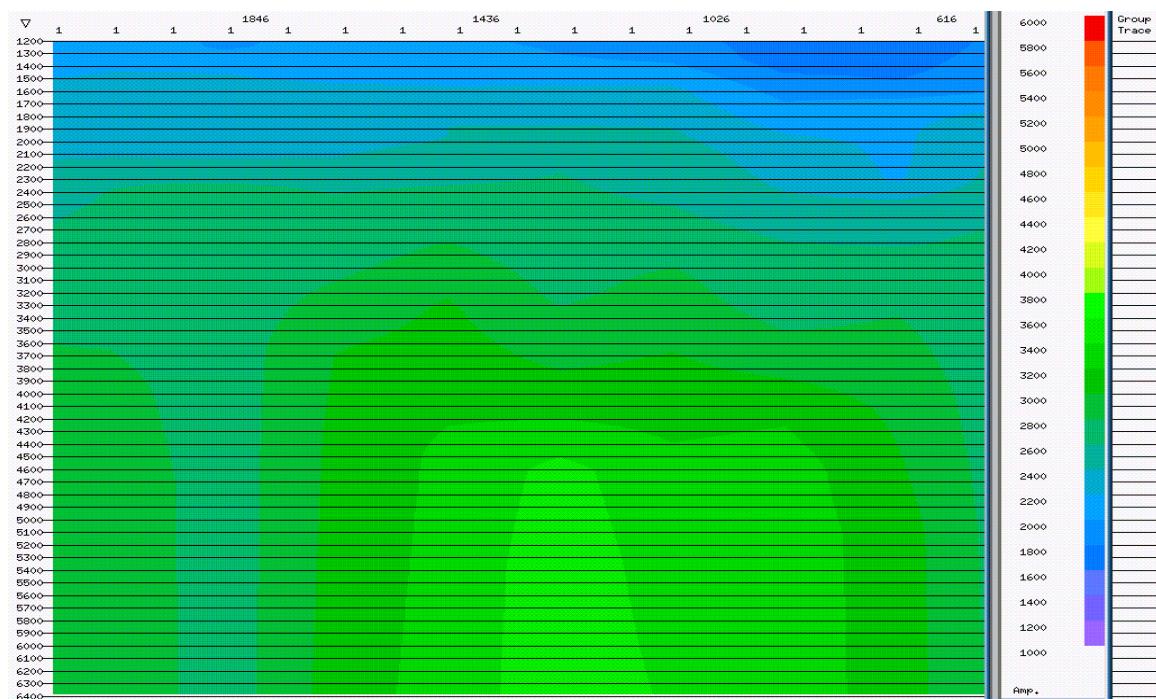


Figura 4.21. Campo de velocidades para el apilado preliminar con las estáticas generadas por el método de inversión tomográfica

las ondículas de baja frecuencia, que no son representativa de las características de la onda reflejada por los eventos geológicos someros o de poca profundidad, sino un efecto de la corrección NMO.

4.6.2 Segundo análisis de velocidades

Este análisis fue generado luego de aplicar el primer paso de estáticas residuales a los datos. Los puntos de control utilizados para generar los análisis de velocidades fueron los mismos de la primera fase. Estas velocidades fueron afinadas mediante el mismo análisis de velocidades antes aplicados.

Los apilamientos para distancia fuente receptor común fueron generados cada 50 metros dentro de un rango de 50 a 6150 metros, mientras que en la semblanza se utilizó un rango de velocidades de 1000 m/s a 4500 m/s. En último lugar los análisis de velocidades se elaboraron cada kilómetro.

4.6.3 Análisis de velocidades para DMO

Este análisis fue generado luego de aplicar los previos paso de estáticas residuales a los datos. Los puntos de control que se utilizaron para generar previo análisis de velocidades fueron los mismos de las fases anteriores. Estas velocidades fueron afinadas mediante un nuevo análisis, esta vez fue por medio de apilamientos a velocidades constantes (CVS). Los apilados se hicieron para los siguientes rangos:

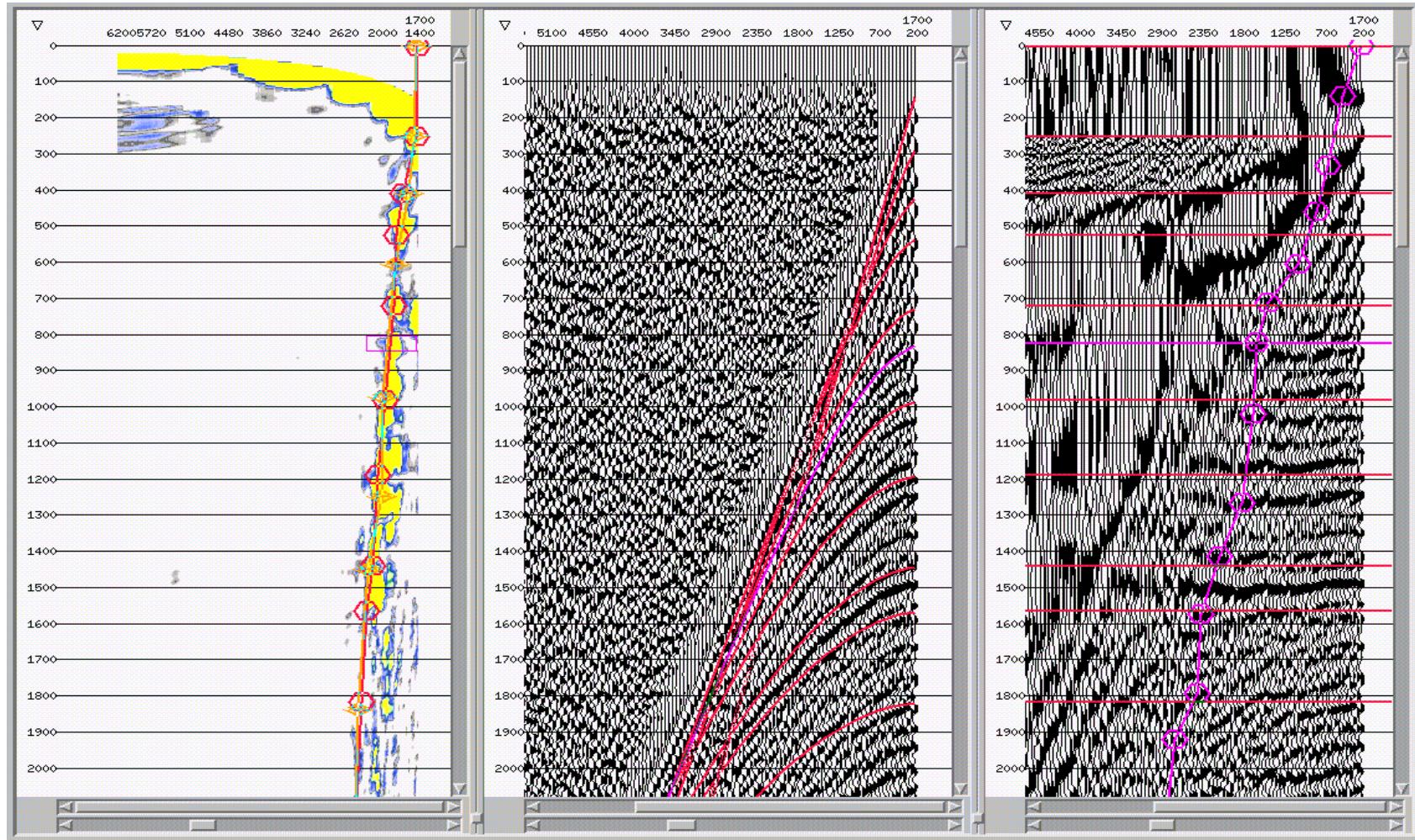


Figura 4.22. Análisis de velocidades en apilamientos de distancias fuentes-receptor comunes (COFF) para el primer pase de residuales.

- de 2000m/s a 3000m/s cada 50
- de 3050m/s a 5000m/s cada 100
- de 5100m/s a 8000m/s cada 150

El programa de visualización que se utilizó para el análisis de velocidades, permitió realizar un control de calidad en forma iterativa, dichas velocidades en una ventana adicional aparece junto a la sección apilada a la cual se le ha analizado (ver figura 4.23). Adicionalmente el programa también permite observar pequeños paneles congelados sobre el apilado a velocidad constante en torno a 10 trazas para un análisis de velocidad de forma más precisa en esta etapa del DMO (ver figura 4.24).

4.6.4 Modelo de velocidades

Los campos de velocidades que se exigen para las correcciones dinámicas NMO previas a la fase de apilamiento, fueron generados a partir de las funciones de velocidades interpretadas en cada uno de los puntos de control seleccionados. Las velocidades que se obtuvieron fueron interpoladas espacialmente utilizando un método de triangulación lineal, conocido como el método de triangulación de Delaunay. En la figura 4.25 se exhibe el campo de velocidades generado para DMO, después de haber sido interpolado.

4.6.5 Control de calidad

Los campos de velocidades generados para cada una de las diferentes secuencias fueron examinados utilizando herramientas de visualización, cambios abruptos o fuertes de velocidades y/o inversión de velocidades fueron analizados y corregidos mediante nuevas pruebas. En adición, luego de cada análisis de velocidad se apila la sección con sus nuevas velocidades y se compararon con las

secciones previas de la secuencia para así determinar un buen control de calidad del producto.

4.7 Cálculo de estáticas residuales

El cálculo y aplicación de estáticas residuales permite obtener una mejor alineación y continuidad de los eventos, ya que corrigen pequeñas imprecisiones aun existentes en el modelo de la superficie cercana, debido a cambios en los espesores y velocidades. Las estáticas residuales calculadas son consistentes con superficies; dentro de la secuencia de procesamiento para esta línea se calcularon dos pasos de estáticas residuales.

El programa utilizado para calcular los dos pasos de estáticas residuales fue MASTT, este programa trabaja sobre la base de un algoritmo el cual cross-correlaciona las trazas de un mismo registro (*CDP gathers*) corregido previamente por NMO, calculando diferencias en tiempo. Las cross-correlaciones se realizan en una nueva ventana de tiempo especificada.

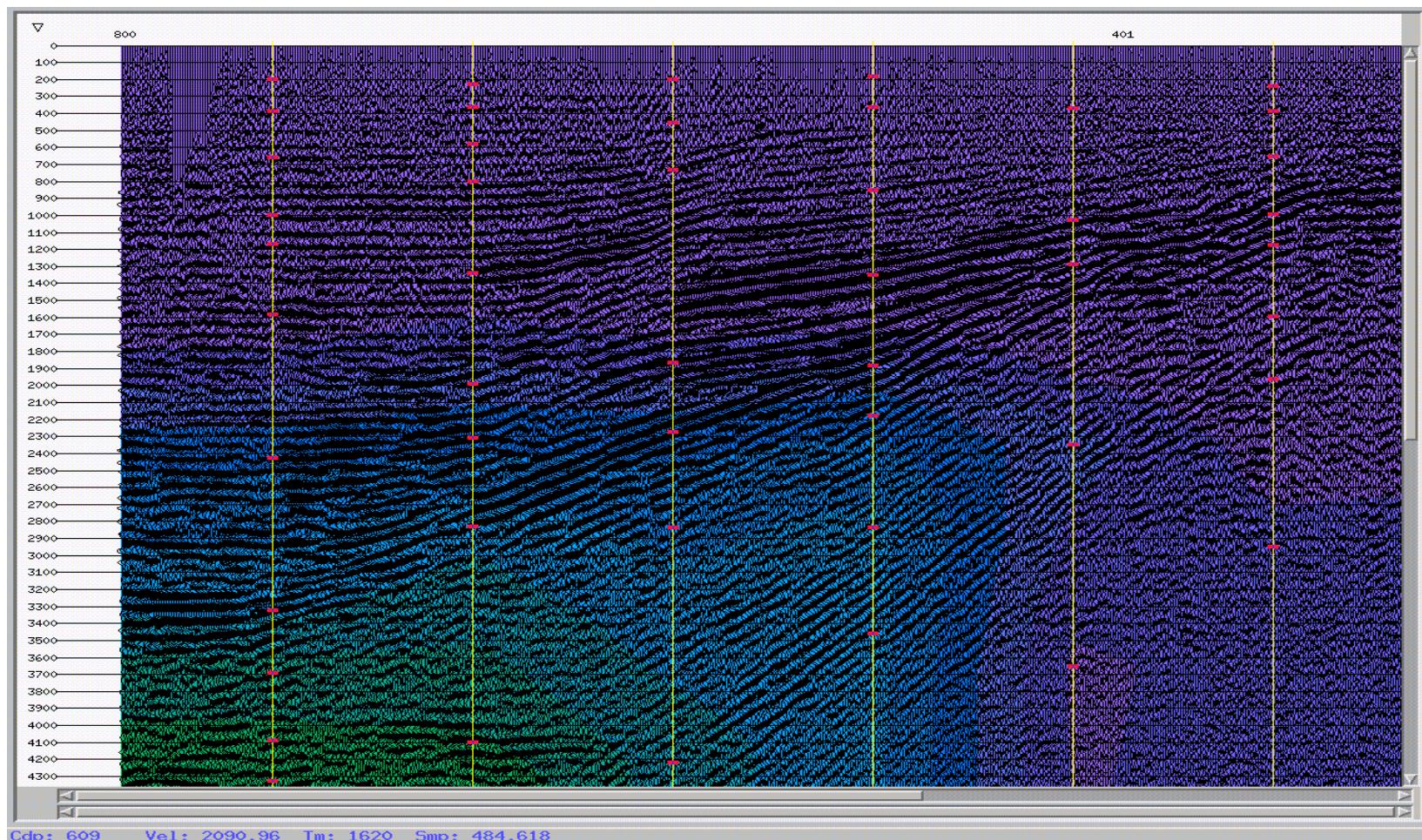


Figura 4.23. Panel para el análisis de velocidad constante (CVS), aplicado para las velocidades de DMO.

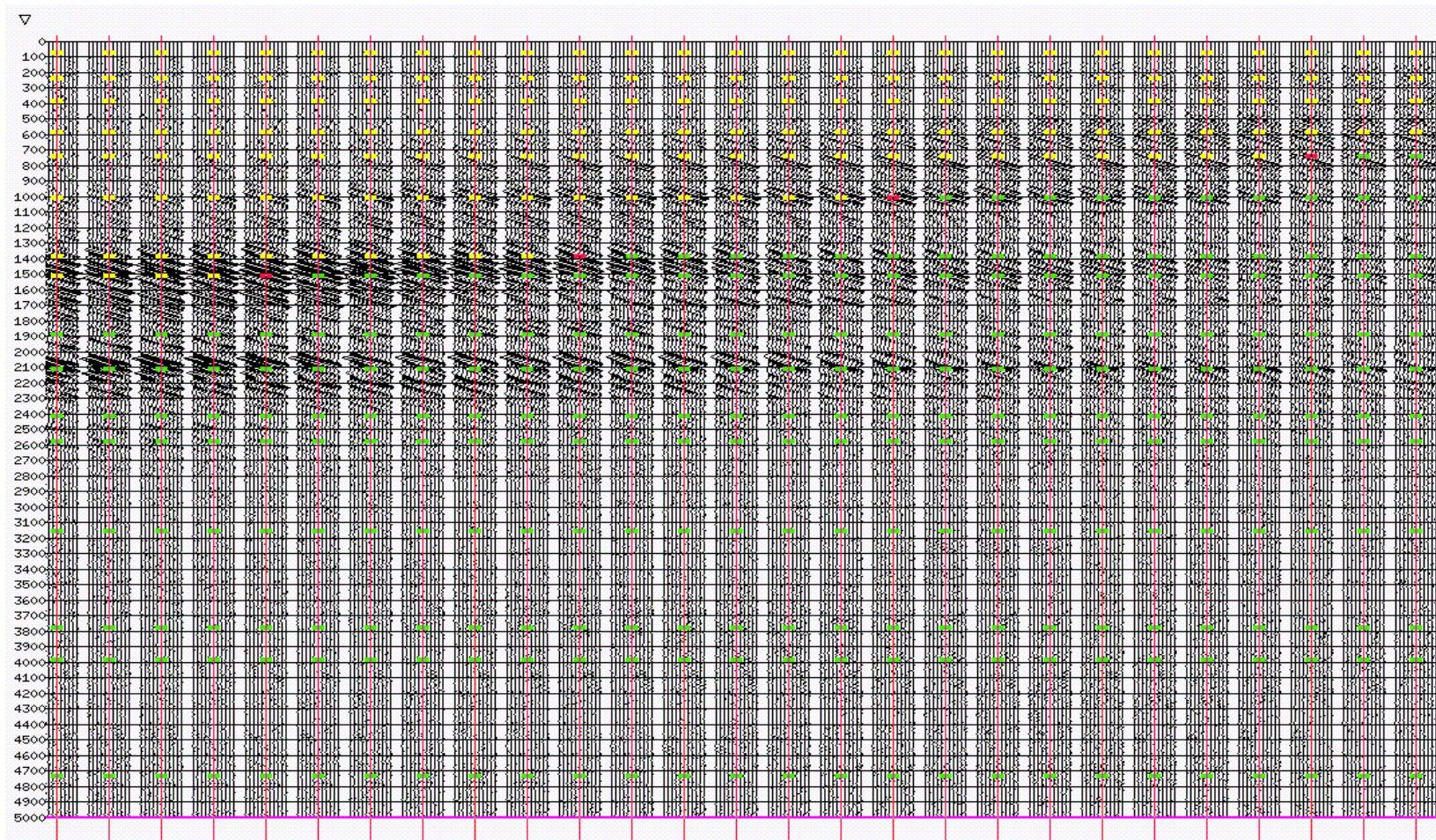


Figura 4.24. Panel congelado para el análisis de velocidad constante en la etapa DMO sobre diez trazas de un punto de control.

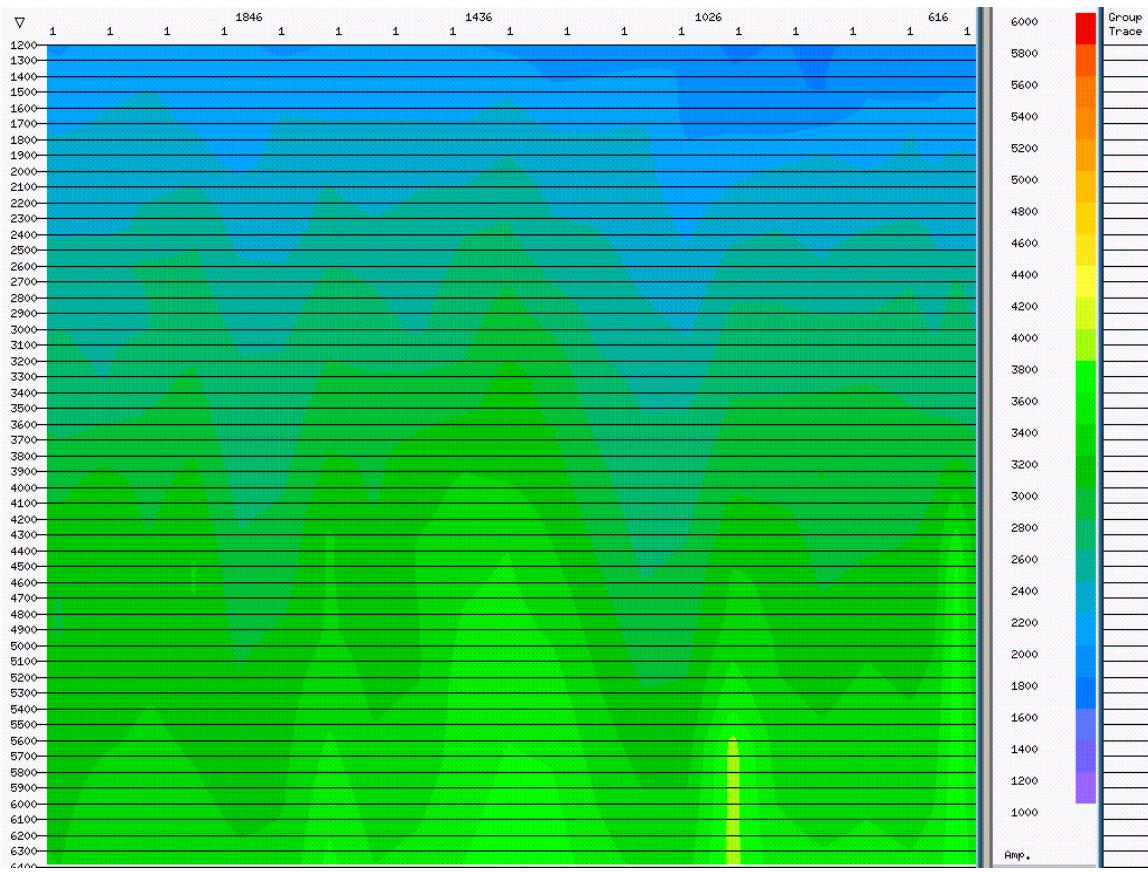


Figura 4.25. Campo de velocidades para el apilamiento DMO

El periodo de la ondícula sísmica se puede utilizar para definir un máximo o mínimo valor de estáticas. Estos valores se descomponen en cuatro componentes: para disparos, receptores, CDP y un término para NMO residual.

4.7.1 Primer pase de estáticas residuales

El primer pase de estáticas residuales fue generado sobre los registros con estáticas de refracción aplicadas y corregidos por NMO utilizando el campo de velocidades del primer análisis de velocidades. Los parámetros definidos y utilizados para la ejecución del programa MASTT fueron los siguientes:

- ◊ Número de correlaciones : 62
- ◊ Ventana de correlación : 300 a 7000 metros
- ◊ Máxima/Mínima estática : +/- 24 m/s
- ◊ Número de iteraciones : 5

4.7.2 Segundo pase de estáticas residuales

El cálculo del segundo paso de estáticas residuales se hizo sobre los datos corregidos previamente con el primer paso de estáticas residuales y corregidos por NMO utilizando el campo de velocidades obtenido del segundo análisis de velocidades. Los parámetros definidos y utilizados para la realización del programa MASTT fueron los siguientes:

- ◊ Número de correlaciones : 100
- ◊ Ventana de correlación : 300 a 7000 metros
- ◊ Máxima/Mínima estática : +/- 16 m/s
- ◊ Número de iteraciones : 5

4.7.3 Control de calidad de las estáticas residuales

El control de calidad para esta etapa es fundamental y esta consistió en la revisión de los valores de estáticas con el fin de detectar valores anómalos o erróneos que afectan al producto, además, se generaron las secciones apiladas después de aplicar cada una de las diferentes fase de estáticas calculadas. En la figura 4.26, se exhibe una sección apilada después de aplicar el primer pase de estáticas residuales utilizando para ello el primer análisis de velocidades, esta sección puede ser comparada con la sección obtenida por el apilado bruto generado por la inversión tomográfica, para así manifestar las mejoras alcanzadas en la secuencia.

En la figura 4.27, se exhibe una sección apilada después del segundo pase de estáticas residuales utilizando para el estacado las velocidades del segundo análisis, se puede ver nuevamente como mejora la sección en comparación con la figura 4.26 referente al primer pase de estáticas residuales.

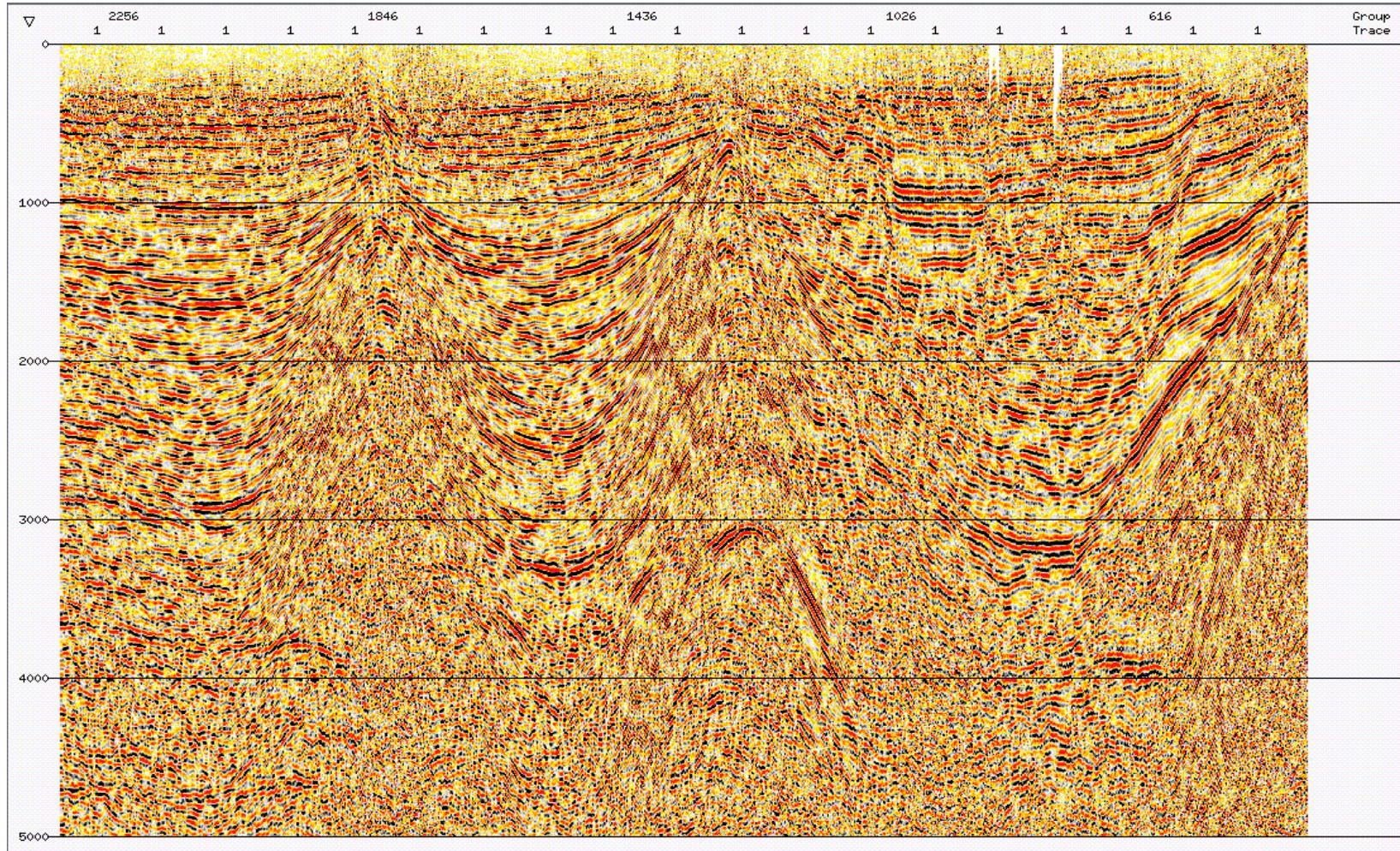


Figura 4.26. Sección apilada con primeras velocidades y primer pase de estáticas residuales.

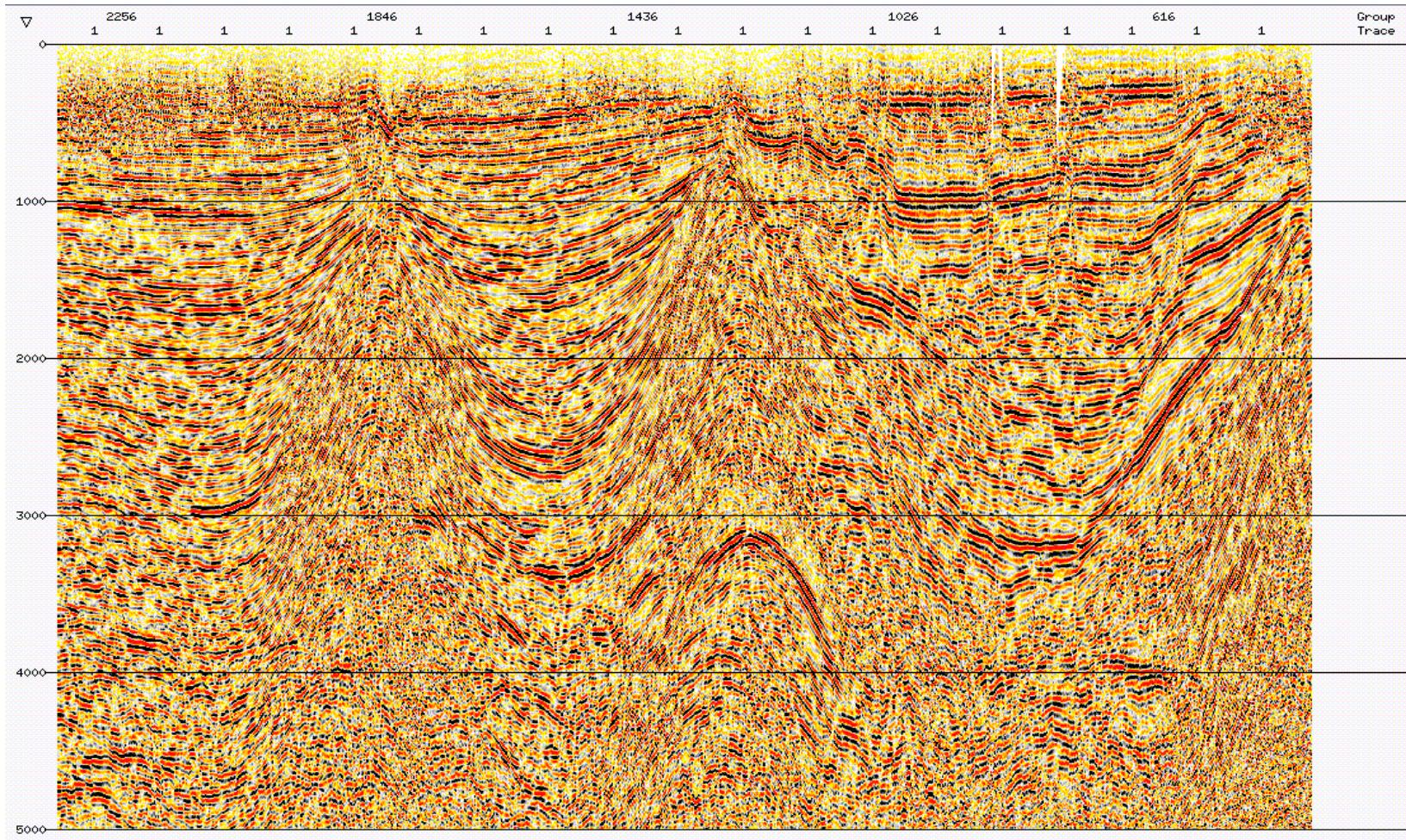


Figura 4.27. Sección apilada con segundas velocidades y segundo pase de estáticas residuales.

4.8 DMO

En esta etapa de la secuencia de procesamiento los datos agrupados por puntos comunes en profundidad (CDP) son agrupados a puntos de reflexión común al aplicarles la corrección por DMO. Es una migración parcial ejecutada sobre el plano fuente receptor que compensa a los datos del efecto de dispersión del punto de reflexión que ocurre en eventos buzante que lo demuestra estas secciones.

Para la aplicación de la corrección por DMO es necesario definir parámetros tales como el rango distancia fuente receptor (*offset*) a utilizar y el ancho del operador de DMO, entre otros. Estos parámetros deben ser relacionados de forma tal que se evite problemas de muestreo para lo cual se deben tomar en cuenta ciertas consideraciones:

- ◊ Todos los CDP deben tener al menos una traza en cada rango de distancia fuente receptor discriminado por el ancho del operador de DMO (desde la distancia fuente receptor mínima hasta el máximo a utilizar).
- ◊ El número de rangos de offset debe ser menor que el de la cobertura típica.
- ◊ El ancho del operador de DMO debe ser entre 2 y 4 veces el intervalo entre receptores.

Tomado en cuenta estas consideraciones fueron seleccionados los parámetros requeridos para aplicar DMO. Los cuales fueron los siguientes:

- ◊ Rango distancia fuente receptor : 100 m
- ◊ Ancho del operador : 35° - 40°

La aplicación de DMO se puede realizar para obtener una sección apilada y corregida por DMO o para obtener agrupamientos (gathers) corregidos por DMO, en la figura 4.28, se exhibe la sección apilada y corregida por DMO, al compararla con la figura 4.27, se puede observar los avances alcanzados en esta etapa del procesamiento desde todo punto de vista.

Los agrupamientos corregidos por DMO fueron utilizados posteriormente para las secuencias de migraciones, la cual se explicara con detalles a continuación.

4.9 Migración en tiempo

4.9.1 Análisis de velocidades para la migración en tiempo

En esta etapa de la secuencia de procesamiento, se remueven las velocidades de DMO que tenían aplicados los datos. El análisis de velocidad se corrió para los mismos puntos de control de los análisis de velocidades previos a esta etapa. El tipo de análisis fue el mismo que se aplico para la etapa del DMO, es decir, el apilamiento a velocidades constantes CVS.

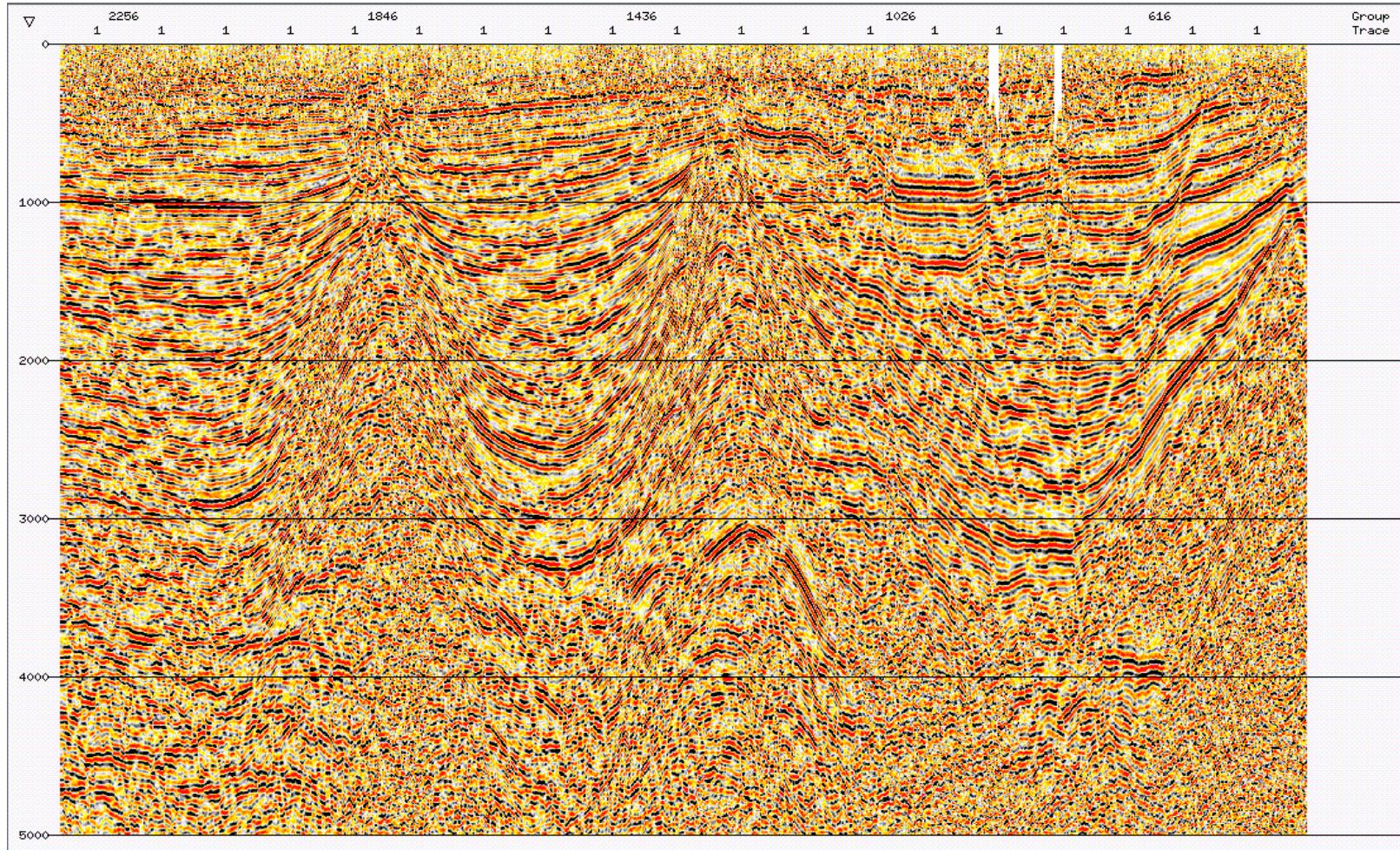


Figura 4.26. Sección apilada con velocidades DMO.

4.9.2 Migración Post-apilamiento en tiempo por Kirchhoff y diferencia finita

Para la migración final post-apilamiento en tiempo, se efectuaron una variedad de pruebas de los algoritmos de migración por Diferencia Finita y Kirchhoff, las pruebas permitieron escoger como algoritmo final la generada por Kirchhoff para la migración final en tiempo de los datos, aunque hay bastante similitud entre los resultados de ambos algoritmos, el algoritmo por Kirchhoff (ver figura 4.30) se comportó de mejor manera al borde de la sección y en torno a los diapiros, delineando los eventos hasta los extremos, también tuvo un mejor comportamiento en torno a los domos de arena, todo esto comparado con el apilado generado por la migración post-apilamiento por diferencia finita (ver figura 4.29). Se debe destacar que se elaboraron pruebas de migración con el algoritmo seleccionado, en donde se hizo variar los porcentajes del campo de velocidades final, entre un 70% a un 110%.

4.9.3 Migración pre-apilamiento en tiempo por Kirchhoff

Para la migración final pre-apilamiento en tiempo, a partir del resultado obtenido en la etapa anterior, se procedió a migrar los datos con la utilización del algoritmo de migración por Kirchhoff, para ello se realizaron varias pruebas con distintos porcentajes de velocidades finales entre un rango de 70% -110% (ver figura 4.31). Los resultados no fueron tan óptimos en comparación con la migración post-apilamiento, sobre todo en torno a los domos de arenas o diapiros y la falta de continuidad en algunas zonas con respectos a los reflectores hacen definir que la migración post-apilamiento no es la mas adecuada, esto es debido a que no se efectuaron un nuevo análisis de velocidad para este tipo de migración pre-apilamiento, es decir, que solo se tomó el modelo usado para la migración post-apilamiento y debido a eso el resultado no fue óptimo, son muy parecidos los apilados.

4.9.4 Migración en profundidad pre-apilamiento

La construcción del modelo inicial de velocidad envuelve los horizontes observados en la migración en tiempo (post o pre-apilamiento) y la asignación de las velocidades en las regiones ligada a estos horizontes, en este caso se utilizó un modelo geológico del área y el campo de velocidades que se obtuvo de la migración en tiempo como base para la construcción del modelo de velocidad que es la parte principal para la migración en profundidad.

Adicionalmente, la información existente en la data base de la geometría (GDB), al igual que en la superficie de elevación y la base de la capa meteorizada es de gran ayuda y será incorporada de manera directa en los datos de la migración en profundidad, al igual que el modelo de superficie cercana creada por el TOMOhawk que es la otra parte esencial en la creación del modelo inicial de velocidad.

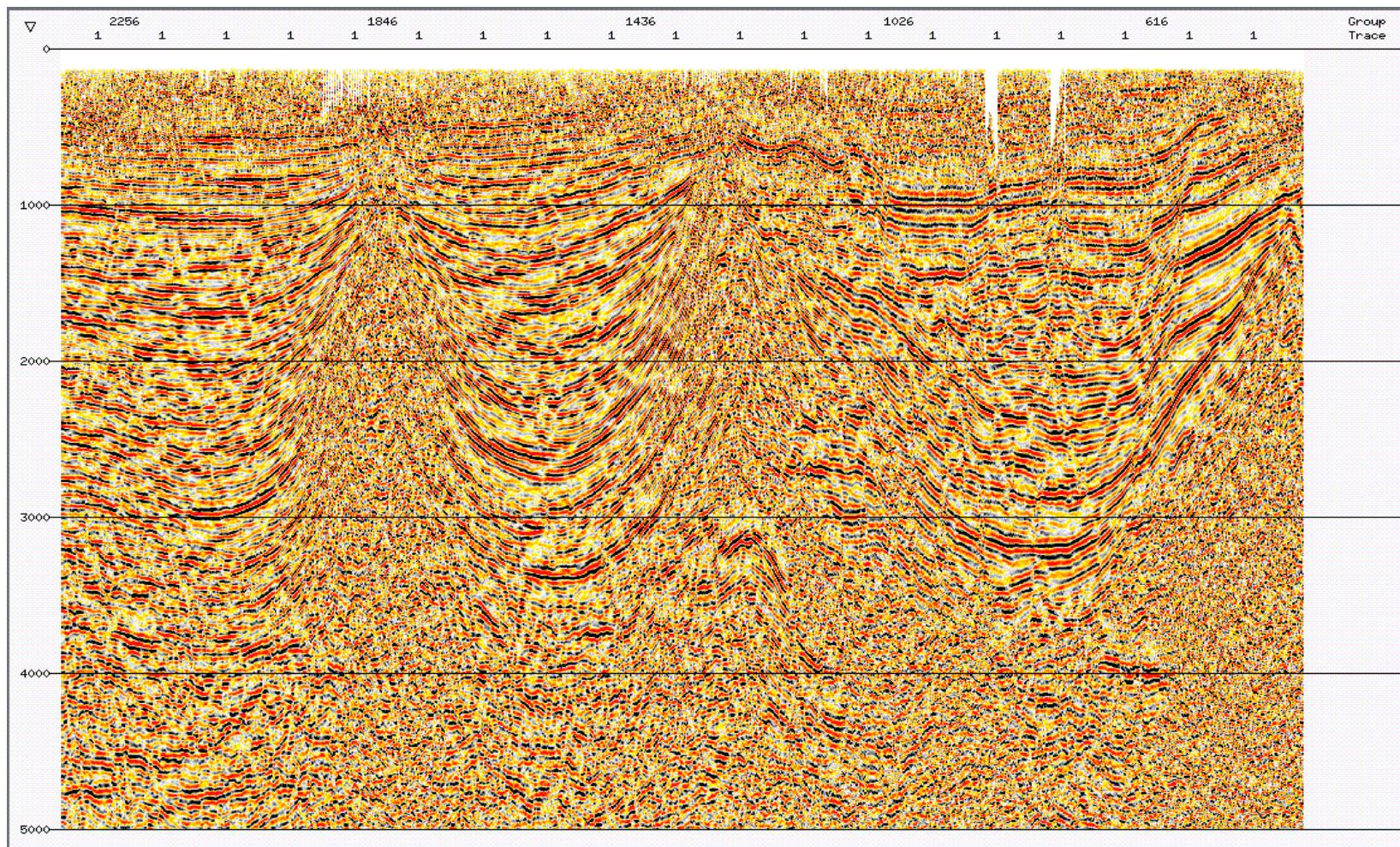


Figura 4.29. Sección migrada post-apilamiento en tiempo por Diferencia Finita usando el 80% de las velocidades de migración.

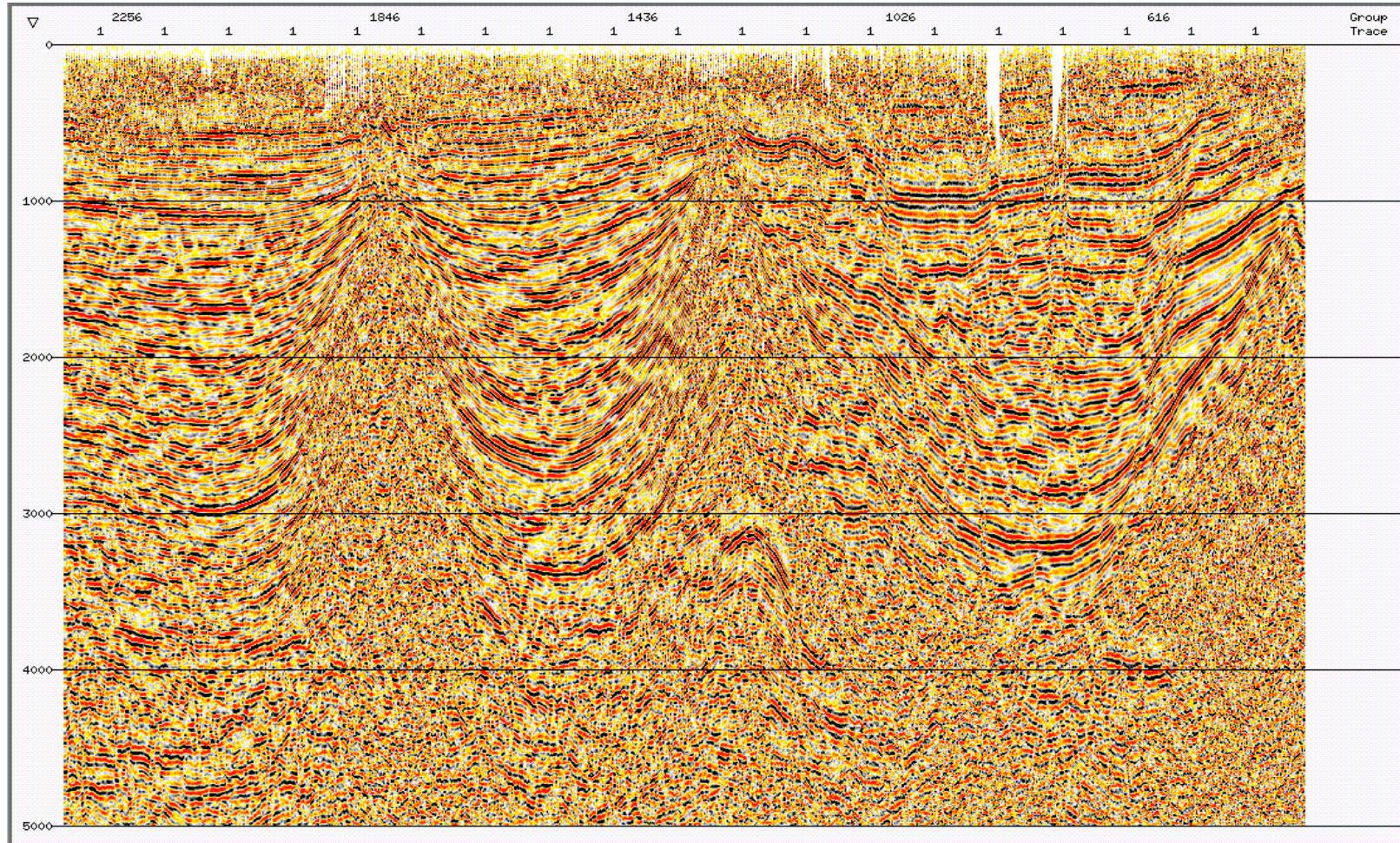


Figura 4.30. Sección migrada post-apilamiento en tiempo por Kirchhoff usando el 80% de las velocidades de migración.

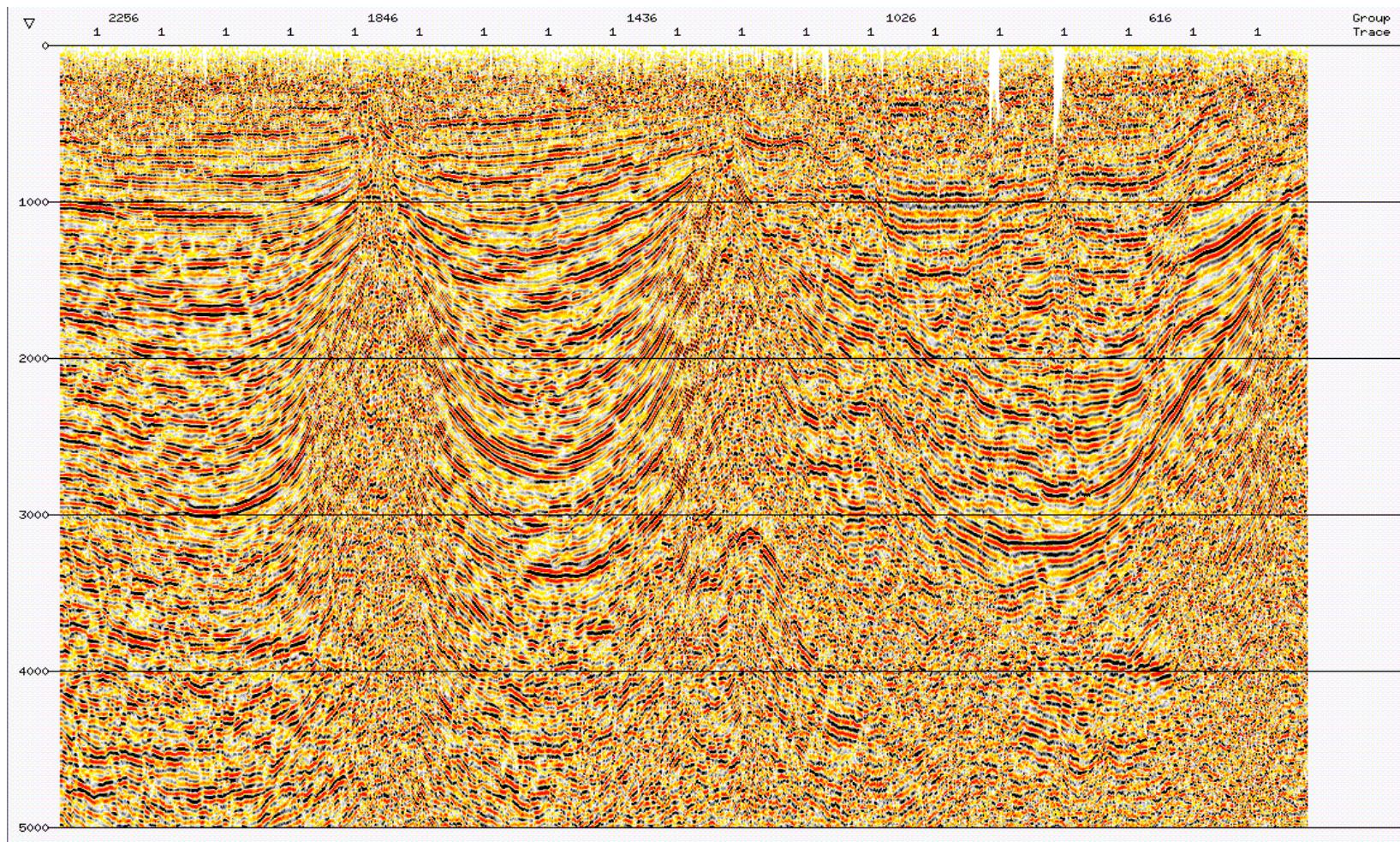


Figura 4.31. Sección migrada pre-apilamiento en tiempo por Kirchhoff usando el 80% de las velocidades de migración.

A continuación, se describe en la tabla los pasos a seguir para la creación del modelo inicial de velocidad, esto no es más que los valores de entrada que deben ser introducidos para facilitar un control de los datos.

LÍNEA	INFORMACIÓN DE LAS LÍNEAS DE CONTROL
1	TMIG geo5-1:/vd0/
2	GATH
3	VRMS
4	TOMO
5	GDB geo5-1:/vd0/
6	FMDO geo5-1:/vd0/...../model_0.rio_fdm
7	SAGE geo5-1:/vd0/...../model_0.rio_dat
8	CMAP /usr/lib/XII/app-defaults/INTERACTIVE/NORM/Vipir/grey scale
9	MAXZ 8000.000000 10.000000 35.000000
10	RATF
11	REFS 0.000000 0.000000
12	MUESTRA DE LOS PARÁMETROS DE LA SECCIÓN PROFUNDIDAD:
13	TIPO 6
14	PDRI 12r
15	DB 1
16	TRAC 1 937 1 90
17	VERT 2.000000
18	TANO 1 50
19	MUESTRA DE LOS PARÁMETROS PARA LAS IMÁGENES DE LOS GATHERS:
20	TIPO 6
21	DB 6
22	WITH 500
23	HEIGHT 150
24	MAXOFF 1330
25	#LOC 5
26	WLEN805
27	VEL 80 120 2
28	STACK 200 1 20 0
29	HSMOOTH 5 1 11
30	VSMOOTH 1 1 STRECH ON UPDATE NORMAL 0
31	WBLAYER -9999
32	RAYT curved
33	DIPCORR off
34	Fixed depth
35	DELTA 0.000000 0.000000 0.000000
36	EPS 0.000000 0.000000 0.000000

Tabla 4.4. Valores de entrada requeridos por el programa para la creación del modelo inicial de velocidades

LÍNEA	INFORMACIÓN DE LAS LÍNEAS DE CONTROL	
1	Nombre de la sección migrada en tiempo	Requerido
2	Nombre de los datos de entrada de cdp gathers	Opcional
3	Nombre de modelo de velocidad de migración	Opcional
4	Nombre del modelo de velocidad de superficie cercana (TOMOhawk)	Opcional
5	Nombre de la geometría del los datos base	Requerido
6	Nombre de salida en formato fmd para el modelo de velocidad	Requerido
7	Nombre de salida en formato sage para el modelo de velocidad	Opcional
8	Nombre del color para el mapa de la sección	Requerido
9	Valor máximo de profundidad, valores delta z y delta x	Requerido
10	MUESTRA DE LOS PARÁMETROS DE LA SECCIÓN	Comentario
11	Tipo de figura para la sección en profundidad (6 = variable de	Requerido
12	Dirección de la sección (izquierda a derecha o derecha a izquierda)	Requerido
13	Sección en profundidad con ganancia adicional	Requerido
14	Rango de trazas a mostrar y espaciamiento de trazas	Requerido
15	Exageración vertical para la sección en profundidad	Requerido
16	Anotación de la traza	Requerido
17	MUESTRA DE LOS PARÁMETROS PARA LAS IMÁGENES DE LOS	Comentario
18	Tipo de imagen a mostrar en los gathers	Requerido
19	Imagen de gathers con ganancia adicional	Requerido
20	Ancho (en pixels) para cada gather	Requerido
21	Altura (en pixels) para cada gather	Requerido
22	Máximo distancia fuente receptor (<i>offset</i>) a mostrar	Requerido
23	Número de imágenes de gathers a mostrar	Requerido
24	Longitud de las imágenes de gathers a mostrar	Requerido
25	Rangos para los porcentajes de velocidad	Requerido
26	Información animada de apilamiento	Requerido
27	Información del plano de horizonte	Requerido
28	Información para los planos de velocidad	Requerido
29		
30	Estandarte a usar para los rayos recto	Requerido
31		
32		
33	Rango de valor Delta a medir	Opcional
34	Rango de valor Epsilon a medir	Opcional

Tabla 4.5. Significado de cada parámetro descrito en las líneas de la tabla 4.4.

Luego de obtener el modelo inicial de velocidad a partir del modelo generado por la inversión tomográfica y la sección migrada en tiempo (figura 4.32), se procedió a correr inicialmente una migración previa por medio del programa **manual tomo** perteneciente a VERITAS, este primer modelo se llamará `model_1`, el cual generará una sección inicial apilada en profundidad, ver figura 4.33.

Donde `model_1` es el nombre en formato texto ASCII que contiene toda la información a ser usada por **mantomo**. Todos los datos aquí presente están relacionados con la información suministrada por las tablas anteriores (ver tabla 4.4 y 4.5). Posteriormente de ejecutar el **mantomo**, se podrá detallar

eventualmente 5 ventanas interactivamente que mostraran toda la información que se refleja en el formato ASCII para su posterior migración en profundidad.

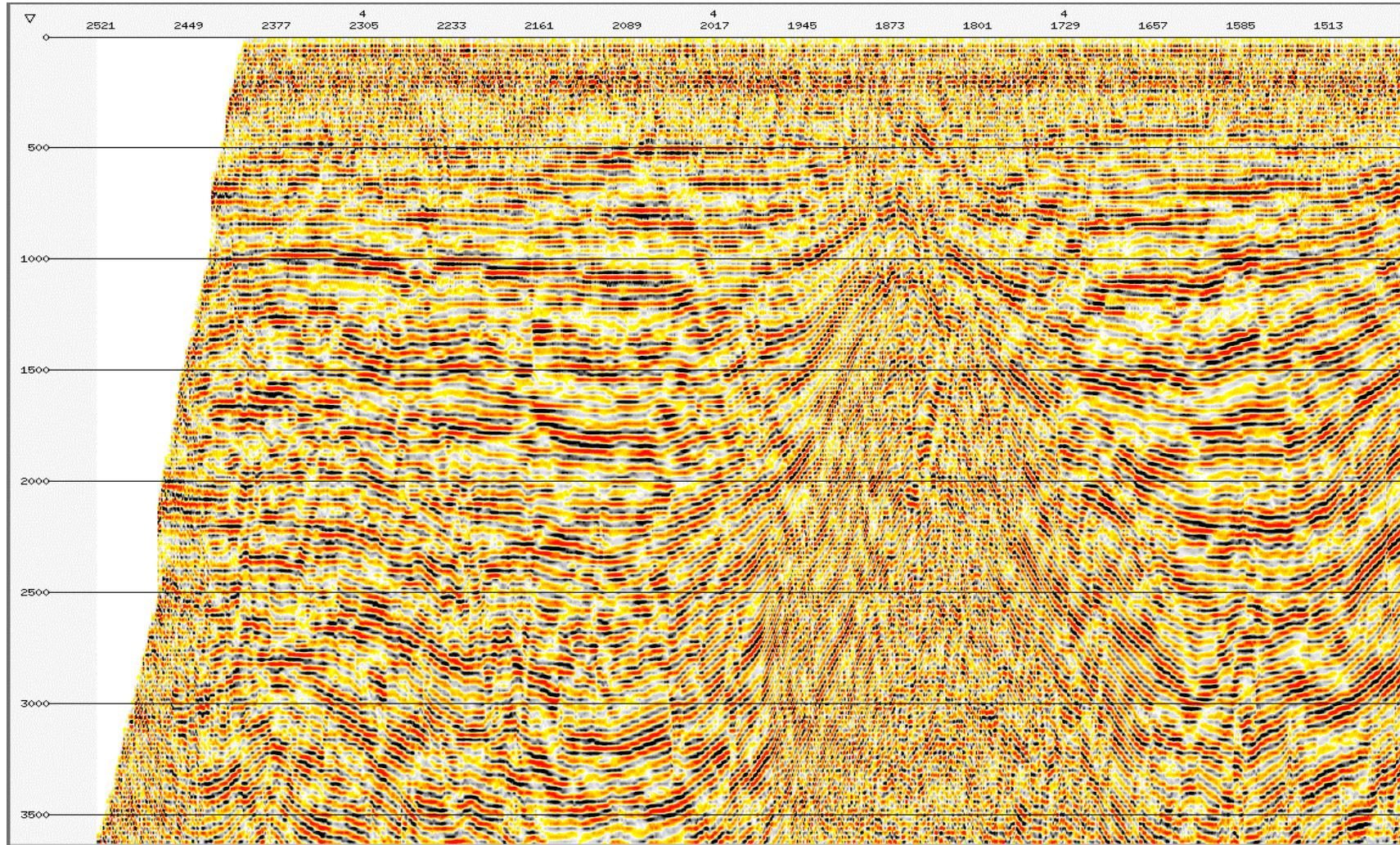


Figura 4.32. Sección migrada post-apilamiento en tiempo por Kirchhoff que sirve de entrada para la creación del modelo en la migración en profundidad.

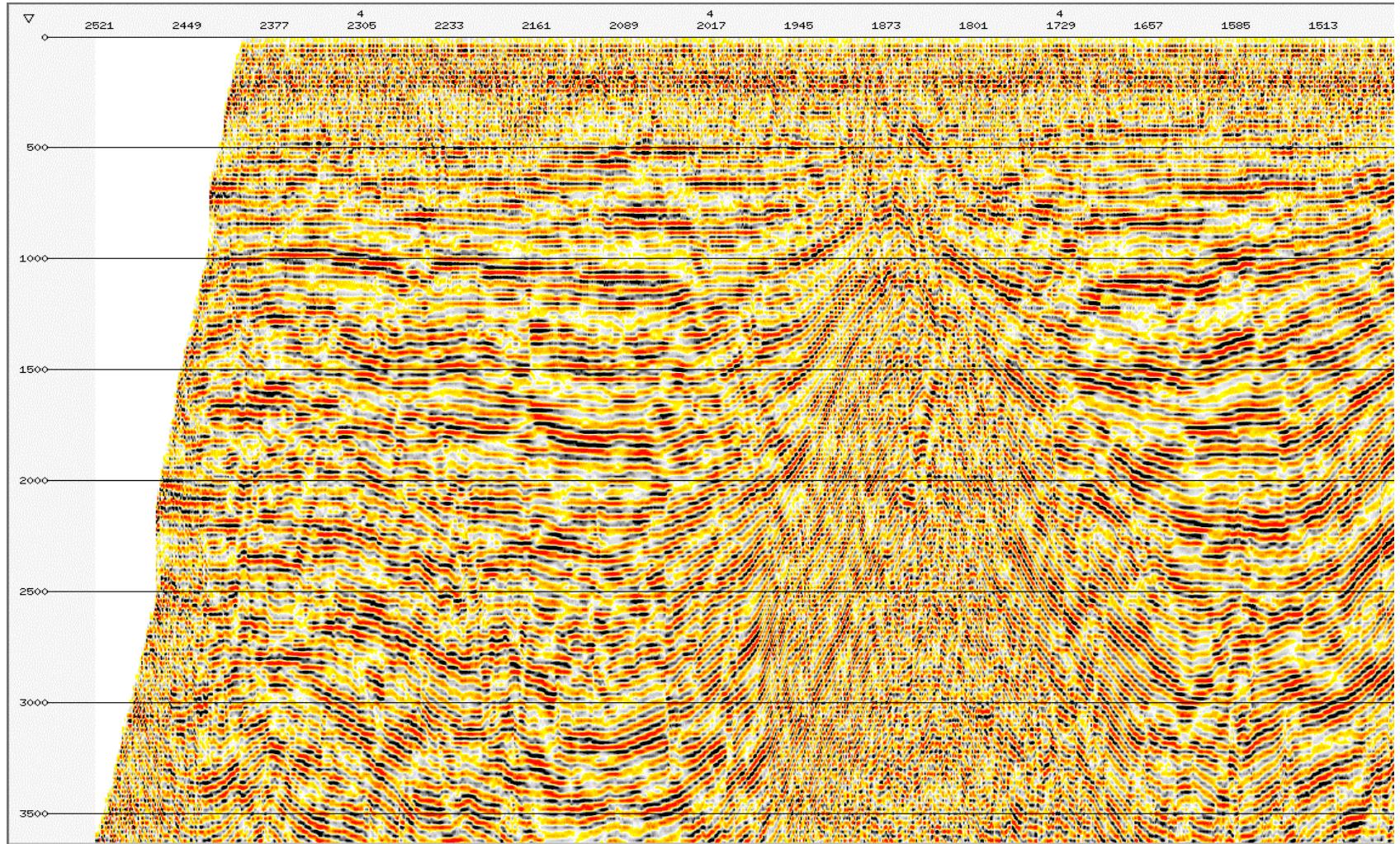


Figura 4.33. Sección migrada en profundidad pre-apilamiento con modelo de velocidades de la migración en tiempo por Kirchhoff.

Este etapa de procesamiento partirá de los datos expuesto en la tabla 4.4, de ser correcta la información solo se necesita generar los modelos subsiguientes para la corrida de las migración en profundidad. En principio, los datos mencionados son los que generaran las imágenes para la creación del modelo inicial (figura 4.34) y la posterior sección migrada en profundidad que posteriormente serán optimizados con los procesos reiterativos empleados por este procedimiento.

Seguidamente se desplegaron una series de ventanas que contenían todos los elementos necesarios para definir los parámetros de las trazas agrupadas a profundidad (*Depth Gathers*) para el análisis del modelo o campo de velocidad, estos parámetros permitieron que los datos fuesen procesados sin contratiempos en torno al conocimiento del manejo del programa de procesamiento, estos permitieron escoger parámetros como por ejemplo: rango de porcentaje de velocidad, tipo de rayo a trazar, definir los horizontes sobre el modelo apilado en profundidad, número de agrupamientos de trazas en profundidad, entre otros.

Por ende se selecciona las áreas que se le procederá aplicar un nuevo análisis de velocidad, a través de la ventana donde aparecerá la sección migrada, de allí se procedió a escoger cada horizonte de interés, ver figura 4.35. De esta forma en la ventana donde apareció el modelo de velocidad, también se procedió activar el horizonte escogido y este mostró como se irán desplegando las trazas de rayos de cada punto para su posterior análisis de velocidad (figura 4.36).

El próximo paso fue el de añadir los puntos de análisis de velocidad, que se colocaran sobre el horizonte activado. Estos puntos deben tener tres funciones:

1. La aplicación del trazado de rayos sobre el modelo original de velocidad.
2. Debe permitir desplegar una serie consecutiva de imágenes de las trazas agrupadas en profundidad (*gathers*) para su posterior análisis, ver figura 4.37.

3. Se deben generar los mini-apilados de volumen en las imágenes migradas (figura 4.38), es decir que aparecerán pequeñas ventanas sobre cada punto de los horizontes interpretados en la sección apilada.

Estos pasos permitieron una mejor calidad en el análisis de velocidad ya que se logró trabajar de forma directa sobre la sección apilada y las trazas agrupadas en profundidad por medio de cada horizonte seleccionado en toda la línea sísmica. Para finalizar, posterior al análisis en cada punto de control, se procedió guardar toda la información bajo un nuevo nombre (en este caso model_2) y con esto se originó una nuevo apilado por medio de la migración en profundidad, que luego se utilizó como entrada para un posterior o nuevo análisis de velocidad, porque se requirió perfeccionar fuertes cambios laterales de velocidad presentes en los datos que son característicos de este tipo de estructuras.

Se debe destacar que la migración en profundidad pre-apilamiento es el procedimiento más adecuado en estos tipos de zonas estructuralmente complejas. Sin embargo la migración antes del apilamiento requiere del conocimientos del campo de velocidades apoyados de una interpretación geológica y datos de pozos adyacentes al área. En este caso

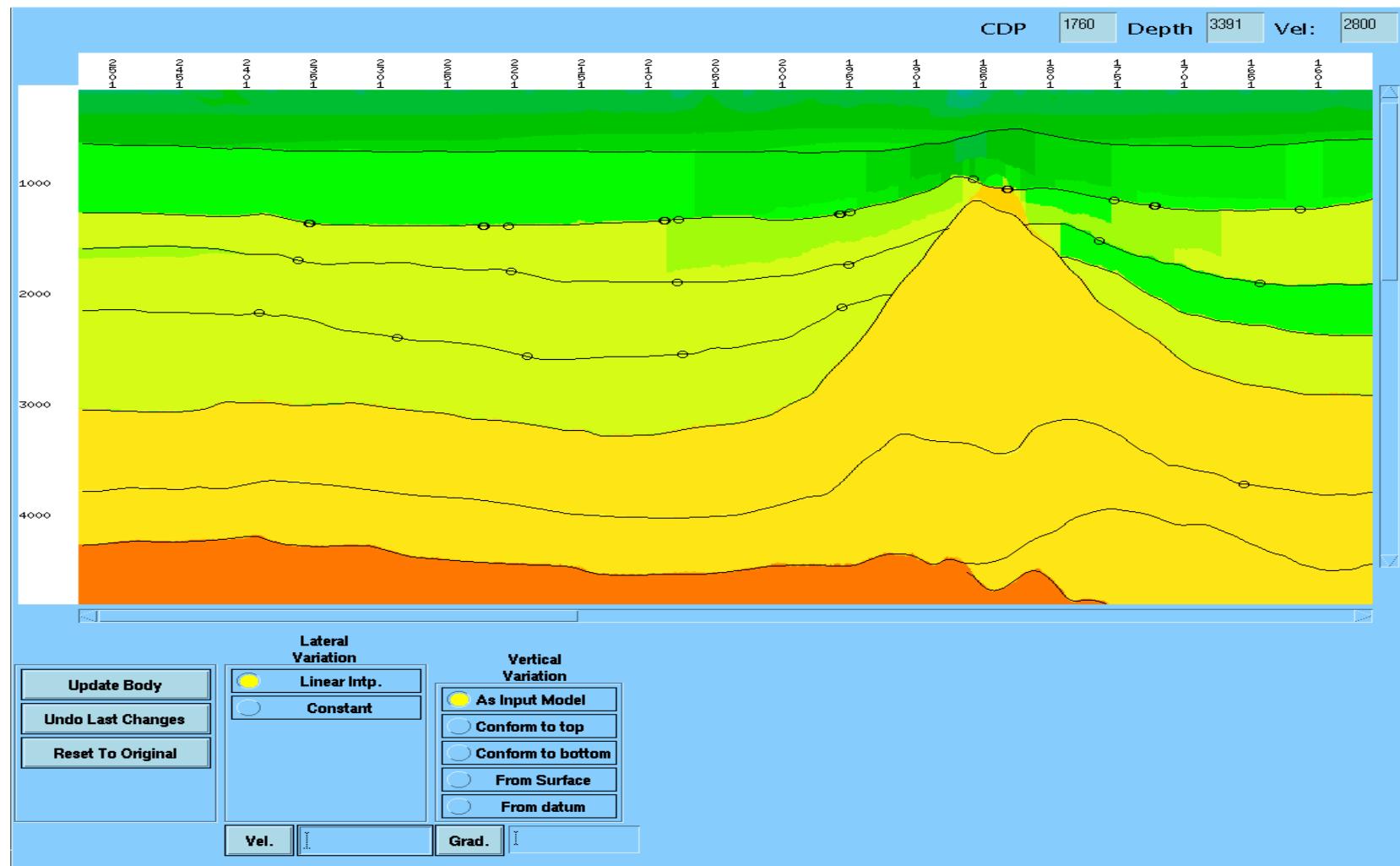


Figura 4.34. Modelo inicial del campo de velocidades para la migración en profundidad.

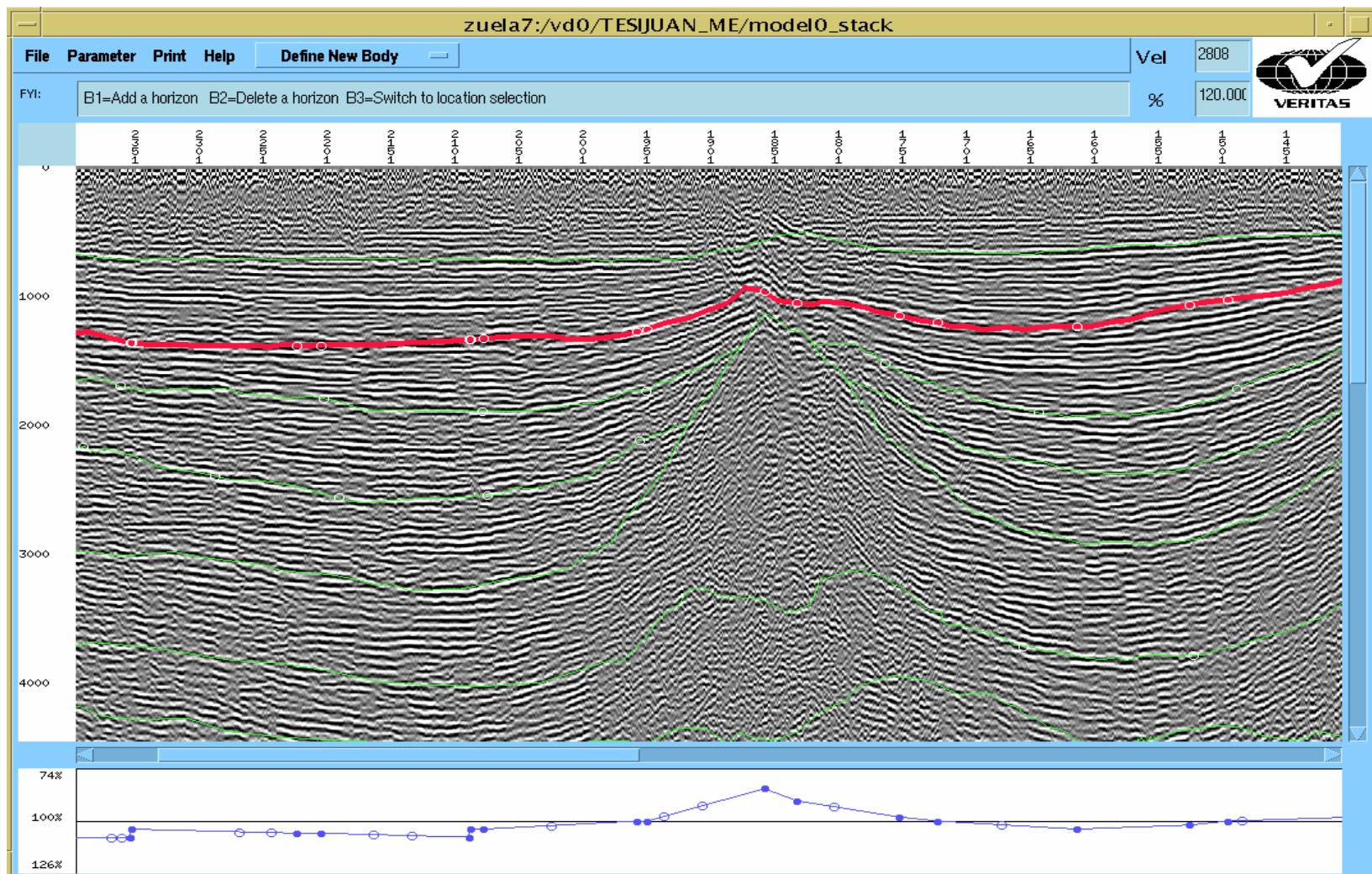


Figura 4.35. Gráfico que permite definir horizontes para la construcción del modelo de velocidad.

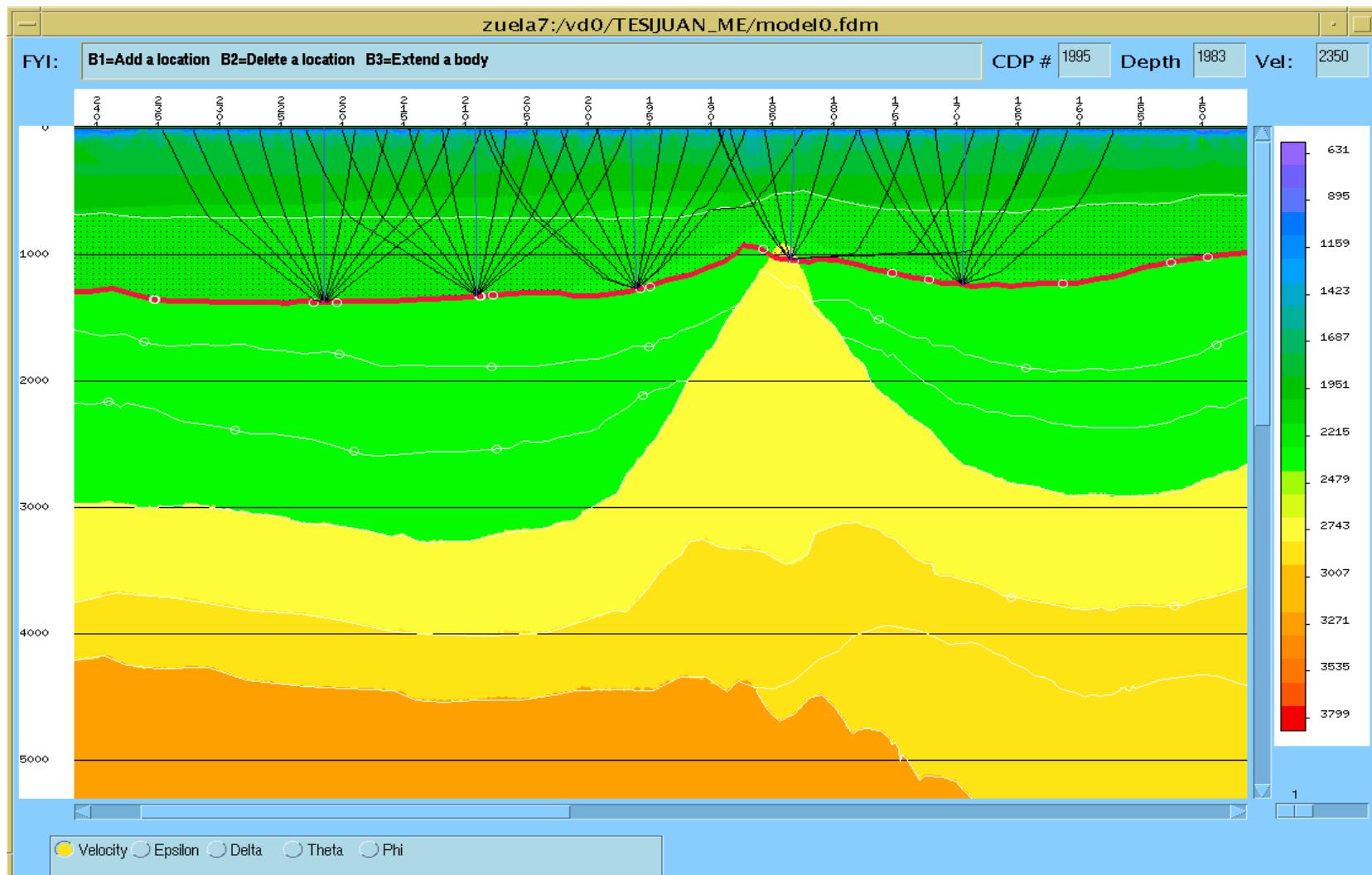


Figura 4.36. Modelo de trazado de rayos que ayudara a la conversión de tiempo a profundidad.

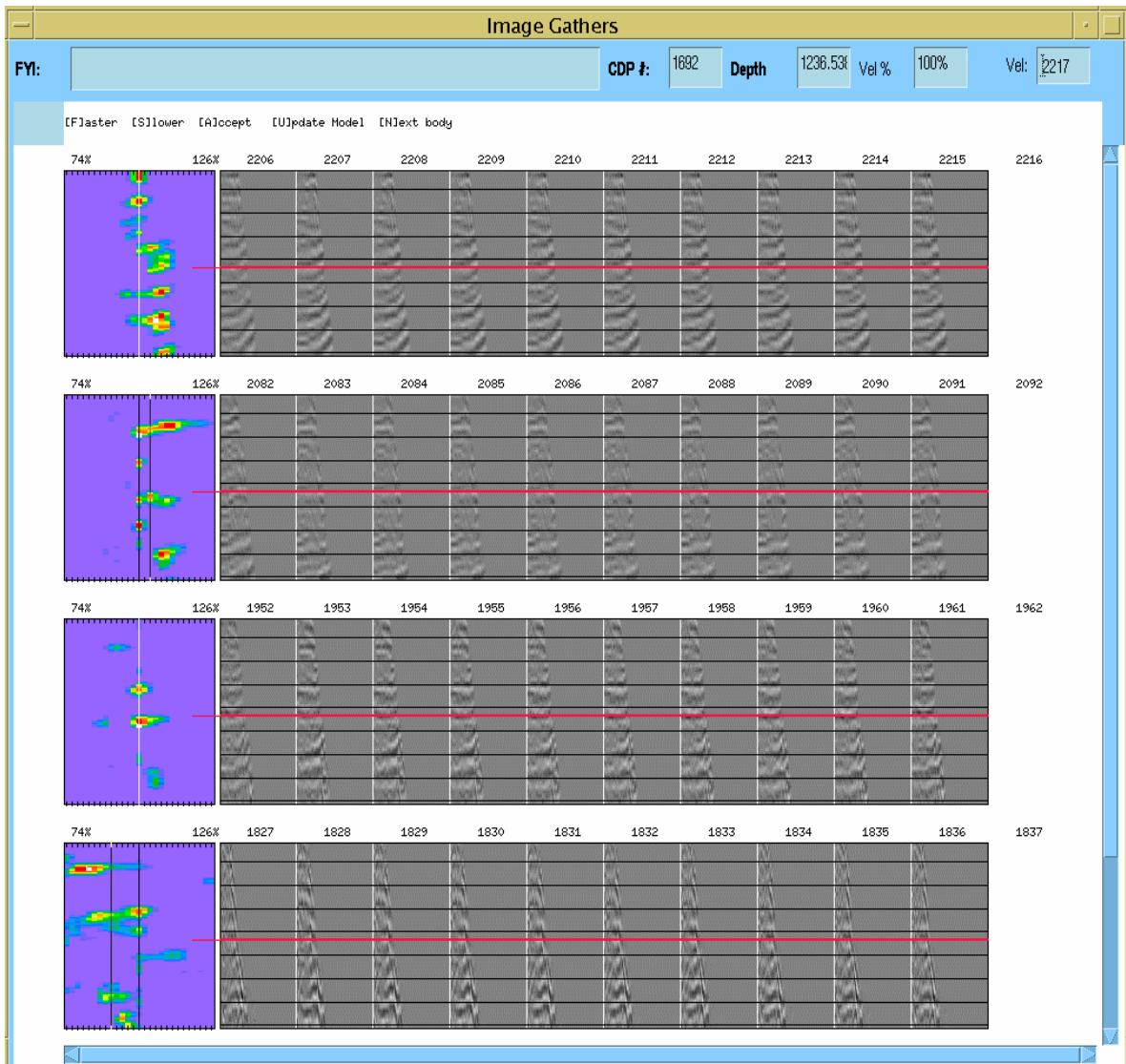


Figura 4.37. Imágenes del agrupamiento de trazas (*gathers*) para el análisis de velocidades.

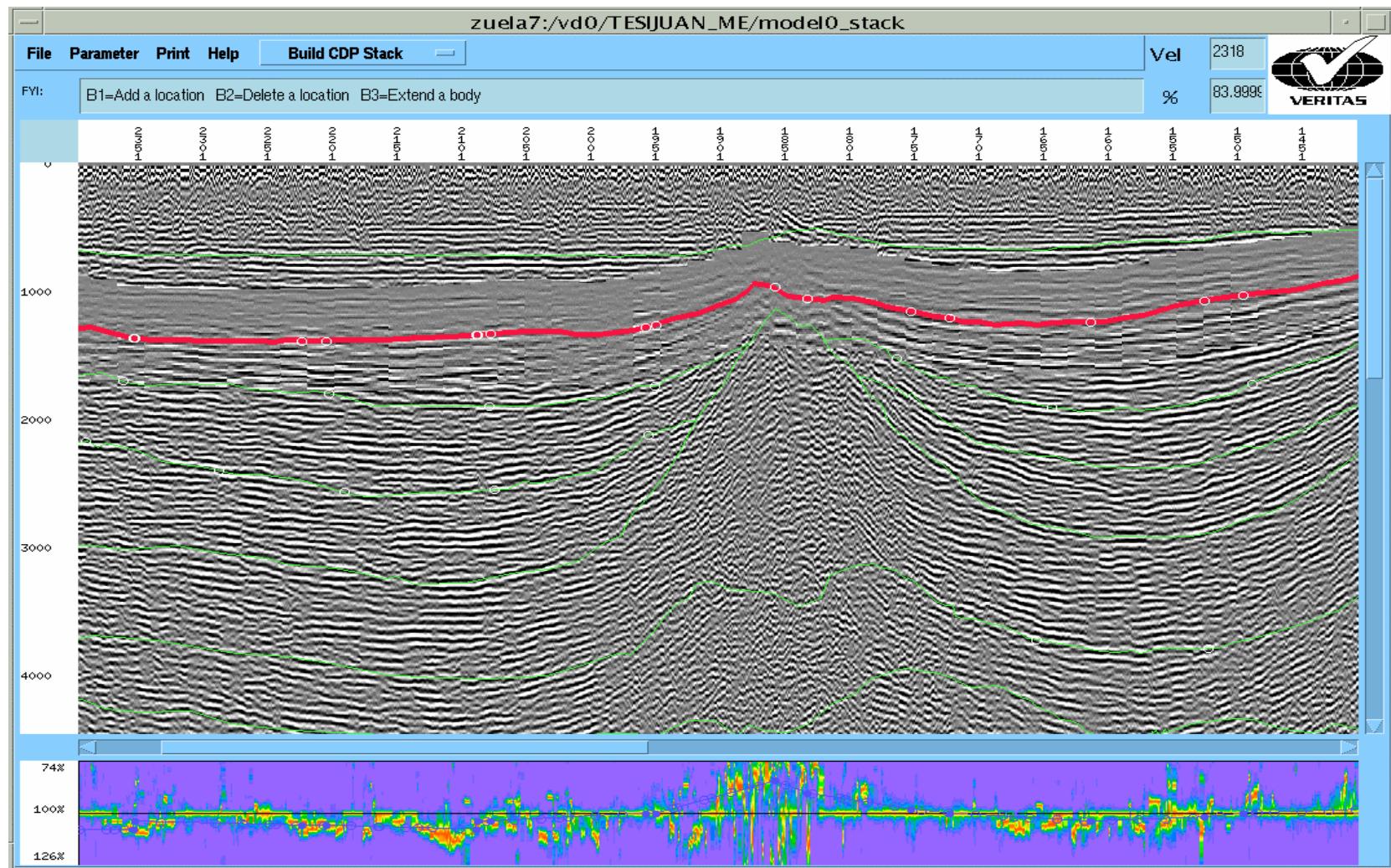


Figura 4.38. Gráfico que permite observar el agrupamiento de trazas (gathers) sobre los horizontes definidos para el modelo de velocidades.

por tener datos estructurados, la migración es sensitiva a los errores de velocidad. Estos efectos son mas severos con buzamientos fuertes, como el caso de la zona de estudio. De allí que aparezcan ciertas incertidumbres por la falta de elementos (por ejemplo los datos de pozos del área) que complementa una serie de información que hacen al modelo de velocidad y la sección final migrada en profundidad la mas ideal posible

El estudio se concentró en torno a los domos arenosos, por ser estos los responsables de los cambios laterales de velocidad, es decir, que el procesamiento permitieron estudiar el problema generado por los eventos en forma de diapiros. Para la primera iteración de la migración se uso una función homogénea de velocidad en base a los horizontes interpretados. Las imágenes comunes de las trazas agrupadas se crearon y demostraron la curvatura residual de los acontecimientos de la reflexión. Después de una serie de iteraciones (tres en este caso) del modelo de la migración y del análisis del moveout de la migración (MMO), se desarrolló el modelo apropiado de la velocidad, ver figura 4.40 que optimiza los acontecimientos en las imágenes comunes de las trazas agrupadas en profundidad (CIGs). El apilamiento de las CIGs, originó la sección final migrada pre-apilamiento en profundidad (ver figura 4.41). Una comparación entre el modelo verdadero, la obtenida por la migración en tiempo y la imagen alcanzada por la migración en profundidad, demuestra que los acontecimientos están dentro de una longitud que abarca las estructuras verdaderas en el modelo geológico. La continuidad de los reflectores más profundos también se resolvieron de manera óptima.

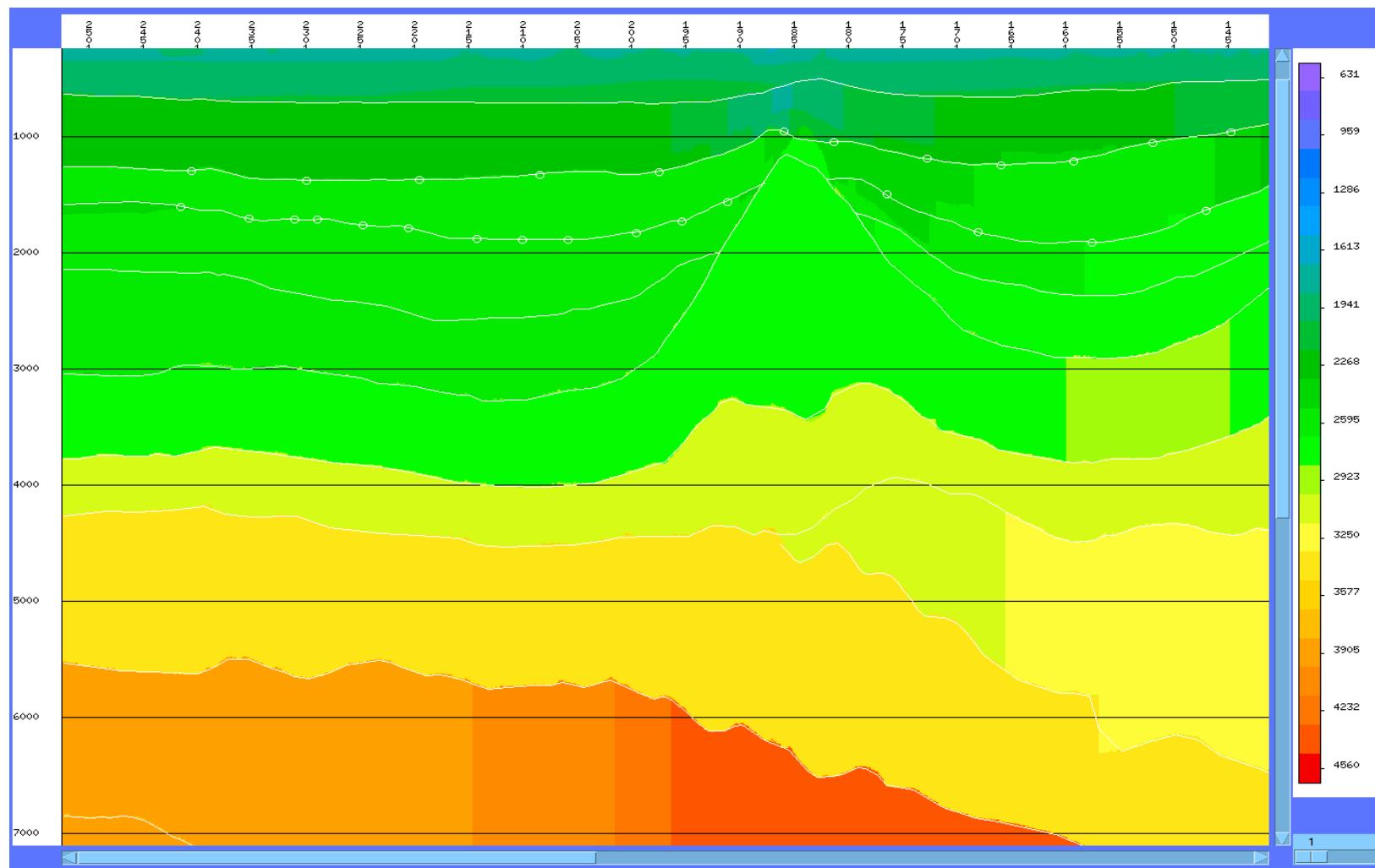


Figura 4.39. Modelo final del campo de velocidades para la migración final en profundidad.

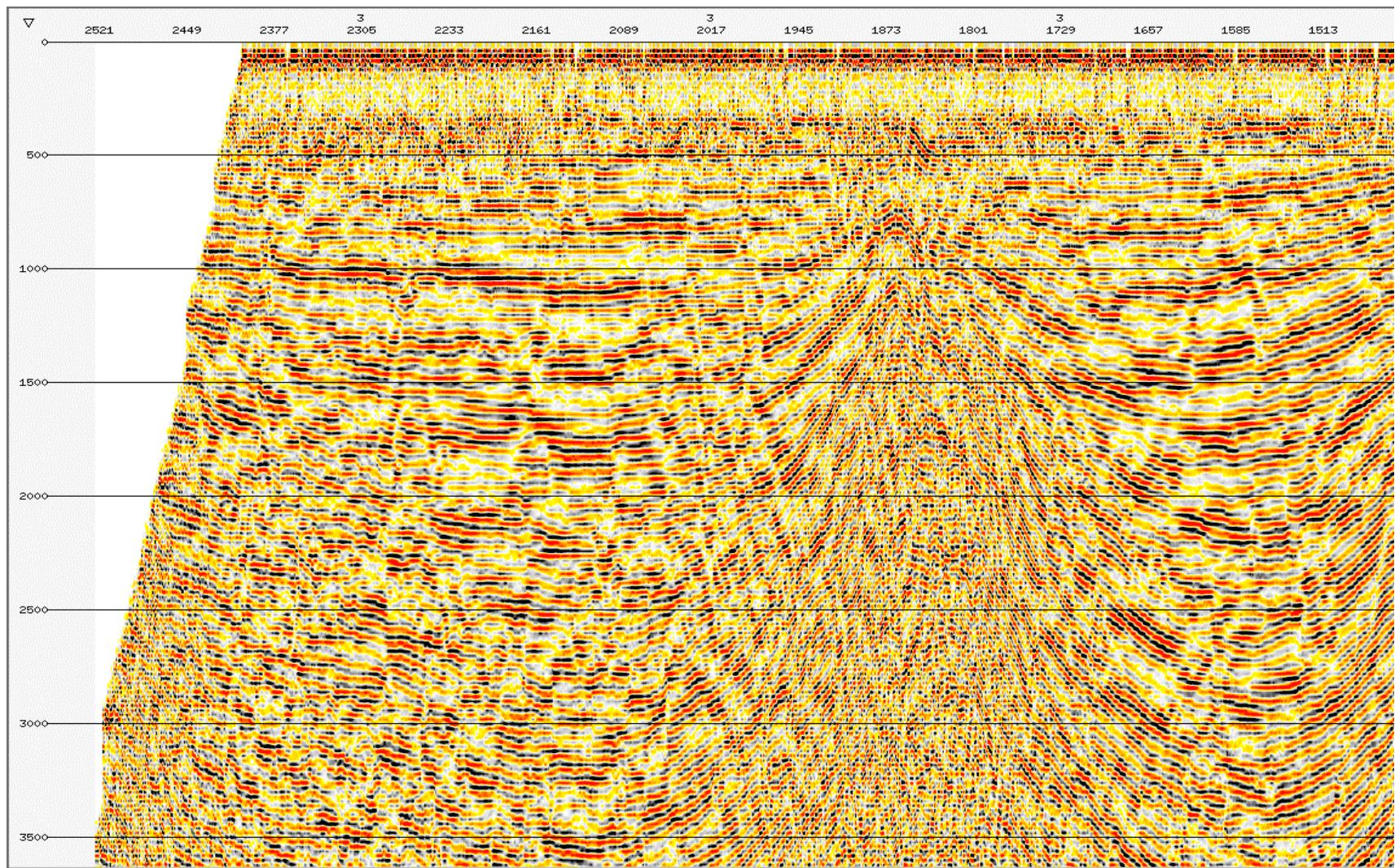


Figura 4.40. Sección final migrada en profundidad pre-apilamiento con velocidades del modelo final.

CAPÍTULO 5

CONCLUSIONES

5.1 Procesamiento de datos sísmico 2D

El procesamiento de la línea 2D “ME-90B-13” ubicada al este de Maturín, Estado Monagas, incluyó esencialmente las siguientes fases: definición de la geometría, cálculo y aplicación de las estáticas de refracción, deconvolución, cálculo y aplicación de las estáticas residuales, apilamiento y finalmente una serie de migraciones en tiempo y profundidad con sus respectivo análisis del campo de velocidades.

El procesamiento aplicado permitió mejorar la señal sísmica en cuanto a la definición de los eventos y al aumento de la relación señal ruido. Específicamente, la deconvolución impulsiva mejoró sustancialmente la resolución vertical de la sísmica.

5.2 Cálculo y aplicación de las estáticas de refracción

En nuestro caso, se aplicaron métodos que tratan de modelar los parámetros de la capa meteorizada. Entre los dichos procedimientos que se aplicaron para el cálculo de las estáticas de refracción se encuentra, el método GLI y la inversión tomográfica. Los resultados indican que en las zonas estructuralmente complejas donde las variaciones verticales de velocidad son muy fuertes, el método de inversión tomográfica ofrece mejores ventajas, permitiendo un cálculo más acertado de las estáticas de refracción y generando secciones de datos de mejor calidad, además en nuestro caso la migración en profundidad requiere el mejor cálculo de estáticas de refracción posible que por lo general lo ofrece el método de inversión tomográfica.

En términos generales, esta fase permitió desarrollar las habilidades necesarias en cuanto al manejo del programa, al igual se logró obtener una visión general de una secuencia de procesamiento estándar y conocer los posibles problemas durante el procesamiento que podrían afectar la interpretación certera de los datos.

Tres casos esenciales se discutieron en cuanto a la valoración interpretativa del modelo de velocidad y de la migración en profundidad. En el primer caso, los acontecimientos alrededor de los domos arenosos fueron colocados dentro de una longitud de onda de sus correctas posiciones relativas. La valoración de la velocidad fue de alta fidelidad, esto se hizo posible por medio del análisis de las trazas agrupadas (*gathers*) ayudadas por las migraciones anteriores, que son en gran parte los responsables de los resultados. El segundo caso, permite observar mejoras significativas que fueron llevadas a cabo en la base de las estructuras sedimentaria (domos de arena). Tres iteraciones del modelo de velocidad, permitieron la construcción de la imagen final de la migración del apilado en profundidad. El último caso, demostró que el uso de la migración pre-apilamiento en profundidad sobre la línea 2D es bastante favorable para este tipo de estructuras porque dio lugar a que se generara un excelente modelo de velocidad y una sección migrada de alta calidad.

5.3 Modelo de velocidad

El método de migración en tiempo post-apilamiento por Kirchhoff actúa de forma positiva en el área procesada, de una forma más eficiente que los otros algoritmos de migración en tiempo utilizados. Esto se debe a que maneja mejor las variaciones de velocidad lateral en las áreas complejamente estructurales.

El modelo de velocidad empleado como entrada para la migración pre-apilamiento en profundidad es obligadamente exacto. Un campo de velocidad suficientemente ajustado, implicaría que la imagen en profundidad tendría

resultados positivos con respecto a la distorsión estructural dada por la variación lateral de velocidad que causa las pequeñas variaciones verticales en tiempo y con relación a los eventos laterales esta los colocara en su posición original. De igual forma para las imágenes en profundidad donde el campo de velocidad sea exacto (particularmente en migraciones en profundidad pre-apilamiento), la imagen tendrá una alta resolución con respecto a las imágenes en tiempo, esta alta resolución es causada porque la migración en profundidad no cuenta con la premisas de la corrección hiperbólica a cero distancia fuente receptor (NMO y DMO), y las migraciones en tiempo obviamente si depende de estas asunciones.

La migración en profundidad pre-apilamiento es el procesamiento mas adecuado en zonas estructuralmente complejas. Sin embargo la migración antes de apilamiento requiere del conocimiento de velocidades y por lo tanto, es sensitiva a los errores de velocidad. Estos efectos son mas severos con buzamientos fuertes, como es el caso de la zona en estudio.

Las herramientas utilizadas para el análisis de velocidades como el apilamiento de distancias comunes fuentes receptor (COFF), los apilamientos a velocidad constante (CVS) y la utilización de un modelo geológico del área previamente interpretada, permitieron asegurar que el modelo de entrada para la migración en profundidad fuese la más óptima y ajustada posible, con la limitante de no poseer datos de pozos referidos a la zonas que es el complemento definitivo para asegurar que el modelo final de velocidad y la sección final migrada en profundidad sea la ideal. Una comparación entre el modelo verdadero, la obtenida por la migración en tiempo y la imagen alcanzada por la migración en profundidad, demuestra que los acontecimientos están dentro de una longitud que abarca las estructuras verdaderas en el modelo geológico.

5.4 Recomendaciones

Por ultimo, se recomienda realizar migraciones en profundidad pre-apilamiento con modelos de velocidades lo más suavizado posible para evitar sobremigraciones en presencia de grandes fallas o estructuras complejas. Al igual se recomienda que se tengan a disposición todos los elementos necesarios para la obtención de un modelo de velocidad exacto o lo más parecido a la realidad, como lo serian datos de pozo del área a procesar, un buen modelo geológico interpretado, entre otras buenas herramientas.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Bancroft, J., (1998). **A Practical Understanding of Pre- and Poststack Migrations.** Society of Exploration Geophysicists, S.E.G. Course notes series N° 9. Series editor Roger Young, volumen 2.

Cox, M., (1999). **Static Corrections for Seismis Reflection Surveys.** Society Exploration Geophysicists, S.E.G. Geophysical References Series N° 9, Pag 219-222.

Fagin, S., (1998). **Model-Based Depth Imaging.** Society of Exploration Geophysicists, S.E.G. Course notes series N° 10. Series editor Roger Young, 174 páginas.

Fouquet, D. F., (1997). **Principles of Seismic Processing: 67th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts,** Pag 1486-1490.

Gazdag, J., y Sguazzero, P., (1984). **Migration of Seismic Data: Proceedings of the I.E.E.E,** vol 72, No 10, 4 páginas.

González de Juana, C., Iturrealde de Arozena, J., Picard, X. (1980). **Geología de Venezuela y de sus cuencas Petrolíferas.** Caracas, Ed. Fonvines, 2 tomos, 1021 páginas.

Gray, Samuel., (2001). **Depth Model Building by Interactive Manual Tomography.** Veritas DGC Inc Research, 4 páginas.

Gutierrez, R., (1988). **Nuevas Expectativas en la Subcuenca de Maturín, Cuenca Oriental de Venezuela.** Sociedad Venezolana de Geología, N° 33, Pag 34-43.

Hung, Enrique J., (1997). **Foredeep and Thrust Belt Interpretation of the Maturin Sub-Basin, Eastern Venezuela Basin.** A Thesis Submitted in Partial Fulfilment of the Requirements For the Degree Master of Arts. Rice University. Houston, Texas, 125 páginas.

Liner, C., (1999). **Concepts of Normal and Dip Moveout.** Geophysics, Volumen 64, Nº 5, pag 1637-1647.

Salvador, A., (1958). **Prospectos Petrolíferos en el Norte de Monagas.** Informe Lagoven Nº 3300.228.4.

Sheriff, R. E., (1994). **Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics: 3 ed.** Soc. Expl Geophys. Geophysical References Series Nº 1, Tulsa, USA, 384 páginas.

Yilmaz, O., (1997) **Seismic Data Processing.** Soc. Expl. Geophysicists, S.E.G. Volumen 2, Pag 9-366.

Zhu, Z., y Cheadle, S., (1999). **Firts Arrival Tomography: Method and Application.** Geophysics, vol 65.

GEOPHYSICS ON LINE, <http://www.seg.org>

INTERNATIONAL PETROLEUM INDUSTRY MULTIMEDIA SYSTEM,
<http://www.ipims.com>

VERITAS ON LINE. <http://www.veritasdgc.com>