

**TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

**CONSTRUCCIÓN DE UN VOLUMEN DE VELOCIDADES  
INTERVÁLICAS PARA EFECTUAR UNA MIGRACIÓN  
3D POST-APILAMIENTO EN PROFUNDIDAD,  
CAMPO CHIMIRE-BOCA, ESTADO ANZOÁTEGUI**

Presentado ante la Ilustre  
Universidad Central de  
Venezuela para optar al Título  
de Ingeniero Geofísico  
Por el Br. Velásquez R., Leonardo E.

Caracas, mayo 2003

**TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

**CONSTRUCCIÓN DE UN VOLUMEN DE VELOCIDADES  
INTERVÁLICAS PARA EFECTUAR UNA MIGRACIÓN  
3D POST-APILAMIENTO EN PROFUNDIDAD,  
CAMPO CHIMIRE-BOCA, ESTADO ANZOÁTEGUI**

TUTOR ACADÉMICO: Prof. Antonio Feijoo

TUTOR INDUSTRIAL: Ing. Viterbo Guédez

Presentado ante la Ilustre  
Universidad Central de  
Venezuela para optar al Título  
de Ingeniero Geofísico  
Por el Br. Velásquez R., Leonardo E.

Caracas, mayo 2003

Caracas, mayo de 2003

Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Escuela de Geología, Minas y Geofísica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por el Bachiller Velásquez Leonardo, titulado:

**“CONSTRUCCIÓN DE UN VOLUMEN DE VELOCIDADES INTERVÁLICAS PARA EFECTUAR UNA MIGRACIÓN 3D POST-APILAMIENTO EN PROFUNDIDAD, CAMPO CHIMIRE-BOCA, ESTADO ANZOÁTEGUI”**

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

---

Prof. José Cavada  
Jurado

---

Prof. Rafael Falcón  
Jurado

---

Prof. Antonio Feijoo  
Tutor Académico

---

Ing. Viterbo Guédez  
Tutor Industrial

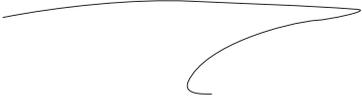
## DEDICATORIA

Quiero dedicar este trabajo a:

**Mis padres**, guías principales de mi camino y forjadores de todos los principios de honestidad, responsabilidad y constancia que poseo.

Pero por sobre todo, al supremo creador, **Dios**, que para mí ha sido una fuente de inagotables esperanzas y sorpresas gratas en mi vida. Siempre te llevaré conmigo.

*Leonardo Velásquez*



## AGRADECIMIENTOS

A la ilustre Universidad Central de Venezuela por haberme proporcionado todos los conocimientos que me hacen ser hoy un profesional y a todos aquellos profesores que de buena manera supieron inculcarme esos conocimientos.

Especialmente a profesores como Marcos Figueroa, por proporcionarme las herramientas que me llevan a la comprensión y control de las bases teóricas de la física y geofísica, Antonio Feijoo, por su excelente instrucción en lo que son los métodos sísmicos, Eugenio Gallovich(†) por su incalculable aporte intelectual y práctico en lo referente a los métodos de prospección geofísica y de la geología en general, en lo que fue el trabajo de Geofísica de Campo realizado en el año 2002 y por ultimo al profesor José Luis Perdomo, por sus esenciales enseñanzas en el área de la interpretación sísmica.

A mis dos tutores, Ing. Viterbo Guédez y Prof. Antonio Feijoo, que supieron darme el apoyo y soporte necesario para finalizar con éxito este trabajo, más allá del problema sufrido en PDVSA durante finales del año 2002 y comienzos del 2003.

A PDVSA EPM, específicamente a todo el equipo del departamento de procesamiento geofísico ubicado en la sede de Chuao. Agradecimientos especiales se merece el Ing. Salvador Manzoni y todo el equipo de Veritas, me fueron de mucha ayuda para el feliz término de este trabajo, sobre todo en las últimas etapas de la metodología realizada.

Por sobre todas las cosas, mis agradecimientos están dirigidos a Dios, el supremo creador y principal guía de mi vida, y a mi familia. A mi madre, Aurora, que siempre me ha cuidado, querido y servido como apoyo en todos los momentos de mi vida. A mi padre, Eulogio, que me ha enseñado muchas cosas y querido incondicionalmente, además de proporcionarme su humor y camaradería convenientemente. Ustedes representan mi más grande querencia y el centro de mi vida.

A mis dos hermanos, Cesar y José, por su compañerismo y aprecio, siempre serán importantes ejemplos en mi vida. A mi abuela Rosa, siempre tan amorosa y atenta, que Dios te dé mucha más vida. A todos mis tíos, especialmente a mi tío y padrino Napo, amigo incondicional, se te aprecia mucho.

A mi compañera de vida, Atiria, que siempre ha sabido darme su apoyo, compañía y amor, en las buenas y en las malas. Espero poder seguir a tu lado muchísimos años más y seguir en la búsqueda de nuestra felicidad.

A mis compañeros y amigos en general, por proporcionarme su amistad, apoyo y camaradería. A mis eternos amigos de la escuela de geofísica, especialmente a Nanvir, Román y Lorenzo. A mis inmortales panas de Cagua, a Grace, Hector, Euclides, Gregory, Jorge, Douglas, Mauro, Gustavo, José Germán y Adriana, por compartir buenas vivencias y angustias en común en el Núcleo de Ingeniería de Cagua. Por ultimo a los compañeros de tesis de PDVSA Chuao, especialmente a Richard y a José Francisco, por brindarme, así como yo lo hice, apoyo mutuo.

Para culminar, quiero agradecer a toda aquella sencilla persona, que me haya brindado apoyo ó una mano amiga, o simplemente esas pequeñas cosas que hacen que los días de trabajo sean más agradables.

***GRACIAS!!!***

**Velásquez R., Leonardo E.**

**CONSTRUCCIÓN DE UN VOLUMEN DE VELOCIDADES  
INTERVÁLICAS PARA EFECTUAR UNA MIGRACIÓN  
3D POST-APILAMIENTO EN PROFUNDIDAD,  
CAMPO CHIMIRE-BOCA, ESTADO ANZOÁTEGUI**

**Tutor Académico: Prof. Antonio Feijoo. Tutor Industrial: Ing. Viterbo  
Guédez. Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología,  
Minas y Geofísica. Año 2003, 122 p.**

**Palabras Claves:** Modelo 3D, Velocidad, Migración, Profundidad, Post-  
Apilamiento.

**Resumen.** En el presente Trabajo Especial de Grado se describe el proceso de migración 3D post-apilamiento en profundidad de los datos sísmicos pertenecientes al levantamiento Chimire 3D, ubicado dentro del área del Campo Chimire-Boca en el Estado Anzoátegui. Durante el proceso de migración está intrínseco la construcción de un volumen de velocidades intervállicas del subsuelo del área, la cual tiene una extensión de 240 km<sup>2</sup>.

El objetivo principal del presente trabajo es definir un volumen de datos sísmicos libre de las distorsiones de imagen propias del procesamiento convencional en tiempo mediante la realización de una migración 3D post-apilamiento en profundidad.

Para llevar a cabo esta migración, se definieron dos modelos 3D de velocidades interválicas en profundidad, construidos de distintos modos. El primero de estos volúmenes (modelo de capas) es hecho a través de mapas de velocidades sísmicas derivados de procesos de interpretación sísmica e intersección de estos mapas con funciones verticales de velocidad. El segundo modelo definido en este trabajo, es construido a partir de la interpolación directa de las funciones verticales de velocidad cargadas en el proyecto.

Se realizaron comparaciones entre las migraciones en profundidad obtenidas utilizando cada versión de los modelos de velocidad y además de esto entre migraciones hechas a través de diferentes tipos de algoritmos (Kirchhoff y PSPC). Todo esto con el fin de hacer la escogencia entre la mejor imagen migrada en profundidad, que será comparada finalmente con la migración en tiempo realizada anteriormente a los datos sísmicos del área de estudio.

El resultado que se obtuvo a través del uso del volumen de velocidades construido a partir de la interpolación de las funciones verticales, es, entre todos, el más óptimo y satisfactorio. La importante mejoría obtenida, en cuanto a imagen, en el resultado de la migración final en profundidad en comparación a la migración en tiempo existente, se refleja en la continuidad lateral, resolución vertical de los eventos y mejor definición de estructuras (fallas).

Debido al buen resultado obtenido mediante el uso del modelo de velocidades construido a partir de la interpolación de las funciones verticales se puede establecer como hipótesis que las velocidades sísmicas del subsuelo del área están dominadas por la compactación y por ende la profundidad (no por contrastes litológicos), esto significa una mayor variabilidad de las velocidades en sentido vertical que horizontal.

## ÍNDICE

<i>Contenido</i>	<i>Pág.</i>
Dedicatoria	iii
Agradecimientos	iv
Resumen	vi
Índice	viii
Lista de Figuras	x
Lista de Tablas	xiv
<b>CAPITULO 1. INTRODUCCIÓN</b>	<b>1</b>
1.1. Objetivos	4
1.2. Localización del Área de Estudio	5
1.3. Aspectos generales del Campo Chimire-Boca	6
<b>CAPITULO 2. MARCO GEOLOGICO</b>	<b>7</b>
2.1. Evolución Tectónica y Sedimentaria de la Cuenca Oriental	8
2.2. Síntesis Estratigráfica de la Cuenca Oriental	9
<b>CAPITULO 3. MARCO TEÓRICO</b>	<b>13</b>
3.1. Sísmica de Pozos	13
3.1.1. Fundamentos sobre registros sísmicos de pozos	13
3.1.2. Clases de registros sísmicos de pozos	14
3.2. Velocidades Sísmicas	16
3.2.1. Principios sobre velocidades sísmicas	16
3.2.2. Clases de velocidades sísmicas	20
3.2.3. Velocidades sísmicas y conversión a profundidad	30
3.3. Migración Sísmica	32
3.3.1. Principios sobre migración sísmica	32
3.3.2. Apertura de migración	37
3.3.3. Clases de migración sísmica	38
3.3.4. Algoritmos de migración sísmica	39
3.4. Migración Sísmica 3D Post-Apilamiento en Profundidad	32
3.4.1. Migración de datos 3D	50
3.4.2. Migración pre-apilamiento y post-apilamiento	51
3.4.3. Migración en tiempo vs migración en profundidad.	53
3.4.2. Migración en profundidad post-apilamiento	56
3.4.3. Teoría de rayos	59
<b>CAPITULO 4. METODOLOGÍA</b>	<b>62</b>
4.1. Información utilizada y Carga de los Datos	64
4.2 Interpretación Sísmica Estructural	69
4.2.1. Selección de los horizontes	69
4.2.2. Desarrollo de la interpretación	70
4.3. Construcción de Mapas	73
4.3.1. Mapas estructurales en tiempo	73
4.3.2. Mapas de velocidades sísmicas	77

4.4. Construcción de Modelos de Velocidades Interválicas	85
4.4.1. Modelo de velocidades construido a partir de capas	85
4.4.2. Modelo de velocidades obtenido a partir de la interpolación de las funciones verticales	87
4.5. Migración 3D Post-Apilamiento en Profundidad	91
4.5.1. Migración 3D post-apilamiento en profundidad utilizando el modelo de velocidades interválicas construido a partir de capas	91
4.5.2. Migración 3D post-apilamiento en profundidad utilizando el modelo de velocidades interválicas derivado de la interpolación de las funciones de velocidad sísmicas	94
4.5.3. Procesos finales de comparación entre migraciones obtenidas	96
<b>CAPITULO 5. RESULTADOS</b>	98
<b>CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES</b>	108
<b>BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS</b>	111
<b><i>APÉNDICE 1</i></b>	
Pre-Procesamiento de los Datos Sísmicos	115
<b><i>APÉNDICE 2</i></b>	
Tablas T-Z de los pozos utilizados	119

## LISTA DE FIGURAS

<i>Figura N°</i>		<i>pág.</i>
1	Localización del área de estudio	5
2	Distribución de las Cuencas petrolíferas en Venezuela	7
3	Marco geológico regional para la sedimentación en Venezuela durante el Mio-Pliceno	9
4	Columna Estratigráfica generalizada del oriente venezolano	11
5	Mapa de ubicación del perfil estructural A-B regional	12
6	Perfil estructural de dirección noreste-sureste, pasando por el Campo Chimire	12
7	Geometría de la adquisición de un registro sísmico de pozos	13
8	Representación de un registro de checkshot y la curva de velocidades sísmicas producto de éste	14
9	Representación de un registro VSP y la curva de velocidades sísmicas producto de éste	15
10	Velocidad Instantánea	21
11	Velocidad average de la velocidad instantánea definida	22
12	Geometría de NMO para un simple reflector	23
13	Trazado de rayo para una capa buzante	24
14	Diagrama de velocidad mostrando la velocidad RMS	26
15	Ilustración esquemática donde se muestra la hipérbola de velocidad de apilamiento o de mejor ajuste(o de mayor coherencia)	27
16	Modelo de reflectores explotantes	33
17	Principios en Migración	36
18	AB es el desplazamiento a partir del valor CRP para el punto x	37
19	Clasificación según el dominio en que se desarrolla la migración	38
20	Puntos difractores según el Principio de Huygens	40

<b>21</b>	Respuesta de la migración Kirchhoff	41
<b>22</b>	Geometría de la curva de difracción	42
<b>23</b>	A partir de la ecuación hiperbólica de tiempo de viaje se puede llevar la amplitud en B en el ápice A.	43
<b>24</b>	Imagen de la migración	45
<b>25</b>	Método de corrimiento de fase	49
<b>26</b>	Ejemplos de los tres métodos más importantes de migración post-apilamiento	52
<b>27</b>	Migración pre-apilamiento de un punto sobre la traza de entrada y su resultado	53
<b>28</b>	Trazado de rayos para migración en tiempo y migración en profundidad	54
<b>29</b>	Comparación directa del volumen en tiempo y el de profundidad	56
<b>30</b>	Modelo en profundidad mostrando distintas trayectorias de rayo	59
<b>31</b>	Desplazamiento Lateral entre la migración en tiempo y la migración en profundidad	61
<b>32</b>	Secuencia general de trabajo a lo largo del proyecto	63
<b>33</b>	Inline 700 perteneciente al volumen apilado sin post-procesos obtenido por <i>Geopros</i>	64
<b>34</b>	Inline 700 perteneciente al volumen migrado en tiempo con post-procesos obtenido por <i>Geopros</i>	65
<b>35</b>	“Gather” CMP en tiempo con su respectivo panel de semblanza	66
<b>36</b>	Distribución de pozos con checkshots en el área del levantamiento	67
<b>37</b>	Inline 200 correspondiente al volumen sísmico en el dominio del tiempo migrado	70
<b>38</b>	Inline 1034 correspondiente al volumen sísmico en el dominio del tiempo migrado	71
<b>39</b>	Mapa progreso de la interpretación correspondiente al horizonte 3	72
<b>40</b>	Mapa estructural en tiempo correspondiente al horizonte 1	73

<b>41</b>	Mapa estructural en tiempo correspondiente al horizonte 2	74
<b>42</b>	Mapa estructural (interpretado) en tiempo correspondiente al horizonte 3	74
<b>43</b>	Mapa estructural (interpretado) en tiempo correspondiente al horizonte 4	74
<b>44</b>	Mapa estructural (interpretado) en tiempo correspondiente al horizonte 5	75
<b>45</b>	Esquema del Método de estimación basado en Sumas Ponderadas	75
<b>46</b>	Distribución de las funciones verticales en el área de estudio	77
<b>47</b>	Esquema gráfico del proceso de construcción de los mapas de velocidad sísmica	78
<b>48</b>	Interpolación constante de funciones verticales de velocidad basada en Dix	80
<b>49</b>	Interpolación lineal de funciones verticales de velocidad basada en Dix	80
<b>50</b>	Configuración del filtro que se aplica al suavizado y a la extrapolación de los mapas	82
<b>51</b>	Esquema de construcción del modelo de velocidades sísmicas hecho a partir de capas	86
<b>52</b>	Modelo de velocidades sísmicas hecho a partir de capas	87
<b>53</b>	Modelo de velocidades sísmicas obtenido a partir de la interpolación de las funciones verticales, antes del proceso de suavizado	89
<b>54</b>	Modelo de velocidades sísmicas obtenido a partir de la interpolación de las funciones verticales, luego del proceso de suavizado	90
<b>55</b>	Rayo con la trayectoria de viaje más corta, máxima amplitud	92
<b>56</b>	Flujograma de la metodología correspondiente al modelo de velocidades hecho a partir de capas	94
<b>57</b>	Flujograma de la metodología correspondiente al modelo de velocidades hecho a partir de la interpolación de las funciones verticales	95

<b>58</b>	Inline 700 del volumen migrado en profundidad usando el modelo de capas a través del algoritmo convencional de Kirchhoff utilizado por el software	99
<b>59</b>	Inline 700 del volumen migrado en profundidad usando el modelo de capas a través del algoritmo de Kirchhoff con la opción “ <i>shortest path</i> ”	99
<b>60</b>	Secciones comparativas contenidas en la inline 700 (figs 58 y 59), entre los dos métodos utilizados para calcular los tiempos de viaje con el algoritmo de Kirchhoff	100
<b>61</b>	Inline 700 del volumen migrado en profundidad usando el modelo de capas a través del algoritmo de corrimiento de fase (PSPC)	101
<b>62</b>	Secciones comparativas contenidas en la inline 700 (figs 59 y 61), entre las migraciones realizadas utilizando los algoritmos de Kirchhoff y PSPC	101
<b>63</b>	Inline 700 del volumen migrado en profundidad a través del algoritmo de Kirchhoff usando el modelo de funciones verticales	103
<b>64</b>	Secciones comparativas contenidas en la inline 700 (figs 59 y 63), entre las migraciones realizadas utilizando los dos tipos de modelos de velocidad a través del mismo algoritmo de Kirchhoff (“ <i>shortest path</i> ”)	104
<b>65</b>	Secciones comparativas contenidas en la inline 700 (figs 59 y 63), entre las migraciones realizadas utilizando los dos tipos de modelos de velocidad a través del mismo algoritmo de Kirchhoff (“ <i>shortest path</i> ”)	104
<b>66</b>	Inline 700 del volumen migrado en tiempo por la compañía <i>Veritas</i>	106
<b>67</b>	Secciones comparativas contenidas en la inline 700 (figs 63 y 66), entre la migración final en profundidad obtenida con la migración en tiempo	106
<b>68</b>	Secciones comparativas contenidas en la inline 700 (figs 63 y 66), entre la migración final en profundidad obtenida con la migración en tiempo	107
<b>69</b>	Mapa del proyecto Chimire 3D 97 mostrando las líneas receptoras, las de disparo y el origen de coordenadas	115

## LISTA DE TABLAS

<i>Figura N°</i>		<i>pág.</i>
1	Tabla T-Z del pozo A utilizado	119
2	Tabla T-Z del pozo B utilizado	119
3	Tabla T-Z del pozo C utilizado	120
4	Tabla T-Z del pozo D utilizado	121
5	Tabla T-Z del pozo E utilizado	122

# CAPITULO I

## INTRODUCCIÓN

El procesamiento sísmico ayuda a transformar una gran cantidad de datos recolectados en superficie en una imagen que describe las estructuras geológicas del subsuelo. La migración constituye uno de los principales pasos en el procesamiento de datos sísmicos. Ésta permite remover las distorsiones presentes en los registros de reflexión mediante la ubicación de dichos eventos sísmicos en su posición correcta en el subsuelo y colapsando la energía de difracción (Yilmaz, 2001).

Históricamente, a través de los años, el campo de la migración ha sido ampliado. Lo que comenzó como una herramienta de imagen estructural ha ido evolucionando en una herramienta capaz de estimar velocidades y de efectuar análisis de atributos, haciendo uso detallado de la información de amplitud y fase en la imagen migrada. Con la expansión de su campo de aplicación, la migración ha evolucionado de ser un opcional paso final del flujo de trabajo del procesamiento sísmico, para ubicarse ahora en una posición más central, precediendo o subsiguendo a subprocesos inmersos en el mismo procesamiento (Gray et al., 2000).

La migración puede realizarse tanto en tiempo como en profundidad. Aunque tanto la migración en tiempo como la migración en profundidad utilizan un término de difracción para colapsar la energía a lo largo de la hipérbola de difracción hacia su ápice, sólo los algoritmos de migración en profundidad implementan un término extra asociado con el concepto de lente delgado el cual involucra las variaciones laterales de velocidad (Yilmaz, 2001). Por tal razón, la migración en profundidad es una herramienta que ofrece mayor exactitud al momento de reproducir una imagen del subsuelo, así como al estimar velocidades sísmicas; sin embargo, al mismo tiempo es más exigente en la precisión del modelo de velocidades con respecto a la migración en tiempo.

La migración en profundidad puede realizarse antes o después del proceso de apilamiento. La migración en profundidad pre-apilamiento, se aplica a menudo cuando las capas observadas en el subsuelo poseen un complicado modelo de velocidades o cuando las estructuras presentes son lo suficientemente complejas. En muchos casos la migración pre-apilamiento es solo usada a lo largo de líneas sísmicas objetivo para construir el volumen de velocidad, mientras que una menos costosa (en cuanto a tiempo y a herramientas de trabajo) migración post-apilamiento es usada para la conversión final a profundidad del volumen sísmico completo.

A diferencia de la migración pre-apilamiento, la migración en profundidad post-apilamiento trabaja sobre las trazas CMP necesitando menor tiempo computacional, pues utiliza menor número de trazas a migrar. Además de esto, la migración después de apilamiento posee un mejor desempeño en términos de preservación de amplitudes (Biancone et al., 1999).

Estos dos tipos de migraciones (pre y post-apilamiento) necesitan introducir un modelo de velocidades interválicas inicial, el cual es actualizado en el caso de migración antes de apilamiento, de manera iterativa mediante un análisis de velocidades.

Seleccionar la herramienta adecuada para la construcción de este modelo y para el análisis de velocidades depende de la experiencia e intuición del analista, de la calidad de los datos sísmicos y de las particularidades de la geología de la zona de estudio.

Hasta la actualidad, se han desarrollado diferentes algoritmos de migración que trabajan en el dominio de tiempo, profundidad o en ambos. Entre estos métodos encontramos el método de migración en profundidad de Kirchhoff, ya sea en el dominio pre-apilado o post-apilado y que es utilizado en el presente trabajo especial de grado.

Aún cuando el algoritmo de Kirchhoff no es el más preciso para producir una buena imagen del subsuelo a partir de ciertos niveles de profundidad, se decidió trabajar con él pues éste es aplicable para zonas con variaciones laterales de velocidad, característica ésta presente en la zona de estudio.

Así, el objetivo primordial de este trabajo consiste en obtener la mejor imagen sísmica de la zona de estudio, aplicando migración en profundidad post-apilamiento, estableciendo los parámetros adecuados implícitos en este proceso a la par de aplicar diversas técnicas en la construcción de los modelos de velocidades que se adecuen a las características geológicas y estructurales presentes en el área.

Ahora bien, para obtener una buena imagen de alguna sección migrada después del apilamiento no basta con trabajar con un algoritmo que maneje bien las variaciones laterales de velocidad; también es necesario, mejor dicho, indispensable, emplear un modelo de velocidades apropiado para el área de estudio. En este informe se estimarán dos tipos de modelos de velocidades, a saber: un modelo de capas y otro construido a partir de la interpolación de funciones verticales.

Este trabajo especial de grado está conformado por cinco capítulos. El primero de ellos, se relaciona con la descripción del trabajo a realizar y los objetivos propuestos, identificándose también la ubicación geográfica de dicha área. El segundo capítulo describe todo el marco geológico y estructural del área de estudio. En el tercer capítulo se presentará el sustento teórico involucrado para llevar a cabo el proceso de migración en profundidad post-apilamiento. En el cuarto capítulo se presenta la metodología llevada a cabo y en el quinto capítulo se presentan los resultados obtenidos a lo largo de las migraciones realizadas y sus respectivos análisis. Por último, se presentan las conclusiones y recomendaciones extraídas a partir de los resultados obtenidos y las referencias bibliográficas usadas.

Cabe destacar que el trabajo especial de grado fue realizado en la empresa petrolera PDVSA EPM (Exploración, Producción y Mejoramiento), específicamente en la Gerencia de Servicios Técnicos Especializados, Departamento de Procesamiento Geofísico, ubicada en la sede de Chuao, Edo. Miranda, durante el período Agosto 2002-Febrero 2003.

## **1.1. Objetivos**

### **1.1.1. Objetivo General**

Definir un volumen de datos sísmicos libre de las distorsiones de imagen propias del procesamiento convencional en tiempo mediante la realización de una migración 3D post-apilamiento en profundidad.

### **1.1.2. Objetivos Específicos**

- Validar y editar los valores de velocidades sísmicas extraídas de análisis de velocidad, a través de la construcción y suavizado de mapas de velocidades sísmicas.
- Construir un modelo de velocidades interválicas del subsuelo extraídas de velocidades sísmicas derivadas de análisis de velocidad, ya sea mediante capas o por la interpolación directa de estas velocidades (funciones verticales).
- Comparar los resultados de las migraciones en profundidad realizadas con distintos algoritmos y con los modelos de velocidades interválicas construidos y finalmente escoger un resultado final a ser comparado con la migración en tiempo realizada anteriormente a estos datos.

## 1.2. Localización del Área de Estudio

El área de estudio tiene una extensión de 240 Km<sup>2</sup> y se ubica en el Flanco Sur de la Cuenca Oriental de Venezuela en el Estado Anzoátegui a unos 30 km. de la población de El Tigre. Esta área corresponde a la totalidad del levantamiento sísmico Chimire 1997 3D, el cual se encuentra localizado al suroeste del Estado Anzoátegui (fig. 1). Dicho campo es operado por la Unidad de Explotación de Yacimientos de Crudos Livianos, del Distrito San Tomé.

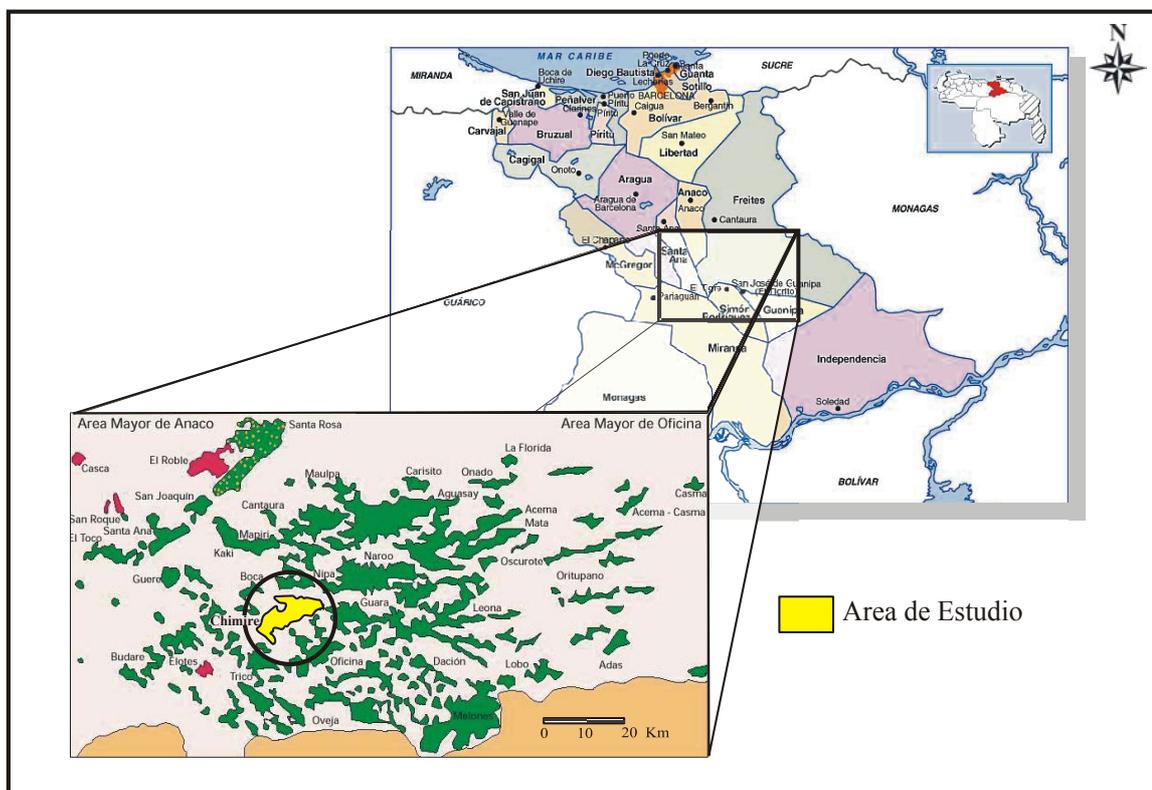


Fig. 1. Localización del área de estudio

### **1.3. Aspectos generales del Campo Chimire-Boca**

El campo fue descubierto en el año de 1948 con la completación del pozo NCH-1. El POES del campo es de 1693 MMBLS con reservas de 392 MMBLS. Tiene una producción acumulada para febrero del año 2001 de 254 MMBLS, lo que equivale al 65% de las reservas, por lo que las oportunidades se presentan en dos flancos: incrementar el factor de recobro mediante técnicas mejoradas de recuperación de crudos, o buscar nuevas intervalos prospectivos. Actualmente el campo tiene sólo 37 pozos activos con una producción en conjunto de 5300 bls/d para julio del 2001. Existen 307 yacimientos probados, mientras que las reservas probables están en el orden de los 46 MMBLS y las posibles en 84 MMBLS.

En los años 1997 y 1998 se adquirieron aproximadamente 210 km<sup>2</sup> de sísmica 3D en el marco de re-exploración de campos maduros con el fin de caracterizar el área de Boca-Chimire tanto estructuralmente como estratigráficamente y poder incrementar la producción de hidrocarburos de las arenas inferiores y medias de la Formación Oficina. Esta información sísmica 3D es la que se utilizará durante el desarrollo del presente trabajo.

## CAPITULO 2

### MARCO GEOLÓGICO

El área del levantamiento sísmico Chimire 3D, objeto de este estudio, se encuentra ubicada dentro del Área Mayor de Oficina en La Cuenca Oriental de Venezuela, en el Estado Anzoátegui. Esta cuenca está limitada al norte por la Cordillera de La Costa, al sur por el río Orinoco, al este por la plataforma del Delta del mismo río y al oeste por el Lineamiento de El Baúl.

La Cuenca Oriental se extiende por los Estados Guárico, Anzoátegui, Monagas, Delta Amacuro y parte de Sucre, prolongándose hasta la Plataforma Deltana y sur de Trinidad (fig. 2). Se caracteriza por poseer una topografía de extensas llanuras y una zona de mesas en Anzoátegui y Monagas. Basado en sus características sedimentológicas, tectónicas y estratigráficas, la cuenca está subdividida en dos subcuencas: la Subcuenca de Guárico al Oeste y la Subcuenca de Maturín al Este, las cuales están separadas por el alineamiento de Urica (Erlich y Barret, 1992).



Fig. 2. Distribución de las Cuenas petrolíferas en Venezuela

(Tomado de Schlumberger, 1997).

En la Cuenca Oriental de Venezuela se distinguen ocho áreas principales productoras de petróleo, las cuales no son necesariamente unidades geológicas separadas. Una de ellas es el Área Mayor de Oficina. El Área Mayor de Oficina se encuentra ubicada en el flanco sur de la Subcuenca de Maturín (Quijada, 2001).

La Cuenca Oriental de Venezuela es la segunda más productora de hidrocarburos después de la Cuenca de Maracaibo, sin contar los pesados y extrapesados de la Faja del Orinoco. Los campos petroleros más importantes dentro de esta cuenca son: Mata, Guara, Jusepín, Oficina y Quiriquire.

## **2.1. Evolución Tectónica y Sedimentaria de la Cuenca Oriental**

Las características estructurales de la Cuenca Oriental de Venezuela son el resultado de la evolución tectónica en el Terciario Superior, actualmente es una cuenca asimétrica, el flanco sur levemente inclinado hacia el norte y el flanco norte con mayor buzamiento y complejidad estructural (González de Juana, et al., 1980). Esta cuenca es parte de un “foreland” o cuenca antepaís involucrado en un cinturón de plegamiento y corrimiento asociado al emplazamiento de los terrenos del Caribe al norte de Suramérica.

La estratigrafía del Área Mayor de Oficina está constituida por sedimentos que van desde el basamento cristalino de edad Pre-Cámbrica hasta el Cuaternario, los sedimentos más antiguos corresponden a la Formación Hato Viejo del Paleozoico Medio, los cuales se encuentran en contacto discordante con el basamento, siguiendo en orden estratigráfico ascendente se encuentra el Grupo Temblador perteneciente al Cretácico Superior constituido por las Formaciones Tigre y Canoa en contacto discordante en la base con la Formación Carrizal y en el tope con la Formación Merecure del Oligoceno la cual se encuentra en contacto transicional con la Formación Oficina perteneciente al Mioceno. Esta pasa transicionalmente a la Formación Freites del Mioceno Superior, y luego concordantemente a las Formaciones Las Piedras del Plioceno y Mesa del Pleistoceno. Se presenta un engrosamiento de las formaciones de Sur a Norte y desaparición de las arenas hacia el noreste (Larrañaga, 2000).

El área de Oficina tiene casi 100 arenas diferentes con espesores variables entre 20 y 150 pies (González de Juana et al, 1980). Algunas de ellas se extienden por muchos kilómetros cuadrados; otras son arenas de canal de longitud considerables, según un rumbo aproximadamente Norte, pero lateralmente no sobrepasan los centenares de metros.

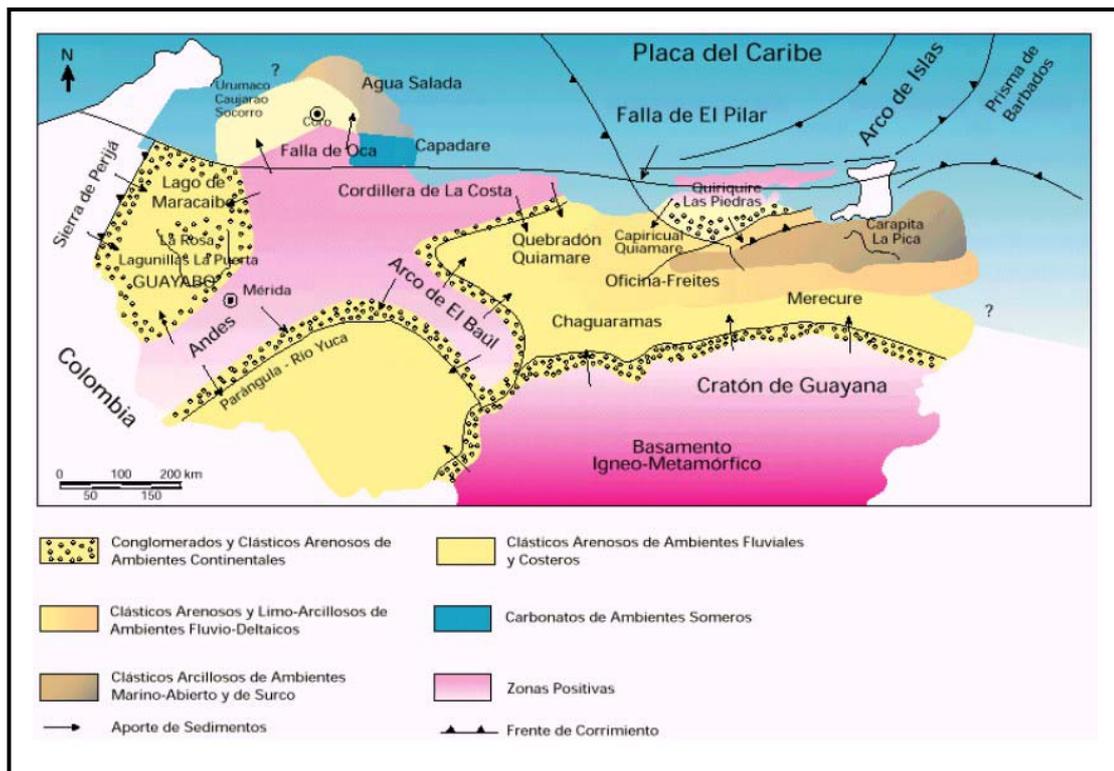


Fig. 3. Marco geológico regional para la sedimentación en Venezuela durante el Mio-Plioceno (Tomado de Schlumberger, 1997).

## 2.2. Síntesis Estratigráfica de la Cuenca Oriental

Una columna estratigráfica ideal para la Cuenca Oriental de Venezuela se muestra en la figura 4. Según esta columna estratigráfica, en Área Mayor Oficina no aflorarían ni el Mesozoico ni el Paleozoico, pero esta información está basada en pozos, los cuales no han penetrado en esta zona estas formaciones. De acuerdo a esto, las formaciones más importantes dentro del área serían las siguientes:

- *Formación Merecure (Oligoceno-Mioceno Inferior)*: se presenta en Anzoátegui y Monagas en las áreas de Anaco, Oficina y Temblador y se caracteriza por una secuencia de areniscas masivas a mal estratificadas, con intercalaciones delgadas de lutitas carbonáceas, arcilitas y limolitas.

Su contacto inferior es discordante con el Grupo Temblador. El contacto superior es concordante con la Formación Oficina. El ambiente sedimentario es de aguas dulces a salobres el cual es sugerido por los foraminíferos arenáceos y restos de plantas que contiene la unidad (*Tomado de Campos, V., L.E.V (1997)*).

- *Formación Oficina (Mioceno Inferior a Medio)*: se presenta en el subsuelo del flanco Sur de la Cuenca Oriental de Venezuela y consiste de una alternancia de arenas y lutitas con intercalaciones de horizontes de lignitos. Los cuerpos de arena son lenticulares, pero algunos pueden ser correlacionables por distancias considerables. Los horizontes ligníticos son de amplia extensión. El contacto de la Formación Oficina con la Formación Merecure, infrayacente, se considera concordante. El superior con la Formación Freitas es concordante. Se han hecho diversas zonaciones en base a fauna de foraminíferos, determinándose así, una edad Mioceno Inferior a Medio, el ambiente sedimentario se considera fluviodeltaico a marino somero (*Tomado de Arstein, R., L.E.V (1997)*).
- *Formación Freitas (Mioceno Medio)*: se presenta en el flanco sur de la Cuenca Oriental de Venezuela y consiste esencialmente de lutitas marinas de color gris verdoso. En las secciones inferior y superior de la secuencia se presentan areniscas, siendo algunas de ellas muy persistentes lateralmente. El espesor varía entre 825 y 3000 pies. Contiene fósiles como moluscos, foraminíferos y algunas especies de ostrácodos. Esta formación tiene carácter predominantemente lutítico (*Tomado de Jam, P., L.E.V (1997)*).
- *Formación Las Piedras (Mioceno Superior- Plioceno)*: aflora en la mayor parte de Anzoátegui y Monagas, encontrándose también en todo el subsuelo de la Cuenca Oriental de Venezuela. Consiste principalmente de areniscas, limolitas, lutitas, arcilitas y lignitos. Son frecuentes las discordancias intraformacionales de extensión local.

Su espesor máximo ha sido calculado en unos 500 pies. En la mayor parte del área es concordante sobre la Formación Freites. La unidad es fosilífera y los géneros de moluscos sugieren un ambiente sedimentario de tipo fluvial (Tomado de Jam, P., L.E.V (1997)).

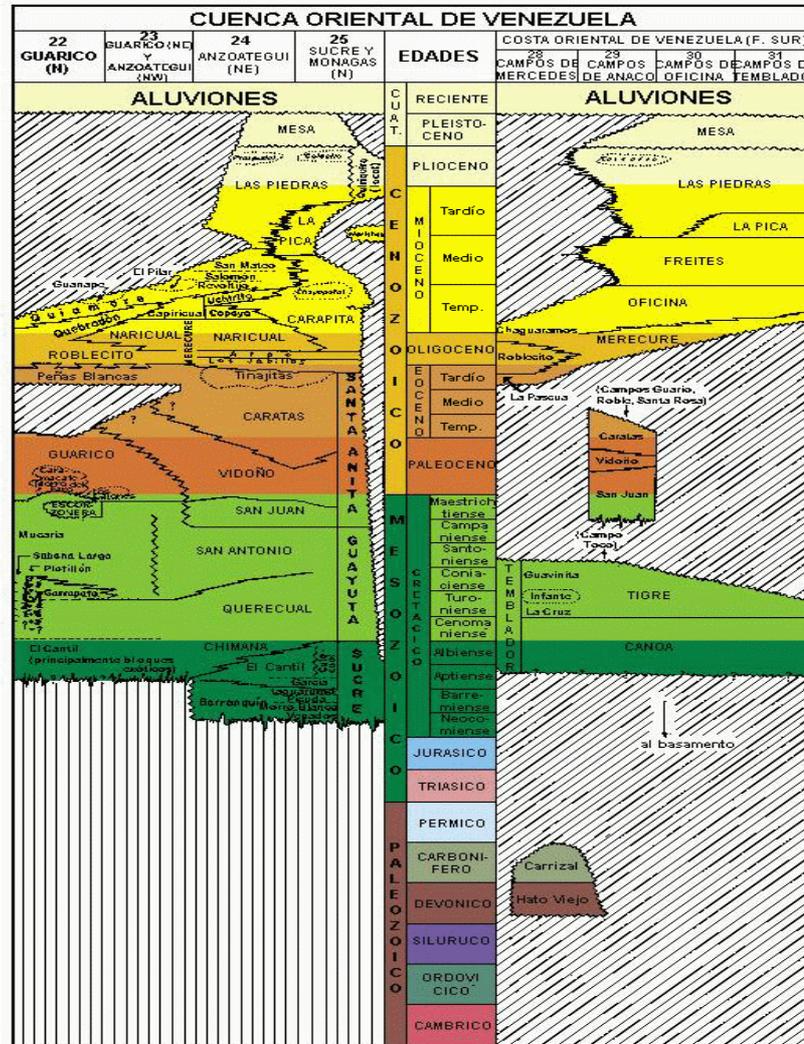


Fig. 4. Columna Estratigráfica generalizada del oriente venezolano. (Modificado de Schlumberger, 1997).

Una sección transversal noroeste–sureste (fig. 5) muestra como varían las estructuras tectónicas asociadas a la cuenca; desde fallas inversas, corrimientos y pliegues, pertenecientes a un régimen compresivo en el Norte, que afectan el margen profundo de la cuenca, hasta fallas normales en el lado Sur, representantes de un régimen extensivo, ubicadas en el margen pasivo de la cuenca (fig. 6).



Fig. 5. Mapa de ubicación del perfil estructural A-B regional (Tomado de Quijada, 2001)

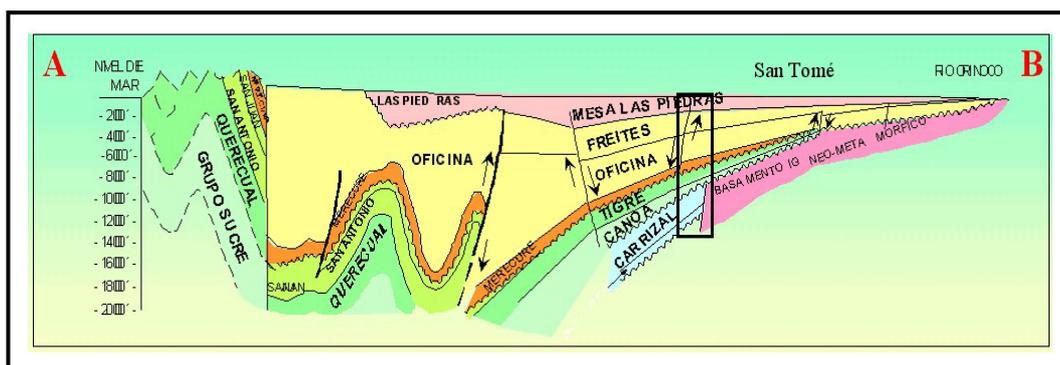


Fig. 6. Perfil estructural de dirección noreste-sureste, pasando por el Campo Chimire (ubicación aproximada en el recuadro), donde muestra su posición relativa con las estructuras tectónicas regionales. (Tomado de Quijada, 2001)

## CAPITULO 3. MARCO TEORICO

### 3.1. Sísmica de Pozos

#### 3.1.1. Fundamentos sobre registros sísmicos de pozos

Un registro sísmico de pozos es un procedimiento de medición en el cual una señal sísmica generada en la superficie es grabada por geófonos colocados y equidistantemente distanciados a varias profundidades en el muro del pozo perforado. La dirección que los geófonos poseen durante la adquisición de los datos difiere por 90 grados al posicionamiento lateral usado cuando se graban datos de reflexión sísmica en la superficie (fig.7).

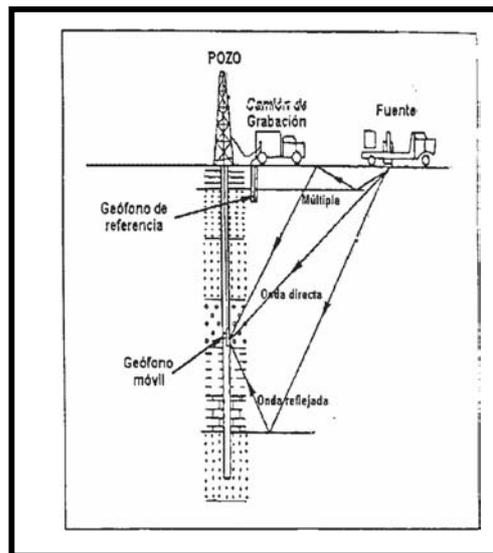


Fig. 7 – Geometría de la adquisición de un registro sísmico de pozos

Debido a que el posicionamiento de los geófonos se localiza relativamente cerca y abajo de la superficie, el registro sísmico de pozos responde a eventos sísmicos correspondientes a frentes de ondas ascendentes o descendentes. Este tipo de respuesta de los geófonos es la segunda diferencia importante entre un registro de pozo y la sísmica de superficie, debido a que eventos producto de rayos (o frentes de onda) descendentes no pueden ser identificados en esta última.

### 3.1.2. Clases de registros sísmicos de pozos

Existen dos tipos de registros sísmicos de pozo: los tiros de verificación (checkshots) y los perfiles sísmicos verticales (VSP).

#### *Tiros de Verificación (Checkshots)*

El tiro de verificación es un registro de pozo que mide el tiempo requerido por un pulso sísmico generado en la superficie para viajar hacia un geófono posicionado a una profundidad determinada en el pozo (Salas, 1982). El producto final de un checkshot es una curva que vincula el tiempo y profundidad (fig. 8), todo esto con el objetivo de relacionar la sísmica de superficie con la información de pozos.

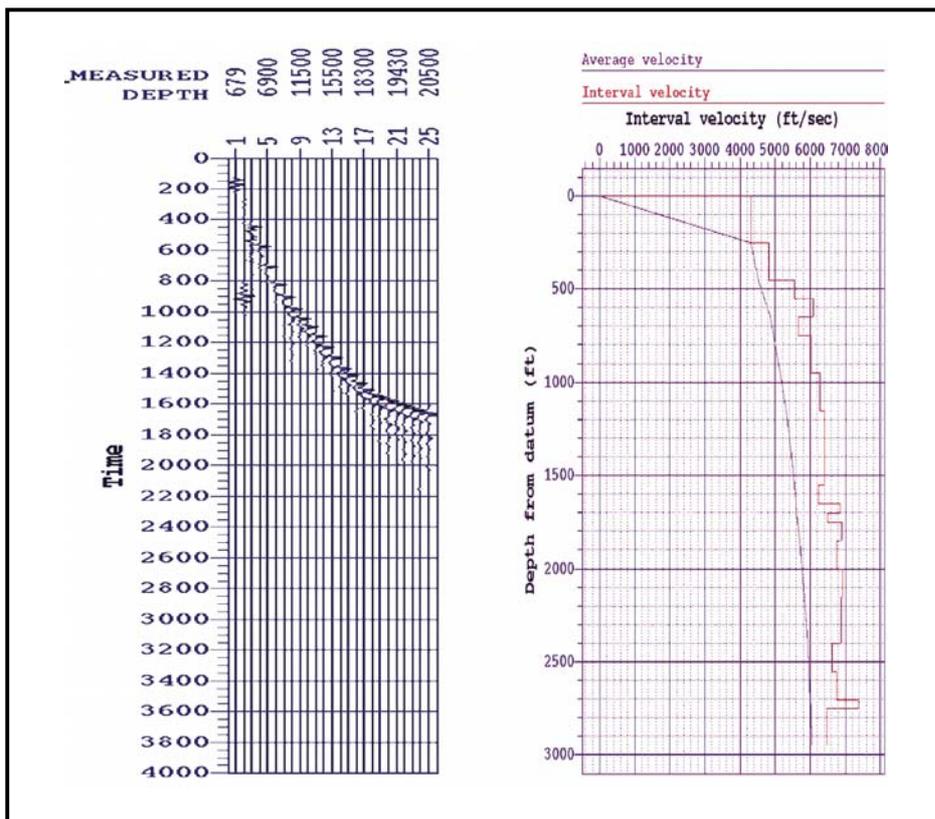


Fig. 8 – Representación de un registro de checkshot y la curva de velocidades sísmicas producto de éste

### Perfil Sísmico Vertical (VSP)

El perfil sísmico vertical es una técnica de registro de pozo en la cual se mide el comportamiento del campo de ondas sísmicas mientras se propagan a través del subsuelo. La información de buena calidad procedente de un VSP representa una medida invaluable que provee un enlace importante entre la información sísmica y la geología del subsuelo, habilitando a los intérpretes sísmicos para correlacionar las condiciones estratigráficas y litológicas a las ondas sísmicas medidas en superficie (Hardage, 1983). El producto final de un VSP es una curva para relacionar tiempo y profundidad y una imagen sísmica en profundidad (fig. 9).

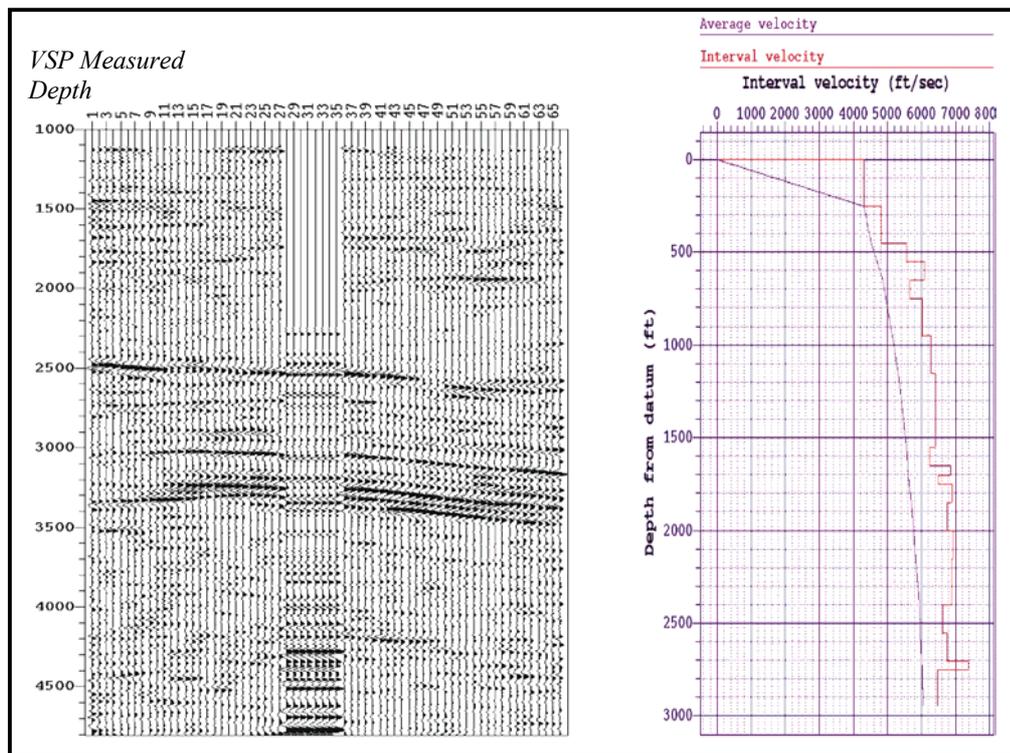


Fig. 9 – Representación de un registro VSP y la curva de velocidades sísmicas producto de éste

## **3.2. Velocidades Sísmicas**

### **3.2.1. Principios sobre velocidades sísmicas**

Dado que la propagación de las ondas en las rocas contenidas en el subsuelo depende de las propiedades elásticas de dichas rocas, es importante discutir algunos conceptos de elasticidad y medio elástico.

El tamaño y forma de un cuerpo puede ser cambiado aplicando fuerzas externas en su superficie, a estas fuerzas externas se opondrán fuerzas internas para resistir dichos cambios. Como resultado, el cuerpo tendrá la tendencia a volver a su forma original una vez que las fuerzas externas hayan dejado de ser aplicadas. En el caso de los fluidos, éstos resisten los cambios de tamaño (volumen) más no de forma, debido a fuerzas externas.

Se llama elasticidad a la capacidad de los cuerpos de resistir los cambios de forma y tamaño debido a la aplicación de fuerzas externas, para luego retornar a su condición original al cesar la aplicación de dichas fuerzas (Telford, 1990). La teoría de elasticidad relaciona las fuerzas aplicadas (esfuerzos) sobre un cuerpo con los cambios resultantes en tamaño y forma (deformaciones).

Dentro de un medio elástico, se presentan dos tipos de ondas corpóreas, a saber: ondas P y ondas S. Las ondas P son conocidas como ondas de dilatación, longitudinales, irrotacionales o compresionales, son llamadas ondas P por ser las primeras en llegar (primarias), es decir, son el primer evento detectado en un registro. Este tipo de ondas consiste en una perturbación paralela a la dirección de propagación del frente de ondas, y produce una elongación y contracción sucesiva del medio en que se propaga.

Por otro lado, las ondas S son conocidas como ondas transversales, de cizalla o rotacionales. Son llamadas ondas S por ser las segundas en llegar (secundarias), es decir, son el segundo evento detectado en un registro. Este tipo de ondas consiste en una perturbación en la dirección normal a la propagación del frente de ondas.

*La Velocidad en relación a las constantes elásticas (Al-Chalabi, 2000)*

- Módulo de Young (E).

Se define como la resistencia del cuerpo a dilatarse o contraerse, esta dado por:

$$E = \text{Esfuerzo}(\text{extensivo o compresivo}) / \text{Deformación}$$

- Módulo de rigidez o cizalla ( $\mu$ ).

Representa la resistencia al cizallamiento (resistencia a cambiar de forma).

$$\mu = \text{Esfuerzo de cizalla} / \text{Deformación}$$

- Módulo de Bulk o de compresibilidad (k).

Consiste en la resistencia al cambio en volumen, esta dado por:

$$k = \text{Esfuerzo}(\text{o presión}) / \text{Cambio proporcional de volumen}$$

- Módulo de Poisson ( $\sigma$ ).

Describe como el material se deformará producto de la aplicación de esfuerzos.

Su valor se encuentra en un rango de  $0 \leq \sigma \leq 0.5$ .

$$\sigma = (\text{Deform. } \perp \text{ a la dirección de esfuerzo}) / (\text{Deform. en la dirección de esfuerzo})$$

- Módulo de Lamé ( $\lambda$ ).

Describe como el material se dilatará (o contraerá) en una dirección cuando el esfuerzo es aplicado en la dirección perpendicular, esta dado por:

$$\lambda = k - (2\mu / 3).$$

Las velocidades de las ondas P y S vienen dados por:

$$V_P = [E(1-\sigma) / \rho(1+\sigma)(1-2\sigma)]^{1/2} \quad V_S = (\mu / \rho)^{1/2}$$

$$= [(\lambda+2\mu) / \rho]^{1/2} = [(k+4\mu/3) / \rho]^{1/2} = [E / 2\rho(1+\sigma)]^{1/2} \quad (\text{ec. 1a y 2a})$$

Véase en las ecuaciones 1a y 2a, que la velocidad de las ondas S depende exclusivamente de la densidad y del módulo de cizalla, esto quiere decir que las ondas S no se propagan en fluidos, pues éstos no se resisten a las deformaciones de cizalla ( $\mu = 0$ ), luego, su módulo de rigidez es cero y se hace evidente que  $V_S = 0$ . Vale la pena destacar que la densidad ( $\rho$ ) se presenta como denominador en ambas ecuaciones  $V_P$  y  $V_S$ , obteniéndose entonces:

$$V_P / V_S = [2(1-\sigma) / (1-2\sigma)]^{1/2} \quad (\text{ec. 2})$$

Luego, la relación  $V_P / V_S$  proporciona (en teoría al menos), un valor para  $\sigma$ , y, no obstante, una indicación litológica (o de fluidos) en el subsuelo (aplicación de la velocidad de onda de cizalla). Para las rocas un valor común de  $\sigma$  es 0.25 y por lo tanto

$$V_P / V_S = 1.7^* \quad (\text{ec. 3})$$

*Principales parámetros que determinan la velocidad de las rocas (Al-Chalabi, 2000)*

- Constituyentes de la roca.  
Composición detallada (donde la densidad y los módulos elásticos están implícitamente envueltos), estos comprenden la litología, composición química, etc.

---

\* el valor de  $\sigma = 0.25$  corresponde al sólido de Poisson, para el cual  $\lambda = \mu$

- Tipo de fluido contentivo (Agua, petróleo o gas).  
Los hidrocarburos generalmente reducen la velocidad de las rocas en comparación con una saturada de agua.
- Porosidad (Compactación).  
Profundidad presente, historia de depositación, cementación, procesos diagenéticos, etc.
- Fractura (Porosidad secundaria).  
Debilita la fábrica de la roca y causa un decrecimiento más pronunciado en la velocidad que el mismo porcentaje de porosidad primaria.
- Presión suprayacente [Velocidad instantánea = f (Esfuerzo efectivo)].  
La velocidad instantánea se puede definir como la rapidez del frente de onda en dirección de propagación para un instante en particular.

(1) Bajo presiones hidrostáticas normales:

$$\text{Esfuerzo efectivo} = \text{Esfuerzo de la estructura de roca}^*$$

(2) Bajo presiones hidrostáticas anormales: Mucha de la presión suprayacente (externa) es sostenida por el fluido en la roca, por lo tanto, hay una reducción en velocidad. En general:

$$\text{Esfuerzo efectivo} = \text{Esfuerzo equivalente del nivel menos profundo}$$

---

\* En el caso marino: el esfuerzo efectivo es independiente de la profundidad del agua.

### 3.2.2. Clases de velocidades sísmicas

Asumiendo que las formaciones geológicas tienen una velocidad acústica que está definida por la velocidad instantánea y que un registro de pozo es una buena fuente de velocidades interválicas y si además de esto se asumen ondas P en un medio isotrópico, tenemos una clasificación de tipos de velocidades (Bancroft, 1997), a saber:

- Velocidades instantáneas( $V_{ins}$ )
- Velocidades promedio o average( $V_{ave}$ )
- Velocidades RMS( $V_{rms}$ )
- Velocidades de apilamiento( $V_{stk}$ )
- Velocidades interválicas( $V_{int}$ )

#### *Velocidad Instantánea ( $V_{ins}$ )*

La estructura “verdadera” está definida por la velocidad instantánea. Esta velocidad debería ser similar a la velocidad medida por un registro de pozo y representa la velocidad actual del subsuelo a una localización específica. Está definida como el pequeño incremento de distancia dividido por el tiempo requerido para la onda acústica para viajar a lo largo de esa distancia (Bancroft, 1997).

$$V_{ins} = \frac{\text{Pequeño increm. de distancia}}{\text{Increm. en tiempo}} = \frac{dz}{dt} \quad (\text{ec. 4})$$

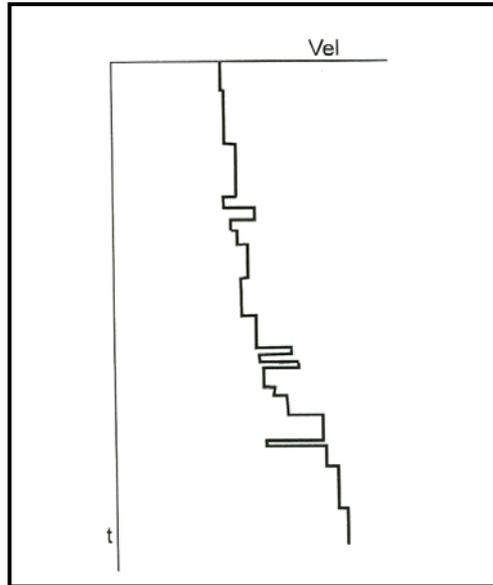


Fig. 10. Velocidad Instantánea (Tomado de Bancroft, 1997)

*Velocidad promedio o average ( $V_{ave}$ )*

La velocidad average relaciona una distancia total con un tiempo de viaje total y no toma en cuenta las pequeñas variaciones de velocidad que sucede dentro de las mediciones (fig. 11). Una rapidez promedio de viaje no requiere conocimiento de mínimos ni máximos valores rapidez de viaje, solo considera una distancia y un tiempo totales. En geofísica, la velocidad average es usada para relacionar una profundidad específica con un tiempo específico en una conversión tiempo/profundidad (Bancroft, 1997).

$$V_{ave}(T) = \frac{\text{Distancia específica}}{\text{Tiempo requerido}} = \frac{1}{T} \int_0^T V_{ins}(t) dt = \frac{\sum_{n=0}^{n=N} V_{int}(n)t_n}{\sum_{n=0}^{n=N} t_n} \quad (ec. 5)$$

Las velocidades average son solo validas para variaciones verticales de velocidad y no debería ser usada para estructuras con significativas variaciones laterales de velocidad (Bancroft, 1997).

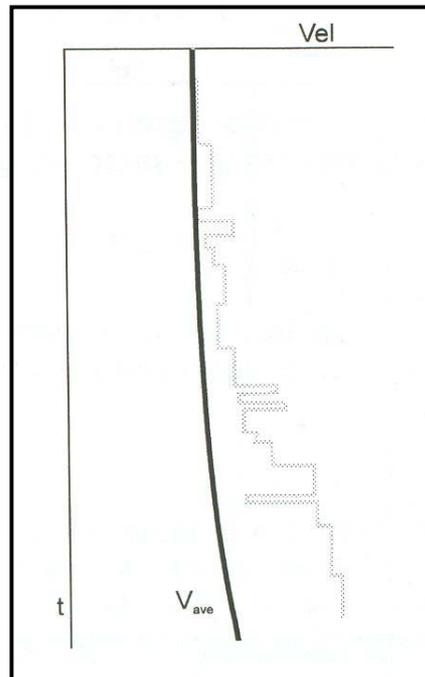


Fig. 11. Velocidad average de la velocidad instantánea definida (Tomado de Bancroft, 1997)

Antes de explicar detalladamente los tres tipos de velocidades restantes, es importante mencionar un concepto fundamental para el entendimiento de lo que sigue, este es el “normal moveout” (NMO).

Según Al-Chalabi (2000), el “normal moveout” (NMO) con respecto a un específico evento a un “offset” X dado (fig. 12) es la diferencia entre el tiempo a X y el cual es o sería grabado a cero “offset” (incidencia normal):

$$NMO = \Delta T = T_x - T_0 \quad (ec. 6)$$

Estrictamente:

$$\Delta T = \left( T_0^2 + \frac{X^2}{V_{rms}^2} + C_3 X^4 + \dots \right)^{1/2} - T_0 \quad (ec. 7)$$

Pero, la mayoría de las definiciones de NMO asumen relaciones hiperbólicas tiempo-distancia:

$$T_x^2 = T_0^2 + \frac{X^2}{V^2} \quad (ec. 8)$$

Por lo tanto,

$$\Delta T = \frac{X^2}{(T_x + T_0)V^2} \quad (ec. 9)$$

En un análisis de velocidad convencional, una forma conveniente de usar la ecuación anterior es:

$$\Delta T = \left( T_0^2 + \frac{X^2}{V^2} \right)^{1/2} - T_0 \quad (ec. 10)$$

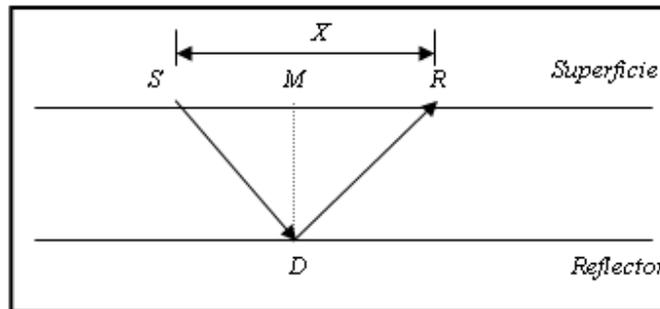


Fig. 12. Geometría de NMO para un simple reflector (tomado de Yilmaz, 2001)

En el caso de capas buzantes el concepto de NMO pierde validez, porque éste considera que los estratos son horizontales (para ese caso los términos de CMP “gather” y CDP “gather” son equivalentes). Cuando en el subsuelo existe una superficie buzante o un cambio lateral de velocidad, estos dos “gathers” son diferentes. En este caso, el punto medio M permanece común para los pares fuente-receptor, mientras que el punto D es diferente para cada par (fig.13).

Levin (1971), basándose en geometría, dedujo la ecuación de tiempo de viaje de una superficie buzante con ángulo  $\phi$  en 2D:

$$t^2(x) = t^2(0) + \frac{x^2 \cos^2 \phi}{v^2} \quad (\text{ec. 11})$$

donde  $v$  es la velocidad del medio. Ahora la velocidad NMO está dada por:

$$v_{NMO} = \frac{v}{\cos \phi}$$

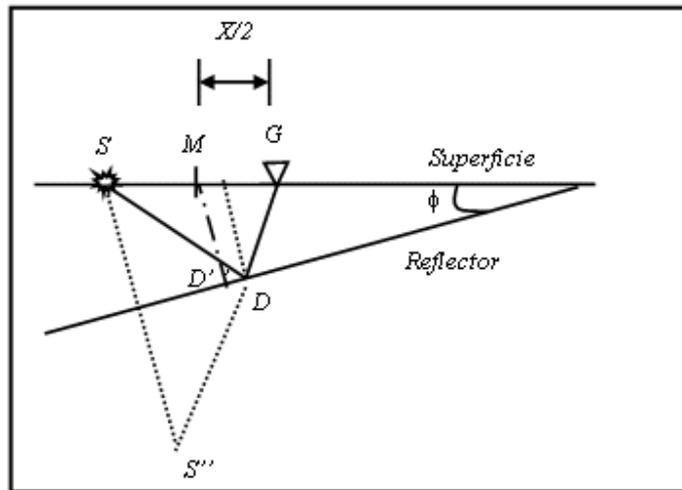


Fig. 13. Trazado de rayo para una capa buzante (tomado de Yilmaz, 2001)

En 3D la  $V_{nmo}$  no sólo depende del buzamiento sino también del Azimut fuente-receptor (Yilmaz, 1989):

$$v_{NMO} = \frac{v}{\sqrt{1 - \sin^2 \phi \cos^2 \theta}} \quad (\text{ec. 12})$$

donde  $\theta$  es el azimut (ángulo entre la dirección de buzamiento y la dirección del perfil).

En conclusión, la  $V_{nmo}$  para una capa buzante en 2D ó 3D depende del ángulo de buzamiento. Una capa horizontal con alta velocidad puede producir el mismo moveout que una capa buzante a baja velocidad.

El tiempo de viaje como función del “offset” de una serie de planos horizontales se aproxima por una hipérbola. Esta aproximación es mejor para “offsets” pequeños. Para “offsets” cortos la velocidad NMO (para un subsuelo conformado por estratos horizontales) es igual a la velocidad RMS en el límite de capa estudiado. En un medio compuesto por capas de buzamientos arbitrarios, la ecuación de tiempo de viaje se complica. Sin embargo, en la práctica, mientras el buzamiento sea suave y el tendido pequeño, la suposición hiperbólica puede mantenerse. Para límites de capas con formas arbitrarias, la suposición hiperbólica se pierde (Yilmaz, 1989).

#### *Velocidad RMS ( $V_{rms}$ )*

La velocidad RMS (fig. 14) es una velocidad aparente que toma en cuenta la ley de Snell de refracción y establece un cálculo simple para el “normal moveout” (NMO) y las difracciones (Bancroft, 1997). RMS es derivado de “raíz media cuadrática (root mean square) y está definida por Dix (1955) como:

$$V_{rms}^2(T) = \frac{1}{T} \int_{t=0}^{t=T} V_{ins}^2(t) dt = \frac{\sum_{n=0}^{n=N} V_{int}^2(n)t_n}{\sum_{n=0}^{n=N} t_n} \quad (ec. 13)$$

$$V_{rms}(n) = \left( \frac{V_{int}^2(0)t_0 + V_{int}^2(1)t_1 + V_{int}^2(2)t_2 + \dots + V_{int}^2(n)t_n}{t_0 + t_1 + t_2 + \dots + t_n} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (ec. 14)$$

El procesamiento sísmico proporciona los estimados de velocidades RMS a partir de las velocidades de apilamiento. La ecuación 14 puede ser modificada en la ecuación de Dix para estimar velocidades interválicas. Estas velocidades derivadas de esta manera deberían ser consistentes a lo largo de una sección sísmica y facilitar el análisis de velocidad (Bancroft, 1997).

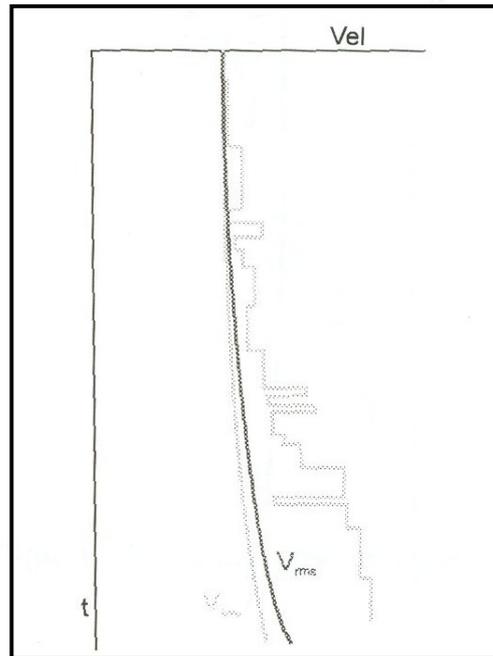


Fig. 14. Diagrama de velocidad mostrando la velocidad RMS (Tomado de Bancroft, 1997)

#### *Velocidad de apilamiento ( $V_{stk}$ )*

Las velocidades de apilamiento  $V_{stk}$  son escogidas para obtener la mejor imagen sísmica en el apilamiento derivado de la ecuación de NMO (ec 15), donde  $T$  y  $T_0$  son tiempos dobles y  $h$  es la mitad de la distancia entre la fuente y el receptor (offset). Estos tiempos enfatizan que la velocidad de las primeras llegadas o de “picking” es subjetiva y que las velocidades de apilamiento no son necesariamente equivalentes a las velocidades RMS (Bancroft, 1997).

$$T_{nmo}^2 = T_0^2 + \frac{4h^2}{V_{stk}^2(T_0)} \quad (ec. 15)$$

Las velocidades de apilamiento cubren muchas aproximaciones que son hechas en procesamiento sísmico. La anisotropía es una aproximación que es parcialmente absorbida en las velocidades de apilamiento (Bancroft, 1997).

La ecuación 15 habilita al NMO para apilar la energía de los eventos buzantes a un CMP dado; no obstante, este proceso puede bajar la calidad de la información a lo largo de los eventos buzantes (en este caso se aplica la corrección por dip moveout ó DMO).

Vale la pena hacer destacar que las velocidades de apilamiento están definidas como la hipérbola de mejor ajuste y que el tiempo  $T_0$  de la hipérbola puede no ser exactamente el mismo que el actual tiempo cero-offset (Bancroft, 1997).

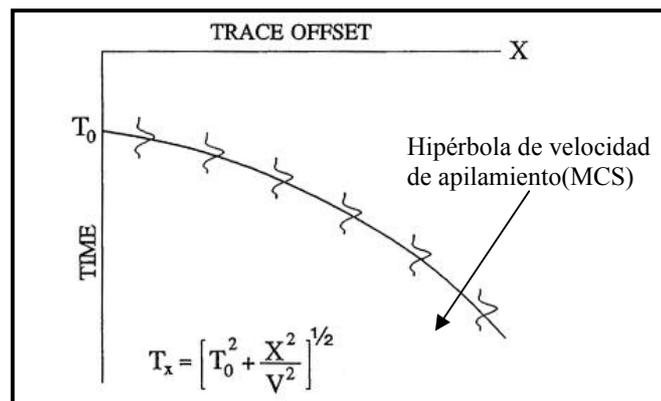


Fig. 15. Ilustración esquemática donde se muestra la hipérbola de velocidad de apilamiento o de mejor ajuste(o de mayor coherencia) (Tomado de Al-Chalabi, 2000)

Las velocidades interválicas combinan las velocidades instantáneas sobre un intervalo definido. La definición actual de velocidades interválicas depende de su aplicación. Si la aplicación envuelve estimaciones de tiempo a profundidad, luego una velocidad average sobre el intervalo  $T_{1,2}$  desde  $T_1$  a  $T_2$  es usada, esto es:

$$V_{\text{int}}(T_{1,2}) = \frac{\text{Distancia específica}}{\text{Tiempo requerido}} = \frac{1}{T_{1,2}} \int_{T_1}^{T_2} V_{\text{ins}}(t) dt \quad (\text{ec. 17})$$

Cuando el uso de las velocidades interválicas están asociadas con NMO ó aplicaciones de migración, la definición de RMS es usada, i.e.,

$$V_{\text{int}}^2(T) = \frac{1}{T_{1,2}} \int_{T_1}^{T_2} V_{\text{ins}}^2(t) dt \quad (\text{ec. 18})$$

Las velocidades interválicas pueden ser estimadas del procesamiento sísmico usando la ecuación de Dix y las velocidades de apilamiento (o más correctamente, velocidades RMS derivadas de velocidades de apilamiento). La ecuación de Dix para  $n$  intervalos puede ser derivada de la ecuación 14 y esta dada por:

$$V_{\text{int}}(n) = \left( \frac{V_{\text{rms}}^2(n)t_n - V_{\text{rms}}^2(n-1)t_{n-1}}{t_n - t_{n-1}} \right)^{1/2} \quad (\text{ec. 19})$$

Las velocidades interválicas derivadas de esta manera tienden a ser eventos continuos y facilitan el proceso de análisis de velocidad (Bancroft, 1997).

### La Velocidad como parámetro del procesamiento sísmico

La “velocidad” producida en el procesamiento tiene las dimensiones de velocidad pero ella está, en general, solo remotamente o vagamente relacionada con la velocidad real en el subsuelo. El tipo más común de esta “pseudo-velocidad” es lo que en la industria se conoce como la velocidad de apilamiento (Al-Chalabi, 1994). Aunque el término es genérico, se refiere usualmente al parámetro que produce la máxima coherencia de apilamiento, el cual es el valor usado como un estimado de la velocidad RMS en el subsuelo. Según la nomenclatura propuesta por Al-Chalabi (1994), el término “velocidad de apilamiento” puede ser renombrado con el término “velocidad” de máxima coherencia de apilamiento (abreviado a “velocidad” MCS) para lograr hacerla más específica.

La importancia de la “velocidad” MCS radica no en su relación con la velocidad real del subsuelo, sino porque éste es el parámetro que produce el óptimo alineamiento de la reflexiones primarias de las trazas en un CMP gather. De hecho, el parámetro tiene las dimensiones de velocidad pero no es una velocidad en el sentido que no representa una propagación o una propiedad física (Al-Chalabi, 1994). Otro término propuesto por el autor antes mencionado para este parámetro es denominado “provelocidad”, este termino sugiere por si mismo la presencia de una “velocidad de procesamiento” y además que este parámetro representa una cantidad rudimentaria para la cual un apropiado estimado de la velocidad en el subsuelo es eventualmente derivable.

### 3.2.3. Velocidades sísmicas y conversión a profundidad

*Métodos de conversión a profundidad* (Al-Chalabi, 2000)

(1) Conversión vertical a profundidad:

- Asume eventos que han sido movidos a su posición lateral correcta.
- El modelo de velocidad debe estar basado en velocidades reales (no en provelocidades).
- La información en tiempo debería ser derivada de interpretación convencional en tiempo proveniente de migraciones pre-apilamiento en profundidad escaladas a tiempo usando un modelo construido a partir de provelocidades.

(2) Conversión no-vertical a profundidad

- Se esfuerza por posicionar eventos en su correcta posición lateral, luego se reposicionan éstos a “profundidad”.
- Un modelo de velocidades o provelocidades es comúnmente basado en la velocidad intervalica y algunas veces en la velocidad instantánea y raramente en la velocidad average.

- Sigue una aproximación de un paso o iterativa.
  - (a) Aproximación de un paso (tipificada por la migración post-apilamiento en profundidad):
    - el modelo de velocidad de entrada es frecuentemente basado en las velocidades reales (no provelocidades). Por lo tanto, la conversión a profundidad es más eficiente.
    - La exactitud de la conversión a profundidad esta sujeta a la precisión de las velocidades de entrada.
    - Si las provelocidades son la entrada como las “velocidades” de conversión a profundidad, luego solo una conversión aparente será mejorada.
  - (b) Aproximación iterativa (tipificada por la migración pre-apilamiento en profundidad):
    - el modelo está usualmente basado en provelocidades (tratadas como velocidades).
    - Tanto las profundidades de los horizontes como las provelocidades son usualmente iteradas.
    - Este proceso mejora la resolución y el posicionamiento lateral pero solo a profundidades aparentes debido al uso de provelocidades. Profundidades reales pueden ser obtenidas escalando a tiempo lo obtenido en profundidad y luego aplicando una conversión vertical a profundidad usando velocidades reales.
    - El objetivo de los procesos de imagen en el dominio de la profundidad de forma iterativa es una imagen de buena calidad, lo que no necesariamente corresponde con profundidades exactas.

*Modelado de velocidades interválicas para conversión a profundidad (Al-Chalabi, 2000)*

- El modelo de cada intervalo es usualmente producido en la forma de un mapa estructurado en un mallado (grid). Los modelos de velocidades interválicas lateralmente constante (sin mapas) son también usados algunas veces.
- Pueden producirse conversiones a profundidad más precisas que usando velocidades average en casos de geología o estructuras complejas.
- La conversión a profundidad sigue una metodología de capas.
- Demanda más esfuerzo en su construcción que el modelaje a través de velocidades average, porque requiere producir un modelo (o mapa) por intervalo hasta cubrir las profundidades objetivos.

### **3.3. Migración Sísmica**

#### **3.3.1. Principios sobre Migración Sísmica**

Las secciones sísmicas son gráficos de la energía sísmica de reflexión grabada. Son, en general, una aproximación poco precisa de su correspondiente sección geológica, y además pueden ser difíciles de interpretar en áreas estructuralmente complejas. No importa en que lugar en el espacio ocurra el fenómeno de reflexión, cada evento en la sección apilada se grafica directamente debajo del punto medio entre la fuente y el receptor. La ubicación aparente de un reflector con buzamiento estará desplazada buzamiento abajo de su posición real. Superficies cóncavas pueden aparecer convexas. Difracciones, tanto de superficies curvas (anticlinales, sinclinales) como de discontinuidades (fallas), se sobreponen, dando eventos confusos (Regueiro, 1997).

La migración es un proceso que remueve los efectos de la propagación de ondas de una sección sísmica. Específicamente, la migración mueve los reflectores buzantes a su verdadera posición en el subsuelo y colapsa las difracciones, definiendo de manera más clara ciertos aspectos del subsuelo como, por ejemplo, los planos de fallas. A su vez, la migración puede ser vista como una especie de deconvolución que incrementa la resolución espacial. (Yilmaz, 1989)

Existen dos métodos principales que describen el proceso de migración (Yilmaz, 2001). Ellos son:

- Sección de “offset” cero grabada a partir del movimiento de una sola fuente y un solo receptor a lo largo de una línea sin ninguna separación entre ellos. La energía grabada sigue el camino de los rayos que se producen con incidencia normal a las interfases de reflexión. Dicha geometría no es aplicable en la realidad.
- Una geometría alternativa que produce la misma sección sísmica, en donde, cada uno de los puntos que conforman el reflector de interés opera como una fuente explosiva, estas “fuentes” se localizan a lo largo de las interfases de reflexión y además de esto existe un receptor ubicado en superficie en cada CMP. Así, las fuentes explotan al unísono y envían ondas que se propagan hacia arriba siendo grabadas por los receptores en superficie. A este modelo se le conoce como Modelo de Reflectores Explotantes (fig. 16) y es equivalente a la sección de “offset” cero (Yilmaz, 2001). La diferencia entre estos dos modelos radica en el hecho de que para “offset” cero se realiza la grabación a tiempo doble de viaje y en el otro caso, a tiempo simple.

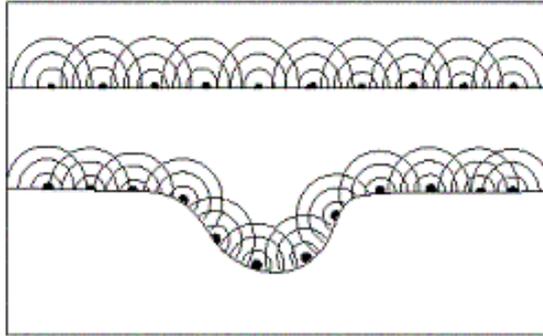


Fig. 16. Modelo de reflectores explotantes  
(Tomado de manual on-line de Geodepth™, 1998)

Aún cuando el proceso de migración puede ser descrito a partir de varias perspectivas, el proceso es definido mediante una ecuación, usualmente conocida como la ecuación de onda acústica. A continuación se describirá el proceso de migración utilizando el caso de “offset” cero según Yilmaz (2001). Para ello, se plantea el Modelo de Reflectores Explotantes. Con este modelo, la sección sísmica es representada por un campo de onda que se registra en la superficie, es decir, a  $z=0$ .

En otras palabras, la sección sísmica es:

$$f(x,t,z=0) \rightarrow \text{Sección en tiempo} \quad (\text{ec. } 20)$$

donde:

x: posición lateral (coordenada CMP)

t: tiempo doble de viaje

z: profundidad

f: amplitud

El objetivo de la migración es reconstruir la situación que ocurre al tiempo inicial ( $t=0$ ) antes de que el proceso de propagación de la onda comience. Por tanto, los datos migrados generados son expresados mediante:

$$f(x,t=0,z) \quad (ec. 21)$$

luego el proceso de migración es definido mediante la transformación:

$$f(x,t,z=0) \rightarrow f(x,t=0,z) \quad (ec. 22)$$

Ahora bien, el proceso de continuación hacia abajo consiste en, dado un modelo de velocidades y la ecuación de onda que describe el proceso de propagación de las ondas, el frente de onda se construye a un nivel de profundidad menor ( $\Delta z$  debajo de la superficie), es decir, el frente de onda es recalculado simulando una situación en la cual los receptores se encuentran ubicados por debajo de la superficie. (Yilmaz, 1989)

Así, en este nivel de profundidad, se selecciona la parte del frente de onda correspondiente al tiempo cero y se migra. Luego se continúa el proceso iterativamente, es decir, se propaga el frente de onda desde una profundidad  $\Delta z$  a una profundidad  $2\Delta z$  y así sucesivamente. Otro camino para migrar es mediante la suma de difracción (Yilmaz, 1989), tópico que será explicado más adelante.

Ahora bien, para distinguir cada uno de los ejes en tiempo, por convención, se denomina el eje en tiempo de la sección apilada como  $\mathbf{t}$ , mientras que el eje en tiempo de la sección migrada se denota como  $\boldsymbol{\tau}$ . La conversión del eje de tiempo al eje en profundidad es realizada a partir de la relación:

$$z = \frac{v\boldsymbol{\tau}}{2} \quad (ec. 23)$$

De igual forma, los desplazamientos horizontales y verticales (en tiempo),  $dx$  y  $dt$ , así como el ángulo de buzamiento después de la migración,  $\alpha_t$  (todos medidos en la sección migrada en tiempo) pueden ser expresados en términos de la velocidad del medio  $v$ , el tiempo de viaje  $t$ , y el buzamiento aparente del reflector. En este sentido, Chun y Jacewitz (1981) derivaron las siguientes fórmulas:

$$dx = \frac{v^2 \tau \operatorname{tg} \theta_t}{4} \quad (\text{ec. 24.1})$$

$$dt = t \left[ 1 - \sqrt{1 - \frac{v^2 \operatorname{tg}^2 \theta_t}{4}} \right] \quad (\text{ec. 24.2})$$

$$\operatorname{tg} \alpha_t = \frac{\operatorname{tg} \theta_t}{\sqrt{1 - \frac{v^2 \operatorname{tg}^2 \theta_t}{4}}} \quad (\text{ec. 24.3})$$

donde  $\operatorname{tg} \theta_t = \Delta t / \Delta x$ , medido en la sección en tiempo no migrada.

La figura 17 muestra los principios en que se basa la migración, a través de un modelo geométrico. La verdadera posición del reflector en profundidad difiere de su posición en la sección en tiempo. Las posiciones verticales y laterales son diferentes, así como el buzamiento del reflector. Los factores que inciden en estas variaciones son la velocidad del medio y la profundidad; mientras mayor sea la velocidad y la profundidad, mayor será el desplazamiento.

El proceso de propagación está caracterizado por rayos que se propagan desde la superficie hasta el reflector (subsuelo) y se regresa nuevamente a la superficie. Estos rayos son perpendiculares al reflector.

Después de la migración el reflector se mueve buzamiento arriba, se acorta la longitud del reflector y recobra su buzamiento.

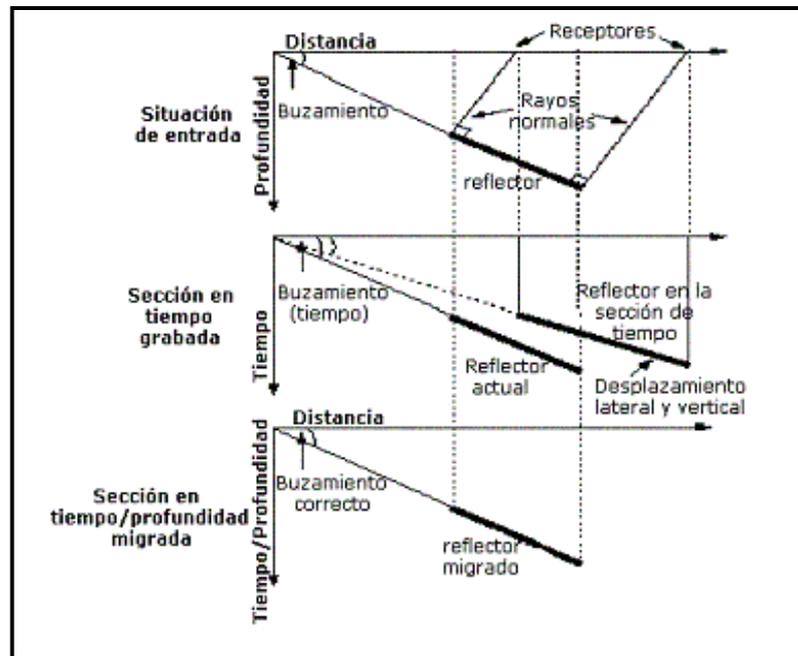


Fig. 17. Principios en Migración. Note el cambio en buzamiento y longitud del reflector en la sección de tiempo. El reflector es movido buzamiento arriba, reducido de longitud y colocado en su verdadera posición. (Modificado de Yilmaz, 1987).

### 3.3.2. Apertura de migración

La longitud de apertura de migración define la extensión espacial de la trayectoria hiperbólica y es medida por el número de trazas alrededor de un CMP central y debe ser incluido en los cálculos de las migraciones. Una regla matemática para su cálculo es:

$$\text{Apertura} = \frac{\text{máxima profundidad} \times 0.75}{\text{Intervalo CMP}} = \text{N}^\circ \text{ de trazas de la apertura} \quad (\text{ec. 25})$$

Dicha apertura se puede calcular de la sección de desplazamiento, su longitud es el “moveout” horizontal de rayos normales y es calculado como CMP-CRP al nivel de profundidad  $z=0$  (fig. 18). Este es calculado por trazado de rayos basado en el modelo de velocidad.

La curva hiperbólica depende de la función de la velocidad, para una baja velocidad la apertura será más estrecha y viceversa. De este modo como el ancho de apertura aumenta con la velocidad, también lo hace con respecto a la profundidad, por ende los eventos más profundos migran más que los superficiales.

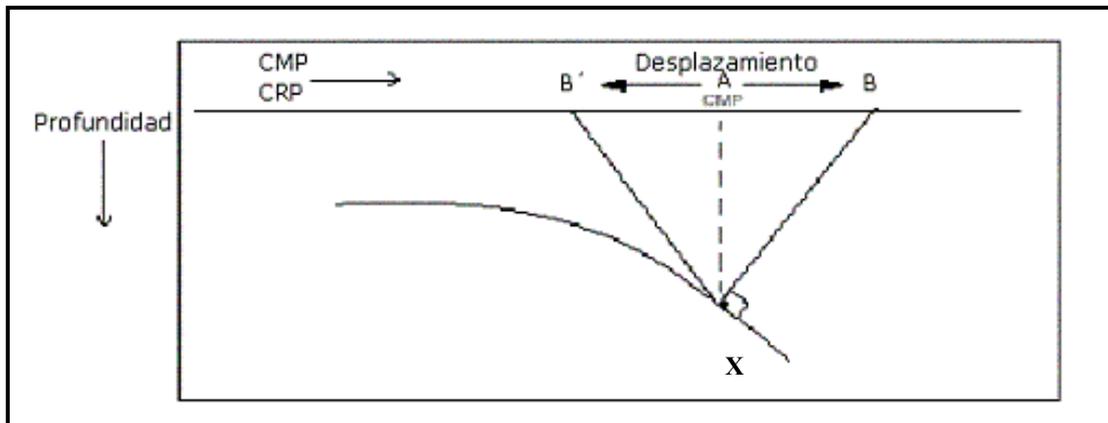


Fig. 18. AB es el desplazamiento a partir del valor CRP para el punto x. En algunos algoritmos de migración se utiliza la distancia BB' como la longitud de la apertura que resulta el doble del desplazamiento máximo (Tomado de manual on-line de Geodepth™, 1998)

La apertura de migración debe ser lo suficientemente amplia pues debe tomar en cuenta la curvatura del camino del rayo, de tal forma que pueda permitir la migración apropiada de cualquier evento buzante y así garantizar la grabación total de la energía que se difracta y refleja desde los reflectores no horizontales.

Al determinar la apertura de migración, se considera sólo el buzamiento en el margen del prospecto, siempre y cuando se esté seguro que los buzamientos hacia el centro del área a prospectar puedan migrarse apropiadamente. La apertura será pequeña si hay buzamientos bajos en las fronteras del área prospectiva.

Es importante recordar que si la apertura está muy limitada en el proceso de migración, la sección sísmica resultante puede parecer confusa, y ello obliga a tratar este punto con mucho cuidado.

### 3.3.3. Clases de migración sísmica

Existen diversos tipos de migración que pueden ser clasificados en dos clases: basadas según el dominio en que ésta opera o basadas en el algoritmo que la sustenta. Según el dominio, la clasificación de migración toma en cuenta si es 2D o 3D; antes o después de apilamiento o si se trata de una migración en tiempo o en profundidad. De esta forma se puede tener migración post-apilamiento en profundidad 3D, migración pre-apilamiento en tiempo 2D, etc (fig. 19).



Fig. 19. Clasificación según el dominio en que se desarrolla la migración.

La otra clasificación se basa en el algoritmo utilizado para efectuar la migración. Algunos de estos algoritmos son:

- Kirchhoff
- F-K
- Corrimiento de fase (Phase Shift)
- Diferencias finitas(Finite differences)
- Tiempo reverso(Reverse time)
- Continuación hacia abajo(Downward continuation)

#### 3.3.4. Algoritmos de migración sísmica

La migración es un proceso que se explica a través de la propagación de ondas, por lo tanto necesita un modelo para tal simulación, es decir, se requiere de un dominio físico para llevarlo a cabo. En el caso de “offset” cero, que corresponde a una migración después de apilamiento, el modelo de reflectores explotantes define el proceso de propagación de ondas. En el caso de migración antes de apilamiento, el modelo de reflectores explotantes debe ser modificado, pues no se trata de offset cero, sino de offset común.

Para el caso del presente trabajo se utilizaron dos tipos de algoritmos de migración, estos son el de Kirchhoff y una extensión del algoritmo de Corrimiento de Fase (Phase Shift) denominado “Phase Shift Plus Correction”(PSPC).

### *Migración mediante el algoritmo de Kirchhoff*

Una de las maneras más comunes de realizar la migración es a partir de la suma sobre la hipérbola de difracción. Dicha técnica puede ser explicada a partir del principio de Huygens en el cual un reflector sísmico se visualiza como si estuviera compuesto de puntos difractores espaciados muy cerca el uno del otro (fig. 20a). La migración de una sección sísmica se realiza colapsando las hipérbolas de difracción a su origen o ápice (fig. 20b). Así, cada punto en la sección migrada se trabaja independientemente de los otros puntos. Cada punto en la sección migrada de salida se obtiene sumando todos los valores de los datos a lo largo de la difracción centrada en dicho punto.

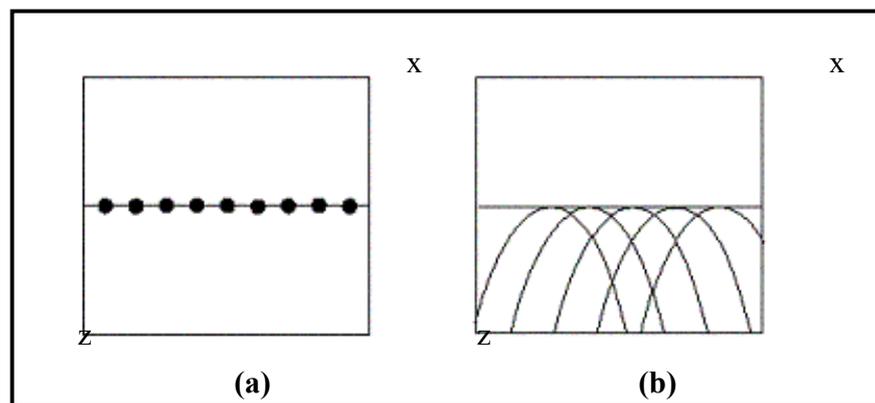


Fig. 20. Puntos difractores según el Principio de Huygens  
(a): Estructura en Profundidad (difractores).  
(b): Sección en tiempo (difracciones)  
(Tomado de manual on-line de Geodepth™, 1998)

De esta manera, el procedimiento de suma sobre la hipérbola de difracción se lleva a cabo sumando todas las amplitudes a lo largo de una curva de difracción y asigna el resultado al ápice de la hipérbola (fig. 21).

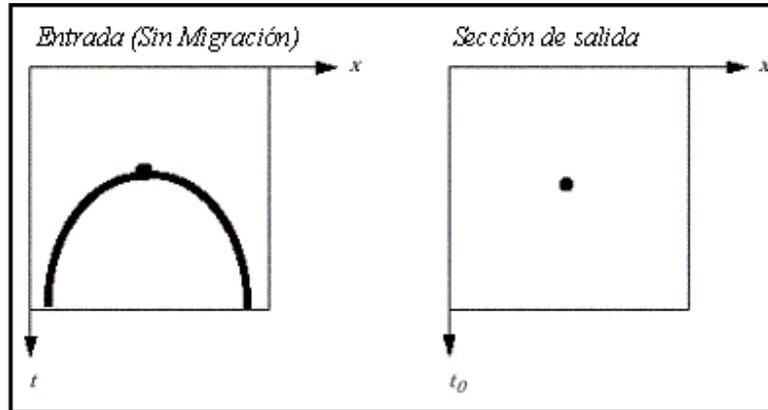


Fig. 21. Respuesta de la migración Kirchhoff  
(Tomado de manual on-line de Geodepth™, 1998)

La geometría de la curva de difracción se obtiene a partir de rayos viajando desde el punto de difracción en el subsuelo hacia todos los puntos en la superficie (fig. 22).

La curva de difracción resultante estará descrita por la ecuación:

$$t = \sqrt{t_o^2 + \frac{2(x - x_o)^2}{v^2}} \quad (ec. 26)$$

donde  $(x_o, z_o)$  es el punto difractor y  $t_o = 2z_o/v_o$ .

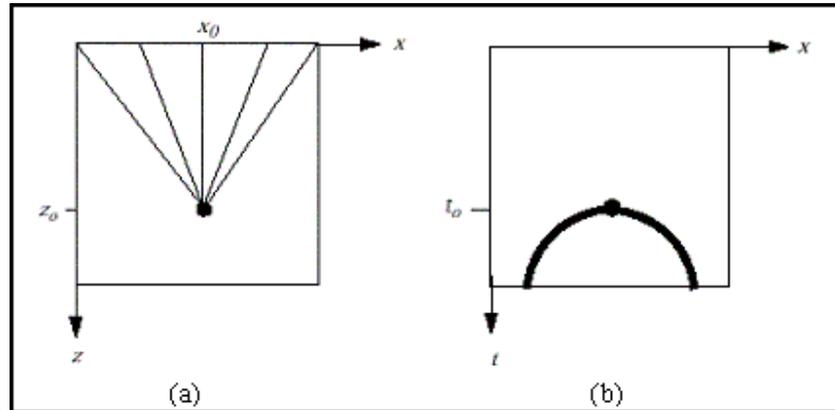


Fig. 22. Geometría de la curva de difracción  
 (a): Trayectoria de un rayo para un punto difractor  
 (b): Sección en tiempo de una difracción  
 (Tomado de manual on-line de Geodepth™, 1998)

Ahora bien, en vez de observar un punto en el espacio de salida, se puede seleccionar un punto  $(x, t)$  en el espacio de entrada. Dicho punto es graficado en el dominio migrado de salida a una elipse. La ecuación 26 queda entonces de la forma:

$$t_0 = \sqrt{t^2 - \frac{2(x - x_0)^2}{v^2}} \quad (ec. 27)$$

donde  $t_0$  es el tiempo en el cual se encuentra el punto de reflexión en la sección en tiempo y  $v$  es la velocidad del medio.

Para el caso de la migración post-apilamiento la ecuación anterior describe un semicírculo. Por otro lado, una sección a cero “offset” que consiste de una sola hipérbola de difracción migra a un punto. Se presentan, entonces, dos métodos de migración:

(1) Suma sobre la difracción:

Como se mencionó anteriormente esta técnica consiste en la suma de las amplitudes a lo largo de las trayectorias hiperbólicas cuya curvatura está gobernada por la función de velocidad (Yilmaz, 1991). La ecuación para esta trayectoria, suponiendo un modelo de velocidades horizontalmente estratificado (usando la velocidad RMS en el ápice de la hipérbola) es:

$$t^2 = t(0)^2 + \frac{4x^2}{v_{RMS}^2} \quad (ec. 28)$$

Antes de realizar la suma se debe considerar la dependencia de las amplitudes con el ángulo. Para incluir este factor oblicuo, la amplitud en el punto B es escalada por el coseno del ángulo  $\theta$  antes de colocarse en la posición de salida (fig. 23).

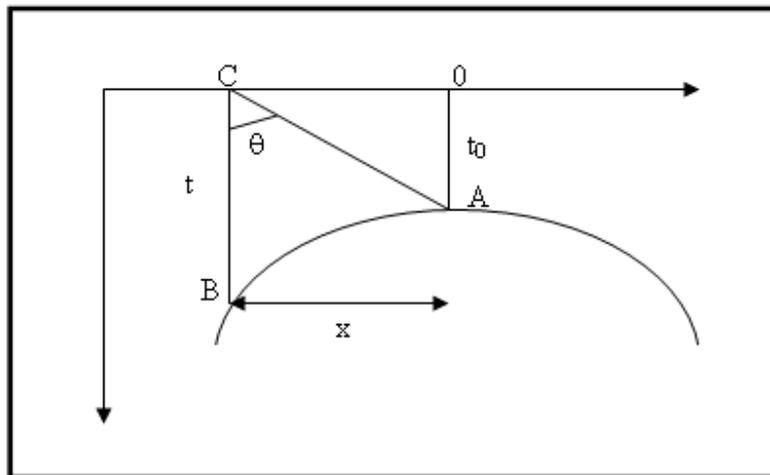


Fig. 23. A partir de la ecuación hiperbólica de tiempo de viaje se puede llevar la amplitud en B en el ápice A (Tomado de Yilmaz, 2001)

Un factor de corrección en la suma sobre la difracción es la divergencia esférica de las amplitudes de onda. En esta corrección la energía de onda decae como  $(1/r^2)$  donde  $r$  es la distancia desde la fuente hasta el frente de onda, mientras que las amplitudes decaen como  $(1/r)$ . Por consiguiente, las amplitudes deben ser escaladas por el factor  $(1/r)$  antes de la suma para compensar el efecto de propagación de ondas en tres dimensiones.

Para la realización de la migración es necesario multiplicar los datos de entrada por oblicuidad y divergencia. Luego, se aplica un filtro y se suma a lo largo de la trayectoria hiperbólica (ecuación 28).

Por otro lado, Schneider (1978) derivó la integral de Kirchhoff en términos de la función de Green para la superficie libre y obtuvo la siguiente integral de Kirchhoff 3D:

$$P(r,t) = \frac{1}{2\pi} \iint dA \frac{\cos \alpha_r}{|R|v} \left[ \frac{\partial P}{\partial t}(r_0, t_0) + \frac{v}{|R|} P(r_0, t_0) \right]_{t_0=t+R/v} \quad (ec. 29)$$

En la ecuación 29 se relaciona el campo de onda de presión  $P(r_0, t_0)$  observado en el plano  $z=0$  con su valor en el punto  $P(r, t)$  en el subsuelo a un tiempo menor. En la sísmica, el segundo término por lo general se elimina pues es muy pequeño. El factor  $1/Rv$  representa un factor real de escalamiento de las amplitudes o factor de divergencia y la diferenciación de la presión con respecto al tiempo. Esta diferenciación examinada en el dominio de las frecuencias representa una operación de corrimiento de fase de  $\pi/2$ .

(2) Superposición de Semicírculos:

Consiste en repartir las amplitudes a lo largo de elipses en el espacio migrado de salida; es decir, este procedimiento se basa en la superposición de respuestas de impulso (Yilmaz, 1989).

Así, cada punto de entrada es migrado separadamente y la migración que se genera proviene de la superposición de todos los impulsos. Por otro lado, la imagen es construida a partir de la envolvente de todas las curvas elípticas que poseen interferencia constructiva y los bordes de las curvas se cancelan por interferencia destructiva (fig. 24).

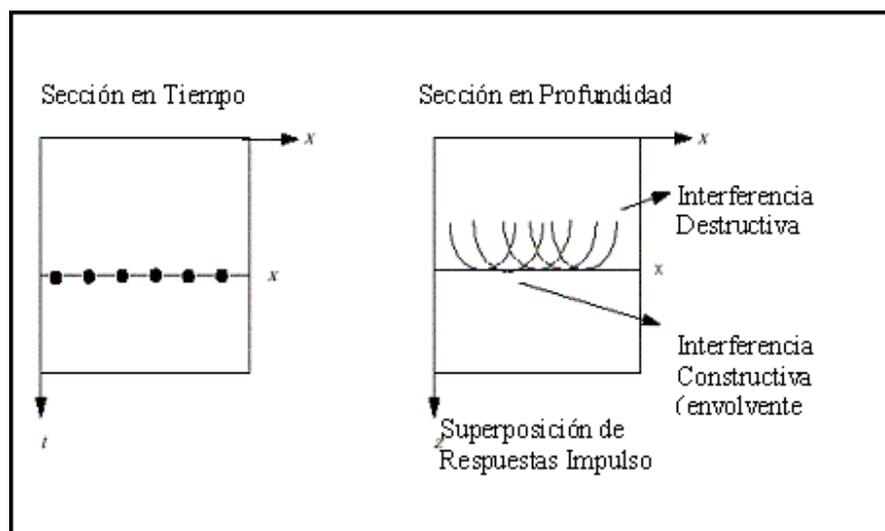


Fig. 24. Imagen de la migración  
(a) Sección en Tiempo. (b) Sección Migrada  
(Tomado de manual on-line de Geodepth™, 1998)

En resumen, la migración Kirchhoff es un proceso basado en la suma por difracción (Schneider, 1978) y que se define por la fórmula:

$$(x_0, y_0) = \sum_N Escala * Fase^{(S)} \quad (ec. 30)$$

donde N representa todos los datos dentro de la apertura y S la sección de entrada ( $x_0, t_r$ ) y además  $(x_0, z_0)$  es el punto migrado, y  $t_r$  es el tiempo de viaje entre el punto  $(x_0, z_0)$  y el punto  $(x, 0)$ .

En otras palabras, la migración Kirchhoff es modelada por el método de suma por difracción, incorporando un factor de escalamiento y una fase antes de la suma. Estos dos factores son responsables de la reconstrucción correcta de la amplitud y fase resultante de la migración. La migración de Kirchhoff puede ser aplicada para una migración en tiempo empleando velocidades RMS y rayos, o como una migración en profundidad utilizando un modelo de velocidad intervállica y un trazado de rayos.

La mayor ventaja de la migración de Kirchhoff sobre los otros métodos es su flexibilidad y su habilidad para manejar variaciones laterales de velocidad con relativa eficiencia. Su habilidad para manejar variaciones laterales de velocidad correctamente es otro asunto, ya que la migración de Kirchhoff puede no ser precisa, al menos para buzamientos moderados, que los métodos de continuación del campo de ondas (Gray et. al, 2000).

### Migración “Phase Shift Plus Correction” (PSPC)

El método de corrimiento de fase (Gazdag, 1978) que opera en el dominio F-K, está basado en el proceso de continuación hacia abajo en el cual se propaga el frente de onda desde una profundidad específica a la próxima mediante un cambio de fase. Este método resulta en una migración en profundidad (no obstante, puede ser modificado para ser una migración en tiempo (Bancroft, 1997)). Sus características principales son:

- La identidad de una localización  $x$  es extendida sobre la transformada  $Kx$ , previniendo la forma en que la velocidad varía lateralmente en la localización  $x$ .
- La velocidad puede variar con cada capa en profundidad, así que el método trabaja bien con variaciones verticales de velocidad.
- Maneja muchas pendientes de buzamientos correctamente y es un excelente migrador en profundidad, especialmente para datos marinos o sintéticos.

El método de corrimiento de fase comienza con una ecuación de onda escalar

$$Kz = -\sqrt{\frac{\omega^2}{v^2} - K_x^2} \quad (\text{ec. 31})$$

se tiene entonces la ecuación diferencial de primer orden en  $z$ , donde  $\omega$  y  $K_x$  son independientes de  $z$ , esto es,

$$\frac{dP(z)}{dz} = -j\sqrt{\frac{\omega^2}{v^2} - K_x^2} P(z) = aP(z) \quad (\text{ec. 32})$$

La solución es una función exponencial,

$$P(z) = e^{az} \quad (\text{ec. 33})$$

Añadiendo un termino  $\Delta z$  para  $z$  (para un paso de continuación hacia abajo) se tiene

$$P(z+\Delta z) = e^{a(z+\Delta z)} = e^{az}e^{a\Delta z} = P(z)e^{a\Delta z} \quad (ec. 34)$$

La extrapolación hacia abajo luego se convierte en

$$P(k_x, z + \Delta z, \omega) = P(k_x, z, \omega) e^{-j\Delta z \sqrt{\frac{\omega^2}{v^2} - K_x^2}} \quad (ec. 35)$$

Convertir una capa a una profundidad a la próxima capa siguiente en profundidad solo requiere la multiplicación de una cambio de fase para cada valor en el plano  $(k_x, \omega)$ . El cambio de fase es definido por el término exponencial en la ecuación 33.

Para obtener la nueva capa  $Z$  se podría requerir la transformada inversa 2D para tener como salida la energía a  $(x, t=0)$ , no obstante, debido a que solo una línea sencilla es requerida, el proceso es mucho más simple y es como sigue:

- Se suma todas las frecuencias para una  $k_x$  dada para tener un arreglo 1D( $k_x, \sum \omega$ ) donde  $\sum \omega$  es equivalente a  $t=0$ , esto es,  $(k_x, t=0)$ .
- Luego se efectúa la transformada de Fourier inversa del arreglo 1D para tener una salida  $(x, t=0)$  a la nueva profundidad  $z+\delta z$ .

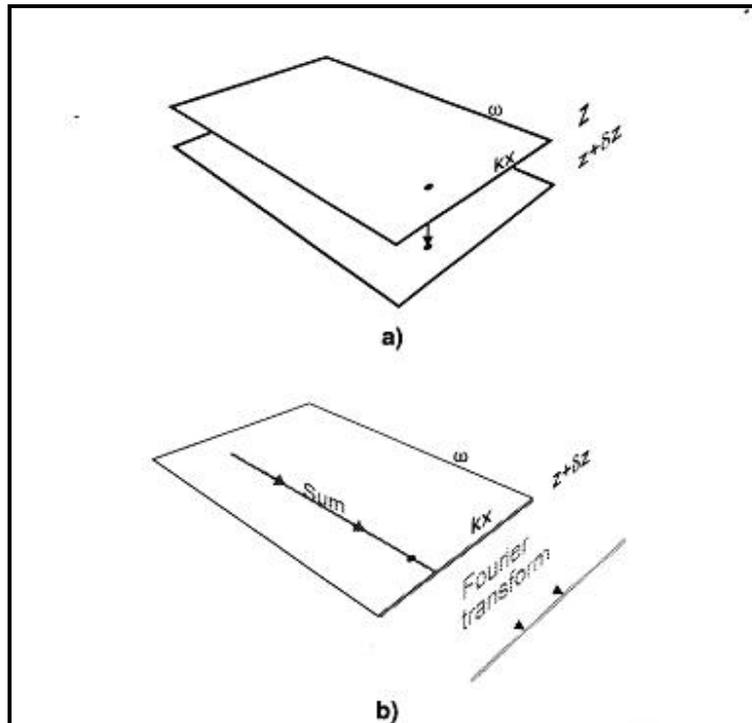


Fig. 25. Método de corrimiento de fase ilustrado con (a) el corrimiento de fase  
 (b) la frecuencia en sumatoria y la transformada inversa  
 (Tomado de Bancroft, 1997)

El algoritmo de migración “Phase Shift Plus Correction” es una extensión de la migración de corrimiento de fase (Paradigm Geophysical, 1998) y trabaja de la siguiente manera (fig. 25):

- (1) Conversión de los datos al dominio F-K
- (2) Proceso de continuación hacia abajo para la profundidad respectiva utilizando un operador de cambio de fase.
- (3) Determinación de la velocidad promedio tomando en cuenta las velocidades de todos los puntos CMP a ese mismo nivel de profundidad.
- (4) Conversión de los datos del dominio F-K al dominio espacial (F-X)
- (5) Desde este dominio se aplica una corrección de cambio de fase para introducir variaciones laterales en la velocidad. Dicha variación se representa mediante la diferencia:  $|v(x)-vA|$ ; donde  $v(x)$  es la velocidad real en el punto  $x$  y  $vA$  es la velocidad promedio calculada anteriormente.
- (6) Se repite el proceso para otro nivel de profundidad

### **3.4. Migración Sísmica 3D Post-apilamiento en Profundidad**

#### **3.4.1. Migración de datos 3D**

La sísmica en 3D provee una vista mucho más clara del subsuelo de la que es posible con datos sísmicos 2D. Uno de los principales beneficios de la migración 3D es la eliminación de los problemas de oblicuidad y “sideswipes”(Bancroft, 1997).

Asumir un volumen 3D a “offset” cero, implica tomar en cuenta que un punto reflector en 2D producirá una hipérbola, ahora en 3D, ese mismo punto reflector produce un tipo de superficie hiperbólica conocida como hiperboloide. La migración de Kirchhoff simplificaría la ponderación y suma de todas las muestras que están situadas en el hiperboloide para producir la muestra de salida. Este procedimiento es costoso, en lo que se refiere a tiempo de proceso, en comparación con la información 2D.

La migración de un punto de un 3D producirá una superficie en forma de hemisferio. Un “time slice” a través del hemisferio resultará en un círculo de datos. Un estudio de este círculo permitirá una evaluación de la calidad de la migración 3D. La migración de una sola traza en el centro del volumen 3D producirá una serie de hemisferios concéntricos. Un “time slice” producirá ahora una serie de círculos concéntricos (Bancroft, 1997).

La estimación de velocidad para la sísmica 2D puede frecuentemente requerir diferentes y extensivas pruebas debido a que los “sideswipes” y las reflexiones oblicuas requieren velocidades diferentes para enfocar la energía. Las velocidades de migración típicas para los datos 2D son el 90% de las velocidades RMS estimadas de las velocidades de apilamiento.

Los problemas de “sideswipe” y oblicuidad no ocurren en migraciones 3D. Un buen lugar para comenzar las migraciones 3D es con velocidades 100% RMS o las equivalentes velocidades interválicas. La inclusión del DMO en el proceso de estimación de velocidad provee grandes mejoras en la estimación de velocidades (Bancroft, 1997).

#### 3.4.2. Migración pre-apilamiento y post-apilamiento

El proceso de apilamiento intenta crear una sección que sea equivalente a la sección de “offset” cero. La migración después del proceso de apilamiento se refiere a la migración post-apilamiento, donde se asume que la distancia fuente receptor (offset) es cero (fig. 26). El modelo de reflectores explotantes (fig. 16) define el proceso de propagación de ondas para este tipo de migración. Vale la pena destacar que para un medio de velocidad constante la migración post-apilamiento produce semicírculos en la sección sísmica, donde interferencias constructivas de estos semicírculos crearan la imagen migrada, no obstante, interferencias destructivas formaran las llamadas “sonrisas”(“smiles”) en la sección (Bancroft, 1997).

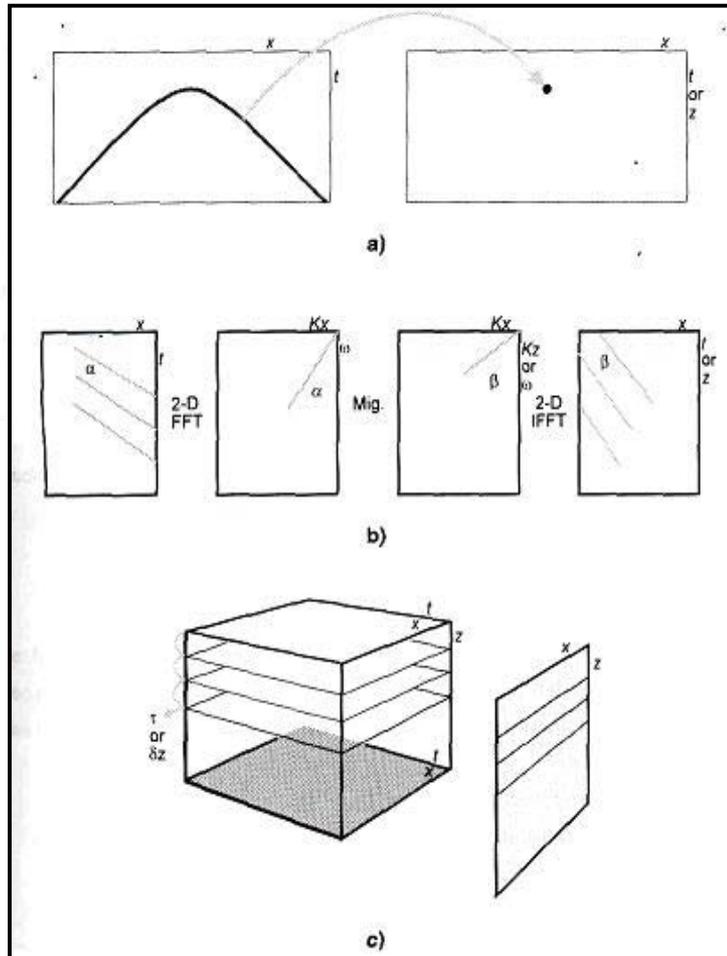


Fig. 26. Ejemplos de los tres métodos más importantes de migración post-apilamiento (a) Kirchhoff, (b) migración FK y (c) migración de continuación hacia abajo (“downward continuation migration”) (Tomado de Bancroft, 1997)

La migración pre-apilamiento toma en cuenta la localización de la fuente y el receptor para cada traza cuando se está determinando la localización del reflector (fig. 27). Para este tipo de migración, el modelo de reflectores explotantes debe ser modificado, pues no se trata de “offset” cero, sino de “offset” común. La migración pre-apilamiento produce una elipse (en un medio de velocidad constante), donde la fuente y el receptor están localizados en los focos de la elipse (Bancroft, 1997).

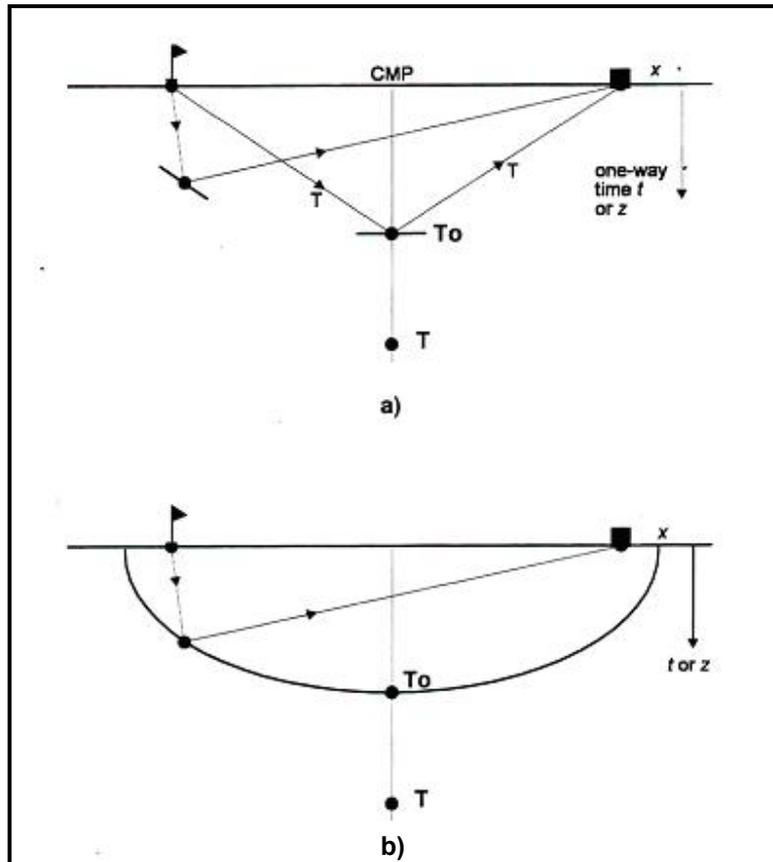


Fig. 27. Migración pre-apilamiento de un punto sobre la traza de entrada se muestra en (a) y el resultado de la migración es mostrada en (b) (Tomado de Bancroft, 1997)

### 3.4.3. Migración en tiempo vs Migración en profundidad

La principal diferencia entre la migración en tiempo y la migración en profundidad se refiere al manejo de las variaciones de las velocidades laterales. En este sentido, la migración en tiempo no maneja correctamente las variaciones laterales de las velocidades mientras que la migración en profundidad trabaja muy bien dichas variaciones. Por otro lado, la migración en tiempo genera una sección en tiempo mientras que la migración en profundidad genera una sección en profundidad (Paradigm Geophysical, 1998).

Además, la migración en profundidad no considera alguna suposición de hiperbolicidad. Este tipo de migración utiliza el modelo de velocidad interválica para trazar rayos desde el punto de difracción hasta la superficie almacenando la curva de difracción efectiva. La migración, posteriormente, suma los valores a lo largo de la curva de difracción almacenada y asigna el resultado al punto de difracción (fig. 28).

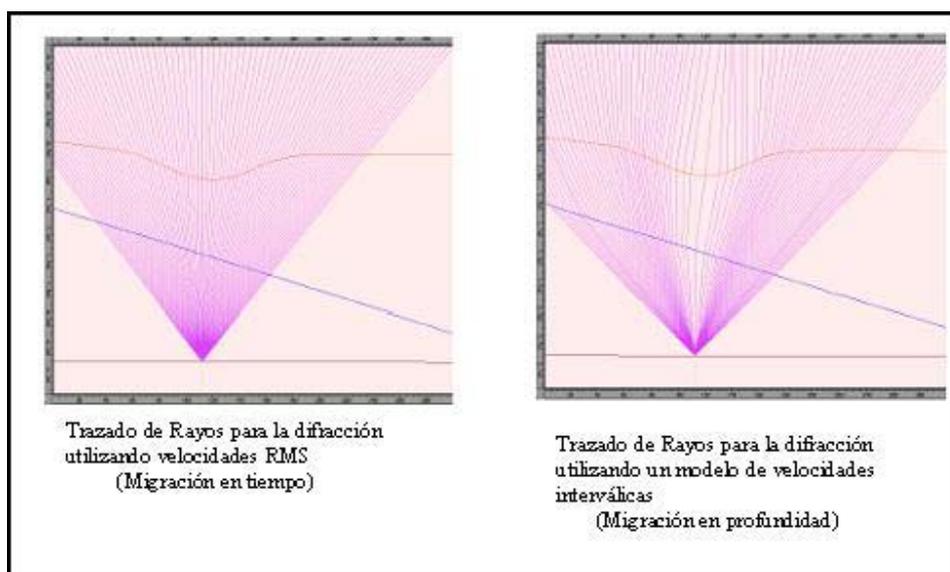


Fig. 28. Trazado de rayos para (a) migración en tiempo y (b) migración en profundidad  
(Tomado de manual on-line de Geodepth™, 1998)

### *Características principales de los dos tipos de migración*

#### (1) Migración en tiempo

La migración en tiempo asume la forma de la difracción como hiperbólica y colapsa la energía al punto mas alto de la hipérbola (Bancroft, 1997). Sus características son:

- La salida está definida como una sección en tiempo.
- Los errores de posicionamiento pueden ocurrir en áreas con variaciones laterales de velocidad.
- La migración en tiempo es un proceso que se efectúa relativamente rápido.
- La responsabilidad en este tipo de migración es del procesador.

## (2) Migración en Profundidad

La migración en profundidad trabaja las variaciones de velocidad provenientes de la complejidad del modelo geológico (Yilmaz, 2001). De esta manera, con la migración en profundidad se definen estructuras en su correcta posición en profundidad en el subsuelo. Sus particularidades son:

- La sección de salida está en profundidad.
- Asume el correcto posicionamiento de los datos, aún en estructuras complejas.
- Muchas iteraciones pueden ser requeridas para definir la estructura profunda, es por esto que este proceso lleva más tiempo que la migración en profundidad.
- Usualmente una capa en profundidad es definida para cada iteración.
- La migración en profundidad es responsabilidad mayormente del intérprete.

El procesamiento en tiempo no es una parte secundaria del proceso de imagen en profundidad: las secuencias estándar o sofisticadas para obtener la mejor data en tiempo puede no ser conveniente para un buen procesamiento en profundidad. Una cooperación cerrada entre los procesadores en tiempo y los que trabajan en profundidad debe ser siempre implementada. Esta también claro que una buena imagen en profundidad requiere una buena definición del campo de velocidades en el subsuelo (Pizzaferrri et. al, 2000).

Se debe tener en cuenta el hecho de que para el procesamiento en profundidad se necesita poseer toda la información disponible como registros de pozo, registros sínicos, información de checkshots y toda la data de registros que este disponible. Esto es especialmente importante durante la definición del modelo inicial de velocidades (fig. 29).

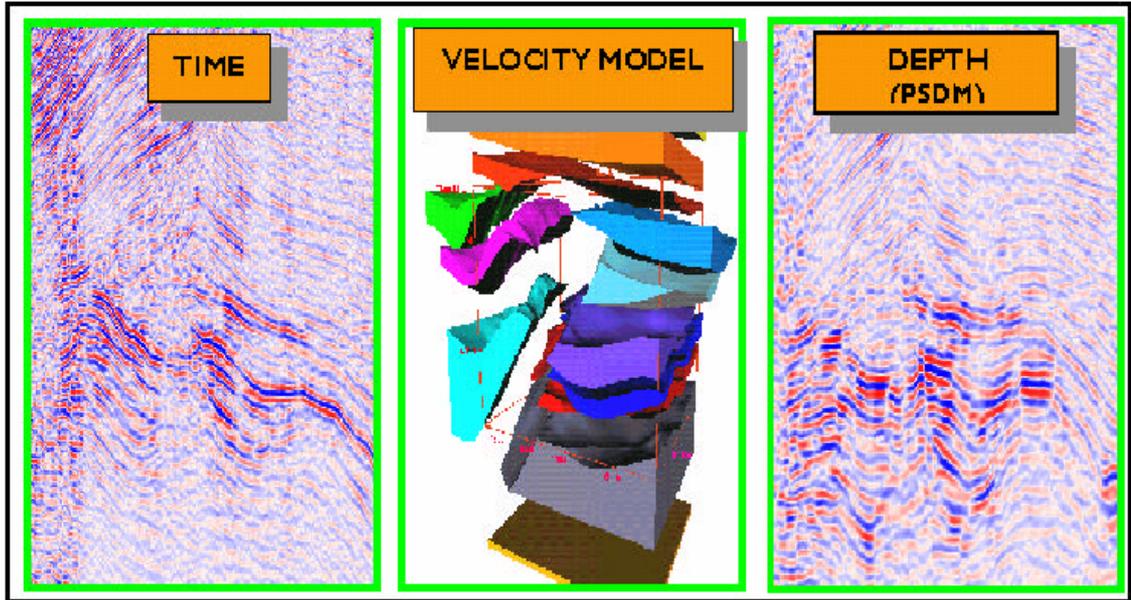


Fig. 29 – Comparación directa de un volumen en tiempo y otro en profundidad. La complejidad del modelo de velocidad es mostrado en el centro de la figura (Tomado de Pizzaferrri et. al, 2000).

#### 3.4.4. Migración en profundidad post-apilamiento

Como se sabe, los rayos de incidencia normal están asociados con tiempos de viaje de cero “offset” y, por tanto, pueden ser utilizados para examinar el grado de complejidad en modelos de velocidad-profundidad (Yilmaz, 2001).

En principio, una imagen del subsuelo en profundidad se puede obtener a partir de una primera migración en tiempo de una sección apilada, seguida de una conversión de la sección migrada de tiempo a profundidad mediante los rayos imagen utilizando un modelo de velocidad-profundidad apropiado (Hubral, 1977, Larnet et al, 1981). No obstante, en la práctica este procedimiento no es utilizado pues los resultados obtenidos no son del todo aceptables.

Ahora bien, una sección CMP apilada es sólo una representación cerrada de un campo de onda de cero “offset” en la presencia de fuertes variaciones laterales de velocidad asociadas con complejas estructuras de sobrecarga (Yilmaz, 2001).

La migración post-apilamiento se refiere al proceso por medio del cual se migran los datos una vez que han sido apilados. Como en el caso de la migración pre-apilamiento, la migración post-apilamiento está basada en el hecho de que todos los datos representan tanto reflexiones primarias como difracciones. Se piensa que este tipo de migración proporciona buenos resultados cuando existen buzamientos pequeños así como para el caso de eventos con distintos buzamientos que no interfieren en la sección migrada.

En este sentido, los algoritmos de migración post-apilamiento están basados en la teoría de campo de onda de cero “offset”.

Se pudiese pensar que una sección de “offset” cercano constituye una entrada apropiada para la migración post-apilamiento en profundidad. No obstante, surge una primera objeción a dicha proposición vinculada al hecho de que la sección de “offset” cercano contiene una cantidad significativa de energía múltiple que fue, naturalmente, atenuada durante el apilado CMP mediante una discriminación entre las velocidades de los eventos primarios y los múltiples (Sheriff, 1995).

Por tal razón, es importante acotar que, mientras la migración post-apilamiento en profundidad requiere una sección apilada basada en un rango de “offsets”; la migración pre-apilamiento en profundidad requiere de todos los “offsets”.

Como se mencionó anteriormente, la razón para ejecutar una migración post-apilamiento es que la sección CMP apilada sea una aproximación a un campo de onda de cero “offset”. Sin embargo, aún cuando el modelo de velocidad-profundidad contenga errores en cuanto a la geometría de los reflectores, si sus velocidades entre las capas son las correctas, se puede alcanzar un modelo velocidad-profundidad cercano a la realidad.

En este sentido, surge la interrogante: ¿Cuándo la imagen producto de una migración en profundidad converge a un modelo velocidad-profundidad correcto? Esta pregunta tiene muchas respuestas cada una dependiente del tipo de datos de entrada y de los errores en el modelo de velocidad-profundidad inicial. Si el conjunto de datos de entrada es una sección de cero “offset” y si su modelo es el correcto se puede decir que la respuesta de la migración es directa. Igualmente esto ocurre para datos pre-apilados mientras que para datos apilados la respuesta es cercana. Finalmente, si el modelo de velocidad-profundidad es erróneo en las velocidades de las capas sin importar el conjunto de datos de entrada no se alcanzará el modelo apropiado luego de la migración (Yilmaz, 2001).

Por otro lado, el número de iteraciones depende de que tan similar sea el modelo inicial al modelo correcto o real. Si el modelo inicial contiene errores en las velocidades de las capas sólo se requiere unas pocas iteraciones a diferencia si la geometría de las mismas es diferente (Yilmaz, 2001).

### 3.4.3. Teoría de rayos

Un reflector puede ser considerado como la suma de un continuo de centros de onda sísmicas diseminados. Las reflexiones que llegan a las interfases se pueden ver como la suma de energía diseminada por los puntos de la interfaz. En la figura 30 se observan diferentes rayos partiendo de un punto difractor en profundidad. Cada trayectoria de los rayos se desvía, por ley de Snell, al incidir sobre la capa buzante. El rayo de mínima trayectoria es aquel que incide verticalmente sobre la superficie (Yilmaz, 2001); bajo ese punto se encuentra el ápice de difracción (tiempo de viaje mínimo). De esta manera, la migración tiene por objetivo, enfocar esa energía diseminada de cada punto en profundidad al punto de imagen sobre la superficie reflectora en tiempo (Yilmaz, 1989).

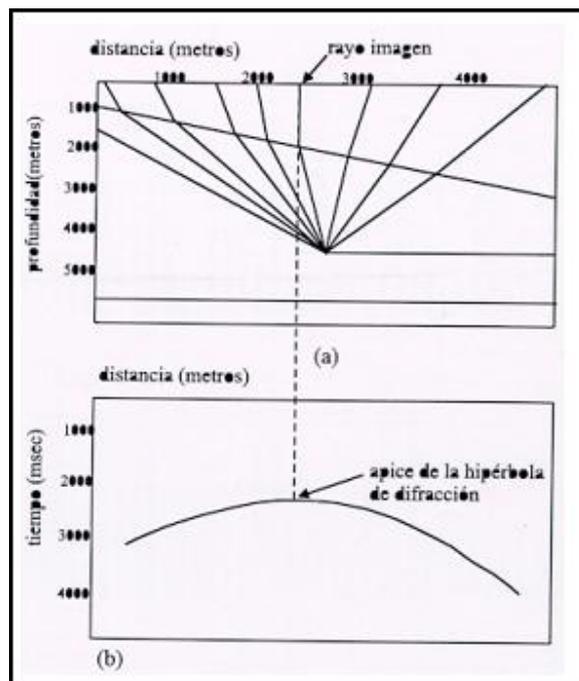


Fig. 30. a) Modelo en profundidad mostrando distintas trayectorias de rayo.  
b) Sección en tiempo de la difracción.  
(Tomado de manual on-line de Geodepth™, 1998)

Cuando el modelo de velocidad varía lateralmente, las velocidades RMS no describen correctamente la geometría de la difracción. Es entonces cuando la migración en tiempo y la migración en profundidad no producen una misma respuesta en cuanto a calidad de imagen y posicionamiento lateral. Así, la imagen que se obtiene al migrar en profundidad es mejor que la imagen migrada en tiempo siempre y cuando el modelo de velocidades interválicas sea el correcto.

Ahora bien, cuando el modelo de velocidad varía lateralmente, el ápice de la difracción (tiempo mínimo) no coincide verticalmente con el punto difractor. La migración en tiempo posiciona la imagen en el ápice de la pseudo-hipérbola, ocasionando así un mal posicionamiento de la imagen. La migración en profundidad posiciona el evento correctamente en la localización del punto difractor (Yilmaz, 1989).

A partir del modelo planteado, el rayo que llega verticalmente a la superficie representa el rayo de trayectoria mínima y se denomina *rayo imagen*. Dicho rayo es el más rápido entre la superficie y el punto reflector conectando un punto en profundidad con la posición en superficie de la imagen. La posición en superficie de este rayo se denomina *posición de tiempo mínimo* y representa el ápice de la hipérbola de difracción. Los rayos imagen, a diferencia de los rayos de incidencia normal, se relacionan con los de cualquier otra capa sin importar la interfaz a la cual pertenecen.

Con todo lo anterior se deduce que el mal posicionamiento lateral de un evento en una sección migrada en tiempo puede ser muy diferente al posicionamiento lateral en una sección migrada en profundidad. Los rayos imagen proveen la transformación de la posición de la imagen entre la sección en tiempo y la sección migrada en profundidad (Fig. 31).

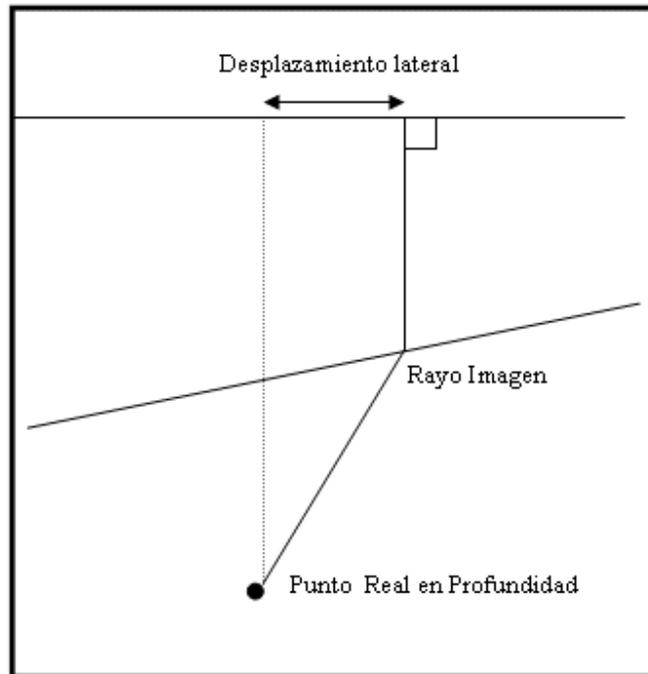


Fig. 31. Desplazamiento Lateral entre la migración en tiempo y la migración en profundidad.  
(Tomado de Yilmaz, 2001)

## **CAPITULO 4**

### **METODOLOGÍA**

Las etapas seguidas cronológicamente en el desarrollo del trabajo especial de grado involucran procesos relacionados con la construcción de modelos o volúmenes de velocidades interválicas, con aquellos vinculados al uso de algoritmos de migración adecuados para las migraciones 3D en profundidad hechas utilizando esos modelos de velocidades.

A modo de esquema se presentan los diferentes procesos que formaron parte de la elaboración de este trabajo especial de grado:

1. *Información utilizada y Carga de los Datos*

2.- *Interpretación Sísmica Estructural*

2.1. Selección de los horizontes

2.2. Desarrollo de la interpretación

3.- *Construcción de Mapas*

3.1. Mapas estructurales

3.2. Mapas de velocidades sísmicas

4.- *Construcción de Modelos de Velocidades Interválicas*

4.1. Modelo de velocidades construido a partir de capas

4.2. Modelo de velocidades obtenido a partir de la interpolación de las funciones verticales de velocidades sísmicas

5.- *Migración 3D Post-Apilamiento en Profundidad*

5.1. Migración 3D Post-Apilamiento en profundidad utilizando modelo de velocidades interválicas construido por capas

5.2. Migración 3D Post-Apilamiento en profundidad utilizando modelo de velocidades interválicas derivado de la interpolación de las funciones de velocidad sísmicas

5.3. Procesos finales de comparación entre resultados.

Un flujograma que describe la vinculación y jerarquía entre los distintos procesos involucrados en la metodología implementada a lo largo del proyecto se muestra en la figura 32.

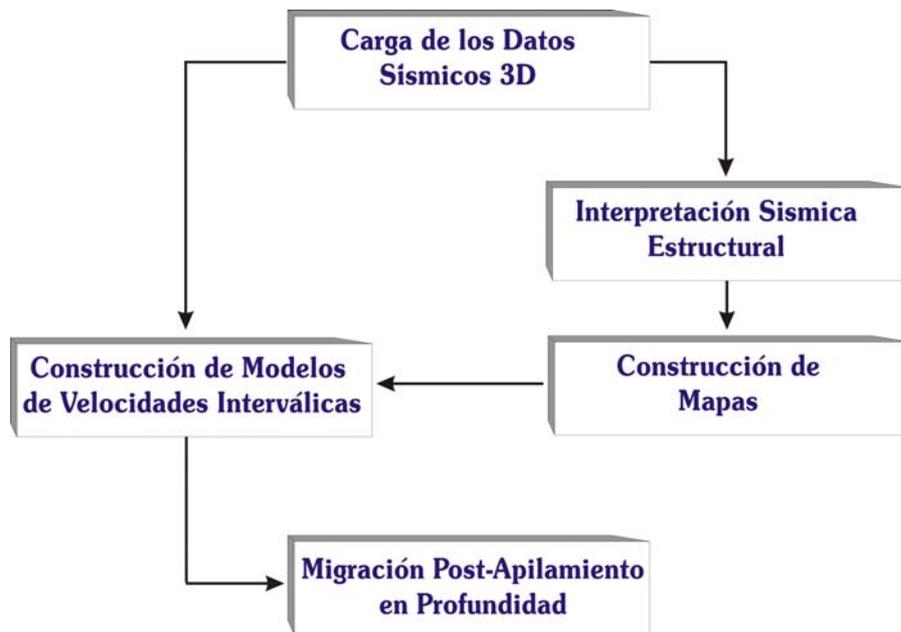


Fig. 32. Secuencia general de trabajo a lo largo del proyecto

#### 4.1. Información utilizada y Carga de los Datos

Los datos del volumen sísmico correspondiente al levantamiento Chimire 3D fueron previamente procesados por la compañía *Geopros* en el año 1998 quienes aplicaron los procesos que se explican detalladamente en el Apéndice I del presente trabajo.

Para el presente trabajo especial de grado se utilizaron dos de los volúmenes sísmicos obtenidos por *Geopros*, estos son, el volumen apilado y el migrado en tiempo, sin y con post-procesos respectivamente, los cuales se encuentran en formato SegY. El volumen apilado (fig. 33), que posee un intervalo de muestreo de 4 mseg, representa la entrada fundamental de todos los procesos de migración hechos en este trabajo.

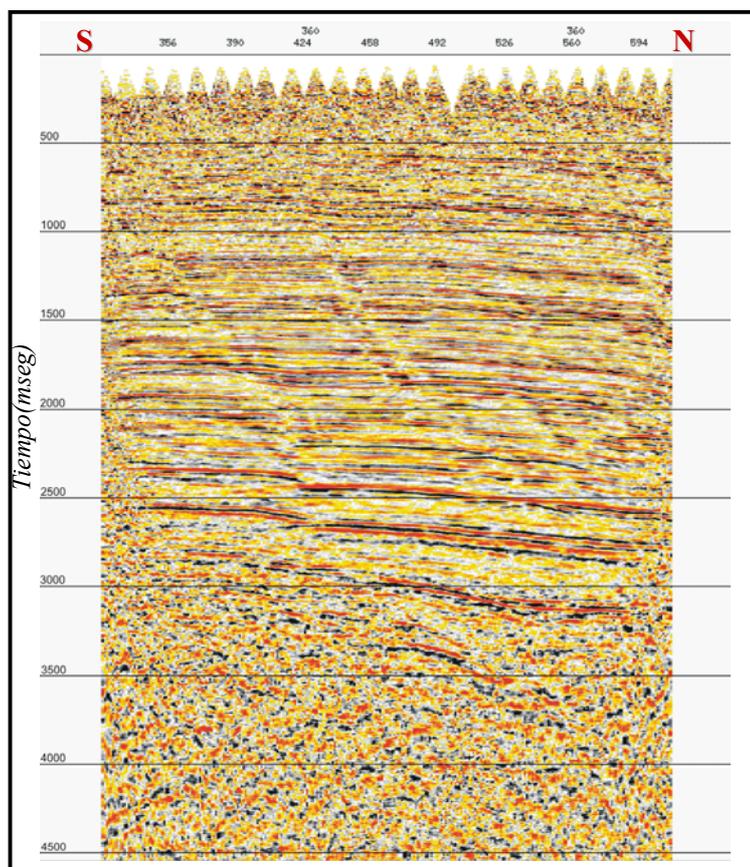


Fig. 33. Inline 700 perteneciente al volumen apilado sin post-procesos obtenido por *Geopros*

Por otro lado, el volumen migrado en tiempo con post-procesos (fig. 34), que tuvo que ser remuestreado a 4 mseg, es requerido para el proceso de interpretación sísmica estructural. Adicionalmente, se dispone de un segundo volumen sísmico migrado en tiempo, éste no posee post-procesos y fue obtenido por la compañía *Veritas* durante el año 2002, producto de un reprocesamiento de los datos de Chimire 3D. Este último volumen es utilizado para la comparación contra el volumen migrado final en profundidad, el cual es escalado al dominio del tiempo para la comparación.

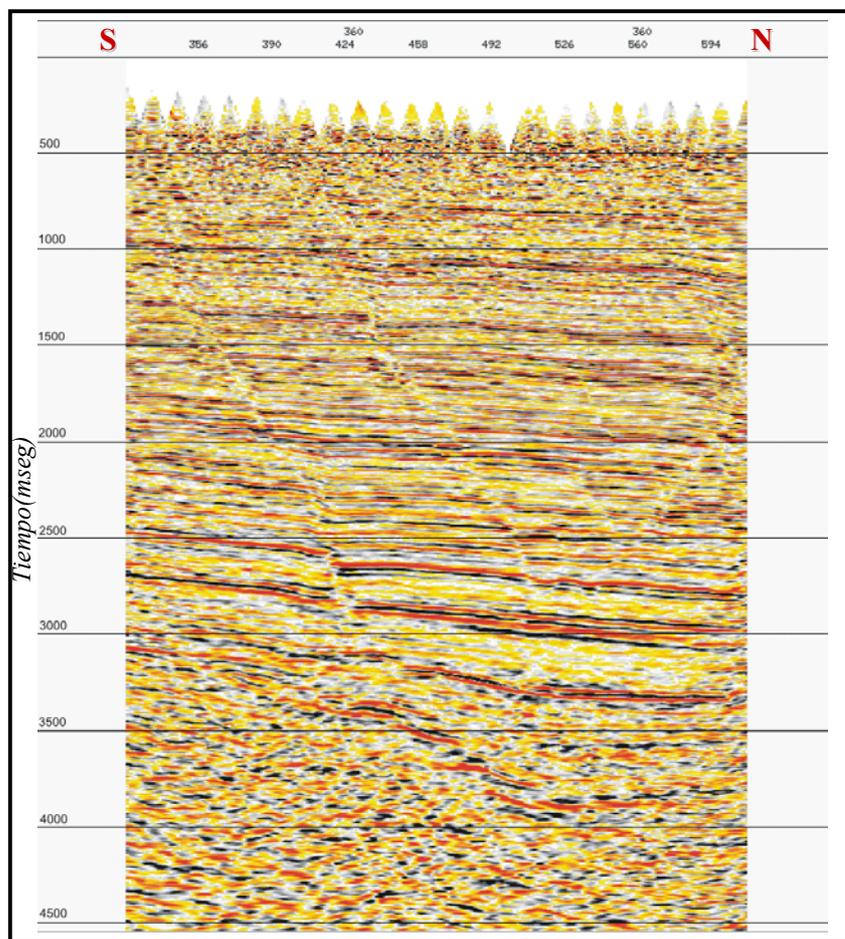


Fig. 34. Inline 700 perteneciente al volumen migrado en tiempo con post-procesos obtenido por *Geopros*

Otro de los datos fundamentales con los que se contó para el presente trabajo, es el campo de velocidades sísmicas obtenido mediante procesos de análisis de velocidad de semblanza. El análisis de velocidad se basa en la suposición de hiperbolicidad en las curvas de “moveout” normal. De esta manera, variando la velocidad se intenta ubicar la curva hiperbólica que mejor ajuste a los datos.

Para obtener dichas funciones de velocidad, se despliegan secciones o paneles de semblanza para cada “gather” CMP y se selecciona las velocidades de apilamiento tomando en cuenta que los contornos de máxima semblanza corresponden a la mejor velocidad de apilamiento para dicho reflector (fig. 35).

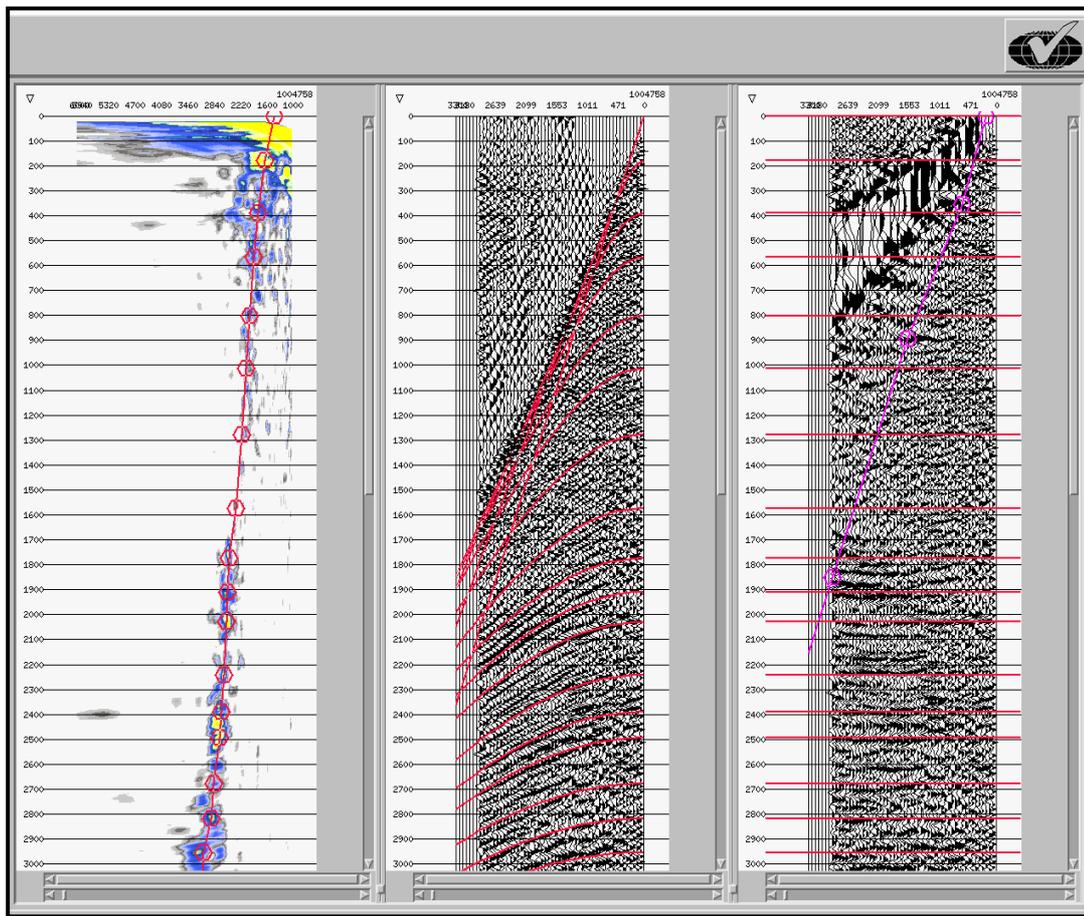


Fig. 35. “Gather” CMP en tiempo con su respectivo panel de semblanza para el análisis de velocidades de apilamiento de los datos sísmicos utilizados.

La información de velocidades de apilamiento es producto de un reprocesamiento de los datos de Chimire 3D, realizada por la compañía *Veritas* en el año 2002 y fueron proporcionadas en un archivo en formato ascii donde los valores de velocidad estaban ordenados según sus coordenadas geográficas.

En el listado de información utilizada, es importante destacar los datos de pozos, específicamente en registros de tiros de verificación o checkshots, los cuales son esenciales en el proceso de conversión tiempo-profundidad realizado a las mapas de velocidad que se obtuvieron en este trabajo.

En este proyecto se utilizaron cinco pozos con registros de checkshots bien distribuidos en el área del levantamiento, tal como se muestra en la figura 36.

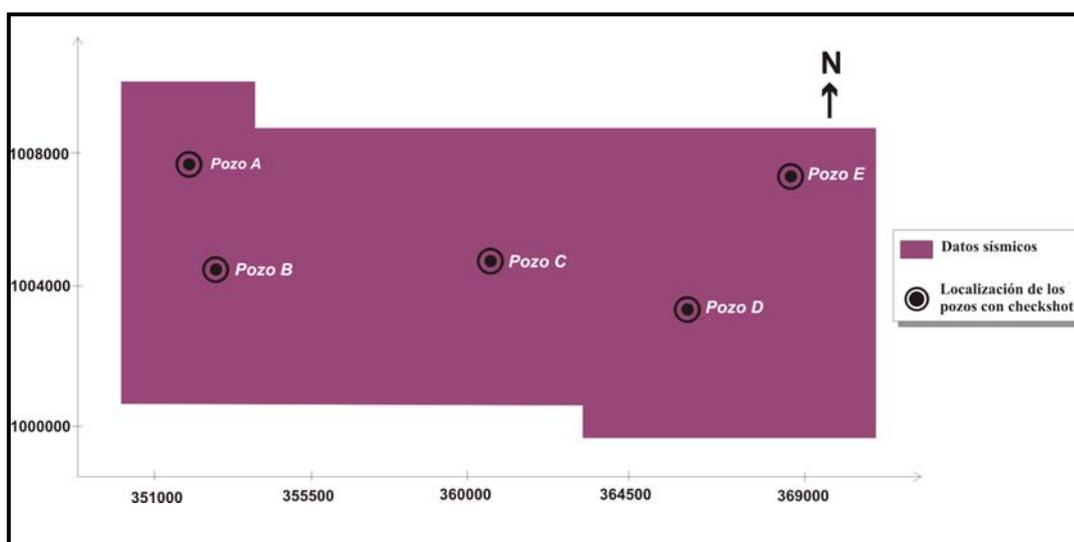


Fig. 36. Distribución de pozos con checkshots en el área del levantamiento

Por último, la información de los mapas estructurales utilizados es esencial en este trabajo. Se utilizaron dos mapas estructurales, correspondientes a los topes de Oficina y Freites respectivamente, éstos son derivados de un trabajo del año 2001 sobre una interpretación del Campo Chimire en algunas arenas de la Formación Oficina.

El paquete computacional mayormente utilizado en el desarrollo del presente trabajo lleva por nombre *Geodepth*<sup>™</sup> y pertenece a la compañía *Paradigm Geophysical*.

A través de este software se cargaron todos los datos antes mencionados, en primera instancia los dos volúmenes sísmicos en formato SegY, cargados respetando la geometría original del levantamiento. Teniéndose entonces cargados en *Geodepth*<sup>™</sup> un volumen sísmico en el dominio del tiempo y otro en el dominio del tiempo migrado.

Además de esto, el campo de velocidades sísmicas también fue cargado (de acuerdo con sus coordenadas geográficas) a través del paquete antes mencionado, el cual tiene la opción de transformar los datos de velocidades de un tipo a cualquiera de los otros. La transformación de velocidad esta basada en la ecuación de Dix, es así como se pueden hacer conversiones entre velocidades de apilamiento, RMS e interválicas en 2D y 3D.

Específicamente en este trabajo se hizo la transformación de velocidades de apilamiento a RMS al momento de ser cargados los datos de velocidad en el proyecto. Para efectuar esto, *Geodepth*<sup>™</sup> toma en cuenta que las velocidades de apilamiento y RMS en funciones verticales, secciones o volúmenes de velocidad son idénticas. La transformación es solo una copia enviada al otro dominio. El software llamará de ahora en adelante estos valores de velocidad 3D como funciones verticales.

## **4.2. Interpretación Sísmica Estructural**

### 4.2.1. Selección de los horizontes

Para efectos de la interpretación estructural de la zona se escogieron sobre el volumen migrado en tiempo, varios horizontes o eventos a interpretar. Estos son escogidos por medio de dos criterios fundamentales:

- Poseer una buena resolución, continuidad lateral y ser un marcador fuerte en la sísmica, de manera tal que posea un contraste fuerte de velocidad, para efectos de construir un modelo 3D con capas bien diferenciadas en cuanto a rangos de valores de velocidad.
- Ser en lo posible un marcador geológicamente importante, como por ejemplo, el tope o la base de alguna formación geológica conocida, con el objeto de ser reconocido como tope formacional para la calibración final de la sísmica.

Tomando en cuenta lo anterior, se escogieron 5 horizontes en total. De estos horizontes ya se poseen los mapas estructurales de los dos primeros, por lo tanto no necesitan ser interpretados (aunque se puede visualizar la interpretación realizada a ellos (figs. 37 y 38)), entonces se efectúa la interpretación de los otros tres restantes con el fin de poseer una buena distribución de horizontes en profundidad, factor de importancia para la construcción de un modelo de velocidad geológicamente más aceptable. Los horizontes son enumerados en orden ascendente de acuerdo a su profundidad, siendo éstos los siguientes:

- Horizonte 1 (asociado al tope de la Formación Freites).
- Horizonte 2 (asociado al tope de la Formación Oficina).
- Horizonte 3.
- Horizonte 4.
- Horizonte 5.

A continuación se presenta una sección (fig. 37) donde se muestra la disposición de estos horizontes escogidos:

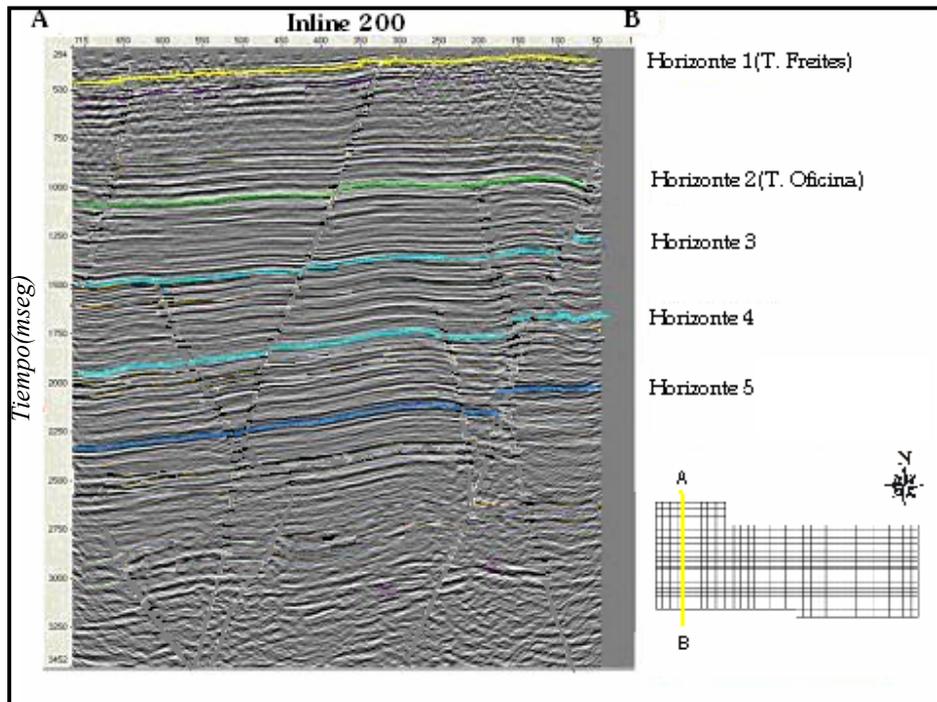


Fig 37. Inline 200 correspondiente al volumen sísmico en el dominio del tiempo migrado. Se muestran los horizontes escogidos (los ya disponibles y los que se interpretarán)

#### 4.2.2. Desarrollo de la interpretación

Se interpretaron 240 km<sup>2</sup> de sísmica 3D perteneciente al levantamiento Chimire 3D, el cual comprende un total de 1485 líneas inline y 715 crossline, a razón de cada 20 líneas inline y cada 20 crossline.

La interpretación estructural se realizó en la aplicación “Interpretation Session” de la licencia Power3D™ del paquete *Geodepth*™ 99, se trabajó en el dominio del tiempo migrado, para esto se utilizó la opción “Time Migrated Section” la cual muestra el volumen sísmico en dicho dominio.

Se interpretaron tres horizontes adicionales a los dos que se poseían en un principio, los cuales representan los reflectores más “fuertes” en la sísmica y que poseen cierta importancia geológica.

Una vez identificados los horizontes objetivo, se procedió a interpretar automáticamente mediante la ayuda del software los horizontes de interés para luego ir corrigiendo en los puntos que sea necesario esta interpretación manualmente a medida que se desarrolla el proceso. Se interpretó en principio las líneas inline a razón de 20 en 20, luego se procedió a hacer lo mismo con las crossline. Es importante destacar que durante la interpretación en los saltos de falla el horizonte se interrumpe y se continúa al otro lado del aparente plano de falla (figs. 37 y 38).

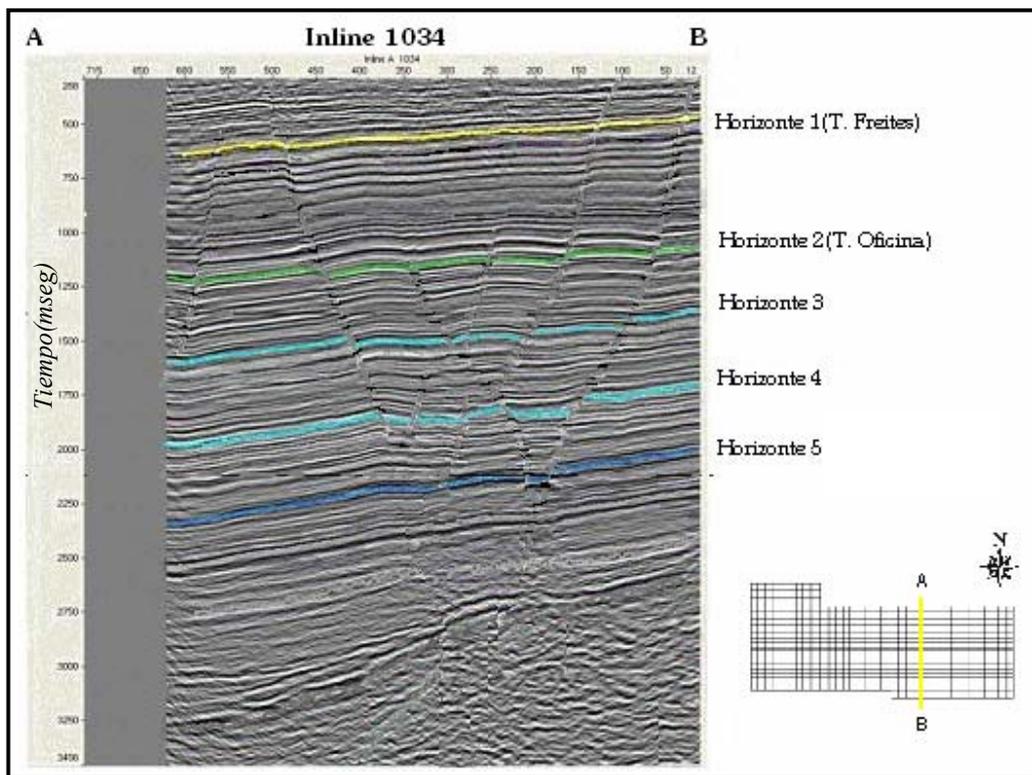


Fig. 38. Inline 1034 correspondiente al volumen sísmico en el dominio del tiempo migrado. Se muestra la interpretación estructural realizada a los últimos tres horizontes.

Tomando un par de líneas sísmicas de oeste a este se puede mostrar la interpretación realizada, en las cuales se observa el comportamiento estructural para esas líneas (inlines) respectivas (figs. 37 y 38). La falla más al sur interpretada en esas líneas presenta el mayor salto vertical del área, de 100 msec aproximadamente y se observa a lo largo de toda la sísmica.

Una vez realizada la interpretación del volumen sísmico en todas sus líneas inline (N-S) y crossline (E-O), se obtienen diferentes mallados ó grid de los mapas de los horizontes interpretados. Obsérvese los cortes de falla en el grid interpretado correspondiente al Horizonte 3 (fig. 39), estos cortes de falla producen un contacto en cada uno de los lados del horizonte que es atravesado por la falla (tanto del lado deprimido como del lado levantado). Estos contactos de falla delinean la extensión o límites de las fallas en lo que será el mapa estructural del horizonte correspondiente.

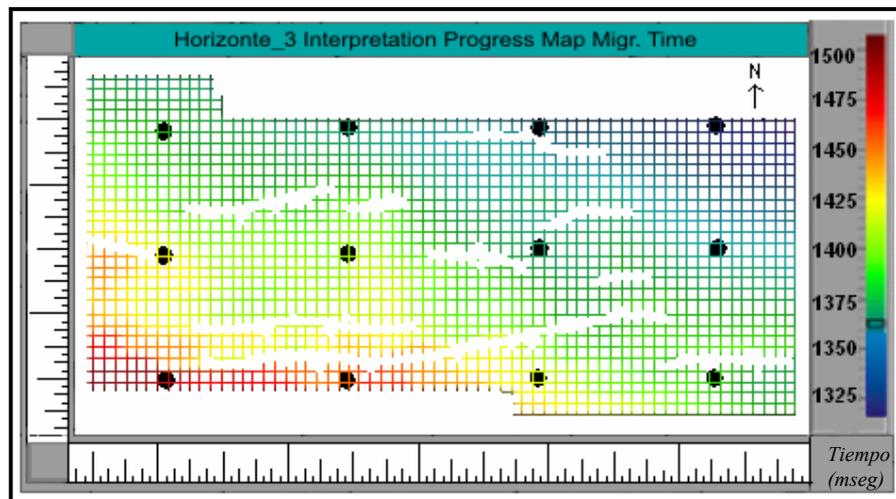


Fig. 39. Mapa progreso de la interpretación correspondiente al horizonte 3

En general, la información sísmica del área es de muy buena calidad, observándose abundantes reflectores en varios intervalos. Existe una gruesa columna sedimentaria de intercalación de arenas y lutitas con un leve buzamiento (ver Capítulo 2 del presente trabajo), sin muchas complicaciones estructurales, esto último justifica la escogencia del intervalo de interpretación (de 20 en 20 líneas).

### 4.3. Construcción de Mapas

#### 4.3.1. Mapas estructurales en tiempo

Para efectuar la construcción de los distintos mapas estructurales correspondientes a los horizontes interpretados, se utilizó la aplicación “Map Window” de la licencia Power3D™ del paquete *Geodepth*™ 99. Esta aplicación permite la definición de mapas estructurales originados del mallado producto de la interpretación realizada.

De esta manera, la aplicación toma los mapas de progreso de las interpretaciones (fig. 39) y efectúa una interpolación entre líneas inline y crossline pertenecientes al mallado de interpretación, obteniéndose así los diferentes mapas estructurales en el dominio del tiempo migrado, los cuales se muestran a continuación (figs. 42, 43 y 44). Además se muestran los mapas estructurales de los horizontes 1 y 2, previamente realizados en trabajos anteriores, en las figuras 40 y 41.

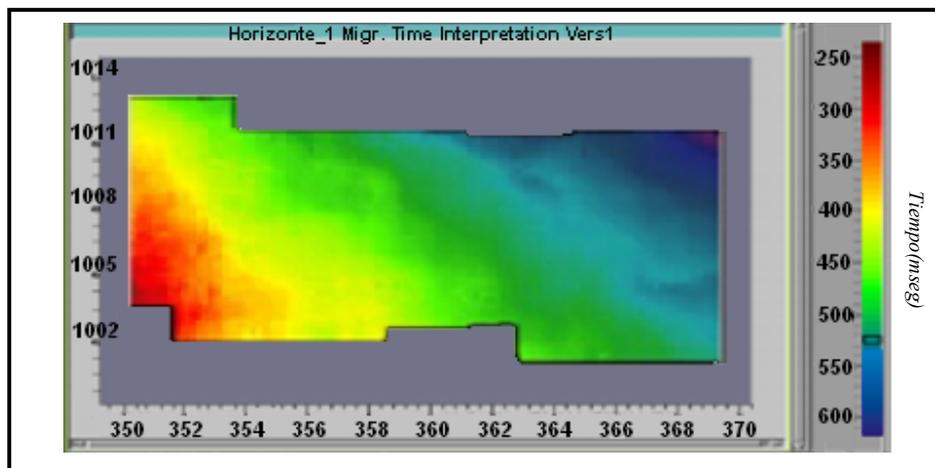


Fig. 40. Mapa estructural en tiempo correspondiente al horizonte 1

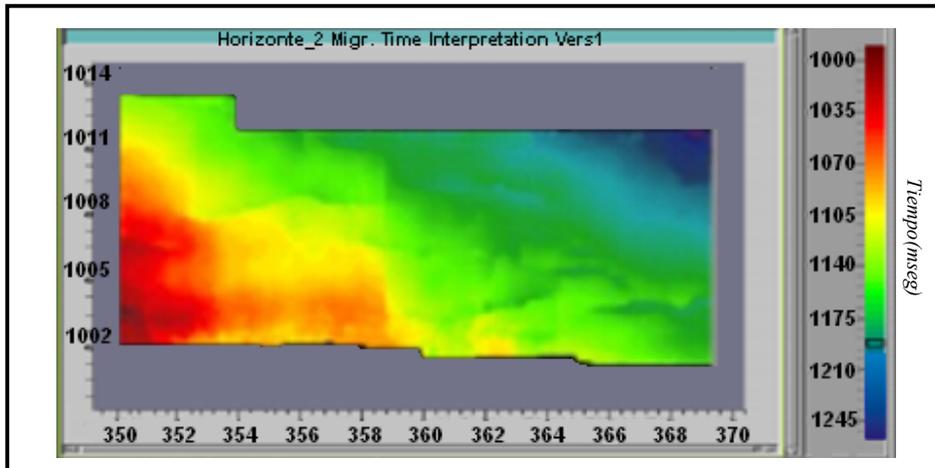


Fig. 41. Mapa estructural en tiempo correspondiente al horizonte 2

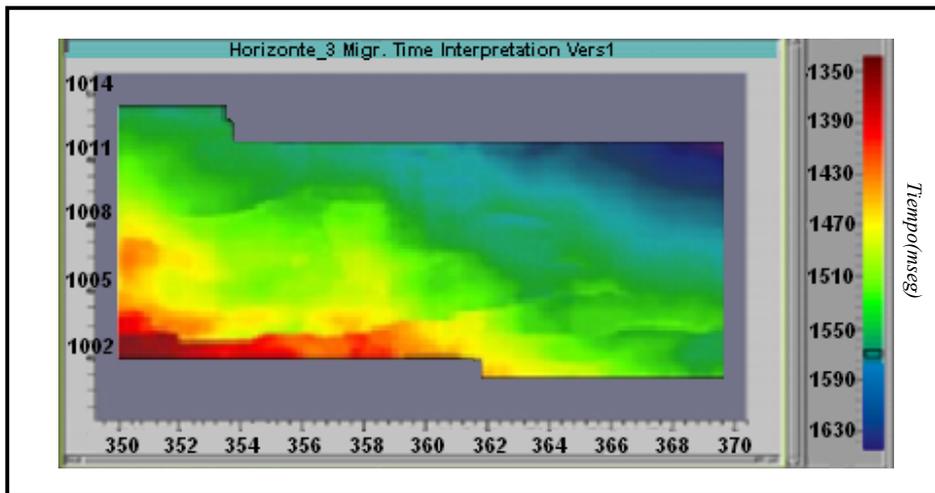


Fig. 42. Mapa estructural (interpretado) en tiempo correspondiente al horizonte 3

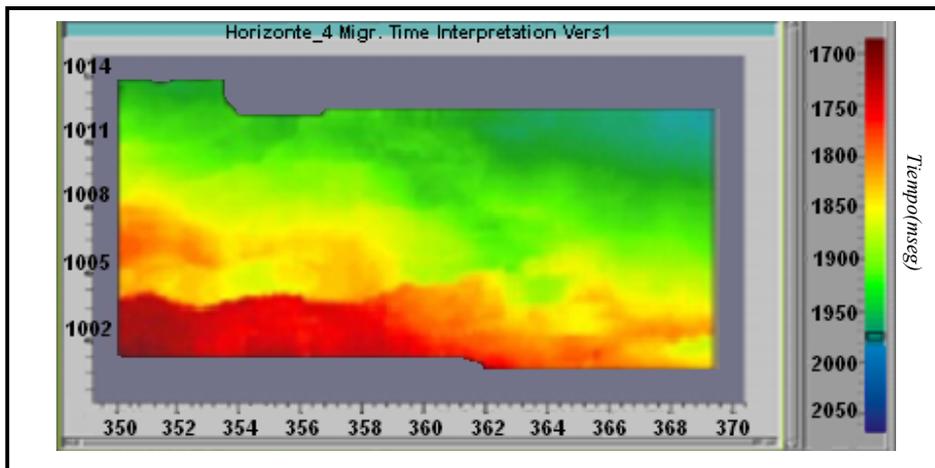


Fig. 43. Mapa estructural (interpretado) en tiempo correspondiente al horizonte 4

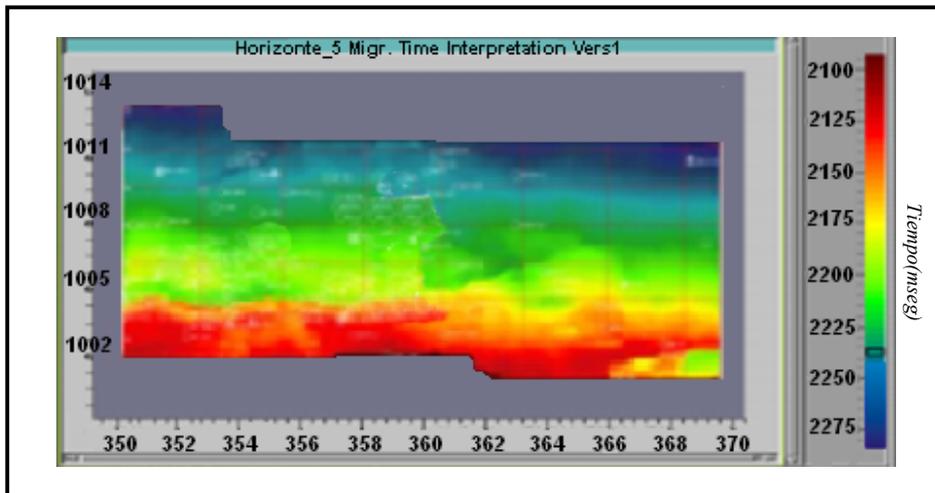


Fig. 44. Mapa estructural (interpretado) en tiempo correspondiente al horizonte 5

El método de estimación implementado por el paquete *Geodepth*<sup>TM</sup> para la interpolación y posterior definición de los mapas estructurales fue el de Sumas Ponderadas. Este método puede ser usado para cualquier tipo de datos y toma en cuenta la posición de los puntos en una estructura geológica. El software toma todos los puntos dentro de un área definida (elipse o círculo) alrededor de un punto único para estimar el valor de éste. La dirección de la estructura geológica, si está definida, es también tomada en cuenta para la ponderación. Se define la estructura a través de la especificación de la dirección y ejes de acuerdo a puntos de control, como se muestra en la figura 45.

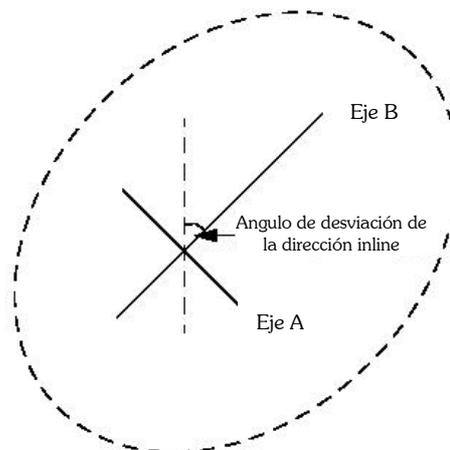


Fig. 45. Esquema del Método de estimación basado en sumas ponderadas  
(Tomado de Manual de ayuda on line de *Geodepth*<sup>TM</sup>)

Se especifica la dirección de la estructura mediante el ángulo de desviación del eje principal con respecto a la dirección inline. El eje B es el eje principal de la estructura y el eje A es el secundario y es perpendicular al B. Si la proporción del eje B con respecto al eje A es 1, *Geodepth*<sup>™</sup> usa un círculo para definir los puntos que serán incluidos en la estimación. Por otro lado, si esta proporción es diferente de 1, el software usa una elipse en vez de un círculo. Es importante destacar que la aplicación define la elipse de acuerdo a la distancia promedio entre los puntos de control.

Para el caso de estos mapas estructurales, fue utilizada la magnitud de la proporción del eje B con respecto al eje A como 1, por lo cual el software utiliza círculos de estimación. Con respecto al ángulo de desviación se utilizaron las configuraciones por defecto del *Geodepth*<sup>™</sup> ya que las posibles estructuras geológicas aún no estaban definidas para el momento de efectuar la interpolación de los mapas.

Finalmente y analizando los mapas estructurales de los diferentes horizontes, además de las secciones sísmicas interpretadas mostradas anteriormente (figs. 37 y 38), se puede plantear que el área del Campo Chimire cubierto por la sísmica 3D, corresponde estructuralmente a un homoclinal de rumbo NO, buzando al noreste. En el área, este homoclinal se encuentra afectado por fallas y pliegues. Las fallas tienen una dirección predominante este-oeste a noreste.

#### 4.3.2. Mapas de velocidades sísmicas

En esta etapa de la metodología de trabajo, se construyeron mapas con valores de velocidades sísmicas para los diferentes horizontes de la fase anterior. Para esto se intersectaron los mapas estructurales obtenidos de cada horizonte (los cuales se encuentran en el dominio del tiempo migrado) con las funciones verticales (velocidades RMS) cargadas previamente. De nuevo se utilizó la aplicación “Map Window” de la licencia Power3D™ del paquete *Geodepth*™ 99.

En una función vertical, la velocidad es representada como una función que varía con el tiempo (o con la profundidad). Las funciones verticales están definidas por una localización en superficie. La localización y distribución de las funciones verticales en el área de estudio se muestra en la figura 46.

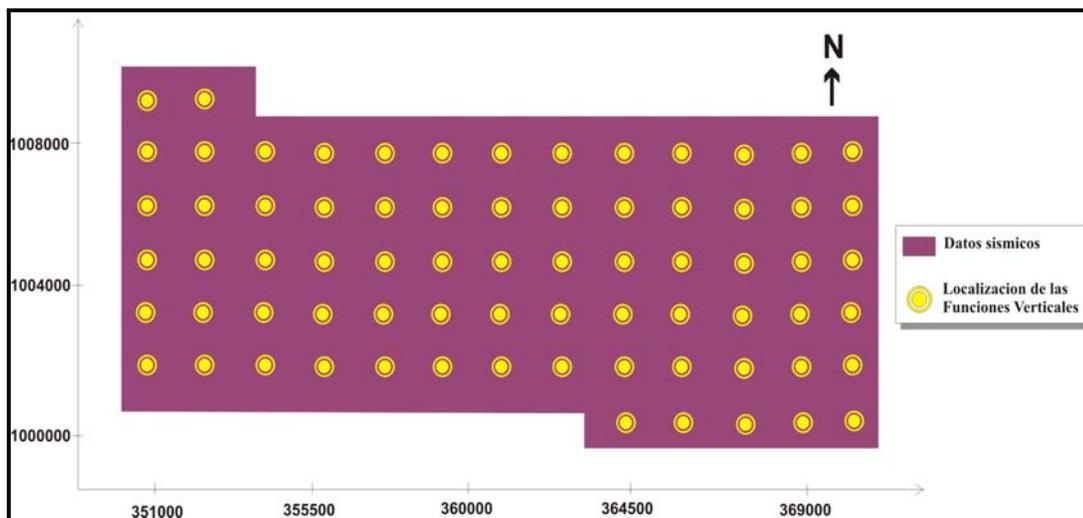


Fig 46. Distribución de las funciones verticales en el área de estudio

Cada punto de control, producto de la intersección antes mencionada, define un valor de velocidad sísmica en el mapa, con el cual se obtiene un mallado de puntos con valores de velocidad, que fue interpolado para definir los correspondientes mapas de velocidad. El proceso de construcción de este mallado de puntos se esquematiza gráficamente en la figura 47.

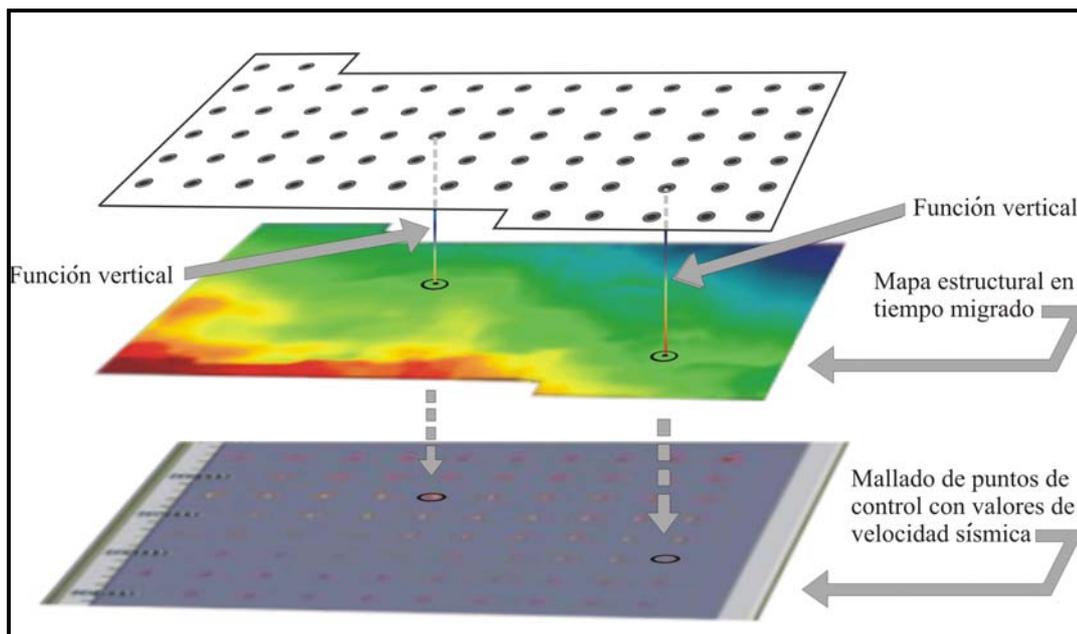


Fig. 47. Esquema gráfico del proceso de construcción de los mapas de velocidad sísmica

La intersección antes mencionada solo puede ser llevada a cabo si se tiene la función vertical de velocidad debidamente interpolada. La interpolación de las funciones verticales de velocidades RMS dentro del *Geodepth*<sup>™</sup> es ejecutada como una transformación de velocidad interválica de Dix (ec. 36) que seguirá a la definición de las velocidades interválicas para todos los puntos definidos entre los horizontes o mapas estructurales obtenidos.

La transformación de Dix utilizada por el software, está dada por:

$$V_{\text{int}i}^2 = (V_i^2 t_i - V_i - 1^t i - 1) / (t_i - t_{i-1}) \quad (\text{ec. 36})$$

donde:

$V_{\text{int}i}^2$ : Velocidad interválica en la muestra  $i$ .

$V_i$ : Velocidad RMS o de apilamiento al paso  $i$ .

$\Delta t = t_i - t_{i-1}$ : Paso en tiempo definido por el usuario.

El software utiliza varios métodos para la interpolación vertical entre los diferentes “nodos” de velocidades RMS que poseen tiempos de viaje específicos. Estos nodos de velocidad como ya se sabe son puntos picados durante análisis de velocidad.

Estos métodos de interpolación están basados en la formula de Dix, y consideran si hay o no un gradiente vertical de velocidad. Éstos incluyen una interpolación basada en una función lineal o una interpolación constante. Cabe destacar que en el método de interpolación constante se mantiene la velocidad interválica entre dos selecciones (o nodos) de velocidad RMS. En la interpolación lineal se mantiene una función de velocidad lineal (gradiente) entre dos nodos de velocidad RMS.

Durante la interpolación constante (fig. 48), primero se calcula la velocidad interválica ( $V_{\text{int}2}$ ) derivada del nodo de velocidad RMS más inferior ( $V_{\text{RMS}2}$ ), para luego esta velocidad interválica ( $V_{\text{int}2}$ ) ser asignada a cada muestra de tiempo entre las dos selecciones de velocidad, de esta manera se mantiene constante el valor de velocidad.

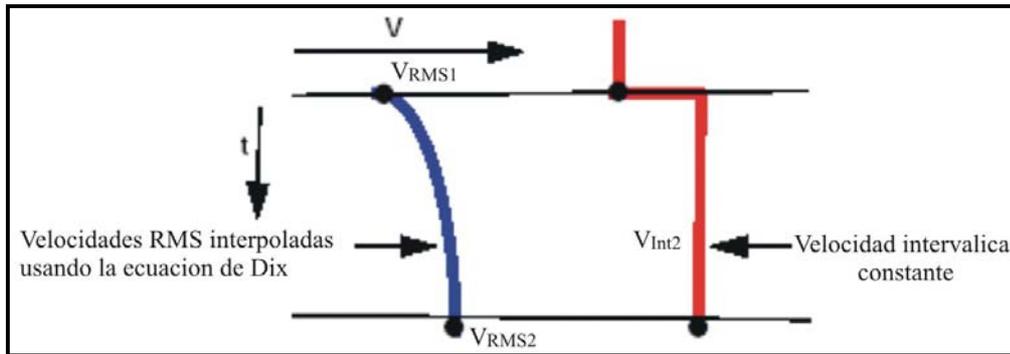


Fig. 48. Interpolación constante de funciones verticales de velocidad basada en Dix (Tomado de Manual de ayuda on line de Geodepth™)

Por otro lado, en la interpolación lineal (fig. 49), se calculan mediante Dix las velocidades interválicas ( $V_{int1}$ ,  $V_{int2}$ ) correspondientes a cada nodo ( $V_{RMS1}$ ,  $V_{RMS2}$ ), luego es calculado un gradiente vertical entre estos dos valores de velocidad interválica, de esta manera se mantiene un intervalo lineal de la función de velocidad entre los dos nodos seleccionados. Para el caso de este proyecto se empleó el método de interpolación lineal, pues con éste se puede asumir algún gradiente de velocidad.

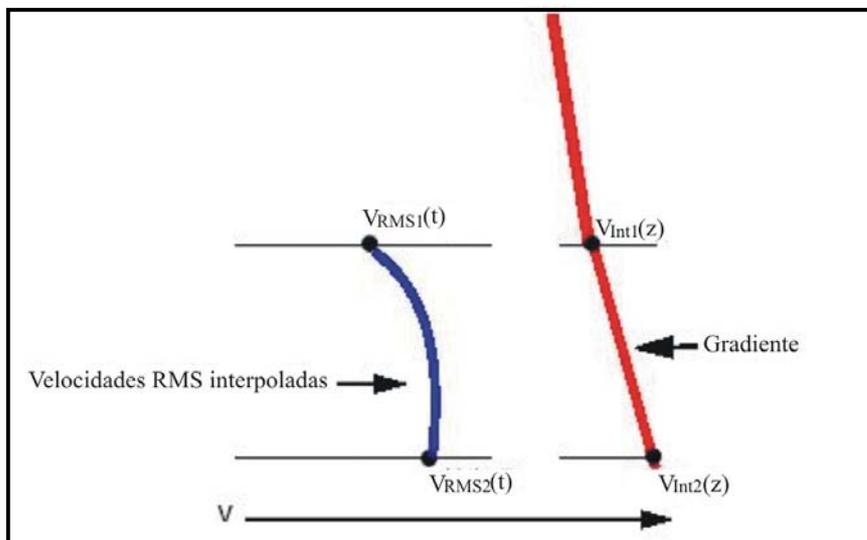


Fig. 49. Interpolación lineal de funciones verticales de velocidad basada en Dix (Tomado de Manual de ayuda on line de Geodepth™)

Después de la interpolación de las funciones verticales, se efectúa la intersección mencionada anteriormente entre los mapas estructurales y las funciones verticales para obtener el mallado de puntos que dará origen al mapa de velocidad sísmica correspondiente (fig. 47).

La interpolación que se le realiza a este mallado de puntos de control con valores de velocidad, está basado en el mismo criterio que la interpolación efectuada para la construcción de los mapas estructurales, esto es, el método de estimación puntual basado en Sumas Ponderadas.

Después de realizada toda la metodología anteriormente explicada se obtienen los diferentes mapas de velocidad interválica para cada horizonte interpretado. Estos mapas fueron editados en lo que se refiere a puntos de valores anómalos, en la forma de valores puntuales muy altos o muy bajos con respecto a su entorno, que se encontraban en su mayoría en los extremos del mapa.

*Geodepth*<sup>™</sup> permite eliminar uno o múltiples puntos de control que se consideren anómalos o inválidos en el mapa, simplemente seleccionándolos y eliminándolos del mallado de puntos que da forma al mapa de velocidad. Hecho esto, se debe reconstruir el mallado sin incluir los puntos eliminados e interpolar de nuevo para obtener al mapa de velocidad con los cambios realizados.

Además de editados, estos mapas de velocidad fueron suavizados con el objeto de que tuvieran un comportamiento libre de ruido. Asumiendo que el mallado de puntos de control que estructura el mapa consiste de coordenadas X y Y, los valores Z representan los valores del atributo (en este caso, velocidad) en el mallado y pueden ser afectados por ruido. El suavizado trabaja como un filtrado que provee una estimación del valor real del punto de control.

El tamaño del filtro por defecto está definido como el radio que incluyen los tres puntos más cercanos alrededor del punto escogido para la estimación. El tamaño del filtro define los elementos de la suma. Este tamaño por defecto puede ser variado solo introduciendo valores para el ancho y alto de la ventana de filtrado (fig. 50). Si la ventana de filtrado es muy grande, la estructura puede ser suavizada en exceso, perdiéndose algunos detalles de la estructura.

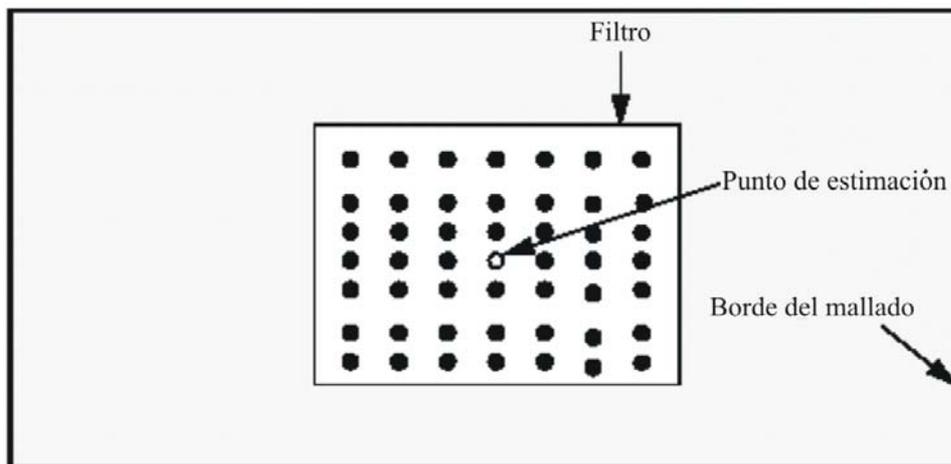


Fig. 50. Configuración del filtro que se aplica al suavizado y a la extrapolación de los mapas (Tomado de Manual de ayuda on line de Geodepth™)

El método de filtrado o suavizado usado en estos mapas es llamado Método de Promedio Ponderado (ec. 37) y estima el valor real de un punto de control como el promedio ponderado de un área definida (fig. 50). Este método es usado cuando el mapa parece suave y la variación del ruido es pequeña.

Estos mapas fueron además extrapolados por la aplicación durante su construcción, en las zonas donde no existía información sísmica, para así obtener mapas de forma rectangular completa que generaran posteriormente un cubo de velocidades perfectamente cúbico. Este proceso de extrapolación está basado en el mismo principio utilizado por el filtrado o suavizado y que se explica en la figura 50.

El valor  $\bar{Z}_{i,j}$  estimado mediante el Método de Promedio Ponderado está basado en la siguiente ecuación:

$$\bar{Z}_{i,j} = \frac{1}{G} \sum_{v,t} g_{v,t} \bar{Z}_i + v, j + t \quad \text{para } -q < t, v < q \quad (\text{ec. 37})$$

donde:

$$G = \sum_{v,t} g_{v,t} \quad \text{y} \quad g_{v,t} = 1 - \left( \frac{v^2 t^2}{g^4} \right)^2$$

Z: Información real,

$\bar{Z}$  : Estimación de Z,

$\bar{Z}_{i,j}$  : Esta definida como la suma de todos los valores con ruido (información actual) dentro de una ventana de filtrado, si el promedio ponderado ya está calculado Z reemplaza a  $Z_{i,j}$ ,

q: Tamaño de la ventana,

v,t: numero de coordenadas dentro de la ventana,

g: ponderación,

Después de todo este procedimiento de editado y suavizado, se obtienen los mapas finales de velocidades sísmicas (cinco en total) para cada uno de los horizontes en el dominio del tiempo migrado, mapas que serán utilizados para la construcción del modelo 3D de velocidades basado en capas.

Con el objetivo de comparar y estudiar las diferencias entre estas velocidades sísmicas y velocidades reales extraídas de checkshots, se construyeron mapas de velocidades de checkshots para los mismos 5 horizontes. A estos últimos mapas no se le aplicaron procesos de editado o suavizado con el fin de preservar el contraste de velocidades originales procedente de los registros de checkshots.

La metodología de construcción de estos mapas de velocidades de pozos, sigue el mismo comportamiento que la implementada con los mapas de velocidades sísmicas. Para este caso, se intersectaron los registros de pozos (con sus velocidades interválicas calculadas a partir del tiempo y la profundidad medida en cada punto del registro y debidamente interpoladas usando una función lineal ó gradiente) con los mapas estructurales obtenidos anteriormente, obteniéndose así un mallado de puntos de control que es interpolado usando el método de estimación puntual de Sumas Ponderadas, dando lugar a los diferentes mapas de velocidades de pozos (cinco en total).

Se pudo observar que las diferencias entre los mapas de velocidades sísmicas y los de velocidades de checkshots eran notables, en algunos casos en el orden de los 400 m/s de diferencia entre las dos velocidades. Si se toma en cuenta esto, las migraciones en profundidad hechas utilizando el modelo construido a partir de las velocidades sísmicas poseerán un amarre con pozos no satisfactorio, es por esto que no se realizarán amarres con pozos en la etapa final de la metodología del presente trabajo. Todo esto debido a que el objetivo de este proyecto se basa en la buena calidad de la imagen sísmica y no en el buen amarre ó no con pozos que posea ésta. Es importante destacar que las velocidades que proporcionan la mejor imagen sísmica en las migraciones, generalmente difieren de las velocidades reales indicadas por los pozos (Al-Chalabi, 1994).

### **4.3. Construcción de Modelos de Velocidades Interválicas**

#### **4.4.1. Modelo de velocidades construido a partir de capas**

Una vez obtenidos los mapas de velocidad interválica para cada horizonte interpretado, se utiliza el software para tomar la información de velocidades de estos mapas y construir un volumen de velocidades a partir de ellos, este volumen posee coordenadas X,Y y Z, donde Z es la profundidad en metros. Para esto se transforma el horizonte, al cual pertenece el mapa de velocidad correspondiente, de tiempo migrado a profundidad para poder obtener el modelo 3D de velocidades, extraído de estos mapas, en profundidad. Para la definición del modelo se utilizó la aplicación “Volume Manipulation” de la licencia Power3D™ del paquete *Geodepth™* 99.

Durante la construcción del volumen de velocidades, la aplicación efectúa el escalamiento de tiempo a profundidad de los mapas de velocidad a través de una triangulación, en ésta se efectúa una interpolación lineal entre la información proporcionada por los checkshots cargados en el proyecto y complementada por la información de velocidades dadas por los mapas, además del tiempo correspondiente al cual se encuentra el punto a estimar. Esta operación se realiza ponderando los tres valores de profundidad que se conocen en los vértices del triángulo, siguiendo un criterio de proximidad al dato puntual.

Luego de efectuado el escalamiento tiempo-profundidad, el software toma la información de los cinco mapas de velocidad interválica en tiempo migrado y efectúa una interpolación basada en una función lineal (gradiente), entre los valores de cada par de mapas próximos en el eje vertical (profundidad), como se muestra en la figura 51.

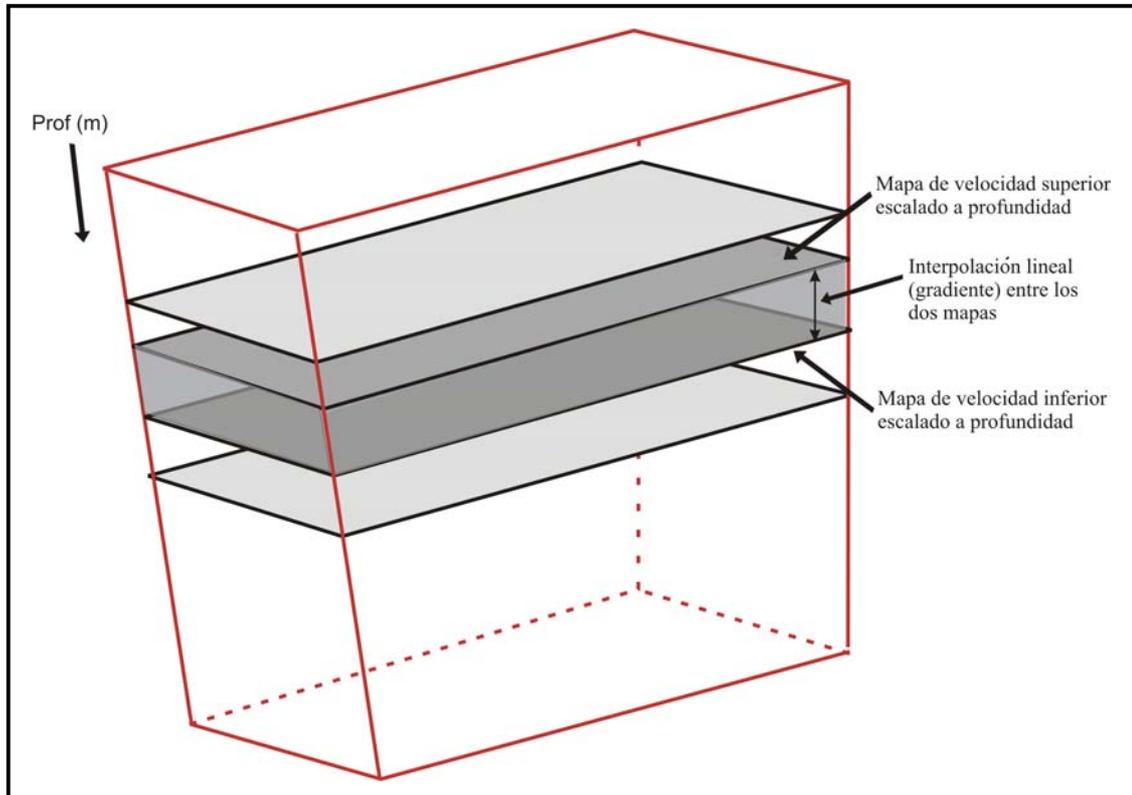


Fig. 51. Esquema de construcción del modelo de velocidades sísmicas hecho a partir de capas

Después de seguido el procedimiento antes detallado, se obtiene el volumen final de velocidades interválicas en profundidad construido a partir de capas que será utilizado para las migraciones sísmicas en profundidad correspondientes. El modelo 3D se muestra en la figura 52.

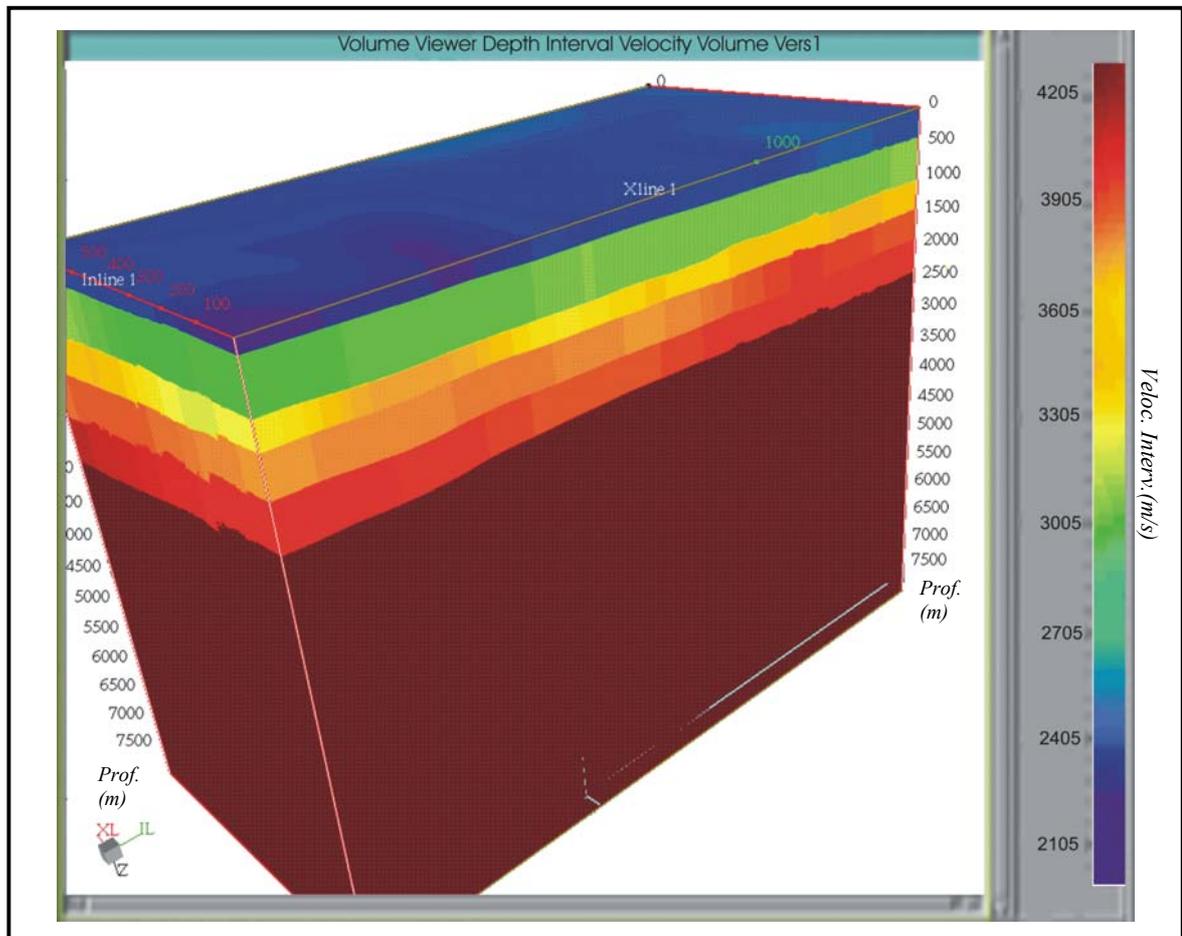


Fig. 52. Modelo de velocidades sísmicas hecho a partir de capas

#### 5.4.1. Modelo de velocidades obtenido a partir de la interpolación de las funciones verticales

A la par de la construcción del modelo 3D de velocidades extraído de mapas, se define un segundo tipo de volumen de velocidades que será hecho a partir de la interpolación de las funciones verticales de velocidad sísmica (RMS) cargadas en el proyecto. Este volumen de velocidades, al igual que el realizado en el paso anterior, poseerá coordenadas X,Y y Z, donde Z es la profundidad en metros.

Para efectuar la construcción de este segundo modelo de velocidades se utilizó de nuevo la aplicación “Volume Manipulation” de la licencia Power3D™ del paquete *Geodepth*™ 99.

Durante la construcción del volumen de velocidades, se efectúa la conversión de velocidades RMS a interválicas mediante una transformación de Dix, como la que se plantea en la ecuación 36. Luego de esto la aplicación efectúa el escalamiento de tiempo a profundidad de las funciones verticales (que vienen dadas en función del tiempo) a través de un proceso similar al utilizado con el escalamiento efectuado a los mapas de velocidad, mediante el uso de la información de las velocidades proporcionadas por las mismas funciones verticales y por los valores correspondientes de tiempo.

Posteriormente, la aplicación efectúa la interpolación tanto vertical como horizontal (asumiendo gradientes en ambos sentidos) de las funciones verticales de velocidad interválicas en profundidad para obtener una primera versión del volumen de velocidades que es mostrado en la figura 53.

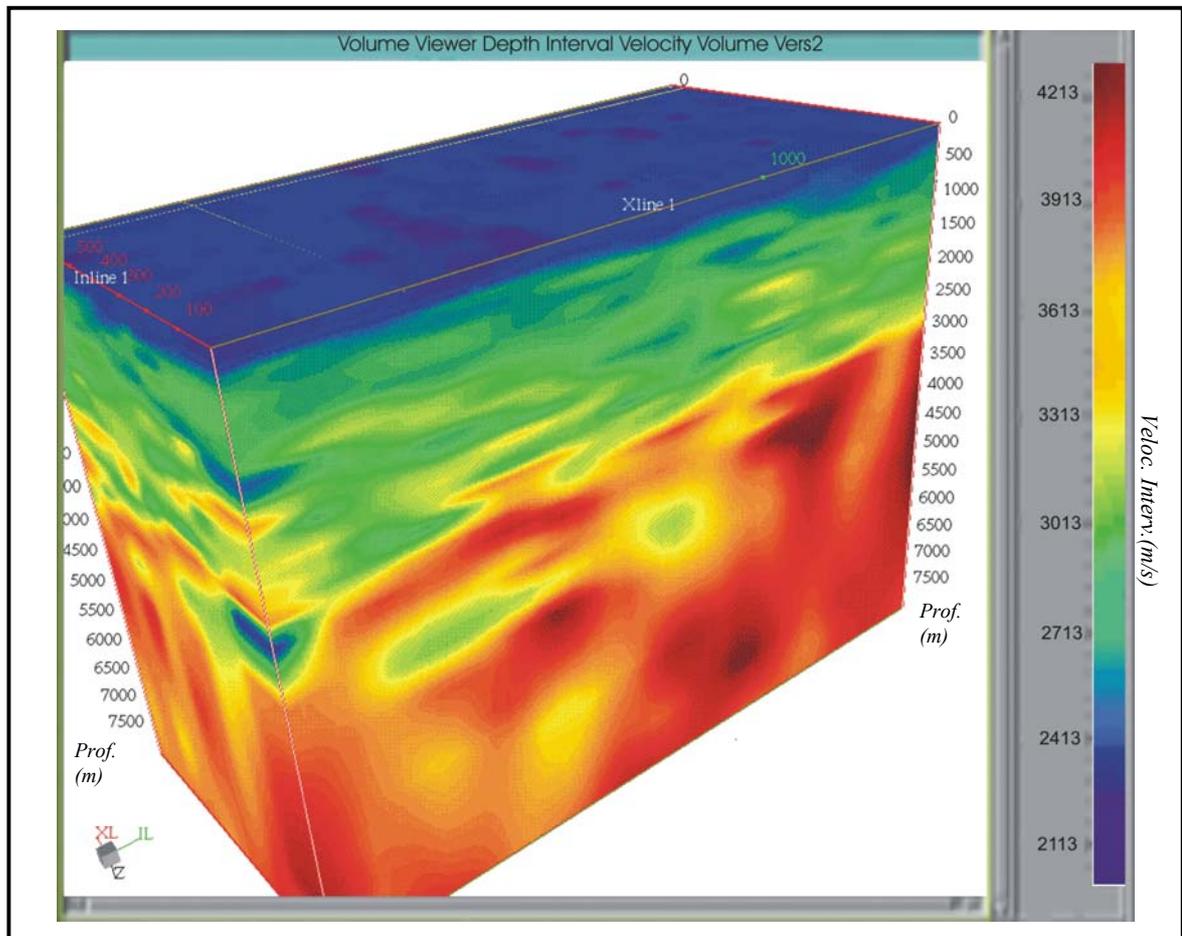


Fig. 53. Modelo de velocidades sísmicas obtenido a partir de la interpolación de las funciones verticales, antes del proceso de suavizado.

A esta primera versión del volumen de velocidades hecho a partir de la interpolación de las funciones verticales, se le aplicó un suavizado ó filtrado para obtener un volumen libre, en lo posible, de ruido y de variaciones muy bruscas de velocidad que podrían afectar el buen resultado de las migraciones que se efectuarán utilizando este modelo. El resultado de este suavizado se muestra en la figura 54.

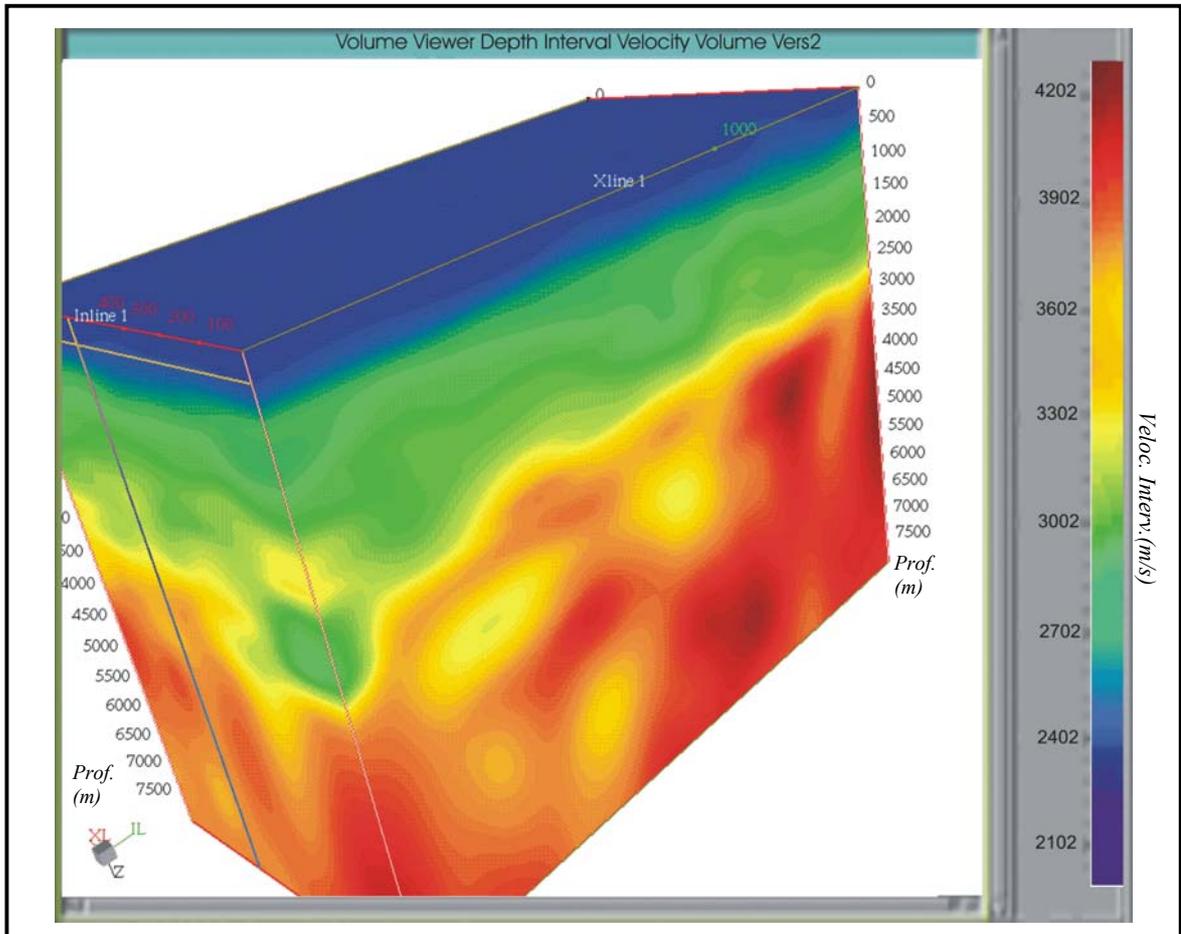


Fig. 54. Modelo de velocidades sísmicas obtenido a partir de la interpolación de las funciones verticales, luego del proceso de suavizado.

## 4.5. Migración 3D Post-Apilamiento en Profundidad

### 4.5.1. Migración 3D post-apilamiento en profundidad utilizando modelo de velocidades interválicas construido a partir de capas

Una vez construido el modelo de velocidad interválica hecho a partir de capas, se procedió a efectuar distintas migraciones 3D post-apilamiento en profundidad. Como ya se sabe, las migraciones 3D en profundidad requieren como datos de entrada un volumen apilado en el dominio del tiempo y un volumen de velocidades interválicas en profundidad, después de esto se proporciona como salida el volumen sísmico convertido a profundidad.

Las primeras modalidades de migración corridas utilizando el modelo de capas, se basan en el algoritmo de Kirchhoff. Para efectuar las migraciones de Kirchhoff respectivas se utilizó la aplicación “Target Oriented 3D Post-Stack Depth Migration (TODM)” de la licencia Migrations del paquete *Geodepth*<sup>™</sup> 99. Esta migración en el *Geodepth*<sup>™</sup> posee dos etapas: calculo de los tiempos de viaje (trazado de rayos) y la migración como tal utilizando esta información calculada. Para la ejecución de estas migraciones se utilizó una apertura de migración de 500 trazas.

Se corrieron dos migraciones 3D post-apilamiento en profundidad de Kirchhoff utilizando el volumen de velocidades hecho a partir de capas, una primera migración utilizando la forma convencional del algoritmo de Kirchhoff definida en el software, y una segunda migración, utilizando una opción del software llamada “*Shortest Path*” ó “*patrón más corto*” por su traducción al castellano, la cual proporciona resultados más precisos en el calculo de tiempos de viaje o trazado de rayos, debido a que el arribo con la más corta trayectoria de viaje es usualmente el que posee la más alta amplitud, no obstante, la migración utilizando esta opción se procesa cinco veces más lenta.

En una estructura de velocidad compleja, es posible que más de un rayo arribe a un punto dado del subsuelo. Cada rayo llega al punto en un tiempo diferente. El software debe decidir cual de estos rayos debe ser usado en la aplicación de la migración. Existen varios criterios que pueden ser utilizados para seleccionar un rayo en una situación de múltiples rayos.

Desde un punto de vista teórico, usar todos los tiempos de viajes de las múltiples llegadas mediante una suma ponderada (donde este factor de ponderación depende de la propagación geométrica y los ángulos del rayo) es algunas veces preferido. Esta opción no es factible debido al conocimiento de que la velocidad en el subsuelo es usualmente insuficiente para el cálculo de las ponderaciones.

La otra opción es seleccionar un solo rayo. Hay un número de posibles criterios para hacer la escogencia. El criterio del primer arribo es el más fácil de calcular y está basado en la ecuación Eikonal. No obstante, existen situaciones donde el primer rayo que llega no es un rayo deseable, debido a que los primeros eventos llegan con una amplitud más débil que los que le siguen. Un ejemplo de esto se muestra en la figura 55, donde se ilustran múltiples rayos con diferentes patrones en un modelo de reflector vertical. En este caso, seleccionar el primer rayo de arribo, el cual viaja a través de la capa rápida, proporcionará tiempos que son muy prematuros o tempranos, resultando en una baja de las reflexiones en las secciones migradas.

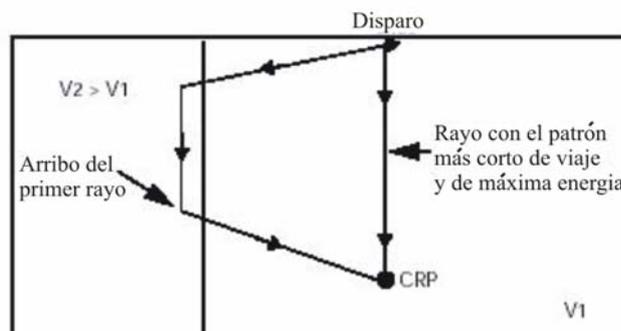


Fig. 55. Rayo con el patrón de viaje más corto, máxima amplitud  
(Tomado de Manual de ayuda on line de Geodepth™)

Otra opción diferente al usar todos los arribos, es el uso de la llegada de mayor energía, la cual está más justificada teóricamente. Esta opción de usar el rayo con el más corto patrón de viaje está basado en la observación que en muchas situaciones este rayo es también el rayo que posee la más alta amplitud (fig. 55). Esta opción es más fácil para implementar que el uso de todos los rayos y es más robusta, ya que la llegada del rayo de menor patrón de viaje tiende a seleccionar el mismo evento en diferentes localizaciones manteniendo la continuidad y suavidad que es requerida en la migración de Kirchhoff, por lo tanto, se previenen problemas de continuidad del reflector.

Otro tipo de migración hecha con el modelo de velocidades basado en capas, es el de corrimiento de fase, en su modalidad PSPC ó lo que es lo mismo “Phase Shift Plus Correction” por sus siglas en inglés. Este tipo de migración opera en el dominio de la frecuencia. Cada “slice” de frecuencia es procesado independientemente. La aplicación opera en cuatro etapas que son llevadas a cabo en la siguiente secuencia:

Etapas 1: Traspasa y convierte el volumen sísmico a frecuencias.

Etapas 2: Traspasa el volumen de velocidades interválicas.

Etapas 3: Efectúa la migración.

Etapas 4: Traspasa y convierte el volumen en profundidad.

Para efectuar las migraciones de corrimiento de fase ó PSPC respectivas se utilizó la aplicación “3D Post-Stack PSPC Depth Migration” de la licencia Power3D™ del paquete *Geodepth*™ 99.

Finalmente se muestra en la figura 56, un flujograma que resume la metodología empleada para las migraciones finales hechas con el modelo de velocidades interválicas basado en capas, que forma parte del objetivo principal que persigue este trabajo.

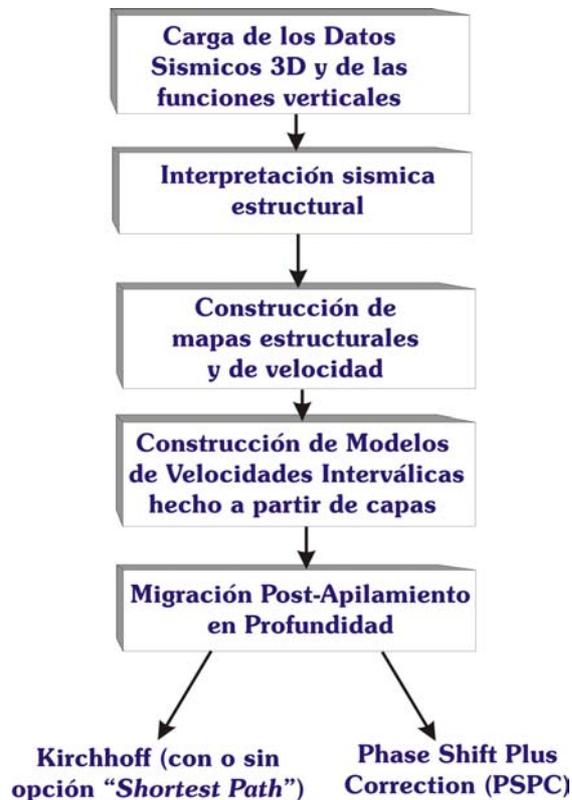


Fig. 56. Flujograma de la metodología correspondiente al modelo de velocidades hecho a partir de capas

#### 4.5.2. Migración 3D post-apilamiento en profundidad utilizando el modelo de velocidades interválicas derivado de la interpolación de las funciones verticales

Una vez construido el modelo de velocidad interválica hecho a partir de la interpolación de las funciones verticales, se procedió a efectuar distintas migraciones 3D post-apilamiento en profundidad con este volumen de velocidades.

Con este modelo se procesó una sola migración y ésta se basa en el algoritmo de Kirchhoff. Para efectuar esta migración se utilizó de nuevo la aplicación “Target Oriented 3D Post-Stack Depth Migration (TODM)” de la licencia Migrations del paquete *Geodepth*<sup>™</sup> 99. Para la ejecución de estas migraciones se utilizó una apertura de migración, al igual que las migraciones de Kirchhoff anteriores, de 500 trazas.

La metodología seguida correspondiente al modelo de velocidades derivado de la interpolación de las funciones verticales, es notablemente más rápida y requiere menos trabajo del analista que su contraparte realizada con el modelo de capas, el objetivo principal de todo esto es la comparación final entre las migraciones hechas con los dos tipos de modelos.

Finalmente se muestra en la figura 57, un flujograma que resume la metodología empleada para la migración final hecha con el modelo de velocidades interválicas derivado de las funciones verticales.

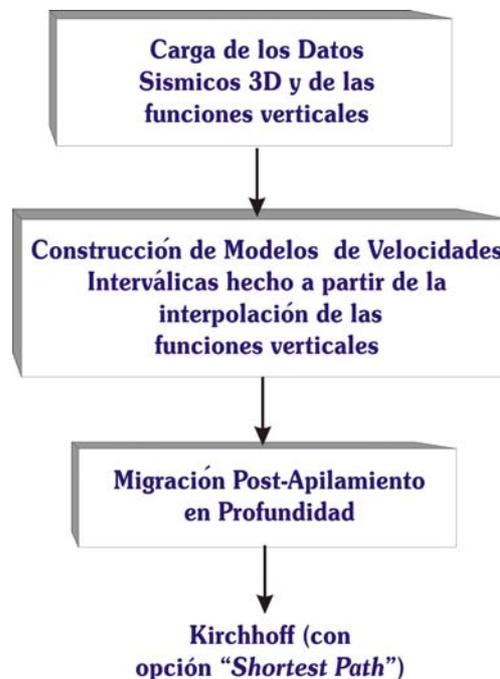


Fig. 57. Flujograma de la metodología correspondiente al modelo de velocidades hecho a partir de la interpolación de las funciones verticales

#### 4.5.3. Procesos finales de comparación entre migraciones obtenidas

Una vez obtenidos los resultados finales (los cuales se mostrarán en el capítulo 5 del presente trabajo) se procedió a escalar las migraciones realizadas en profundidad a tiempo, con el tipo de modelo de velocidad interválica correspondiente con el cual fueron hechas estas migraciones, para poderla comparar con la migración en tiempo obtenida por la compañía *Geopros* y además efectuar comparaciones entre ellas.

Para llevar a cabo el escalamiento a tiempo de estas migraciones se utilizó la aplicación "Interpretation Session" de la licencia Power3D™ del paquete *Geodepth*™ 99. Dentro de la aplicación se utilizó la ventana que muestra las secciones en profundidad ("Depth Section") y se utilizó la opción de escalamiento a tiempo dentro de ella. Esto se hace teniendo activo en el proyecto de *Geodepth*™ el modelo de velocidades que corresponda (el de capas o el derivado de las funciones verticales).

Para efectuar cómoda y eficientemente las comparaciones entre las migraciones escaladas a tiempo, se exportaron los volúmenes migrados al paquete computacional *Focus*™ de la compañía *Paradigm Geophysical* que permite una comparación directa y detallada de las diferentes secciones de los volúmenes migrados y escalados.

Para llevar a cabo esto, se hizo la exportación de los volúmenes del proyecto de *Geodepth*™ a través de la aplicación "Export SegY Data" de la licencia Power3D™, para luego ser cargados en *Focus*™ mediante una secuencia de flujo dentro del programa (ó "Job") que fue creada para este fin, utilizando básicamente el módulo "Gin" empleado para la carga de datos SegY.

Finalmente luego de las sucesivas comparaciones hechas entre las diferentes migraciones, se efectúa la escogencia de la mejor imagen sísmica migrada en profundidad, en cuanto a parámetros diversos como por ejemplo, continuidad de los reflectores y resolución.

## **CAPITULO 5**

### **RESULTADOS**

Durante el desarrollo del presente trabajo se efectuaron diversas comparaciones sucesivas entre los resultados obtenidos en cada paso de la metodología. Estos resultados son producto de migraciones sísmicas 3D en profundidad, el criterio de comparación está relacionado con el uso de modelos o volúmenes de velocidades interválicas definidos por procesos diferentes, o vinculado al uso de algoritmos de migración diferentes.

Como una primera etapa de la metodología implementada, se tienen las migraciones en profundidad realizadas utilizando el volumen de velocidades interválicas construido a partir de capas (fig. 52). En este modelo 3D se introdujeron 5 horizontes estructurales interpretados para darle un sentido geológico y de esta manera poder controlar los cambios de velocidades entre las formaciones. Las velocidades son constantes verticalmente dentro de cada capa. Si las velocidades de la zona en estudio están dominadas por los contrastes litológicos, podría pensarse que métodos “basados en horizontes” generarían buen resultado.

Se utilizaron dos tipos de algoritmos de migración diferentes, estos son: Kirchhoff y corrimiento de fase (“phase shift”), éste ultimo en su modalidad “Phase Shift Plus Correction (PSPC)”. Se realizaron tres migraciones en profundidad (dos con Kirchhoff y una con el algoritmo PSPC).

Como ya se mencionó en capítulos anteriores del presente trabajo, se realizó una prueba sustituyendo la opción convencional de Kirchhoff empleada por el software que se basa en la selección de los rayos con menor tiempo de arribo (“first arrival ray”), por la opción de patrón más corto de arribo ó “*shortest path*”, la cual, requiere más tiempo y espacio en memoria. A continuación se muestran los resultados obtenidos escalados a tiempo (figs 58 y 59).

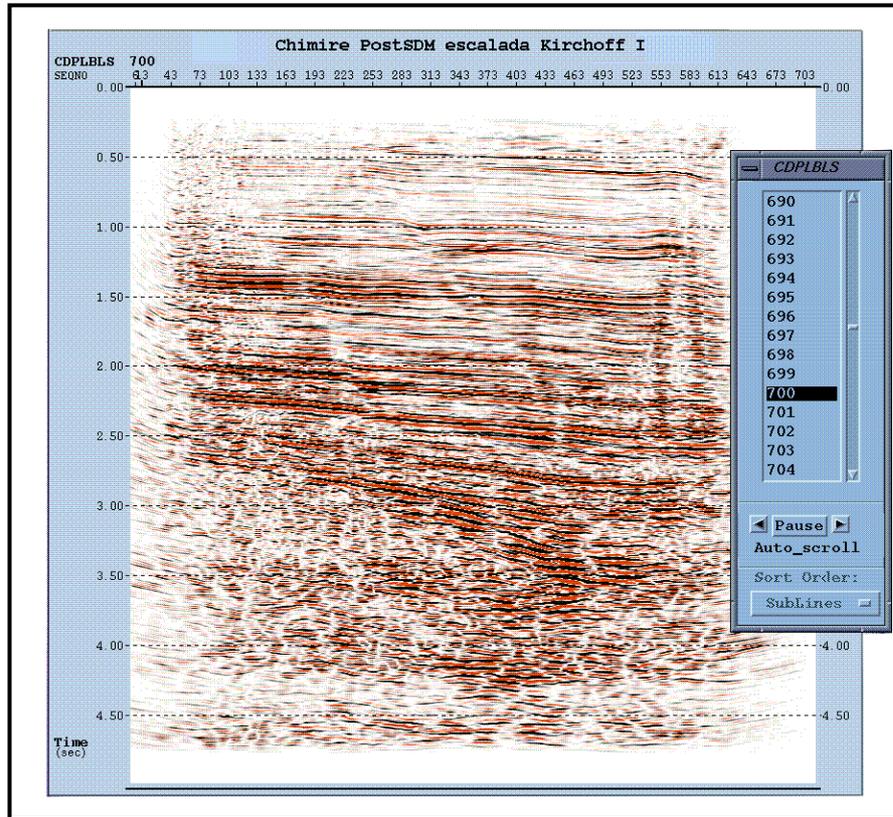


Fig. 58. Inline 700 del volumen migrado en profundidad usando el modelo de capas a través del algoritmo convencional de Kirchoff utilizado por el software

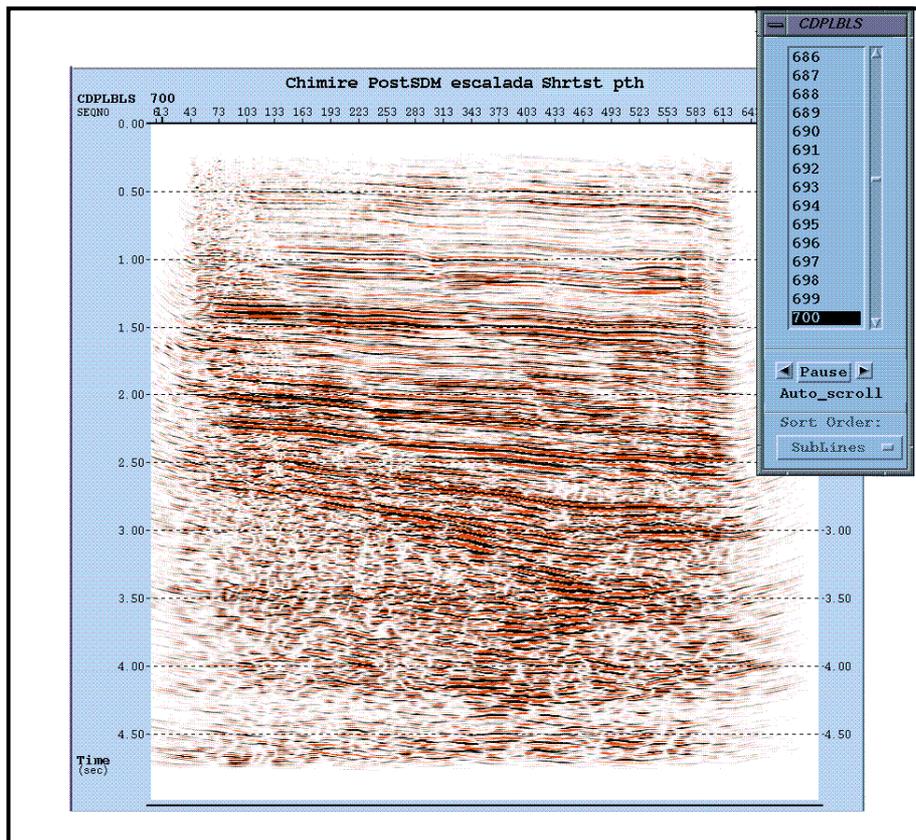


Fig. 59. Inline 700 del volumen migrado en profundidad usando el modelo de capas a través del algoritmo de Kirchoff con la opción "shortest path"

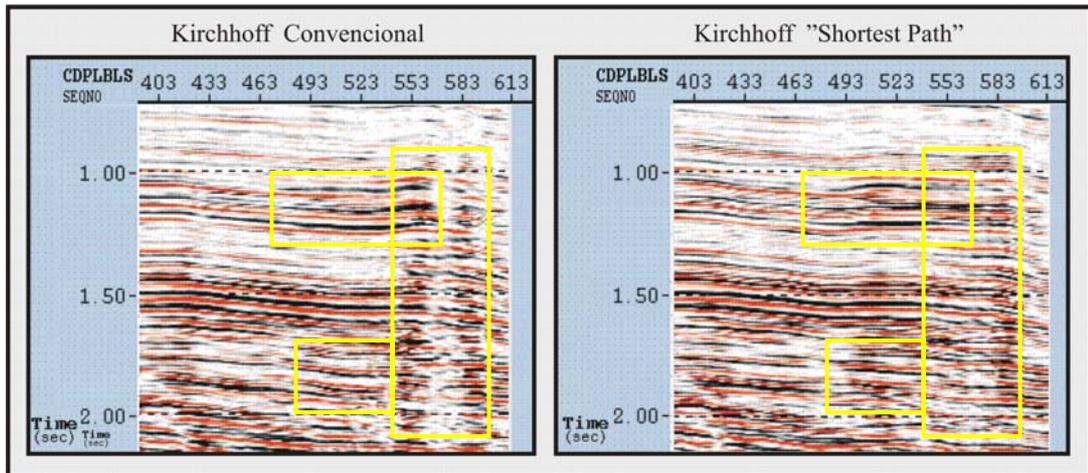


Fig. 60. Secciones comparativas contenidas en la inline 700 (figs 58 y 59), entre los dos métodos utilizados para calcular los tiempos de viaje con el algoritmo de Kirchhoff

El resultado obtenido con el método del patrón más corto de viaje ó “*shortest path*” es mejor que el obtenido con la opción convencional del algoritmo de Kirchhoff del *Geodepth*<sup>™</sup>, pues se logra definir mejor la continuidad de los reflectores y se obtiene un mayor control o balanceo de la fuerte energía de los eventos, mejorando la imagen (figs. 59 y 60). También se aprecia una buena definición de las estructuras presentes, esto es, las fallas importantes del área.

En la figura 59 se muestra una clara mejora en la definición de las dos grandes fallas que se observan en la zona centro-oeste de la sección, con respecto a la figura 58. Esta mejora en la continuidad y energía de los eventos se debe a que el algoritmo de Kirchhoff con la opción “*shortest path*” escoge el rayo con el más corto patrón de viaje, que es también el rayo que posee la más alta amplitud (fig. 55).

Además de esto, la llegada del rayo de menor patrón de viaje tiende a seleccionar el mismo evento en diferentes localizaciones manteniendo la continuidad, por lo tanto, se previenen notablemente estos problemas en los reflectores. En base a esto se toma el resultado de la migración por Kirchhoff “*shortest path*” como la entrada para la siguiente fase dentro de esta etapa de la metodología.

La siguiente fase en la metodología relacionada con el uso del modelo de velocidades interválicas basado en capas, está relacionada con el uso del algoritmo de corrimiento de fase ó “phase shift”, en su modalidad “phase shift plus correction (PSPC)”. El resultado obtenido utilizando este algoritmo de migración se muestra a continuación en la figura 61.

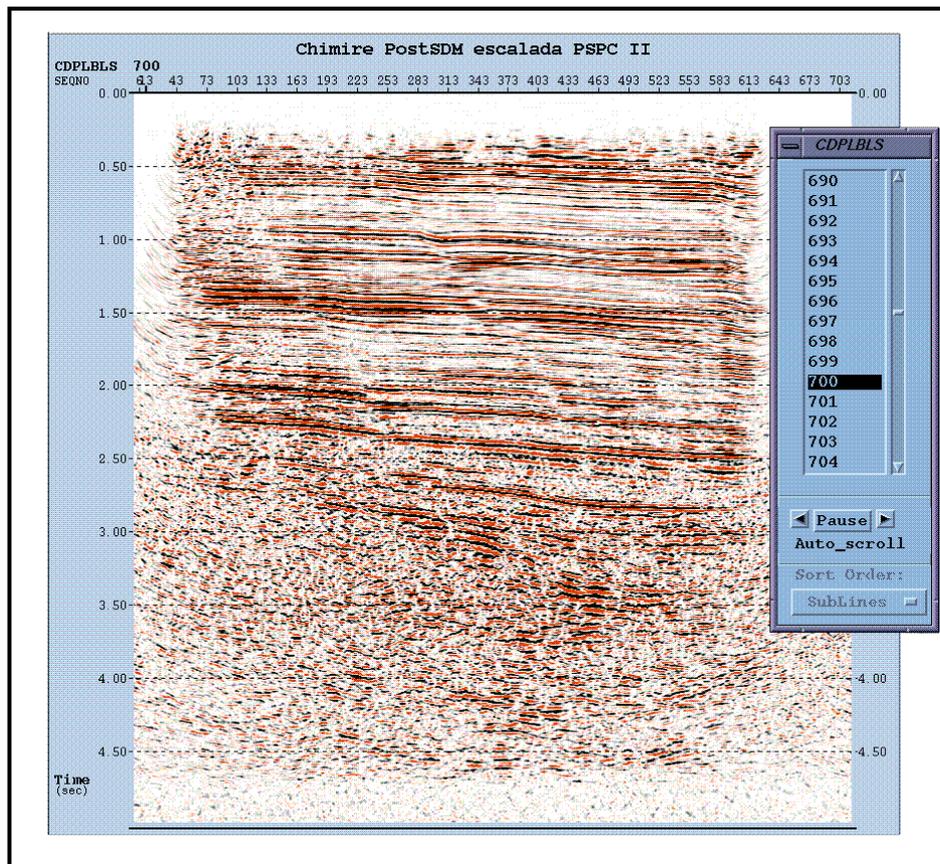


Fig. 61. Inline 700 del volumen migrado en profundidad usando el modelo de capas a través del algoritmo de corrimiento de fase (PSPC)

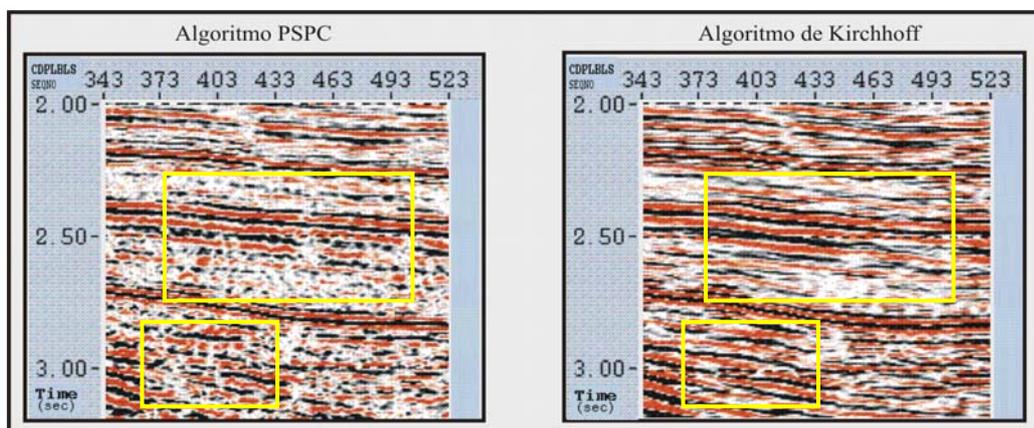


Fig. 62. Secciones comparativas contenidas en la inline 700 (figs 59 y 61), entre las migraciones realizadas utilizando los algoritmos de Kirchhoff y PSPC

El resultado obtenido mediante el algoritmo PSPC (fig. 61) refleja algunas mejoras en cuanto a la resolución vertical y energía de los eventos más superficiales con respecto al obtenido por Kirchhoff (fig. 59). Pero en general, el resultado de Kirchhoff es superior al obtenido por PSPC ya que en este último la continuidad de los eventos es de peor calidad y la relación señal-ruido disminuye considerablemente (fig. 62).

En este sentido, el algoritmo de Kirchhoff lleva incluido un proceso de submuestreo, es decir, al realizar el trazado de rayos interpola las llegadas de los rayos suavizando el volumen de velocidades, impidiéndole así, considerar cambios drásticos de velocidad, puede deberse a esto el mejor resultado obtenido en la migración mediante Kirchhoff.

Finalmente, para esta primera etapa de la metodología que tiene que ver con el uso del volumen de velocidades construido a partir de capas, se tiene al volumen migrado mediante el algoritmo de Kirchhoff con la opción “*shortest path*” como el resultado más óptimo, tomándose en cuenta para posteriores comparaciones.

Se tiene ahora, una segunda etapa en la metodología, y que se relaciona con la utilización del modelo de velocidades interválicas construido a partir de la interpolación de las funciones verticales (fig. 54).

Usar la interpolación entre funciones verticales permite, entre otras cosas, representar la variabilidad vertical del campo de velocidades más fácilmente. Según Schultz (1999), si existen evidencias de que las velocidades están dominadas por la compactación (mayor variabilidad de las velocidades en sentido vertical que horizontal) y por ende de la profundidad, resulta inconveniente separar el modelo en capas, ya que se limita la resolución vertical de las anomalías de velocidades al espesor de las capas del modelo.

Se realizó una sola migración en profundidad con este modelo, ésta se llevo a cabo mediante el algoritmo de Kirchhoff, a través de la opción “shortest path” contenido en éste, esto es debido a los buenos resultados obtenidos anteriormente mediante esta opción del algoritmo de Kirchhoff dentro del *Geodepth*<sup>TM</sup>. El resultado obtenido se muestra en la figura 63.

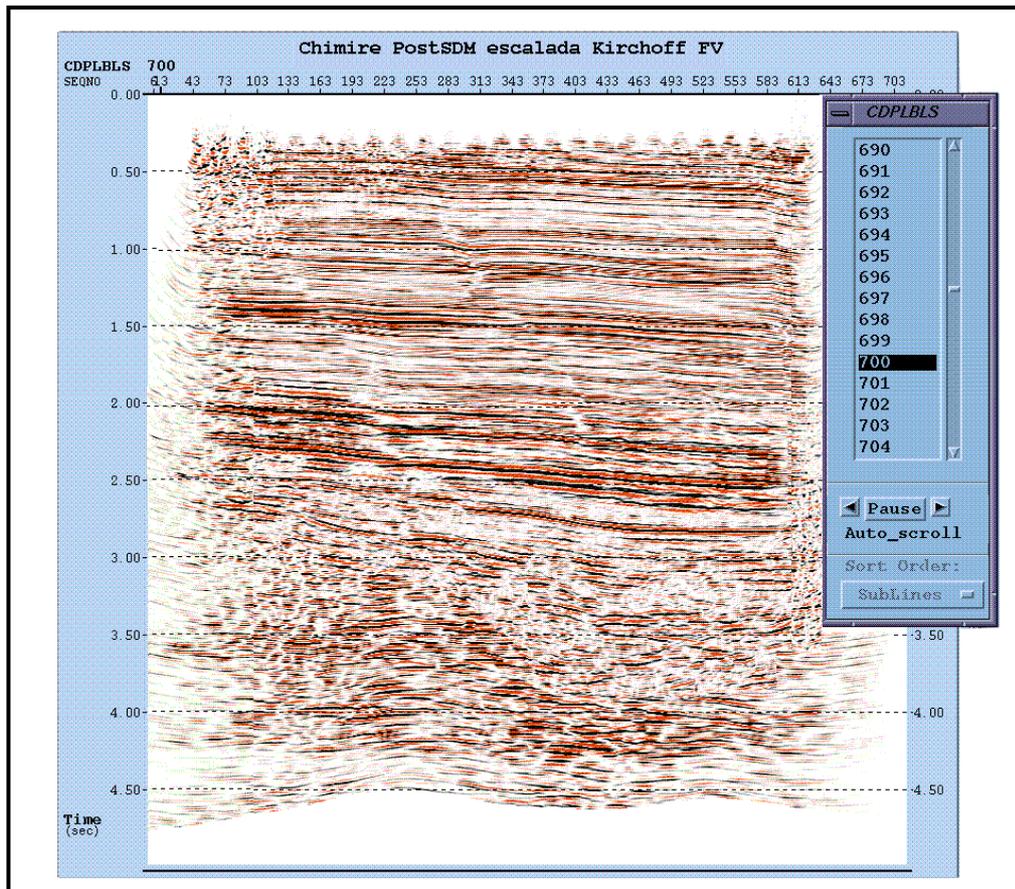


Fig. 63. Inline 700 del volumen migrado en profundidad a través del algoritmo de Kirchhoff usando el modelo de funciones verticales

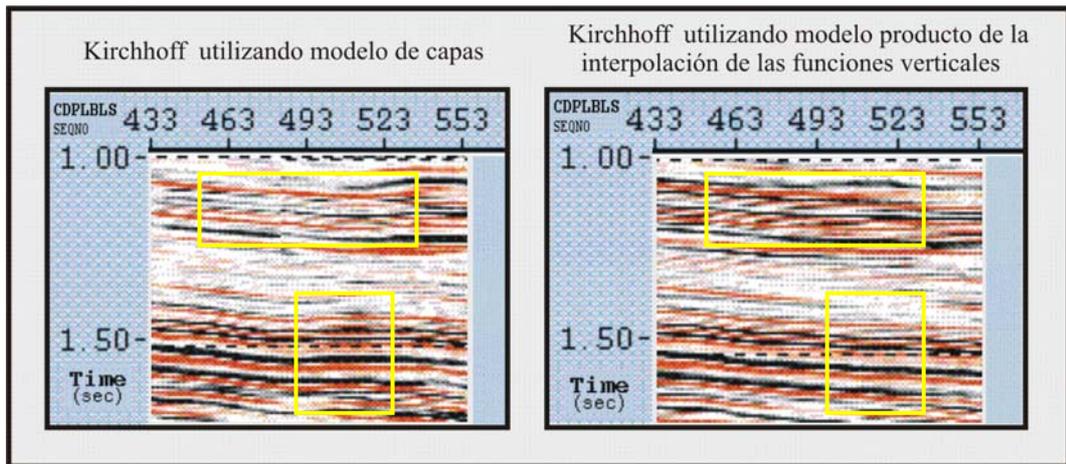


Fig. 64. Secciones comparativas contenidas en la inline 700 (figs 59 y 63), entre las migraciones realizadas utilizando los dos tipos de modelos de velocidad a través del mismo algoritmo de Kirchhoff (“shortest path”)

El resultado obtenido a través de la migración con este segundo tipo de modelo de velocidad, refleja mejoras en cuanto a continuidad e imagen. En la figura 64, específicamente en la zona inferior enmarcada en amarillo, se observa un ejemplo de este tipo de mejoría de imagen en cuanto a resolución, donde se controla o balancea aún más que el resultado de Kirchhoff, la energía de los eventos, logrando una imagen mejor enfocada, otro ejemplo de esto se presenta en la parte inferior de la sección de la figura 63, la cual se muestra en detalle en la figura 65. La continuidad lateral de los eventos también es optimizada, según puede observarse en la figura 64 en el recuadro amarillo superior.

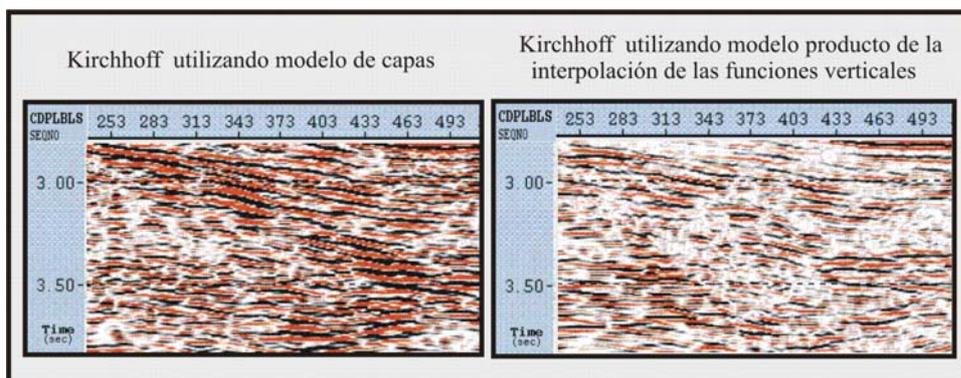


Fig. 65. Secciones comparativas contenidas en la inline 700 (figs 59 y 63), entre las migraciones realizadas utilizando los dos tipos de modelos de velocidad a través del mismo algoritmo de Kirchhoff (“shortest path”)

Estas mejoras pueden estar relacionadas a velocidades más idóneas para la migración contenidas en el modelo construido de la interpolación de funciones verticales, en relación con su versión basado en capas. Este contraste de velocidades optimizado logra una mejor definición de gradientes verticales y laterales de velocidad a lo largo de todo el volumen, lo que ayuda a la calidad de la migración.

Finalmente se descarta el resultado obtenido por la migración en profundidad utilizando el modelo de velocidad intervállica basado en capas, por el resultado obtenido producto del uso del modelo construido a partir de la interpolación de las funciones verticales. Este último volumen migrado en profundidad después de apilamiento, es entonces, el resultado final del presente trabajo.

En la siguiente etapa de la metodología se efectúa la comparación final (en igual dominio) entre la migración final en profundidad (fig. 63) y el volumen que fue migrado en tiempo por la compañía *Veritas*, el cual se muestra a continuación en la figura 66.

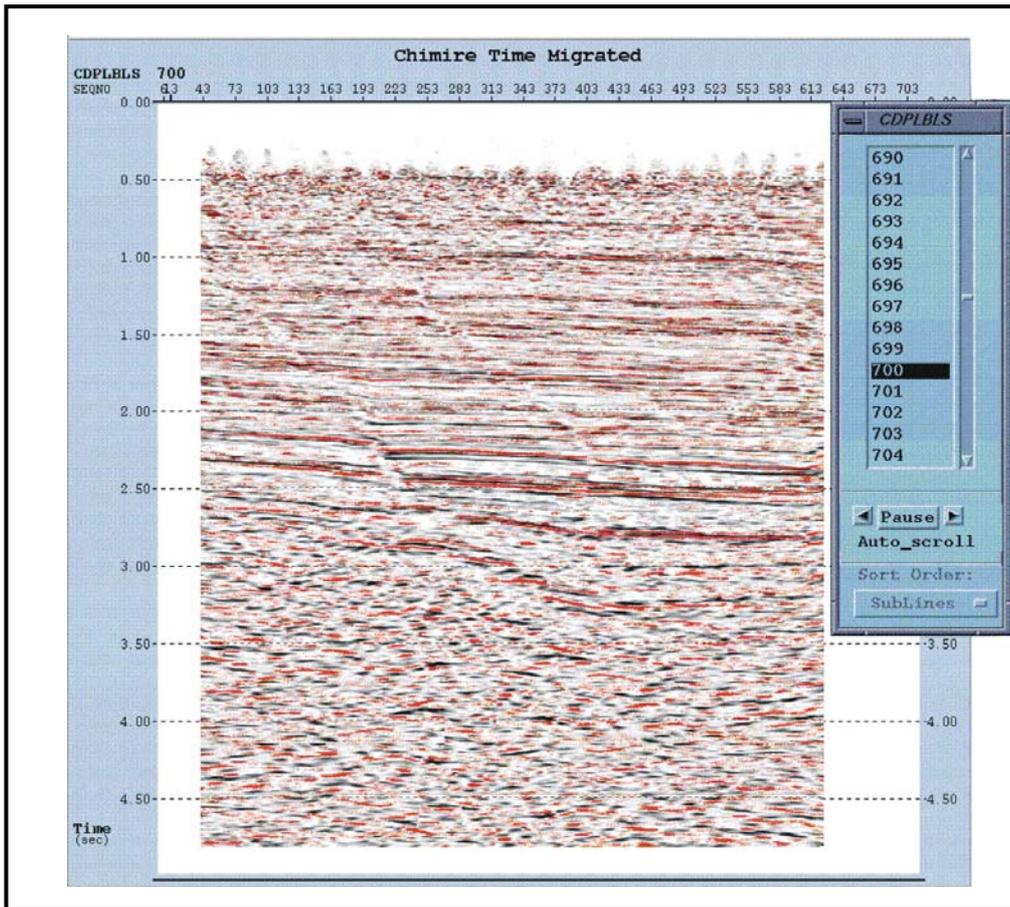


Fig. 66. Inline 700 del volumen migrado en tiempo por la compañía *Veritas*. Nótese el corte de la sección en sus extremos laterales, esto se hace para evitar mostrar la curvatura de los reflectores en los bordes, lo cual siempre se presenta en los extremos de una sección migrada.

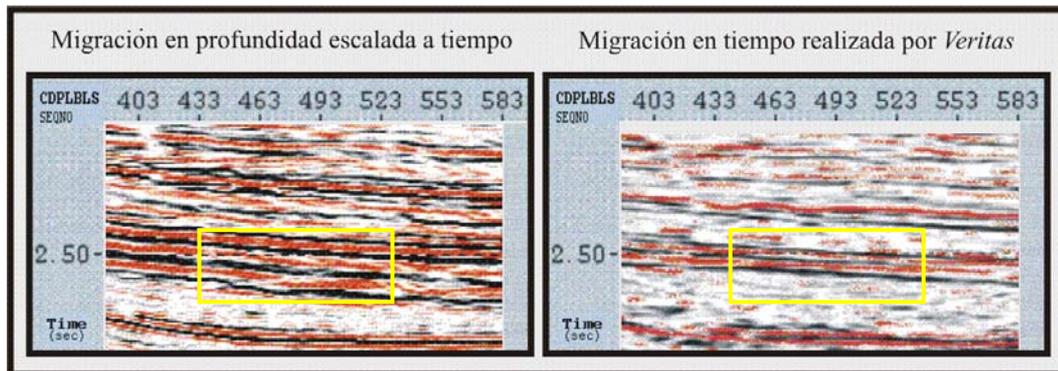


Fig. 67. Secciones comparativas contenidas en la inline 700 (figs 63 y 66), entre la migración final en profundidad obtenida con la migración en tiempo.

La imagen en profundidad escalada a tiempo, producto final de este trabajo, posee algunas mejoras en lo que refiere a continuidad lateral y resolución vertical de los eventos. Puede observarse en el recuadro amarillo de la figura 67, como se definen eventos que anteriormente poseían poca energía o simplemente no eran apreciables en la sección migrada en tiempo. Esta característica se presenta en varias zonas de la sección mostrada (fig. 66), otro ejemplo se presenta en el detalle de la figura 68, específicamente en el recuadro amarillo inferior. Además de esto, en la zona superior de la sección de la figura 66 (en los primeros 750 msec), se observan mejoras en la calidad de la imagen, lo cual se puede observar en el detalle de la figura 68, en el recuadro superior.

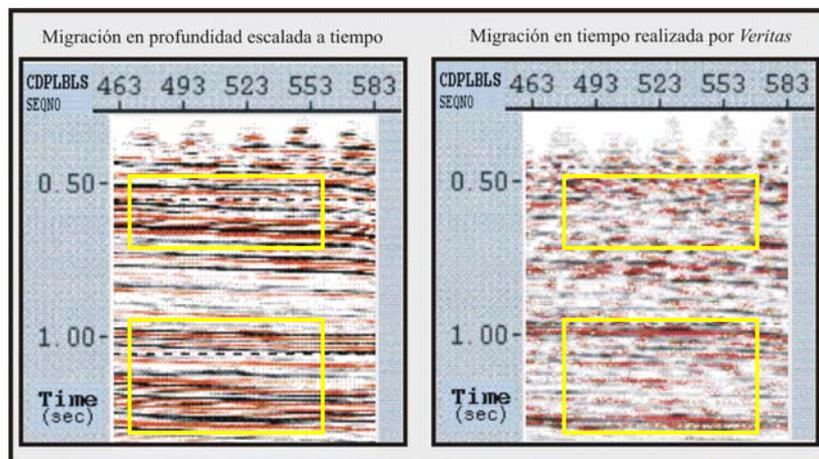


Fig. 68. Secciones comparativas contenidas en la inline 700 (figs 63 y 66), entre la migración final en profundidad obtenida con la migración en tiempo.

## CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

### *Conclusiones*

Como resultado de las migraciones post-apilamiento en profundidad realizadas en este Trabajo Especial de Grado en el área del levantamiento Chimire 3D, ubicado en el suroeste del Estado Anzoátegui, se llegó a las siguientes conclusiones:

1. El resultado de la migración 3D post-apilamiento en profundidad utilizando el volumen de velocidades construido a partir de la interpolación de las funciones verticales, es bueno y satisfactorio.
2. La mejoría obtenida, en cuanto a imagen, en el resultado de la migración en profundidad en comparación a la migración en tiempo existente, se refleja en la continuidad lateral y resolución vertical de los eventos. Esto se debe a que la migración en tiempo no maneja cambios bruscos de velocidades laterales, mientras que la realizada en profundidad si lo hace.
3. El método de migración en profundidad post-apilamiento más idóneo para la zona resultó ser el basado en el algoritmo de Kirchhoff, con la aplicación adicional de escogencia de los rayos con los patrones de viaje más cortos (“*shortest path*”). Este algoritmo permitió obtener la mejor imagen referente a definición de fallas, resolución vertical y continuidad de los reflectores.
4. Las velocidades sísmicas a utilizar en las migraciones en profundidad y que proporcionan la mejor imagen sísmica, no necesariamente son iguales a las velocidades derivadas de un registro de pozo (checkshot), es decir, las migraciones hechas de esta forma no poseerán un buen amarre con pozos.

5. El uso directo de funciones verticales para la construcción y definición del modelo de velocidades interválicas a utilizar en la migración en profundidad en comparación con el realizado a partir de capas, permite llegar a un mejor resultado, con respecto a factores como calidad de imagen, nivel de energía y continuidad lateral de los reflectores.
6. Un volumen de velocidades interválicas basado en capas no produce necesariamente un buen resultado, a pesar de estar basado en horizontes geológico-estructurales, todo depende de la calidad de los datos sísmicos, de los procesos de suavizado aplicados a los mapas de velocidad y de las particularidades de la geología de la zona de estudio, esto último es esencial, ya que un escenario donde las velocidades estén dominadas por la compactación de sedimentos y por ende de la profundidad, no puede ser tratado de igual manera a uno donde los contrastes litológicos sean los que definan la variabilidad de las velocidades.
7. Basándose en lo anterior, se puede establecer como hipótesis que las velocidades sísmicas del subsuelo del área están dominadas por la compactación y por ende la profundidad (no por contrastes litológicos), esto significa una mayor variabilidad de las velocidades en sentido vertical que horizontal.
8. Basándose en los mapas estructurales obtenidos durante la interpretación sísmica, se puede plantear que el área del campo Chimire cubierto por la sísmica 3D, corresponde estructuralmente a un homoclinal con rumbo NW, buzando al noreste. En el área, este homoclinal se encuentra afectado por fallas y pliegues. Las fallas tienen una dirección predominante este-oeste a noreste.

## ***Recomendaciones***

- 1.*** Tomar en cuenta el factor de la anisotropía en todo el proceso, esto es, dentro del análisis de velocidad realizado para estimar el campo de velocidades a utilizar y además de esto, efectuar migraciones que tomen en cuenta el posible comportamiento anisotrópico de los datos. Si no se poseen algoritmos de migración disponibles que trabajen en medios anisotrópicos, puede seguirse la metodología alternativa que utiliza los algoritmos convencionales de migración propuesta por Al-Chalabi (1994).

## BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS

AL-CHALABI, M. (1994). *Seismic Velocities – A Critique*. First Break. Vol. 12. N° 12.

AL-CHALABI, M. (2000). *Seismic Velocities and Depth Conversion (Course Manual)*. Petrotech Consultancy.

BANCROFT, J.(1997). *A practical Understanding of Pre and Poststack Migrations*. Society of Exploration Geophysics (S.E.G.). Vol. I.

BIANCONE, M., PIZZAFERRI, L., CERRO, R., POGGIAGLIOLMI, E., VOLTERRANI, S., PIDSLEY, L. & SOUFLERIS, C. (1999). *3D Pre-stack Depth Migration & Acoustic inversion for Reservoir Characterization: a Case History*; Petroleum Engineering Summer School; Workshop on Petroleum Reservoir Management, Dubrovnik; Croatia.

CABRERA, J. CARNEIRO V. y GONCALVES, A. (2002). *Resultado de la Migración Post-Apilamiento en Profundidad en el Área Furrial-Carito*. XI Congreso Venezolano de Geofísica. Caracas, Venezuela.

CHUN, J. & JACEWITZ, C. (1981). *Fundamentals of Frequency Domain Migration*. Geophysics Vol. 46. N° 5.

COMITÉ INTERFILIAL DE ESTRATIGRAFÍA Y NOMENCLATURA (1999). *Léxico Estratigráfico Electrónico de Venezuela (L.E.V.)*. PDVSA, Venezuela.  
[www.pdv.com/lexico/lexico.htm](http://www.pdv.com/lexico/lexico.htm)

DIX, C. (1955). *Seismic Velocities from Surface Measurements*. Geophysics. Vol. 20.

ERLICH, R. & BARRET, S. (1992) *Petroleum Geology of Eastern Venezuela Foreland Basin*. En: Macqueen, R.W y D.A., Leckie, eds., Foreland basins and fold belt: American Association of Petroleum Geologists, Mem 55:341-362.

GAZDAG, J. (1978). *Wave Equation Migration by Phase Shift*. Geophysics. Vol. 43.

GOPROS-GEOPROCESOS, S.A. (1999). *Informe Final de Procesamiento del Levantamiento Sísmico Chimire 1997 3D*. Caracas, Venezuela.

GONZÁLEZ DE JUANA, C.; ITURRALDE de AROZENA, J. y PICARD, X.(1980). *Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas*. Caracas, Edit. Foninves, 2 tomos. 1021 p.

GRAY, S., ETGEN J., DELLINGER J. & WHITMORE D. (2000). *Seismic Migration Problems and Solutions*. Geophysics. Vol. 59 N° 8.

GUÉDEZ, V. y PÉREZ, S. (2002). *Uso de Funciones Verticales en la Migración antes de Apilamiento en Profundidad*. XI Congreso Venezolano de Geofísica. Caracas, Venezuela.

HARDAGE, B., (1983), *Vertical Seismic Profiling*. Seismic Exploration, Vol. 14-A, Geophysical Press Ltd., London-Amsterdam.

HUBRAL, P. (1977). *Time Migration – Some Ray Theoretical Aspects*. Geophysical Prospecting. Vol. 25.

LARNER, K., HATTON, L., GIBSON, B. & I-C. HSU (1981). *Depth Migration of Imaged Time Sections*. Geophysics Vol. 46. N° 5.

LARRAÑAGA, D. (2000). *Delimitación de Áreas de Interés Gasífero, Arenas Superiores de la Formación Oficina, Campo Boca-Chimire, Edo. Anzoátegui*. Tesis de Grado, Universidad Simón Bolívar, Venezuela.

LEVIN, F. (1971). *Apparent Velocity from Dipping Interface Reflections*. Geophysics Vol. 36. N° 3.

NEMETH, B., DANYLUK, T., PRUGGER, A.(2002). *Benefits of 3D Poststack Depth Migration: Case study from the Potash Belt of Saskatchewan*. CSEG. Canada.

PARADIGM GEOPHYSICAL (1998). *Manual de ayuda on line Geodepth™ 99*.

PIZZAFERRI, L. et al (2000). *Depth Migration: The Correct Solution to many Seismic Imaging Problems*. X Congreso Venezolano de Geofísica.

QUIJADA, C. y BELTRAN, C. (2001). *Interpretación Sísmica del Campo Chimire, Arenas "A" y Arenas "G", Formación Oficina*. Informe Interno PDVSA E&P, Venezuela.

REGUEIRO, J. (1997). *Sísmica Aplicada a Yacimientos*. Instituto de Desarrollo Profesional y Técnico. Centro Internacional de Educación y Desarrollo (CIED). Filial de Petróleos de Venezuela S.A.

SALAS, J. (1982). *Fundamentos Prácticos en Tiros de Verificación*. Primer Congreso Venezolano de Geofísica. Caracas, Venezuela.

SCHLUMBERGER SURENCO, C. A. (1997). *WEC Venezuela 1997 - Evaluación de Pozos*. Caracas, Venezuela.

SCHNEIDER, W. (1978). *Integral Formulation for Migration in Two and Three Dimensions*. Geophysics. Vol. 43.

SCHULTZ, P. (1999). *The Seismic Velocity Model as an Interpretation Asset*. SEG, Chapter 1.

SHERIFF, R. (1995). *Exploration Seismology*. University of Cambridge.

TELFORD, W. & GELDART, L. (1990). *Applied Geophysics*. Edit. McGraw Hill.

THOMSEN, L. (1986). *Weak Elastic Anisotropy*. Geophysics. Vol. 51.

THOMSEN, L. (2002). *Understanding Seismic Anisotropy in Exploration and Exploitation*. 2002 Distinguished Instructor Short Course. SEG & EAGE. Hotel Hilton Caracas, Venezuela.

VESTRUM, R. (2002). *2D and 3D Anisotropic Depth Migrations Case Histories*. XI Congreso Venezolano de Geofísica. Caracas, Venezuela

YILMAZ, O.(1987). *Seismic Data Processing*. Investigations in Geophysics. SEG, Tulsa, U.S.A.

YILMAZ, O.(1989). *Seismic Data Processing*. Society of Exploration Geophysics (S.E.G.). Vol. I.

YILMAZ, O.(2001). *Seismic Data Analysis*. Investigations in Geophysics N° 10. Vol. I y II. SEG, Tulsa, U.S.A.

## APÉNDICE I

### PRE-PROCESAMIENTO DE LOS DATOS SÍSMICOS

El área de estudio consiste de 240 Km<sup>2</sup> que forman parte del levantamiento sísmico Chimire 1997 3D el cual fue adquirido en el área Farallón, Edo. Anzoátegui. El mismo consta de un total de 9805 disparos ubicados a lo largo de 30 líneas cubriendo un área total de 205 Km<sup>2</sup>. Los datos sísmicos fueron grabados usando un tendido de 504 canales el cual se dispuso a través de 62 líneas receptoras, distribuidas en 22 “swaths” (fig. 69). Estos datos se reorganizaron en 3.962.479 trazas antes del apilamiento, resultando en 267.096 trazas después de apiladas.

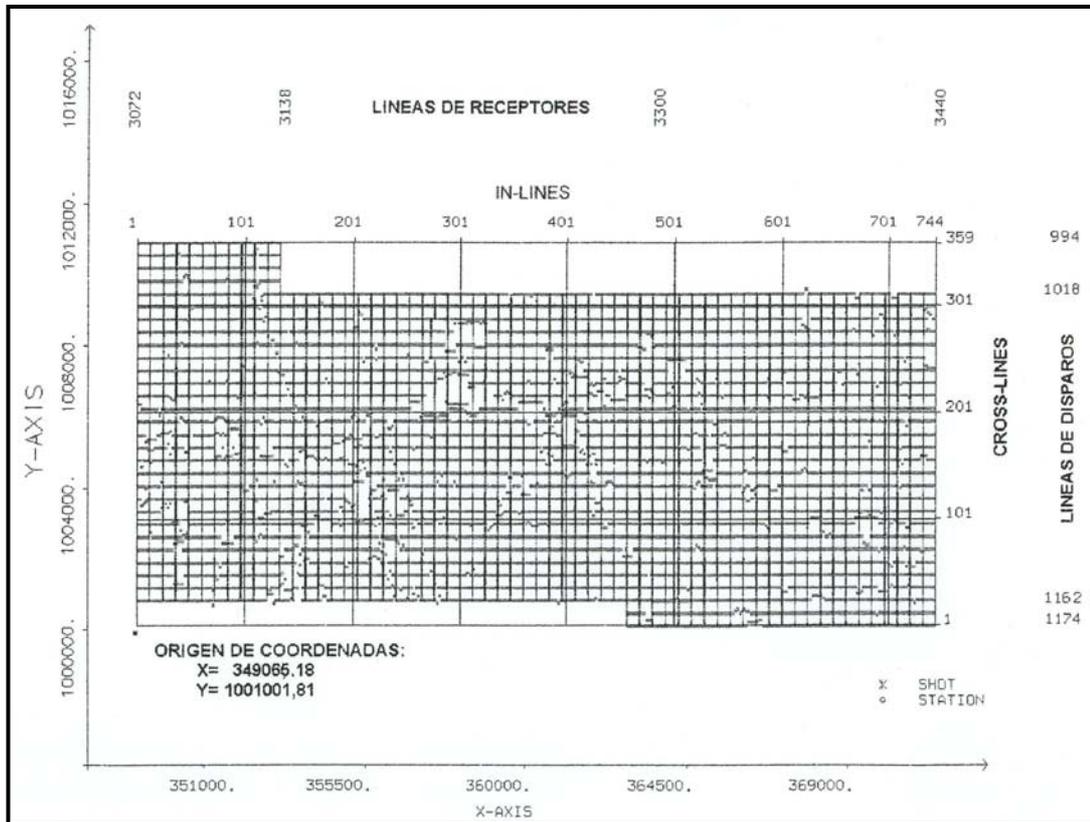


Fig. 69. Mapa del proyecto Chimire 3D 97 mostrando las líneas receptoras, las de disparo y el origen de coordenadas

El levantamiento está compuesto por 1485 Inlines (norte-sur) y 715 Crosslines (este-oeste). El espaciamiento entre trazas durante la grabación (bin) fue de 30 x 30 metros. En el procesamiento el bin fue interpolado para obtener un bin de 15 x 15 metros. Esta sísmica fue adquirida en el marco de re-exploración de campos maduros con el fin de caracterizar estructural y estratigráficamente el área de Chimire, y poder así incrementar la producción de las arenas medias e inferiores de la formación Oficina.

### ***Adquisición de los Datos Sísmicos***

La adquisición fue llevada a cabo por la contratista *Suelopetrol, C.A.*, en el lapso comprendido entre Noviembre de 1997 hasta Enero de 1998. A continuación se especifican los equipos y los parámetros de grabación:

- *Equipo de grabación:*
  - Instrumento: *I/O System Two*
  - Pre-amplificador: 36 dB
  - Longitud del registro: 5 seg.
  - Intervalo de muestreo: 2 ms
  - Filtro de corte bajo: NO
  - Filtro de corte alto (antialias): 207 Hz
  - Filtro *Notch*: NO
  - Formato de grabación: SEG-D demultiplexado 8058 (cartucho IBM 3480)
  
- *Fuente de energía:*
  - Tipo: impulsiva (dinamita)
  - Clase: GOS RADIAL
  - Cantidad: 1 Kg. por punto de tiro
  - *Blaster*: SSS 301
  - Profundidad del pozo: 6 m. o 10 m. (dependiendo del espesor de la capa meteorizada)
  - Arreglo: 1 pozo por tiro
  - Separación entre puntos de tiro: 60 m., ubicado entre estacas
  
- *Receptores:*
  - Tipo: SENSOR SM4/UB
  - Frecuencia: 10 Hz.
  - Resistencia de la bobina: 375 Ohms.
  - Arreglo: lineal
  - No. de geófonos por estación: 24
  - Separación entre geófonos: 2,5 m.
  - Separación entre estaciones: 60 m.

- Tipo de tendido: *split spread* simétrico
  - Total de líneas receptoras: 62
- *Patch:*
- No. de canales: 504 + 4 auxiliares
  - Canales por línea receptora: 84
  - Líneas receptoras por *Swath*: 6
  - Distancia entre estaciones: 60 m.
  - Separación entre líneas receptoras: 360 m.
  - Separación entre líneas de disparo: 360 m.
  - Tamaño del BIN: 30 x 30 mt.
  - Cobertura máxima: 21
  - Cobertura *inline* y *crossline*: 7 x 3
  - Disparos por *patch*: 18

### ***Secuencia y parámetros generales de procesamiento***

El procesamiento fue realizado por la empresa *Geopros-Geoprocesos, S.A.*, durante el período comprendido entre febrero y abril de 1998.

- *Pre-apilamiento:*
- Reformateo de los datos de SEG D a SEG Y IBM
  - Generación de la geometría para cada “Swath”
  - Colocación de la geometría en los “headers” de las trazas y remuestreo a 4 msec.
  - Edición de los registros y trazas
  - Selección de los primeros quiebres
  - Generación de la geometría para todo el proyecto
  - Determinación de las estáticas de refracción
  - Filtros
  - Recuperación de amplitudes
  - Ganancia consistente con la superficie
  - Balanceo espectral (ventana amplia)
  - Aplicación de las estáticas de refracción
  - Primer análisis de velocidad
  - Corrección dinámica (NMO) y “MUTE”
  - Apilamiento preliminar
  - Generación de trazas piloto
  - Estáticas de residuales consistentes con la superficie
  - Segundo análisis de velocidad
  - Apilamiento con estáticas de residuales y segundo análisis de velocidad
  - Estáticas “TRIM”
  - Apilamiento final con estáticas “TRIM”

- *Post-apilamiento:*
  - Aplicación de “AGC” (ventana amplia)
  - Interpolación
  - *Migración* (en tiempo)
  - Post-procesos para el apilamiento y migración (atenuación de ruido aleatorio, balanceo espectral, realzamiento de la señal en el dominio F-K y X-T, aplicación de filtros pasabanda e igualación de trazas)

Es importante comentar que *Geopros* realizó diversas pruebas pre-procesamiento entre las cuales se incluyen pruebas de deconvolución y de balanceo espectral. Se probó la deconvolución predictiva antes del apilamiento, se compararon los resultados de aplicar sobre un mismo registro el balanceo espectral y después deconvolución y por último aplicando primero la deconvolución y luego el balanceo espectral. Después de evaluar estas pruebas, se decidió no usar la deconvolución por lo que se aplicó sólo el balanceo espectral. Esta decisión fue tomada a partir de un criterio de continuidad estructural observado en los reflectores asociados a los intervalos productores tradicionales correspondientes a las arenas medias e inferiores de la Formación Oficina.

### ***Migraciones en tiempo utilizadas en el desarrollo del presente trabajo***

- *Migración en tiempo con post-procesos (Geopros, 1998):*

Se migro la información en el dominio  $\omega$ -x, este algoritmo es una versión de la migración por diferencias finitas por la aproximación monocromática de la ecuación de onda.

El campo de velocidades suavizado fue revisado y aprobado por *Corpoven, S.A.* y aplicando 100% de las velocidades interválicas calculadas a partir de las RMS.

- *Migración en tiempo sin post-procesos (Veritas, 2002):*

El algoritmo de migración usado para migrar los datos del volumen integrado *GV-01-NIPA NARDO-G-1*, compuesto por los proyectos *GO-NIPA\_NARDO-01G-3D*, *GR02-GUICO\_GUARA-00G-3D* y ***GR02-CHIMIRE-97-3D***, fue el de Corrimiento de fase ó “*Phase Shift*”. El cubo fue migrado al 100% de las velocidades DMO suavizadas.

**APÉNDICE II**  
**TABLAS T-Z DE LOS POZOS UTILIZADOS**

<i>Profundidad (Pies)</i>	<i>Tiempo Doble de Viaje (mseg)</i>
0	0
179	34
679	192
1179	333
1569	440
2079	582
2579	717
3079	848
3479	944
4069	1078
4479	1166
5069	1292
5479	1375
6079	1498
6619	1607
7079	1694
7579	1790
8079	1882
8669	1984
8779	2002

Tabla 1. Tabla T-Z del pozo A utilizado

<i>Profundidad (Pies)</i>	<i>Tiempo Doble de Viaje (mseg)</i>
0	0
600	180
1200	350
1650	476
1950	558
2700	760
3000	837
3300	914
3700	1003
4250	1129

<b><i>Profundidad (Pies)</i></b>	<b><i>Tiempo Doble de Viaje (mseg)</i></b>
4820	1255
5100	1316
5600	1420
6100	1522
6400	1582
6700	1642
6900	1681
7250	1748
7500	1796
8105	1944

Tabla 2. Tabla T-Z del pozo B utilizado

<b><i>Profundidad (Pies)</i></b>	<b><i>Tiempo Doble de Viaje (mseg)</i></b>
0	0
303.8	86
621.7	186
953.5	286
1299.3	386
1659.2	486
2033	586
2420.8	686
2822.6	786
3238.5	886
3668.3	986
4112.1	1086
4570	1186
5041.8	1286
5527.6	1398
6027.5	1492
6541.3	1591
7069.1	1681
7610.9	1786
8166.8	1886
8736.6	1986
9320.4	2086
9918.3	2186
10530.1	2286

<b><i>Profundidad (Pies)</i></b>	<b><i>Tiempo Doble de Viaje (mseg)</i></b>
11155.9	2386
11795.8	2486
12449.6	2586
13117.4	2686
13799.2	2786
14495.1	2886
15204.9	2986

Tabla 3. Tabla T-Z del pozo C utilizado

<b><i>Profundidad (Pies)</i></b>	<b><i>Tiempo Doble de Viaje (mseg)</i></b>
0	0
303.83	96.00
621.66	196.00
953.49	296.00
1299.32	396.00
1659.15	496.00
2032.98	596.00
2420.81	696.00
2822.64	796.00
3238.47	896.00
3668.30	996.00
4112.13	1096.00
4569.96	1196.00
5041.79	1296.00
5527.62	1408.00
6027.45	1502.00
6541.28	1601.00
7069.11	1691.00
7610.94	1796.00
8166.77	1896.00
8736.60	1996.00
9320.43	2096.00
9918.26	2196.00
10530.09	2296.00
11155.92	2396.00
11795.75	2496.00

<b><i>Profundidad (Pies)</i></b>	<b><i>Tiempo Doble de Viaje (mseg)</i></b>
12449.58	2596.00
13117.41	2696.00
13799.24	2796.00
14495.07	2896.00
15204.90	2996.00

Tabla 4. Tabla T-Z del pozo D utilizado

<b><i>Profundidad (Pies)</i></b>	<b><i>Tiempo Doble de Viaje (mseg)</i></b>
0	0
761.0	293.2
2461.0	737.0
4758.0	1308.8
5282.0	1415.0
5690.0	1491.6
6049.0	1557.0
6185.0	1585.6
6571.0	1658.2
7013.0	1743.0
7131.0	1765.6
7249.0	1788.0
7368.0	1811.4
7507.0	1838.0
7606.0	1857.0
7726.0	1880.4
7845.0	1902.2
7925.0	1916.0
8004.0	1930.2
8501.0	2020.0

Tabla 5. Tabla T-Z del pozo E utilizado