

10



**UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO**

FACULTAD DE INGENIERÍA

**DIVISIÓN DE INGENIERÍA EN CIENCIAS
DE LA TIERRA**

**“ANÁLISIS COMPARATIVO DE LOS
MÉTODOS DE GAZDAG Y STOLT EN LA
MIGRACIÓN DE DATOS DE REFLEXIÓN
SÍSMICA”**

T É S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

INGENIERO GEOFÍSICO

P R E S E N T A:

ENRIQUE TREJO VÁZQUEZ.



286873



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



UNIVERSIDAD NACIONAL
AVENIDA II
MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION
60-I-642

SR. ENRIQUE TREJO VAZQUEZ
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Dr. Carlos A. Mortera Gutiérrez y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geofísico:

**ANALISIS COMPARATIVO DE LOS METODOS DE GAZDAG Y STOLT EN LA
MIGRACION DE DATOS DE REFLEXION SISMICA**

- I INTRODUCCION
- II ANTECEDENTES: TEORIA Y PROCESADO DE DATOS DE REFLEXION SISMICA
- III METODOS DE MIGRACION DE GAZDAG Y STOLT
- IV ANALISIS DE MODELOS GEOLOGICOS MIGRADOS
- V DISCUSION DEL ANALISIS
- VI CONCLUSIONES
BIBLIOGRAFIA
APENDICES

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo, le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"
Cd. Universitaria, a 25 de mayo de 2000
EL DIRECTOR

ING. GERARDO FERRANDO BRAVO

GFB*RLLR*gtg

ÍNDICE

TEMA	PÁGINA
RESUMEN.....	1
I. INTRODUCCIÓN	3
II. ANTECEDENTES: TEORIA Y PROCESADO DE DATOS DE REFLEXION SISMICA	5
II.1. Método de reflexión sísmica	5
II.2. Propagación de las ondas sísmicas	5
II.3. Ecuación y velocidad de las ondas sísmicas	9
II.4. Fuentes generadoras de ondas sísmicas.....	10
II.5. Procesado de datos sísmicos	11
II.6. Artefactos	13
II.7. Correcciones de NMO y DMO	16
II.8. Reposicionamiento del reflector	19
II.9. Presentación de los datos sísmicos	21
III. MÉTODOS DE MIGRACIÓN DE GAZDAG Y STOLT	22
III.1 Ecuación de onda sísmica	23
III.2 Método de Stolt	25
III.3 Método de Gazdag	28
III.4 ANÁLISIS DE MODELOS GEOLÓGICOS MIGRADÓS..	32
IV.1. Interfase inclinada	32
IV.2. Hipérbola de difracción.....	37
IV.3. Corbata simétrica.(“Bowtie”)	42
V. DISCUSIÓN DEL ANÁLISIS	47
VI. CONCLUSIONES	50
BIBLIOGRAFÍA	52

DEDICATORIAS

*A MI MADRE
LA SRA. LUCRECIA VAZQUEZ GARCIA
EN HOMENAJE A SU EJEMPLO*

**A mis hermanos
Ricardo y Orquídea**

AGRADECIMIENTOS

A la Facultad de Ingeniería de la UNAM por la formación que me brindó.

Al Instituto de Geofísica de la UNAM por el apoyo brindado en la elaboración de este trabajo de Tesis.

Al Dr. Carlos Mortera por su trato, tiempo, enseñanzas y apoyo.

Al Dr. Hector Sandoval Ochoa, al Dr. René Chávez Segura y al Dr. William I Bandy por el tiempo y comentarios dedicados en la revisión de esta tesis.

Al M. en C. Juan Marcos Brandi Purata por facilitarme el material empleado, y apoyarme en la publicación de esta tesis.

A mis compañeros Guillermo, Oscar, Ricardo, Edgar y Misael, por la amistad brindada durante nuestra formación.

A mis tios Alejandro y Flor Vázquez, y Bernardino y Dora Rivera.

A mis amigos, Selene Serrato, Mauricio Hernández, Agustín Arzate, Alejandro Sampablo, Alberto Retana, Víctor Correa, Gabriel García, Julio Mimiaga. Luis Fernando Teran, Miryam Ortiz, Javier Gutiérrez, Felipe Ponce, Isaac y Eusebio García.

A los Ingenieros Ricardo Padilla, Rodolfo Ramírez, Hector Esquivel, Eduardo Mejía, Carlos Guerrero, Jesús Arellano por la amistad brindada.

A Ada Valencia por su compañía, entusiasmo y apoyo.

RESUMEN

En la exploración de hidrocarburos en cuencas sedimentarias, el empleo del método de reflexión sísmica con fuentes de energía controlada, tiene como objetivo principal integrar una imagen de sección sísmica que sea representativa de la estructura del subsuelo. Pero la complejidad de esta requiere de procesar los datos para obtener secciones sísmicas, en tiempo y posteriormente en profundidad, que asemejen la geometría de las estructuras bajo la superficie. Para llegar a esta imagen se requiere utilizar diferentes algoritmos de migración de datos para corregir la geometría de las reflexiones correspondientes a las estructuras del subsuelo y reduzcan los efectos de dispersión de la energía sísmica producidos por las irregularidades presentes en la estructura. La aplicación de estos algoritmos ha demostrado que las secciones sísmicas presentan una imagen más realista de la estructura. Pero algunos de estos algoritmos sobremigran la posición de los reflectores y además crean artefactos durante el procesado de las secciones sísmicas. Por lo que con esta tesis se realiza un análisis comparativo de dos métodos de migración comúnmente empleados en la prospección geofísica.

Los dos métodos de migración considerados aquí son los de Gazdag y Stolt. La comparación entre ambos métodos se realiza a través de la migración de secciones sintéticas, que fueron generadas con el programa SISMIC. Las tres secciones sintéticas consideradas en el análisis son: (1) un reflector con un echado de 30° , (2) una hipérbola de difracción causada por una heterogeneidad en el subsuelo, y (3) difracciones tipo sonrisa causadas por la estructura de un sinclinal. Para cada uno de los tres modelos, se seleccionaron tres de las trazas centrales de las secciones premigradas y migradas correspondientes a las posiciones centrales de las estructuras con la finalidad de comparar los cambios en las formas de ondas generados con ambos métodos de migración. Además en cada uno de los modelos se obtienen el espectro promedio de frecuencias correspondientes a grupos de trazas de las secciones premigradas y migradas, correspondiendo 20 trazas para el reflector inclinado, 7 trazas para la irregularidad y 10 trazas para el sinclinal. Los espectros de las secciones migradas son comparados con los espectros de las secciones premigradas.

El resultado de las comparaciones entre las trazas centrales y de los espectros obtenidos de las trazas migradas indica que el método de Stolt parece dar mejores resultados para los últimos dos de los modelos, en los cuales crean menos artefactos en las secciones migradas. El método de

Gazdag muestra que en general conserva la forma de la onda pero cambia la fase de las trazas migradas. Por otra parte, los resultados de las secciones migradas con el método de Stolt aparecen con un menor contenido de ruido. Los espectros migrados obtenidos con ambos métodos guardan similitudes, pero con la diferencia que los espectros de las trazas migradas aparecen con mayor amplitudes en algunas frecuencias que las amplitudes originales. En la migración del reflector con un echado de 30° , el uso de la migración de Gazdag migra la energía al lugar donde podría corresponder teóricamente, mientras que la migración con el método de Stolt migra la energía hacia otro sitio. En la migración de la difracción causada por la irregularidad en el subsuelo, el uso del método de Stolt migra mejor la energía difractada a la posición original del punto difractor; en cambio el método de Gazdag sobremigra la energía difractada. En la migración de la corbata simétrica, el uso del método de Stolt migra mejor la energía difractada obteniendo la forma del sinclinal; en cambio el método de Gazdag migra la energía difractada sin definir claramente la forma del sinclinal.

I. INTRODUCCIÓN

La sismología de reflexión continua es utilizada para obtener indirectamente una imagen estructural y estratigráfica del interior de la tierra. Para obtener esta imagen se utiliza un procesado sistemático de los datos de las ondas sísmicas reflejadas. Estas ondas reflejadas son procesadas bajo varias suposiciones que facilitan la representación gráfica de la imagen sísmica. Por ejemplo una de las suposiciones más comúnmente empleadas, es que la Tierra esta formada por capas planas y horizontales. Lo cual no siempre es cierto, dado que estudios geológicos han indicado que el subsuelo es más complejo estructuralmente, tal como se observa en la superficie donde afloran estructuras anticlinales, sinclinales, domos y fallas. La complejidad de las estructuras del subsuelo, produce imágenes sísmicas con estructuras distorsionadas previo al procesado, mostrando echados y dimensiones distintas a las reales. Aunado a esto las imágenes sísmicas también están afectadas por las formas de las fuentes que generan las ondas sísmicas, las cuales producen pseudo reflejos, y además las irregularidades del subsuelo producen difracciones de las ondas sísmicas.

Para corregir o eliminar estos artefactos y difracciones, se emplean varios algoritmos para el filtrado de frecuencias no deseables, la deconvolución que elimine el efecto de la fuente generadora en el apilamiento, la atenuación de la energía en los múltiples, y la migración de los reflectores sísmicos a su posición real. Siendo este proceso de migración en el que se enfoca esta tesis.

La migración de datos sísmicos se puede llevar a cabo a través de diferentes métodos que incluyen esquemas gráficos, algoritmos basados en la solución de la ecuación de onda en el dominio del tiempo y en el dominio de las frecuencias, migración *priori* o *posteriori* al apilamiento de las trazas correspondientes a un punto de reflejo común, referido como CDP ("Common Depth Point") y en base a la integración de la imagen sísmica en función de la profundidad.

Dos de los métodos basados en la solución en el dominio de las frecuencias analizados aquí son: el método de Gazdag [1984] en que migra los datos utilizando la transformada de Fourier en el que lleva los datos apilados al dominio de las frecuencias, luego multiplica estos datos con un operador que les cambia la fase y posteriormente transforma los datos al dominio del tiempo. El segundo método es el de Stolt, [1978] que relaciona la migración de los datos con la doble transformada de Fourier. Ambos

métodos son comparados al producirse varias imágenes sintéticas con el algoritmo SISMIC presentado en el apéndice A.

El estudio de este análisis es presentado en la siguiente forma. En el Capítulo II, se describen los antecedentes teóricos del método de reflexión, incluyendo los procesos mas relevantes a que se someten los datos sísmicos para integrar una sección sísmica, priori al procesado de migración de la misma. También se hace referencia a la difracción y el posicionamiento real de la energía reflejada, dos de los problemas principales que se presentan en las secciones sísmicas que pueden ser resueltos mediante la migración de datos sísmicos. En el Capítulo III, las expresiones matemáticas que rigen la migración en ambos métodos son brevemente presentadas. En el capítulo IV, tres modelos generados con el programa SISMIC son migrados mediante la aplicación de ambos métodos. En el capítulo V, se comparan y analizan los resultados obtenidos de la migración de los modelos en el capítulo IV. Las conclusiones del análisis comparativo de los dos métodos de migración se presentan en el capítulo VI.

II. ANTECEDENTES: TEORIA Y PROCESADO DE DATOS DE REFLEXION SISMICA.

II.1. Método de Reflexión Sísmica

El método de reflexión sísmica es el más utilizado en la exploración de hidrocarburos. La aplicación del método de reflexión sísmica continua proporciona una imagen de la estructura geológica del subsuelo a lo largo de la línea de prospección. El método se basa en el registro de la propagación de las ondas sísmica a través del subsuelo que son adquiridos en el campo. Los datos son procesados sistemáticamente con el uso de algoritmos para posteriormente presentarlos gráficamente en una sección sísmica (también referida como perfil sísmico). La propagación de las ondas sísmicas a través del subsuelo esta en función a las propiedades elásticas de los estratos en el subsuelo, a las distintas densidades que forman estos y a la geometría de la estructura del subsuelo. Por lo que las trayectorias de las ondas varían, se reflejan o refractan al coincidir con una interfase entre estratos que presenta un cambio abrupto en las propiedades elásticas y de densidad.

II.2. Propagación de las Ondas Sísmicas

La reflexión y transmisión de las ondas sísmicas se puede explicar mediante dos leyes físicas, en base a los principios de Fermat y de Huygens [Sheriff, 1984]. El principio de Fermat establece que la trayectoria empleada por las ondas sísmicas para propagarse de un punto a otro es la trayectoria que se realiza con un tiempo mínimo. La aplicación de este principio al método de reflexión sísmica permite la computación de la propagación de las ondas sísmicas como trayectorias de rayos para cada uno de los frentes de ondas sísmicas que se propagan a través de los estratos. El principio de Huygens se refiere a que todo punto que se encuentra en el frente de onda, se comporta como otra fuente generadora de nuevas ondas. En base de estos dos principios, la reflexión de una onda incidente se resuelve considerando la trayectoria de un rayo sísmico, como es presentada en la Figura II.1, donde la estructura tiene una interfase horizontal. .

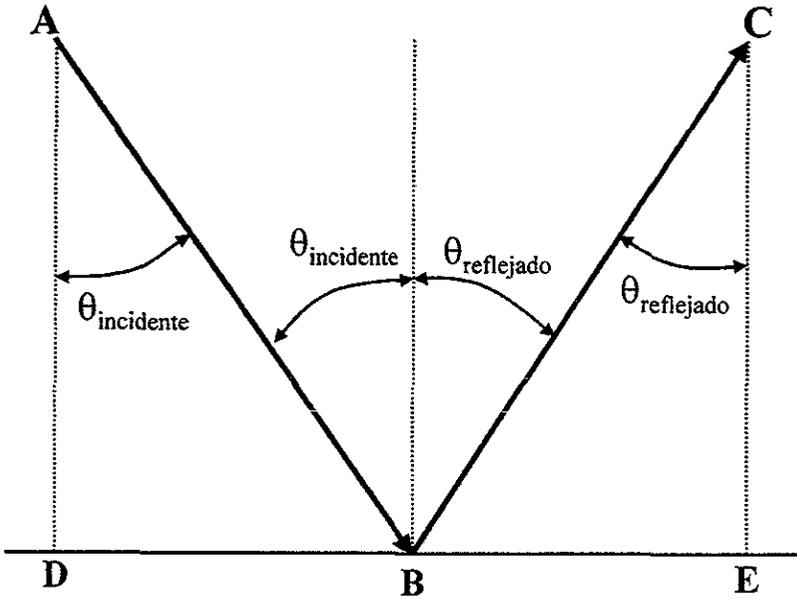


Figura II.1 Trayectoria de una onda reflejada en el punto B.

Analíticamente la reflexión del rayo puede ser explicado como la distancia DE, dada por:

$$DE = DB + BE.$$

En base al principio de Fermat, el tiempo de recorrido entre AB y BC debe ser mínimo, por lo que las trayectorias \overline{AB} y \overline{BC} son iguales, así que:

$$AB - BC = 0. \quad (II.1)$$

De la Figura II.1, donde el ángulo de incidencia de la trayectoria incidente esta dado por $\theta_i = \theta_{\text{incidente}}$ y el ángulo de la trayectoria reflejada esta dado como $\theta_r = \theta_{\text{reflejada}}$, además se observan las siguientes ecuaciones:

$$AB = \frac{AD}{\cos\theta_i},$$

$$BC = \frac{CE}{\cos\theta_r},$$

sustituyendo ambas ecuaciones en (II.1) se tiene:

$$\frac{AD}{\cos\theta_i} - \frac{CE}{\cos\theta_r} = 0,$$

donde $AD = CE$, resultando la expresión que es conocida como la Ley de Reflexión:

$$\theta_r = \theta_i. \quad (II.2)$$

La trayectoria de una onda incidental que se transmite a través de una interfase es resuelta aplicando el principio de Huygens, como lo muestra la Figura II.2,

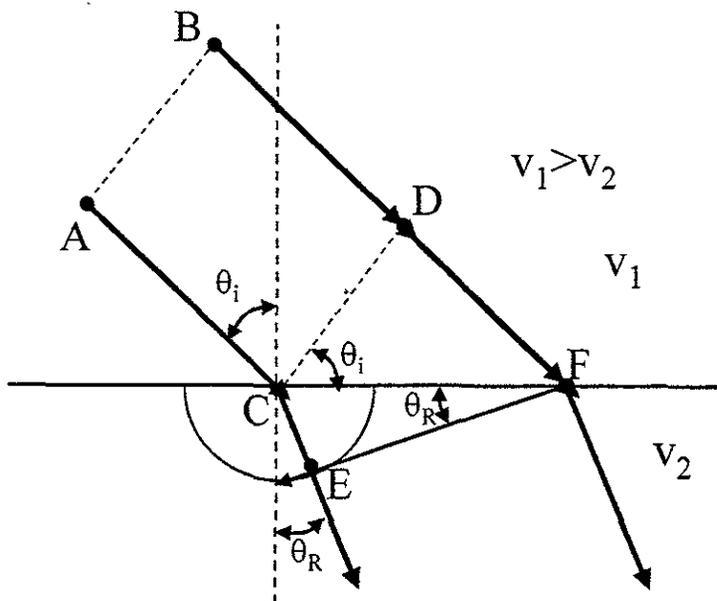


Figura II.2 Refracción de un frente de un onda plana.

Cuando el frente de onda plano AB en un medio con velocidad V_1 llega al punto C, se origina una onda plana en el medio inferior con velocidad V_2 de acuerdo con el principio de Huygens, de igual manera sucede con los demás puntos del segmento CF. Ahora cuando el residuo de la onda plana llega al punto F, la onda transmitida a través de C se encontrará en E, por lo cual se tienen las siguientes ecuaciones:

$$\text{sen}\theta_i = \frac{DF}{CF},$$

$$\text{sen}\theta_R = \frac{CE}{CF}.$$

Donde el ángulo de la onda transmitida está dado por $\theta_R = \theta_{\text{Refractada}}$.

La velocidad v_1 de la trayectoria de rayo DF en el medio superior y la velocidad v_2 de la trayectoria del rayo CE en el medio inferior, es determinada a partir de las siguientes ecuaciones:

$$v_1 = \frac{DF}{\Delta t},$$

$$v_2 = \frac{CE}{\Delta t}.$$

Los tiempos mínimos transcurrido de las trayectorias están dados por:

$$\Delta t = \frac{CF \text{ sen}\theta_1}{v_1},$$

$$\Delta t = \frac{CF \text{ sen}\theta_2}{v_2}.$$

Como el intervalo de tiempo (Δt) entre DF es igual al (Δt) de CE, queda que:

$$CF \frac{\text{sen}\theta_r}{v_2} = CF \frac{\text{sen}\theta_i}{v_1},$$

Simplificando, se llega a la expresión conocida como la ley de refracción:

$$\frac{\text{sen}\theta_r}{\text{sen}\theta_i} = \frac{v_2}{v_1}. \quad (\text{II.3})$$

II.3. Ecuación y Velocidad de las Ondas Sísmicas

La técnica de migración de datos sísmicos esta basada en la ecuación de onda. A continuación se describe a la ecuación de onda, la cual se obtiene en base a la ley de Hooke y a la segunda ley de Newton, también referida como la ecuación del movimiento [Dobrin, 1987]. El uso de la ecuación de onda permite determinar las características de la propagación de las ondas sísmicas, [Officer, 1974]. La representación matemática del movimiento elástico denotado por ψ , es la siguiente:

$$\nabla^2 \psi = \frac{\lambda + \mu}{\rho} \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2}. \quad (\text{II.4})$$

Donde la velocidad de las ondas compresionales (v_p) es producto de la relación entre las constantes elásticas $\lambda + \mu$ y la densidad:

$$v_p = \sqrt{\frac{\lambda + \mu}{\rho}}.$$

Teniendo como una de sus soluciones más comunes a la solución de D'Alambert:

$$\psi = f(x - vt),$$

o también:

$$\psi = e^{-ipx},$$

donde p es una constante y la función ψ no tiene discontinuidades en su primer y segunda derivada.

II.4. Fuentes Generadoras de Ondas Sísmicas

A partir de 1960, el uso de fuentes de energía generadas mecánicamente ha sido preferido en la industria petrolera. El uso de estas fuentes permite controlar las frecuencias de la transmisión de las ondas elásticas en el subsuelo. Los sistemas de fuentes mas conocidos en la industria son los arreglos de *Vibroseis*, *Dinoseis* y *Airguns*. El *Vibroseis* es un sistema mecánico montado en un camión que produce oscilaciones a diferentes rangos de frecuencias al acoplarse con el suelo en forma controlada. El *Dinoseis* es otro sistema montado en una plataforma rodante que contiene una masa de grande tonelaje que es dejada caer varias veces repetidamente en un sitio para producir ondas sísmicas. En cambio en la exploración marina, se utiliza un arreglo de pistolas de aire (*Airguns*). Esta fuente consta de cilindros con aire comprimido que al liberarse, genera una burbuja de aire, creando una onda sísmica que se transmite a través de la columna de agua y de los sedimentos marinos.

El registro de las ondas sísmicas se lleva a cabo mediante un arreglo de pequeños sismógrafos. Para la exploración de hidrocarburos en tierra se utilizan geófonos magnéticos como sensores. Los geófonos están formados por una bobina y un magneto fijo acoplado al suelo. Cuando las ondas sísmicas perturban el subsuelo, el geófono es agitado creando un movimiento relativo de la bobina al magneto, generando un voltaje proporcional a la velocidad del movimiento. Para la exploración marina son usados hidrófonos, que constituyen sensores compuestos de cristales piezoeléctricos, o elementos de cerámica. Estos materiales generan un voltaje proporcional a la presión de la ondas sísmicas.

Los sistemas de registro están integrados por equipos de computación en los cuales se captura digitalmente la agitación de los grupos de sensores. La captura digital se integra en un número finito de trazas sísmicas para ser procesados en otro sistema de computadoras, siguiendo las técnicas estandarizadas para el procesamiento de datos sísmicos de reflexión.

II.5. Procesado de Datos Sísmicos

La gran cantidad de trazas sísmicas adquiridas en tierra o mar requieren de un procesado sistemático de datos como lo muestra la Figura II.3. La aplicación de este esquema permite obtener un perfil sísmico que refleje indirectamente la estructura del subsuelo y su estratigrafía. A pesar de que la señal se obtiene con un mínimo de ruido en los registros, es necesario procesar los datos por efecto de las condiciones en el campo y mar. Las correcciones estáticas y dinámicas que se le dan mayor consideración para el registro de campo son: los efectos de topografía e intemperismo en las capas superiores, y el arribo de ondas superficiales.

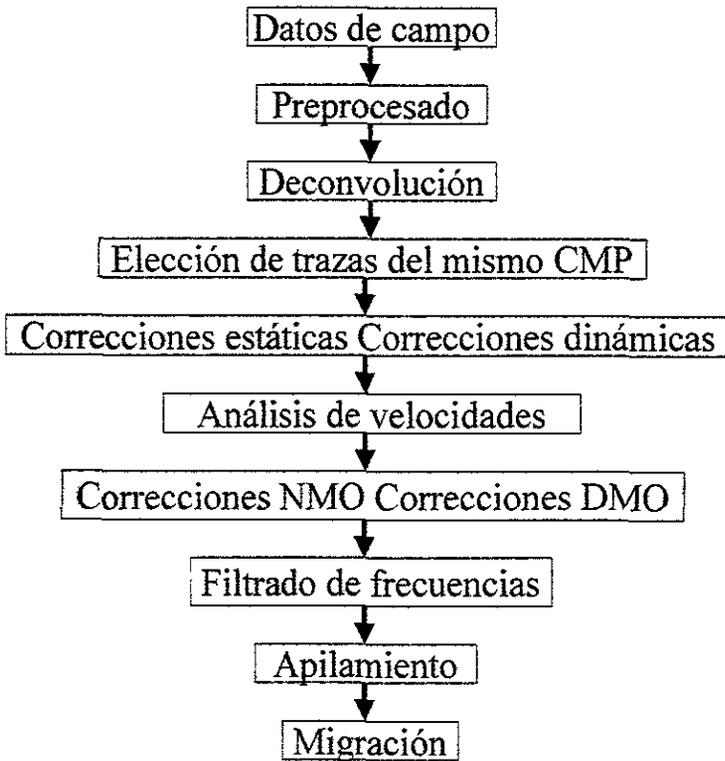


Figura II.3 Diagrama de bloque para el procesado de datos de reflexión sísmica.

Las correcciones estáticas en los registros se hacen por el efecto de obtener mediciones a distintas elevaciones y por el efecto de la capa de intemperismo cercana a la superficie. Las correcciones por elevación se hacen debido a que el tiempo de arribo de una onda en particular resulta

mayor o menor de acuerdo con la topografía, ya que las ondas tardan menos en ir y venir del reflector de menor elevación. Al aplicar estas correcciones, los registros están en un mismo plano de referencia. Los efectos de intemperismo en las capas superiores también son corregidos en los registros. La zona de intemperismo que se encuentra cercana a la superficie se trata de una capa irregularmente constituida que generalmente esta formada por material poco consolidado y que contiene agua. El espesor de esta capa varia de un par de metros hasta varias decenas de metros. Para el caso de la reflexión sísmica esta capa de intemperismo es de baja velocidad sísmica. En esta zona, las ondas sísmicas son afectadas en su propagación, produciendo retrasos en los arribos de los reflectores de interés. También la capa de intemperismo absorbe las altas frecuencias de las ondas sísmicas y como resultado disminuye la resolución de los espesores de los estratos más profundos.

Las correcciones dinámicas se realizan debido a retrasos en los tiempos de trayectoria de las ondas sísmicas, debido a un cambio en la distancia entre la fuente y el sensor, conocida como offset (Figura II.4).

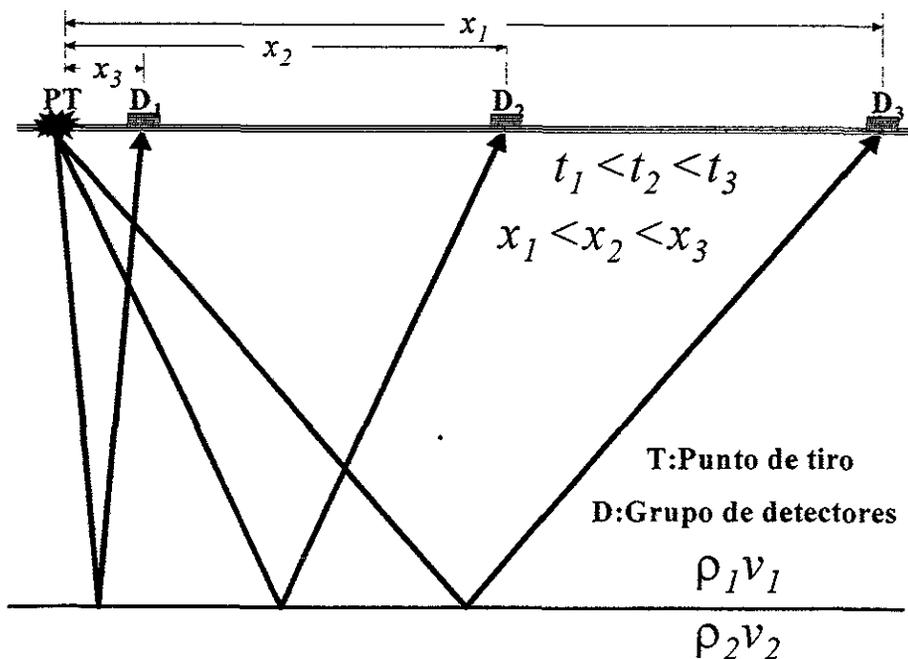


Figura II.4 Incrementos del offset para aumentar los tiempos de arribo de la onda.

II.6. Artefactos

En un registro sísmico, hay señales que corresponden a la reflexión de una onda que incidió en una interfase entre dos capas, y también contiene ondículas que no corresponden a lo anterior por los que estas se consideran como ruido. Hay dos tipos de ruido, coherente e incoherente. El ruido coherente presenta características similares en algunos rangos de frecuencias, amplitud y fase, mientras que el ruido incoherente no presenta ninguna rasgo distintivo en el rango de frecuencias registradas, siendo un ruido aleatorio. Para atenuar los efectos de los ruidos coherentes, se lleva a cabo un análisis de ruidos en el área de estudio con el fin de encontrar los parámetros que definen a este tipo de ruidos. Un análisis del espectro de frecuencias de las trazas sísmicas permite identificar entre reflejos señales fantasmas, reflejos múltiples y difracciones.

Las señales fantasmas se producen principalmente cuando la fuente de energía es disparada a una cierta profundidad de la superficie y produce una señal que inicialmente viaja hacia la superficie y que es reflejada en la interfase superior a la profundidad de la explosión, para posteriormente reflejarse hacia la superficie (Figura II.5).

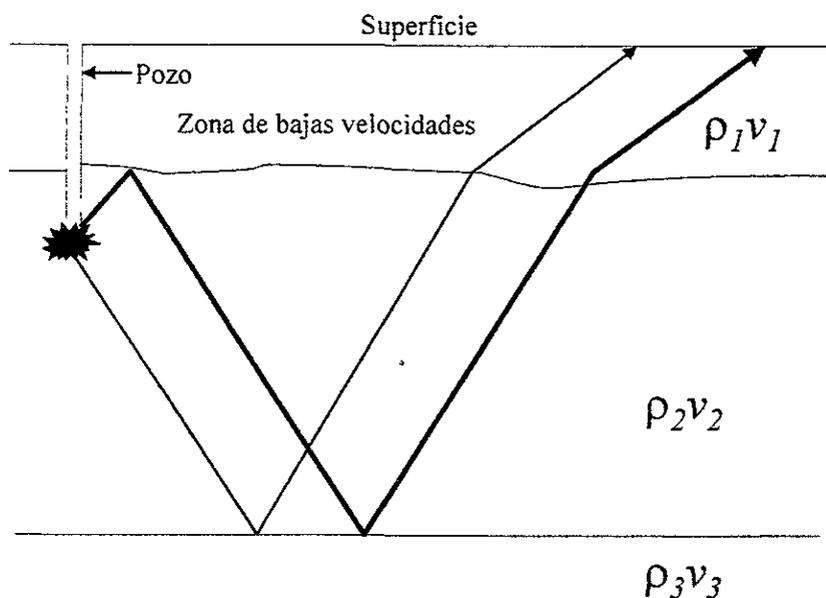


Figura II.5 Geometría de la propagación de ondas sísmicas. Las trayectorias de la onda reflejada y su reflejo fantasma están marcadas con una línea delgada y gruesa.

Múltiplos de reflectores, es un tipo de ruido coherente que se ve en la imagen sísmica como repeticiones de un reflejo primario. Este ruido se genera por una onda que se refleja hacia arriba de la parte superior de la interfase inferior en el estrato, y luego se refleja hacia abajo de la parte inferior de la interfase superior del estrato, y se refleja nuevamente hacia la superficie. Lo cual origina en el registro, que varios arribos con tiempos múltiples correspondan al mismo reflector. Las reverberaciones son un caso especial de los reflejos múltiples. Las cuales son vibraciones causadas por el atrapamiento de las ondas dentro de un estrato debido a un fuerte contraste de velocidad entre los estratos.

La difracción es el campo ondulatorio reflejado hacia la superficie proveniente de alguna discontinuidad o irregularidad existente en la interfase entre dos medios de características elásticas distintas, ver Figura II.6.

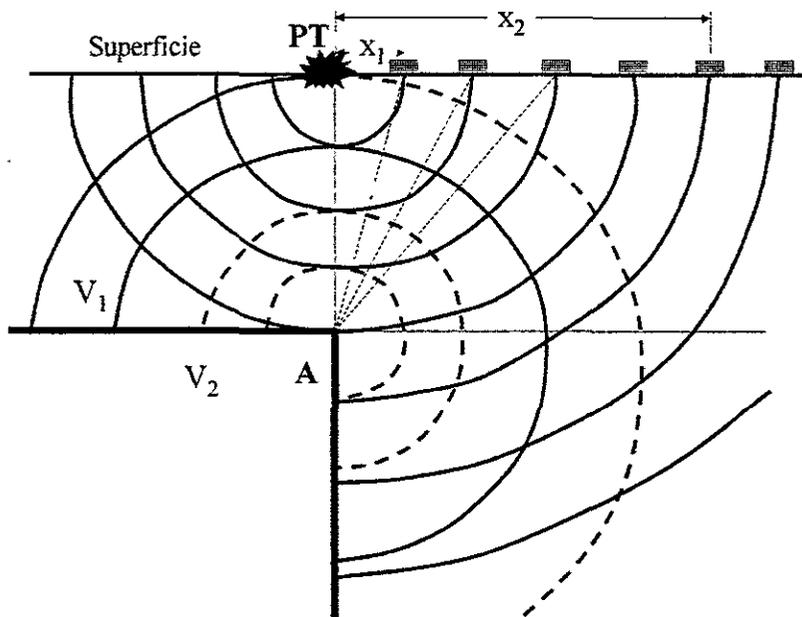


Figura II.6 Onda difractada de una irregularidad en el subsuelo. A es el punto difractor. V_1 y V_2 son las velocidades para el estrato superior e inferior, respectivamente.

La difracción puede ser explicada mediante el principio de Huygens. El cual dice que todo punto en el frente de onda se comporta como una nueva fuente generadora de ondas; por ejemplo, la onda que incide en el

ángulo que forma la interfase entre el estrato con V_1 y el estrato V_2 de la Figura II.6. El punto A se comporta como si fuese una nueva fuente, la cual da origen a una serie de difracciones provenientes de este punto. Claerbout [1985] utiliza un ejemplo para darle un sentido físico a la difracción de una interfase discontinua, considera un rompeolas paralelo a la línea de costa a una distancia z_3 , donde dicho rompeolas tiene un boquete como en la Figura II.7. Considerando un frente de onda plano al del rompeolas el frente de onda deja de ser plano al pasar a través del boquete. El boquete en el rompeolas actuara como un punto generador de las difracciones en forma de ondas semicirculares que se propagan hacia la playa.

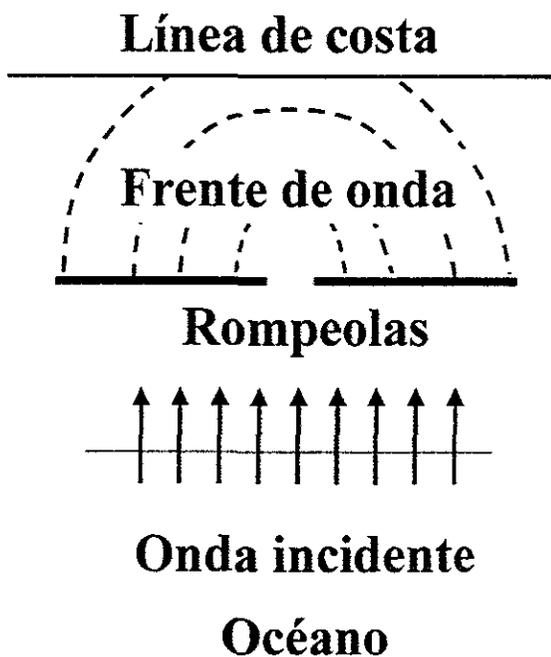


Figura II.7 Fuente secundaria en base del principio de Huygens. Una fuente secundaria es producida por un boquete en un rompeolas. Lo que da origen a un frente de onda semicircular que se aproxima a la línea de costa.

En el caso sísmico, un reflector crea varias curvas hiperbólicas si la interfase es discontinua. Estas hipérbolas son equivalentes a las difracciones correspondientes a las discontinuidades en la estructura del subsuelo y son registradas como lo ilustra la Figura II.8.

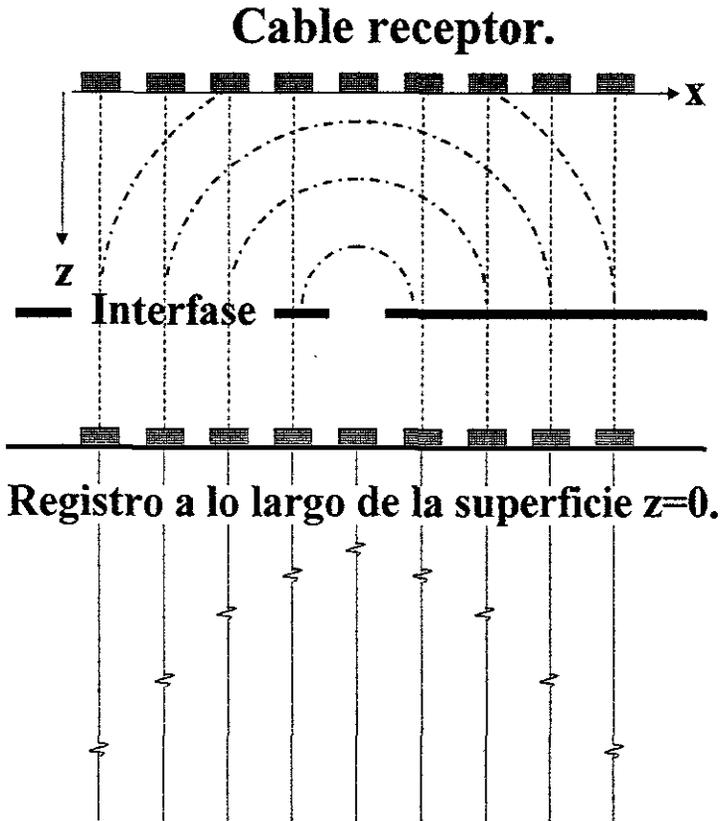


Figura II.8 Onda sísmica generada por un boquete. (arriba) La onda es registrada en los sensores a lo largo de la superficie. (abajo) Los tiempos de arribo dan un registro de forma hiperbólica.

II.7. Correcciones de NMO y DMO

La técnica del CDP (Common Depth Point) esta diseñada para minimizar el ruido que tenga una longitud de onda mayor que la longitud del arreglo sin importar su origen. Las señales registradas en un arreglo de sensores se asocian a un punto común en un reflector a la misma profundidad y que es referido comúnmente como CDP (Figura II.9).

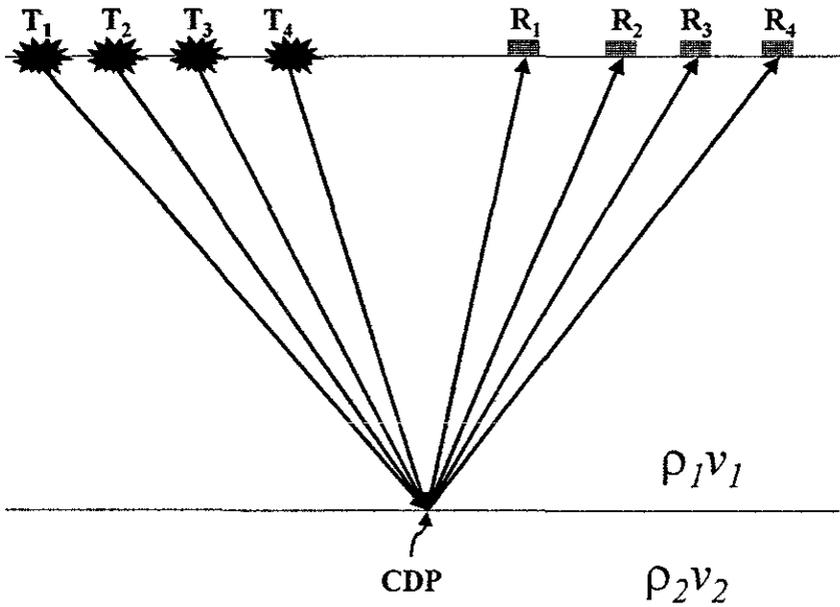


Figura II.9 Trayectorias de rayos que inciden en un mismo punto, CDP, en la interfase de los medios con $\rho_1 v_1$ y $\rho_2 v_2$. Las T y R marcan las posiciones de los puntos de tiro y los sitios de los grupos de sensores.

El punto CDP siempre se encuentra en la distancia media entre la fuente y un sensor. En la Figura II.10 los rayos dibujados con color oscuro inciden en un mismo punto en el subsuelo proviniendo de fuentes con distancias distintas entre fuente y sensor. El punto en la superficie es referido como Common Mid Point (CMP).

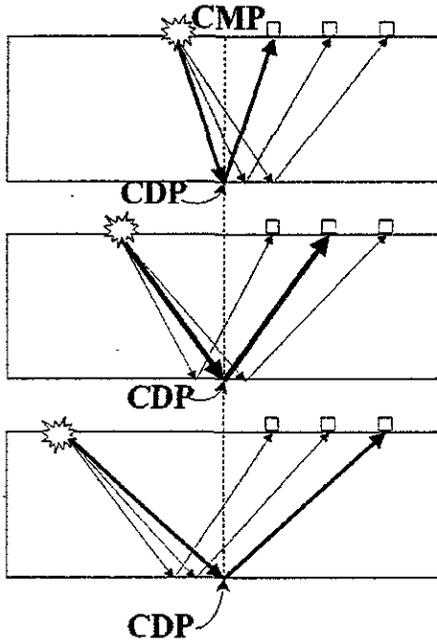


Figura II.10 Detonaciones desde varios puntos en la superficie. Varias trayectorias con diferentes separaciones entre las fuentes y los sensores inciden en un solo CDP.

En cambio en la Figura II.10, se observa que los arribos tendrán tiempo de arribos mayores para los rayos más alejados del CDP, por eso se procede a agrupar las trazas coincidentes con el CDP. A esta corrección se le conoce como corrección de Normal “Moveout” (NMO). Dicha corrección consiste en aplicar un promedio de velocidades (V_{rms}) a una serie de trazas que corresponden a un CDP para que los arribos queden como si hubiesen sido tomados en el mismo sitio en que se detonó la fuente (Figura II.11).

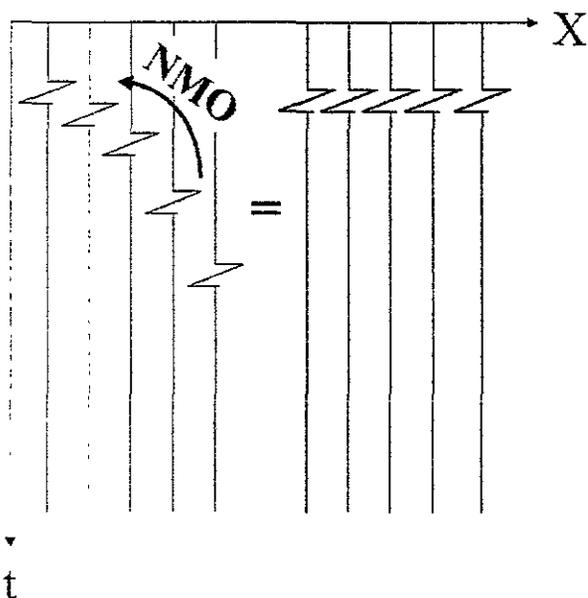


Figura II.11 Corrección de Normal Moveout. (izquierda) La serie de trazas corresponden a un a sucesión de arribos de un solo tiro registrados por varios sensores. (derecha) Las trazas son corregidas por Normal Moveout.

En el subsuelo, lo más común es tener rocas estratificadas inclinadas, con tal motivo deben corregirse los datos sísmicos, para que se eliminen tanto los retrasos en los tiempos de recorrido por efecto del offset como por la inclinación de su interfase. A esta corrección se le conoce como corrección por "Dip Moveout". Finalmente para integrar la sección, se suman todas las trazas que tienen el mismo CMP. A esto se refiere como el apilamiento de las trazas en la posición media entre las posiciones de un par fuente-sensor, lo que resulta que un solo apilamiento de trazas corresponda a la posición de un CMP.

II.8 Reposicionamiento del Reflector

En una sección sísmica, los reflectores con buzamiento no aparecen en su posición verdadera, debido a que en previo procesado se ha considerado que la superficie del reflector esta horizontal y plana. La Figura II.12 muestra un reflector buzante CD que corresponde a una sección geológica plasmada en una imagen sísmica. El reflector es registrado en los puntos A y B a lo largo del perfil Ox. Para esta ejemplo se considera una

velocidad constante $v = 1$, por simplicidad. Es buscada una sección con “zero-offset” conforme a un par fuente-sensor. El primer arribo de incidencias normales provenientes del reflector buzante es registrado en A y procede del punto C. Procediendo con subsecuentes pares fuente-sensor hasta llegar al punto B en el que se registra la señal proveniente del punto D, en el extremo final del reflector buzante. El arribo de la primera reflexión registrada en la sección sísmica esta indicado por el punto C'. Conforme se mueve de A en dirección de B hacia la derecha, los arribos de incidencia normal del reflector inclinado CD son registrados en una posición entre A y B. El último arribo proveniente del punto D es registrado por B, en la sección sísmica marcado por D'.

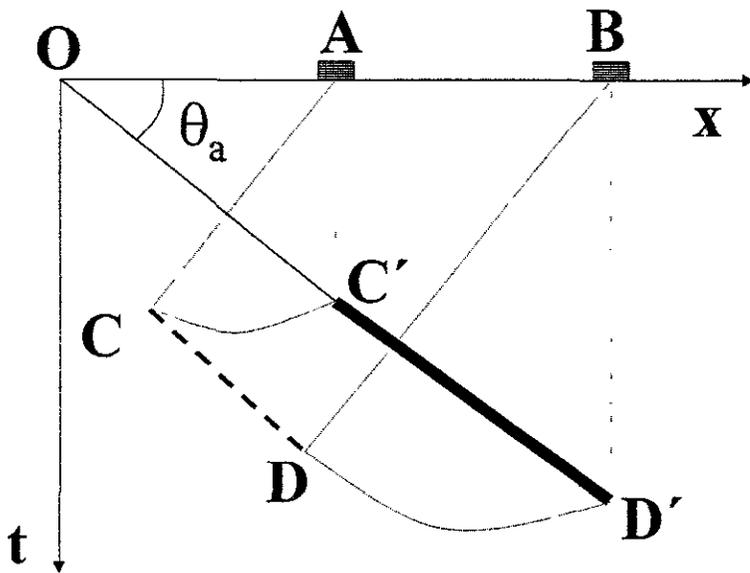


Figura II.12 Reposicionamiento de reflectores inclinados. La línea CD marca la posición verdadera del reflector inclinado, y la línea C'D' marca la posición donde aparece el reflector en la sección sísmica.

El reflector registrado como C'D' en la sección sísmica en tiempo es reposicionado a su geometría verdadera como lo ilustra la Figura II.13. Como resultado del proceso de migración, el segmento CD ya no se encuentra dentro de la sección registrada entre los puntos A y B, lo cual significa que los reflectores de una sección no siempre corresponden a un

reflector que se encuentre debajo de la línea sísmica que lo registro. Tal situación se da cuando hay estructuras buzantes por lo que la longitud de las líneas sísmicas debe determinarse tomando en cuenta el desplazamiento horizontal de los eventos buzantes de la estructura. Las cantidades de desplazamiento horizontal y vertical, que toman lugar en el reflector al migrarse pueden ser cuantificadas, usando las siguientes ecuaciones.

$$dx = \frac{v^2 \tan^2 \theta_a}{4},$$

$$d\theta = t \left\{ 1 - \sqrt{\frac{v^2 \tan^2 \theta_a}{4}} \right\},$$

$$\tan \theta_m = \frac{\tan \theta_a}{4 \sqrt{1 - \frac{v^2 \tan^2 \theta_a}{4}}}.$$

El desplazamiento horizontal y en profundidad de la línea migrada A'B' es dado como dx y dt respectivamente y el ángulo θ_a que forma la línea con la horizontal es ahora θ_m . Ecuaciones geométricas son expresadas en términos de la velocidad media v el tiempo de transito t y ángulo del echado aparente θ_a .

II.9. Presentación de los Datos Sísmicos

Comúnmente los registros sísmicos son graficados contra el tiempo, pudiendo convertir el eje vertical a profundidad a través de perfiles de velocidades. La traza apilada se despliega en la posición de su CMP. Se hace lo mismo con cada traza apilada obteniendo como resultado una sección sísmica del subsuelo.

Las presentaciones de las secciones sísmicas suelen variar, siendo una de las más comunes la imagen de densidad variable, en la cual las amplitudes positivas son presentadas sombreadas y las negativas no lo son, o puede ser al contrario, permitiendo seguir reflejos con mayor facilidad.

III. MÉTODOS DE MIGRACIÓN DE GAZDAG Y STOLT

Después de los procesos mencionados anteriormente, aún persisten efectos que resultan del procesado por considerar que las ondas sísmica se reflejan de capas planas y horizontales. Estos efectos hacen que los eventos se presenten como en una posición distinta a la real, como es en el caso de las difracciones cuando el material es inhomogéneo. Por eso la energía que se encuentra fuera de su posición produce una sección sísmica con una geometría distorsionada de los reflectores. La energía difractada en las secciones sísmicas presenta formas que no corresponden con las estructuras del subsuelo, por ejemplo las difracciones conocidas como las sonrisas o corbatas (referidas en la literatura como “bowtie”) que se caracterizan por presentar reflejos que dan la imagen de un anticlinal, siendo que la estructura real corresponde a un sinclinal (Figura III.1). Para eliminar estas distorsiones, los datos de la sección son procesados con algún método de migración.

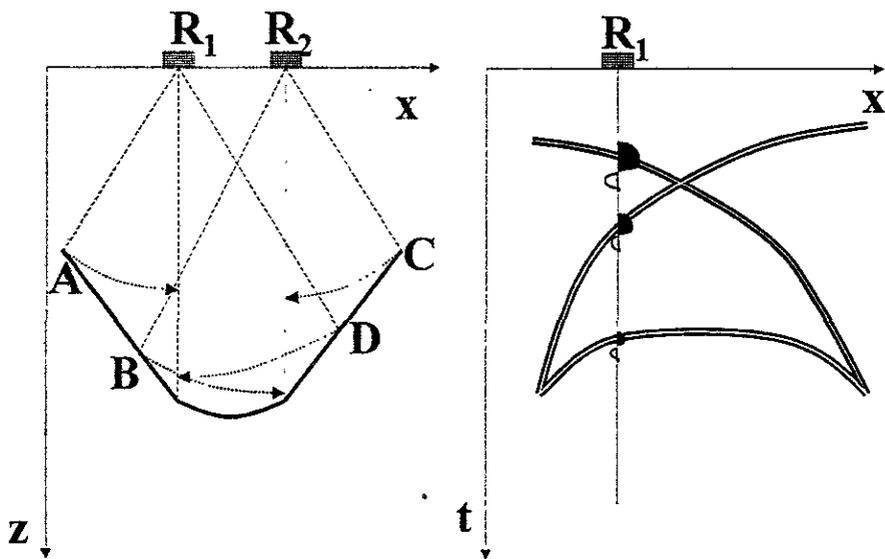


Figura III.1 Reflector de un sinclinal en forma de corbata. R1 y R2 son los puntos sobre la superficie donde se ubican los sensores. A la izquierda, A, B, C y D son los puntos que se encuentran sobre el reflector marcado por una curva sólida. Las curvas punteadas con flechas muestran donde se proyectan estos puntos en una sección sísmica, con lo cual el sinclinal aparece como una corbata en la sección de la derecha.

La aplicación del método de migración reposiciona la energía reflejada a su posible posición verdadera en el subsuelo. Otro fin por el cual se lleva a cabo la migración de datos sísmicos es para integrar la energía de una hipérbola de difracción, al cuerpo que le da origen. En este caso, la migración concentra la energía dispersada en un punto, que corresponde a la posición del cuerpo difractor. Los algoritmos publicados por Stolt [1978] y Gazdag [1984] resuelven estos dos efectos en el procesado de datos de las secciones sísmicas. Ambos métodos están basados en que la onda sísmica se propaga como un campo escalar con velocidad en un semiespacio bidimensional, y que cada punto en el espacio pueda generar una onda que viaje hacia abajo o hacia arriba. Esta propagación y las reflexiones de las ondas puedan ser caracterizada con la ecuación de movimiento de la onda sísmica en la cual se caracterice las amplitudes de las reflexiones en función de la distancia, la profundidad y del ángulo de incidencia.

La migración de datos sísmicos mediante el método de Stolt [1978], transforma los datos tomados en la superficie al dominio de las frecuencias mediante la aplicación de la transformada de Fourier. En el dominio de las frecuencias estos datos son escalados mediante un operador en el que la velocidad de propagación de la onda sísmica es el factor más influyente en el escalamiento de las frecuencias que hace posible la migración. Después los datos escalados son transformados al dominio del tiempo.

La migración de datos sísmicos con el método de Gazdag [1984] se basa en transformar los datos originales también al dominio de las frecuencias y migrarlos mediante la multiplicación de los datos con un operador que cambia la fase de los datos. Posteriormente a estos datos migrados se les aplica la transformada inversa para obtener la sección migrada en el dominio del tiempo.

III.1. Ecuación de Onda Sísmica

Considérese a la Tierra como un semiespacio bidimensional, y que la onda sísmica se propaga como un campo escalar con velocidad $v(x, z)$, donde x y z definen la distancia horizontal y la profundidad, respectivamente [Officer, 1974]. Cada punto en este espacio puede hacer que una onda que viaja hacia abajo lo haga hacia arriba. Esto indica que todo punto tiene la capacidad de reflejar una onda incidente si existe el contraste acústico necesario como lo indica la Figura III.2. Esta propiedad caracteriza la

amplitud de la reflexión $R(x, z)$ en función de la distancia (x), la profundidad (z) y del ángulo de incidencia θ_i .

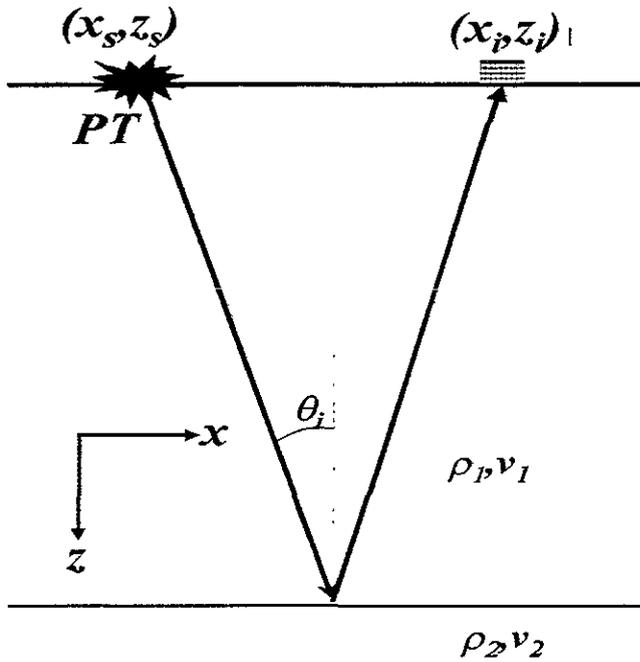


Figura III.2 Esquema de una onda reflejada. Desde PT , la onda se propaga desde (x_s, z_s) con un ángulo θ_i , que al incidir en la interfase es reflejada hacia la superficie y registrada en (x_i, z_i) .

Los registros son tomados mediante geófonos o hidrófonos localizados en la superficie de la tierra. La fuente es localizada en el punto (x_s, z_s) , donde s es el índice de disparo. El sensor se encuentra en el punto (x_i, z_i) , donde i es el índice del sensor. La onda registrada en algún sensor puede ser representada por una función $\psi(x_s, z_s, x_i, z_i, t)$, donde t es el tiempo que recorre la onda reflejada entre la fuente y el sensor.

Mediante la migración, se determina los coeficientes de reflexión $R(x, z)$, a partir desde la superficie en que $\psi(x_s, z, = 0, x_0, z_i = 0, t)$. Esto se hace si se considera que la fuente y el sensor pueden localizarse sobre los reflectores, resultando que:

$$R(x, z) \equiv \psi(x_s, z_s, x_i, z_i, 0). \quad (III.1)$$

Los cambios en ψ , para la fuente y el sensor migrado, pueden ser calculados mediante la ecuación escalar de onda. Utilizando notación índice para indicar las derivadas de la ecuación de onda [Claerbout, 1976], en función de las posiciones de la fuente (x_s, z_s) y el sensor en (x_i, z_i) , utilizando la ecuación de onda (II.3) y la ecuación (III.1), se tiene que

$$\psi_{xx} + \psi_{zz} - \frac{4}{v(x, z)^2} = 0. \quad (III.2)$$

Se diferencia esta ecuación para que la fuente y el sensor puedan extrapolarse al interior de la tierra. Claerbout [1976] define un sistema de coordenadas en el cual ψ varía con la profundidad en términos de la siguiente relación:

$$D = \frac{vt}{2} + z,$$

$$d = z,$$

donde D es considerado como la profundidad de un punto reflejado mientras que d es la profundidad media de la fuente y el sensor.

Tomando en cuenta lo anterior, la ecuación (III.1) también se puede expresar como:

$$\psi(x, d, D) = \psi(x, 0, z, 0, t). \quad (III.3)$$

[Claerbout, 1976]. Siendo la ecuación (III.3), la que relaciona el comportamiento de la velocidad de propagación del campo ondulatorio y el tiempo de arribo de las ondas.

III.2. Método de Stolt

La migración de las secciones apiladas usando el método de Stolt, esta basada en las siguientes ecuaciones [Stolt, 1978]:

$$X = \frac{x_s + x_i}{2},$$

$$Z = \frac{z_s + z_i}{2}.$$

Para una sección apilada de “zero-offset” $\phi(X, d = 0, D)$ registrada en la superficie de la tierra, su transformada bidimensional de Fourier queda como:

$$A(p, \omega) = \frac{1}{2\pi} \iint \psi(x, 0, D) e^{i\left\{px - \frac{2D}{v}\right\}} dD dx, \quad (\text{III.4})$$

y su como transformada inversa es:

$$\psi(x, 0, D) = \frac{1}{2\pi} \iint A(p, \omega) e^{-i\left\{px - \frac{2\omega D}{v}\right\}} dp d\omega. \quad (\text{III.5})$$

Considerando únicamente ondas en dirección descendente y considerando positivas las profundidades, la ecuación anterior se escribe en forma general [Stolt, 1978]:

$$\psi(x, d, D) = \frac{1}{2\pi} \iint A(p, \omega) e^{-i\left\{px + qd - \frac{2\omega D}{v}\right\}} dp d\omega, \quad (\text{III.6})$$

Para satisfacer la ecuación de onda, se define un número de onda q como:

$$q = \frac{2\omega}{v} - \sqrt{\frac{4\omega^2}{v^2} - p^2}. \quad (\text{III.7})$$

Basado en esto, la ecuación para obtener la sección migrada $\psi(x, d, D)$ es la siguiente:

$$\psi(x, D, D) = \frac{1}{2\pi} \iint \psi(p, \omega) A^{-i\left\{px - \sqrt{\frac{4\omega^2}{v^2} - p^2} D\right\}} dp d\omega, \quad (\text{III.8})$$

Para hacer que esta ecuación tome la forma de una doble transformada de Fourier, se define;

$$\Theta = \sqrt{\frac{4\omega^2}{v^2} - p^2},$$

y sustituyendo en (III.8), resulta:

$$\psi(x, D, D) = \frac{1}{2\pi} \iint B(p, \Theta) e^{-i\{px - \Theta D\}} dp d\Theta, \quad (\text{III.9})$$

La ecuación de arriba relaciona la migración de datos sísmicos con la doble transformada de Fourier desarrollada por Stolt [1978], donde:

$$B(p, \Theta) = \frac{1}{\sqrt{1 + \frac{p^2}{\Theta^2}}} A\left(p, \frac{\Theta v}{2} \sqrt{1 + \frac{p^2}{\Theta^2}}\right). \quad (\text{III.10})$$

La transformación hecha con (III.10) representa, que para un valor fijo de p , hay un cambio en los datos de la frecuencia ω , a una frecuencia más baja ω' mediante:

$$\omega' = \sqrt{\omega^2 + \frac{p^2 v^2}{4}}, \quad (\text{III.11})$$

Lo anterior implica una corrección por "Moveout", donde ω es la transformada del tiempo y p la del offset. Los echados quedan relacionados mediante [Stolt, 1978]:

$$\theta_{\text{mi grado}} = \text{sen}^{-1}\left(\tan\theta_{\text{premi grado}}\right). \quad (\text{III.12})$$

donde esta ecuación relaciona el echado de una interfase migrada en función del echado de la interfase premigrada. El rango en que actúa la migración es limitado por III,12, en la cual el rango varía de 0 a 45 grados [Yilmaz, 1984]. En base a la solución de estas ecuaciones, el código del programa de

computación del método de migración por Stolt [1978] esta sintetizado en el Apéndice C.

III.3. Método de Gazdag

El otro método de migración que utiliza la transformada de Fourier es el método de Gazdag [1984]. Este proceso requiere que los reflectores sean movidos hacia su posición verdadera, ya sea mediante un cambio en la fase o por medio de una rotación de los coeficientes de Fourier de la fase en el dominio de las frecuencias. Definiendo a $\psi(x, t, \tau)$ como el campo ondulatorio medido en la superficie de la Tierra, con la variable t del tiempo de recorrido de la onda; y con la variable τ del tiempo de recorrido vertical de la onda (Figura II.2)

Para demostrar el método de cambio de fase se usa la ecuación de Claerbout [1976] expresada en notación índice:

$$\psi_{t\tau} = -\frac{v^2}{8}\psi_{xx}. \quad (\text{III.13})$$

La expresión de arriba es una aproximación de la ecuación escalar bidimensional del campo ondulatorio para un sistema de coordenadas en el que las ondas se mueven en dirección vertical descendente. Considerando que las variaciones laterales de la velocidad son despreciables. Su transformada de Fourier se define en forma finita como:

$$\psi(k_x, \omega, \tau) = \frac{1}{4k\Omega} \sum \sum \psi(x, t, \tau) e^{t(k_x r + \omega t)}, \quad (\text{III.14})$$

donde:

$$k = \frac{\pi}{\Delta x},$$

y

$$\Omega = \frac{\pi}{\Delta t}.$$

Dentro del dominio de frecuencias, las derivadas de una función son obtenidas con gran facilidad. Para una función $f(x)$ y su transformada de Fourier dada por $F(\omega)$ se tiene lo siguiente:

$$f'(x) = -i\omega F(\omega),$$

$$f''(x) = \omega^2 F(\omega).$$

Aplicando las ecuaciones anteriores a la parte izquierda de la ecuación (III.13), queda:

$$\frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial \Psi}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\partial \tau} \Psi', = \frac{\partial}{\partial \tau} i\omega \Psi,$$

y expresando la derivada en notación índice, queda:

$$\Psi_{\tau} = -i\omega \Psi. \quad (\text{III.15})$$

La derivada del lado derecho de la ecuación (III.13) está dada por:

$$-\frac{v^2}{8} \frac{\partial^2 \Psi}{\partial x^2} = -\frac{v^2}{8} k_x^2 \Psi. \quad (\text{III.16})$$

Igualando la ecuación (III.15) y la ecuación (III.16), dentro de la ecuación (III.13); queda:

$$-i\omega \Psi_{\tau} = -\frac{v^2}{8} k_x^2 \Psi,$$

y despejando a Ψ_{τ} ; queda:

$$\Psi_{\tau} = -\frac{iv^2 k_x^2}{8\omega} \Psi, \quad (\text{III.17})$$

La solución de la ecuación (III.17) puede esta dada como:

$$\psi(\tau + \Delta\tau) = \psi(\tau)e^{-i(\lambda\Delta\tau)}, \quad (\text{III.18})$$

en la cual;

$$\lambda = \frac{k_x^2}{8\omega\Delta t} \int_{\tau}^{\tau+\Delta\tau} v^2 d\tau, \quad (\text{III.19})$$

donde v_{rms} es el valor de la raíz cuadrada de la velocidad promedio entre el intervalo τ y $\tau + \Delta\tau$, en que:

$$v_{rms}^2 = \frac{1}{\Delta t} \int_{\tau}^{\tau+\Delta\tau} v^2 d\tau,$$

sustituyendo en (III.19), resulta:

$$\lambda = \frac{v_{rms}^2 k_x^2}{8\omega}. \quad (\text{III.20})$$

Definiendo una nueva variable m en unidades de longitud de onda:

$$m = \frac{2\omega}{v_{rms}}, \quad (\text{III.21})$$

y sustituyéndola en la ecuación (III.20); queda

$$\lambda = \frac{\omega k_x^2}{2m^2},$$

donde λ esta en función de la velocidad cuadrática media v_{rms} . La ecuación (III.18) también se puede expresar en función de la v_{rms} y aplicándola a la relación (III.21); queda

$$\psi_i = -\frac{i\omega k_x^2}{2m^2} \Psi. \quad (\text{III.22})$$

Regresando ψ , al dominio del tiempo, permite obtener la sección migrada, la cual esta dada en forma finita por:

$$\psi(x, t = \tau, \tau) = \sum \sum \psi(k_x, \omega, \tau) e^{i(k_x x + \omega t)}. \quad (\text{III.23})$$

La gran ventaja de solucionar a la ecuación (III.13) en el dominio de las frecuencias es que la integración numérica de la transformada de Fourier dada por la ecuación (III.23). Esta computación se reduce a una multiplicación de Ψ por un número complejo de módulo unitario. Otra ventaja es la exactitud, ya que no hay errores por truncamiento y no se dan condiciones para la inestabilidad. En base a la solución de las ecuaciones anteriores, el código del programa de computación del método de Gazdag [1984] empleado para la migración de los modelos esta resumido en el Apéndice B.

IV. ANÁLISIS DE MODELOS GEOLÓGICOS MIGRADOS

En este capítulo se analiza la migración de tres modelos teóricos que representan estructuras geológicas. Dichos modelos son seleccionados como ejemplos ilustrativos de como la migración atenúa los efectos de difracción y del posicionamiento de la energía en la geometría del CMP en la sección. Las estructuras modeladas aquí, son de particular interés en la exploración de hidrocarburos, siendo (1) una interfase inclinada, (2) hipérbola de difracción y (3) corbata simétrica.

IV.1. Interfase Inclinada

Como un modelo introductorio, la Figura IV.1 muestra una interfase inclinada que es elegida por su simplicidad en el modelado de la sección sísmica y su migración (Figura IV.1).

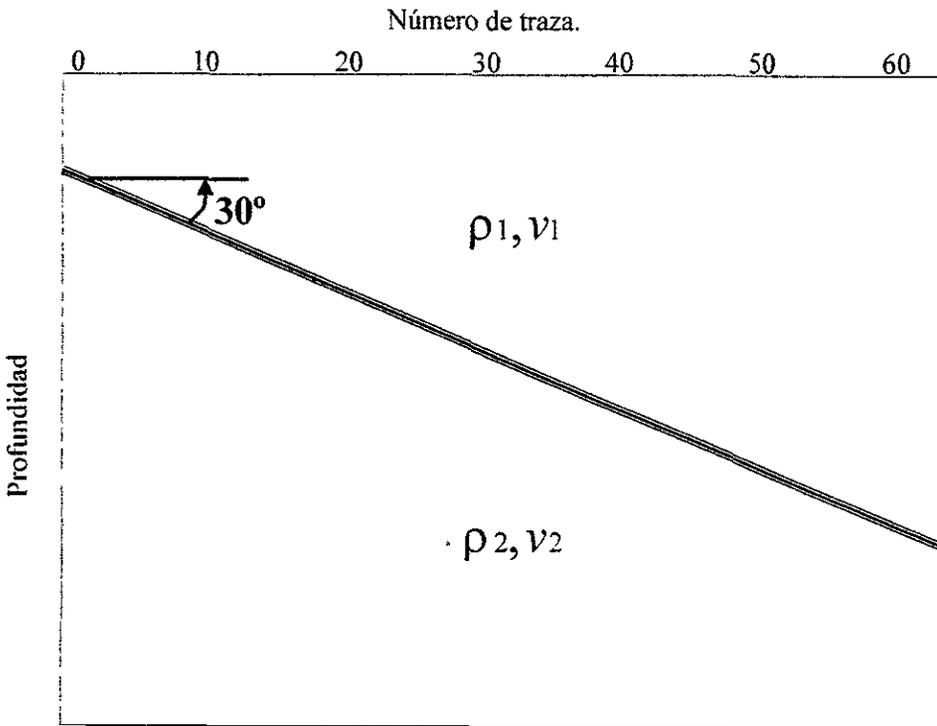


Figura IV.1 Interfase con echado de 30° .

Una sección sísmica de un reflector inclinado a 30° es generada sintéticamente por el programa SISMIC y es mostrada en la Figura IV.2.

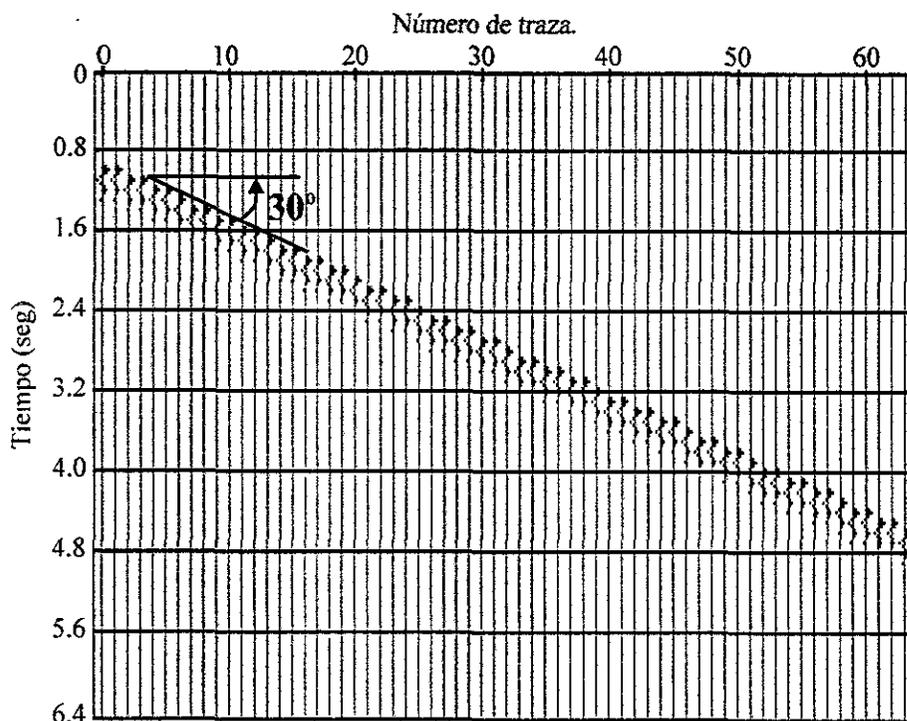


Figura IV.2 Sección sísmica sintética de un reflector con echado de 30° .

Las secciones migradas de la interfase inclinada a 30° utilizando ambos métodos son ilustrados en la Figura IV.3. Las secciones migradas muestran que la energía es posicionada en dos lugares distintos dependiendo del algoritmo utilizado, notándose un cambio entre las trazas 31 y 33.

En la Figura IV.3.a, la migración hecha con el método de Gazdag reposiciona la mayor parte de la energía en la parte superior izquierda desde la traza inicial hasta la traza 40. Al inicio del reflector, la sección premigrada coincide con la sección migrada. El echado aumenta de 30° a 34.8° , produciendo que la ondícula del reflector se retrase conforme se acerca a la traza 40 y después de esta traza la definición del reflector se pierde. La migración genera ruido sobre el reflector.

En la Figura IV.3.b, la migración de datos sísmicos con el método de Stolt adelanta el reflector inclinado hacia la parte derecha. El echado cambia

de 30° a 36.5° , disminuyendo la longitud del reflector. Los tiempos de arribo del reflector en la sección migrada son menores a los de la sección premigrada entre las trazas 30 y 40. El ruido se concentra en la parte inferior del reflector migrado.

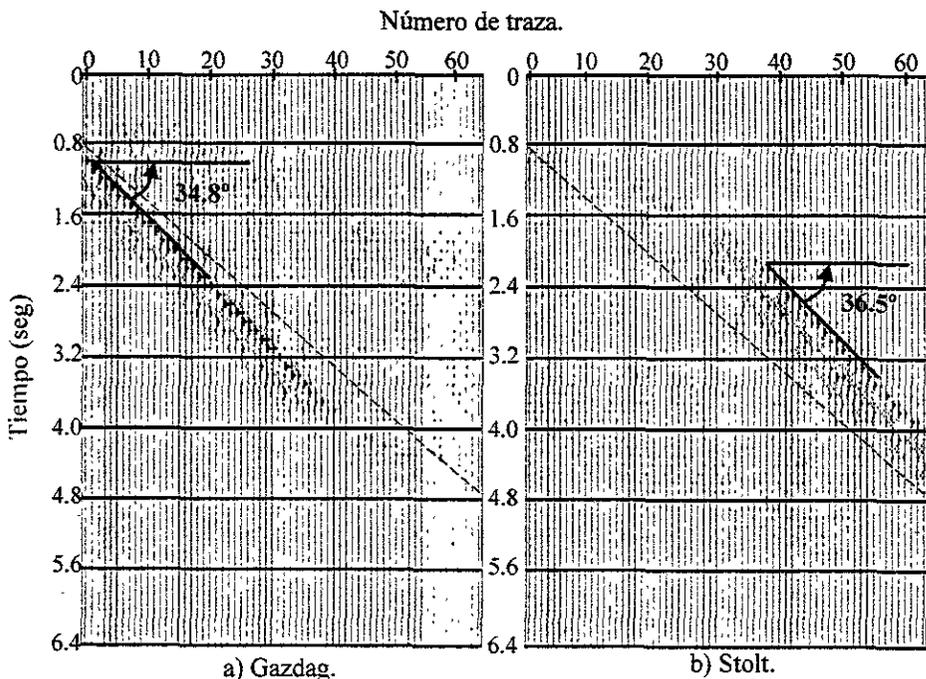


Figura IV.3 Sintético del reflector inclinado migrado. a) El método de Gazdag. b) El método de Stolt. La línea punteada muestra el lugar donde se encontraba el reflector de la sección antes de migrarse.

En la Figura IV.4, las trazas migradas con el método de Gazdag muestran un defasamiento. Los efectos del procesado en estas trazas aparecen con un cambio en la polaridad de la onda, un aumento en el tiempo de arribo de los picos y ruido principalmente en el intervalo que va de 1 a 3 segundos aproximadamente. Para las trazas migradas con el método de Stolt, la forma de la onda es distorsionada en su frecuencia dominante, se incrementa el intervalo de tiempo en el que se encuentra el pulso. El ruido causado por la migración es observado en casi toda la señal y comienza a atenuarse a partir de los 5.2 segundos.

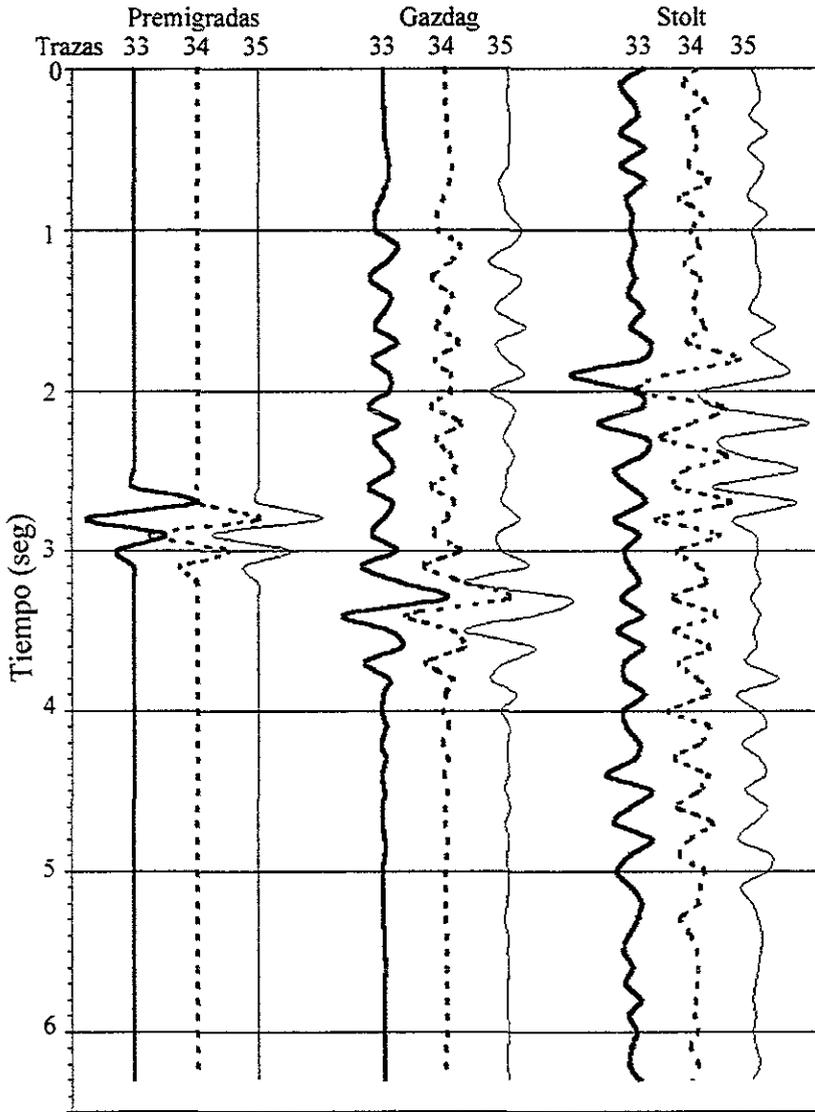


Figura IV.4 Trazas centrales (33, 34 y 35) antes y después de las migraciones.

En la Figura IV.3, se observa que el mayor contraste en las secciones migradas se aprecia entre la traza 26 y la 46. De este rango de trazas se calcula el espectro promedio de amplitud de las trazas premigradas para compararse con los espectros promedio de las trazas migradas utilizando ambos métodos (Figura IV.5). Todos los espectros son normalizados con respecto al espectro de mayor amplitud. Así el espectro promedio de las

trazas premigradas muestra una banda de frecuencias dominantes entre los 13 y 31.41 Hz, tomando en cuenta que la frecuencia de Nyquist [Kulhánek, 1976] para estos modelos es 31.41 Hz. La frecuencia de Nyquist corresponde con el pico de mayor amplitud del espectro de las trazas premigradas. El espectro premigrado contiene picos de menor amplitud que las amplitudes de los espectros migrados. Para las trazas migradas con el método de Gazdag, el rango de frecuencias entre 11.75 Hz y 26.5 Hz es más angosto que el de las trazas premigradas. El espectro de las trazas con Gazdag muestra un pico de amplitud máxima a 25 Hz. La amplitud decrece significativamente a los 31 Hz. Ninguno de estas amplitudes máximas corresponde con el pico de máxima amplitud en el espectro de las trazas premigradas. En cambio, el espectro de amplitudes de las trazas migradas con el método de Stolt tiene una banda de frecuencias más ancha que va de los 12 Hz hasta los 28.5 Hz, con un pico máximo en la frecuencia de 23 Hz. Existe un decrecimiento en la amplitud a 31 Hz. El aumento en la amplitud de los espectros de las trazas migradas, es indicador de la concentración de la energía en un rango de trazas. Esto es observado en las secciones migradas de la Figura IV.3, al disminuir la longitud de los reflectores. Las frecuencias mayores a la frecuencia de Nyquist aparecen como ruido en la Figura IV.3 y en la Figura IV.4, en la que se ve que la cantidad de señal es mayor que la cantidad de ruido.

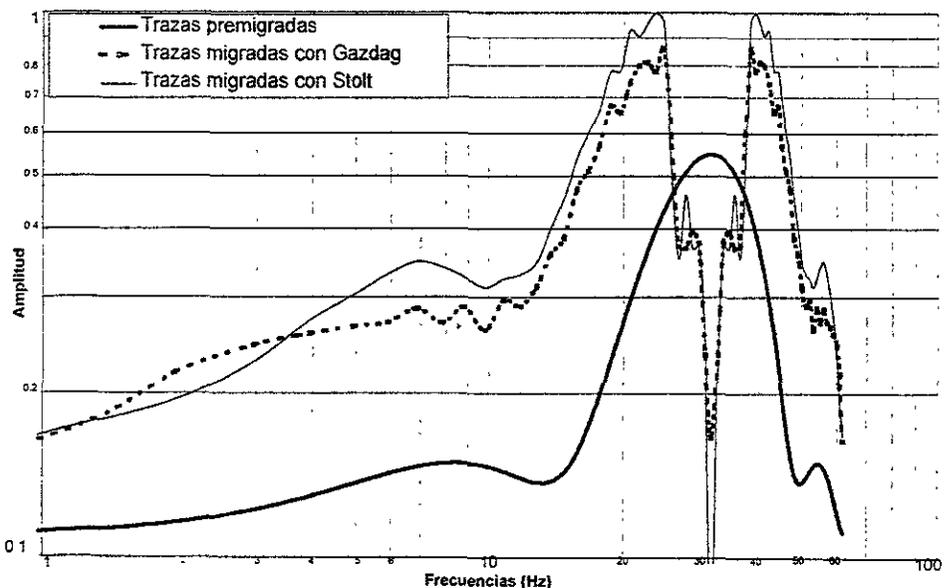


Figura IV.5 Espectro de amplitud promedio de las trazas 26 a 46.

IV.2. Hipérbola de Difracción

Las hipérbolas de difracción de la onda sísmica se producen por irregularidades en el subsuelo, como lo ilustra la Figura IV.6.

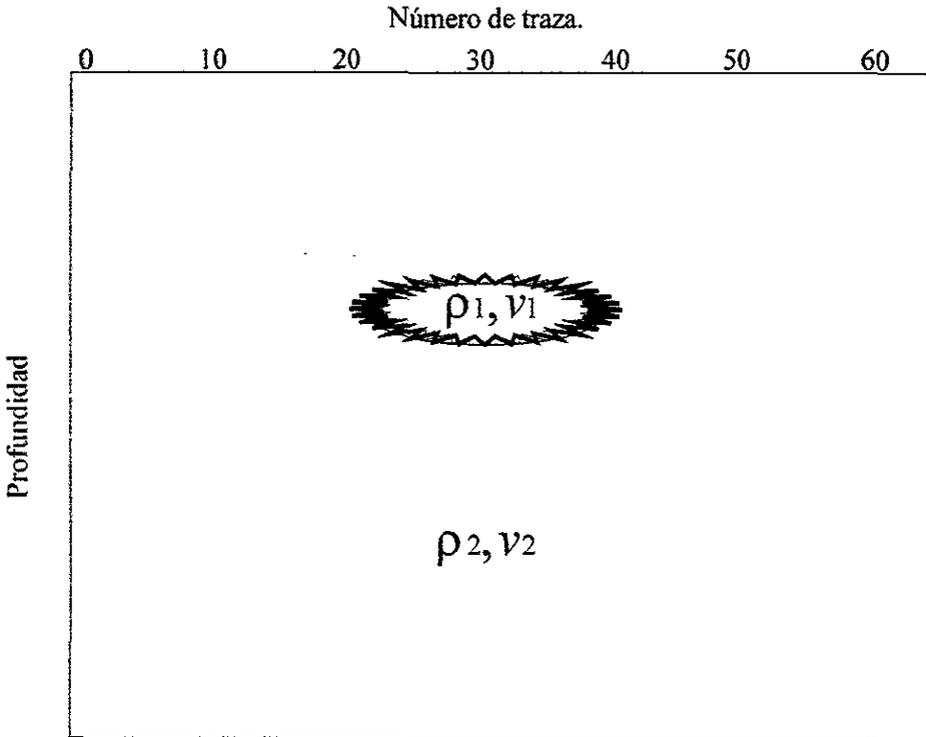


Figura IV.6 Irregularidad en el subsuelo que origina la difracción de las ondas.

La Figura IV.7 presenta el sintético de la sección sísmica generado por una irregularidad en el subsuelo (utilizando el programa SISMIC) que tiene la forma de una hipérbola de difracción. El modelo es sometido a ambos métodos de migración. Al migrar la señal teóricamente se espera que ambos métodos migren la energía difractada que dio origen a la hipérbola para que se concentre en un punto (Figura IV.8).

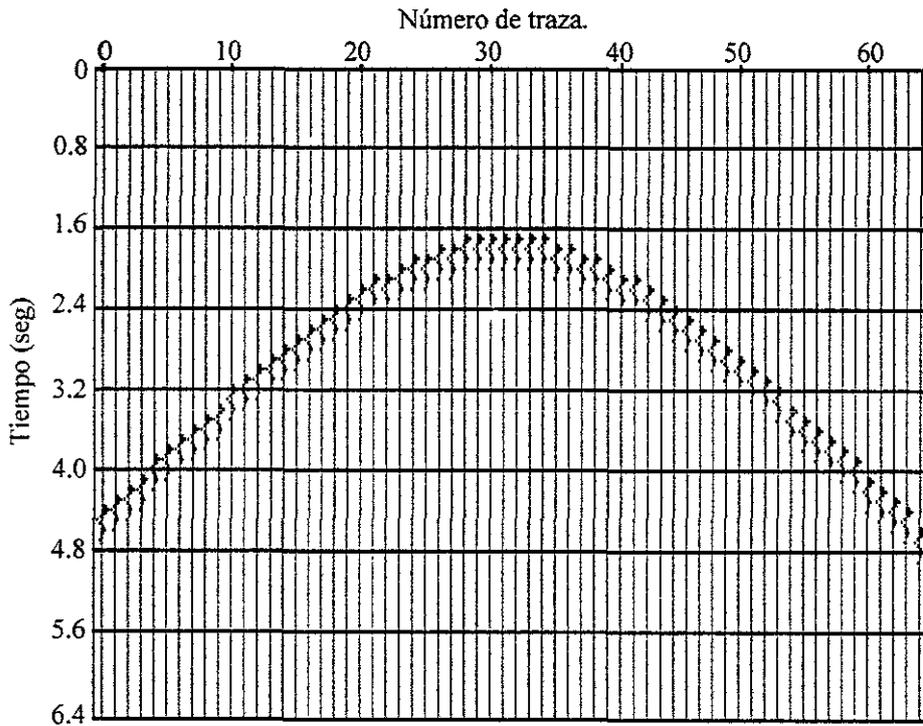


Figura IV.7 Sección sintética creada con el programa SISMIC de la irregularidad.

En la Figura IV.8., las trazas migradas con el método de Gazdag y Stolt para las difracciones de la irregularidad son comparadas. En la Figura IV.8a, la energía sísmica migrada con el método de Gazdag entre las trazas 21 y 39 se concentra en el intervalo de 1 a 1.7 segundos, además se observa la aparición de artefactos en la parte superior al punto difractor. En ambos lados de la zona migrada se observa que las amplitudes se atenúan conforme se aleja del punto difractor. En la Figura IV.8b, la sección sintética que fue migrada con el método de Stolt muestra que no completamente se migraron las trazas al punto difractor. En ambos lados del punto difractor situado entre las trazas 30 y 32, aún aparecen eventos producidos por la difracción de la onda.

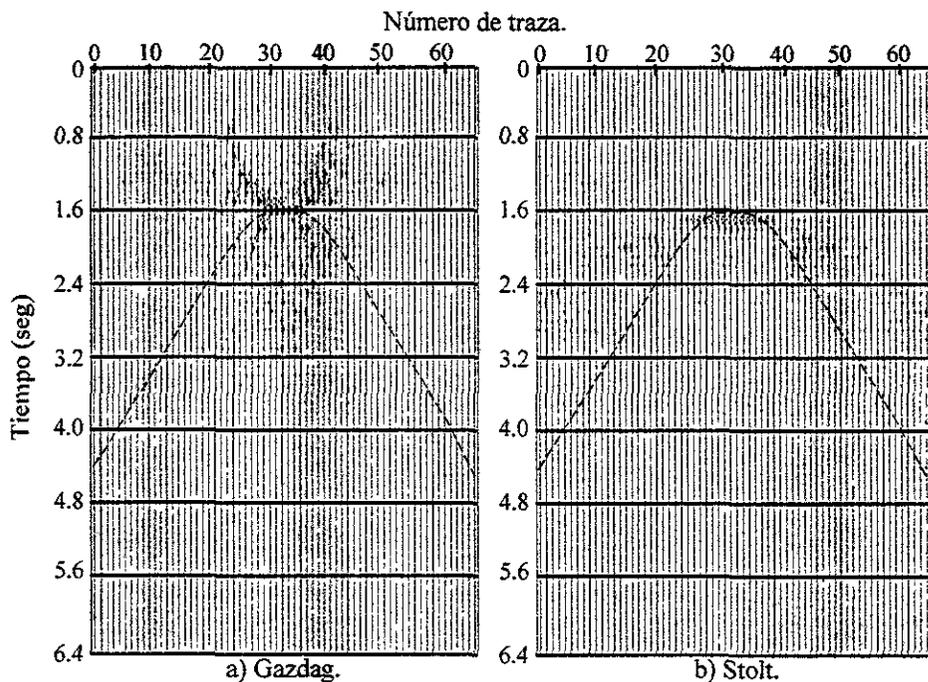


Figura IV.8 Sintético de la irregularidad migrada. a) El Método de Gazdag. b) El Método de Stolt. La línea punteada muestra el lugar donde se encontraba el reflector antes de migrarse.

En la Figura IV.9, las trazas migradas con el método de Gazdag muestran que la forma de la onda cambia, aparece con un pulso similar al premigrado pero invertido. Además el ruido generado es significativo entre los 2 y 4 segundos. Las trazas migradas por el método de Stolt muestran un adelanto de 0.2 segundos en el arribo del reflector correspondiente a la irregularidad. Estas trazas migradas preservan la forma de la onda, pero a partir de los 2 segundos aparece el ruido generado por esta migración. Comparando la amplitud de la traza migrada con el pulso premigrado, se observa una disminución de la amplitud del primer arribo. Los tiempos del reflector migrado son menores a los de la sección premigrada.

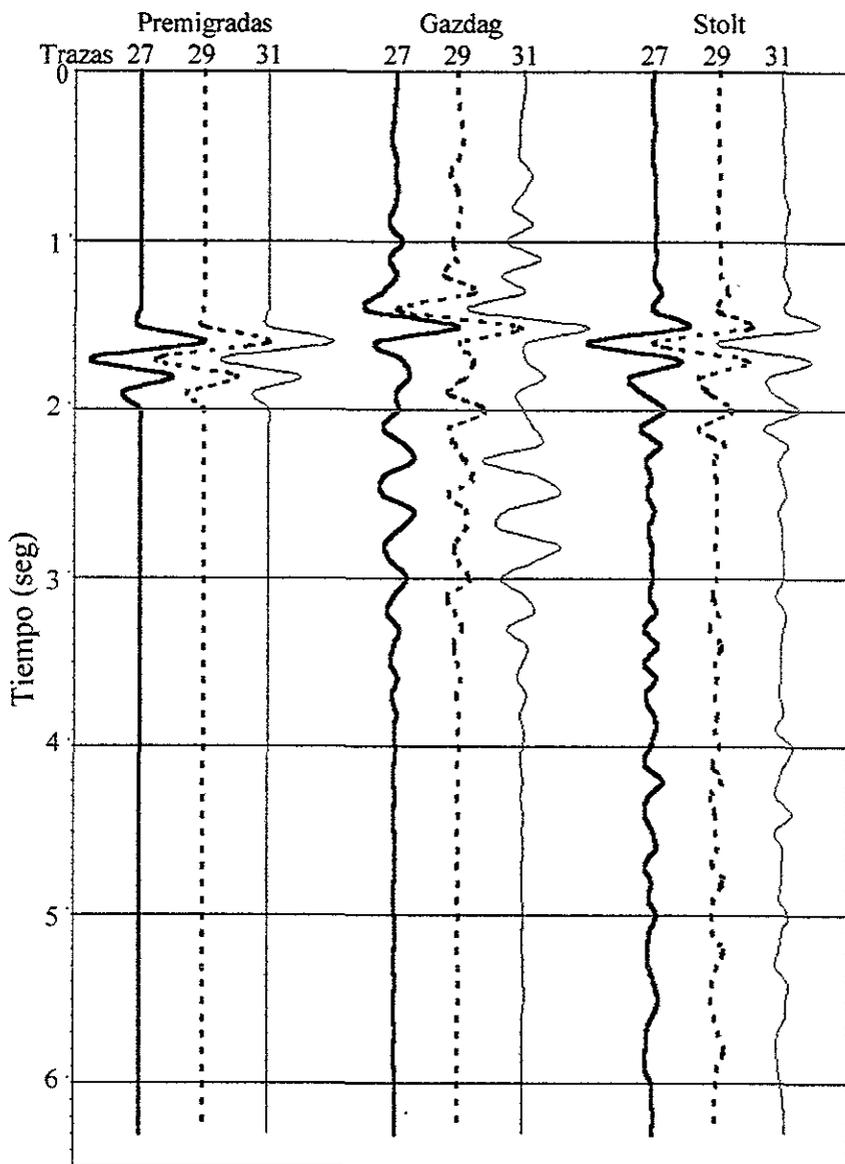


Figura IV.9 Trazas 27, 29 y 31, previas y posteriores a la migración.

La Figura IV.10 muestra los espectros promedio entre la traza 26 y la 31, tanto para trazas premigradas como para trazas migradas con ambos métodos. En las trazas migradas con el método de Gazdag, el rango de frecuencias dominantes presenta dos picos de máxima amplitud en las frecuencias de 18 y 29 Hz. Estos picos son de mayor amplitud que el pico de

la señal premigrada y no coinciden con él. Las trazas migradas con el método de Stolt presentan un rango de frecuencias que va de los 12 a los 31.41 Hz. En este mismo rango hay 2 picos a 17 y 29 Hz. Ambos espectros muestran efectos generados por la migración en las frecuencias bajas y altas. Ambos métodos de migración extienden la banda de frecuencias. En el caso de la migración con el método de Gazdag, la banda se abre de forma que los picos están en los extremos de la banda a 18 y 31.41 Hz. En estos picos se concentra parte de la energía migrada, lo cual se puede apreciar en la Figura IV.8. Esto es observado como una concentración parcial de la energía difractada y en la creación de artefactos en la zona cercana al punto de difracción. La forma del espectro de las trazas migradas con el método de Gazdag, es distinta de la forma del espectro de las trazas premigradas, por lo cual se tiene gran cantidad de artefactos producidos por la migración. El espectro de las trazas migradas con el método de Stolt también tiene los picos en los extremos y además en el centro de la banda, este espectro guarda semejanza con el de las trazas premigradas a los 22 Hz. El ruido generado por el método de Gazdag es menor a 10 Hz y mayor a la frecuencia de Nyquist (31.41 Hz), mientras que el método de Stolt genera ruido para frecuencias menores a 12 Hz y mayores a la frecuencia de Nyquist, lo cual se aprecia en la Figura IV.9.

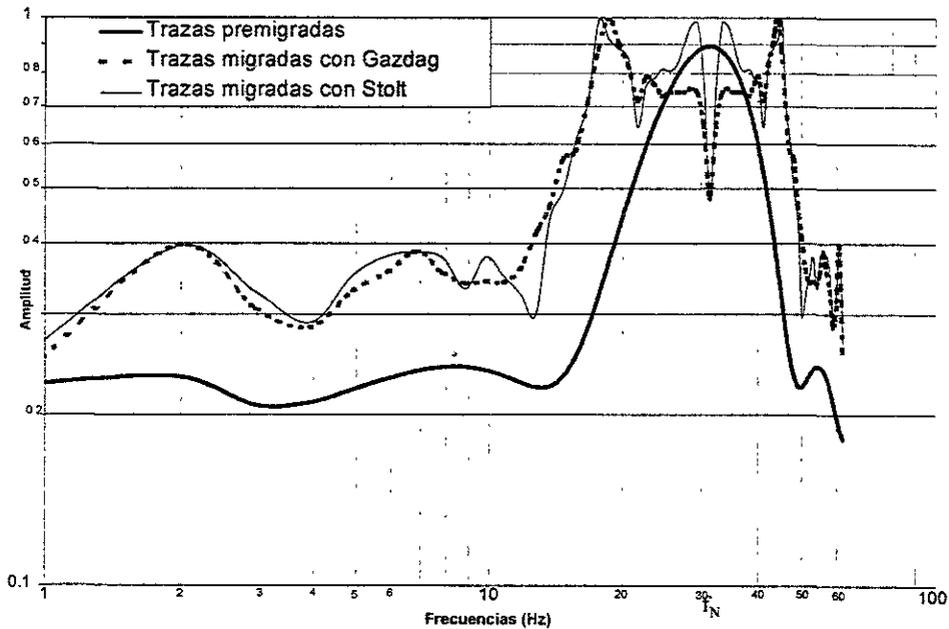


Figura IV.10 Promedio del espectro de amplitudes de las trazas.

IV.3. Corbata Simétrica (“Bowtie”)

En secciones sísmicas de la industria petrolera aparecen eventos referidos como corbatas producidas por estructuras geológicas como sinclinales (Figura IV.11).

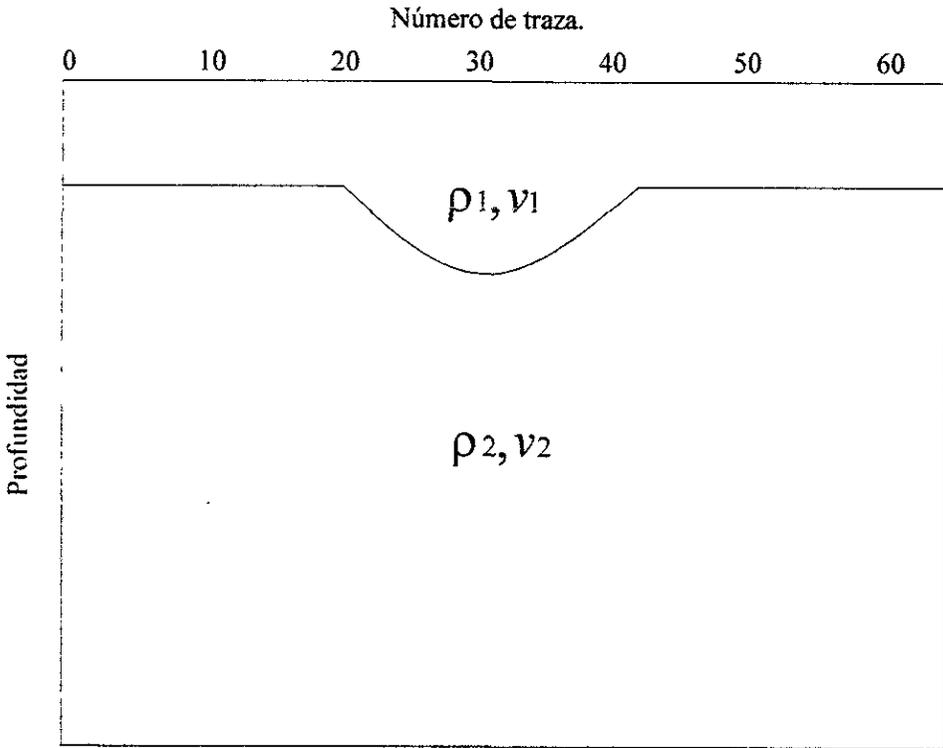


Figura IV.11 La interfase de un sinclinal.

En las secciones sísmicas estas corbatas aparecen como anticlinales con una depresión en su cumbre (Figura IV.12).

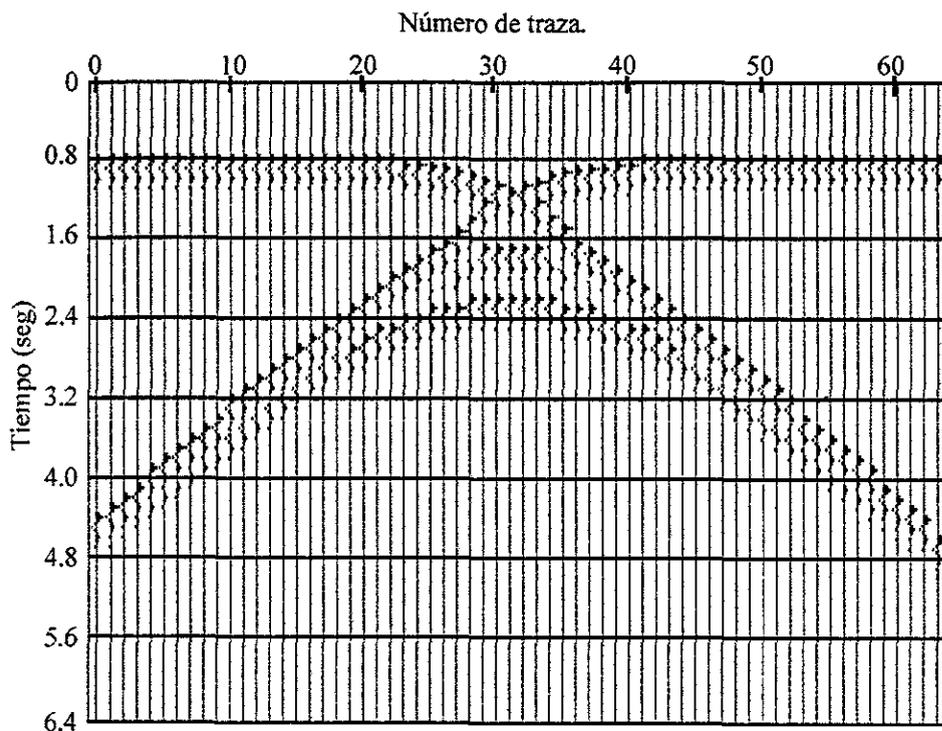


Figura IV.12 Sintético de una corbata simétrica creado con el programa SISMIC.

Al migrarse esta corbata simétrica, la energía reflejada y difractada se colapsa hacia su posición real, por lo que las difracciones en forma de anticlinal bajo la depresión desaparecen. La Figura IV.13 muestra las secciones migradas con ambos métodos. En la figura IV.13a, la migración de Gazdag define un arco convexo en la sección sintética entre 0.7 y 1.6 segundos, y entre la traza 22 y la 38. La migración con este método conservó la longitud de los estratos horizontales, pero adelantó el tiempo de arribo de los pulsos. Hay ruido significativo en la parte central de la sección en el intervalo que va de 1.6 a hasta 3.4 segundos. La Figura IV.13b muestra que la migración con el método de Stolt define la forma la estructura entre las trazas 22 y 38, el fondo del sinclinal se concentra a los 1.7 segundos de profundidad. Los reflectores horizontales conservan su longitud y profundidad. El ruido es significativo a partir de los 1.8 segundos hasta los 3.5 segundos de profundidad.

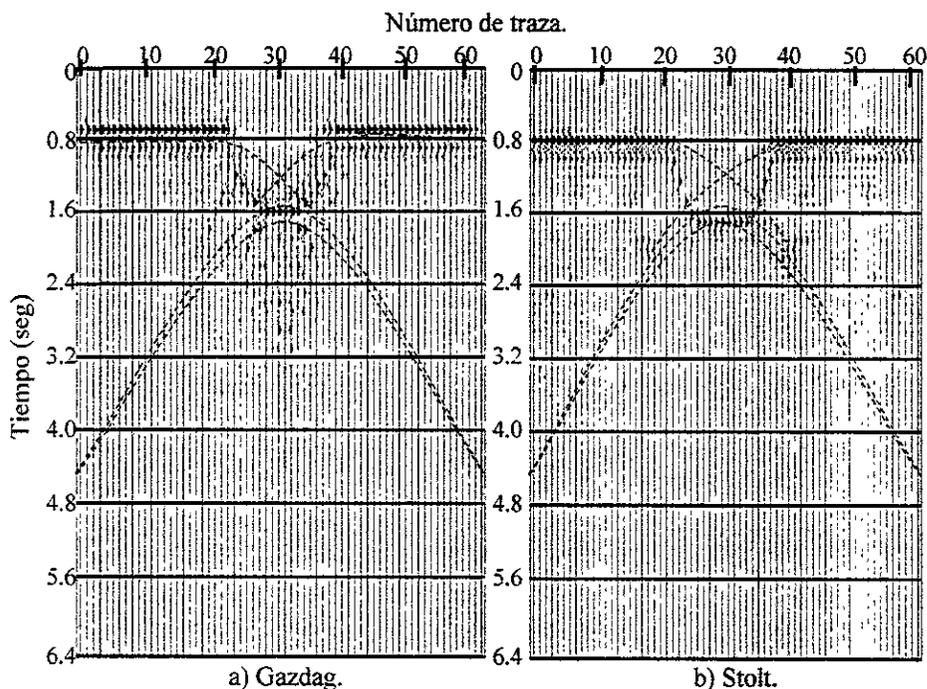


Figura IV.13 Sintético de la corbata simétrica. a) El método de Gazdag. b) El método de Stolt. La línea punteada muestra el lugar donde se encontraba la corbata antes de migrarse.

En la Figura IV.14, las trazas migradas con el método de Gazdag muestran un adelanto de 0.1 segundos en el tiempo de arribo de las ondas. La forma de onda cambia y es acompañada con pulsos desfasados que aparecen invertidos con respecto al pulso premigrado. El ruido aparece a partir de los 1.8 segundos y es poco en comparación con la señal. Las trazas migradas por el método de Stolt muestran un retraso de 0.2 segundos en el arribo de las ondas correspondientes a la difracción. Las trazas conservan la forma de la onda después de la migración, pero la longitud de la onda aumenta y genera ruido a partir de los 1.9 segundos. En las trazas 25 y 28 el pulso producido por la difracción no es eliminado totalmente.

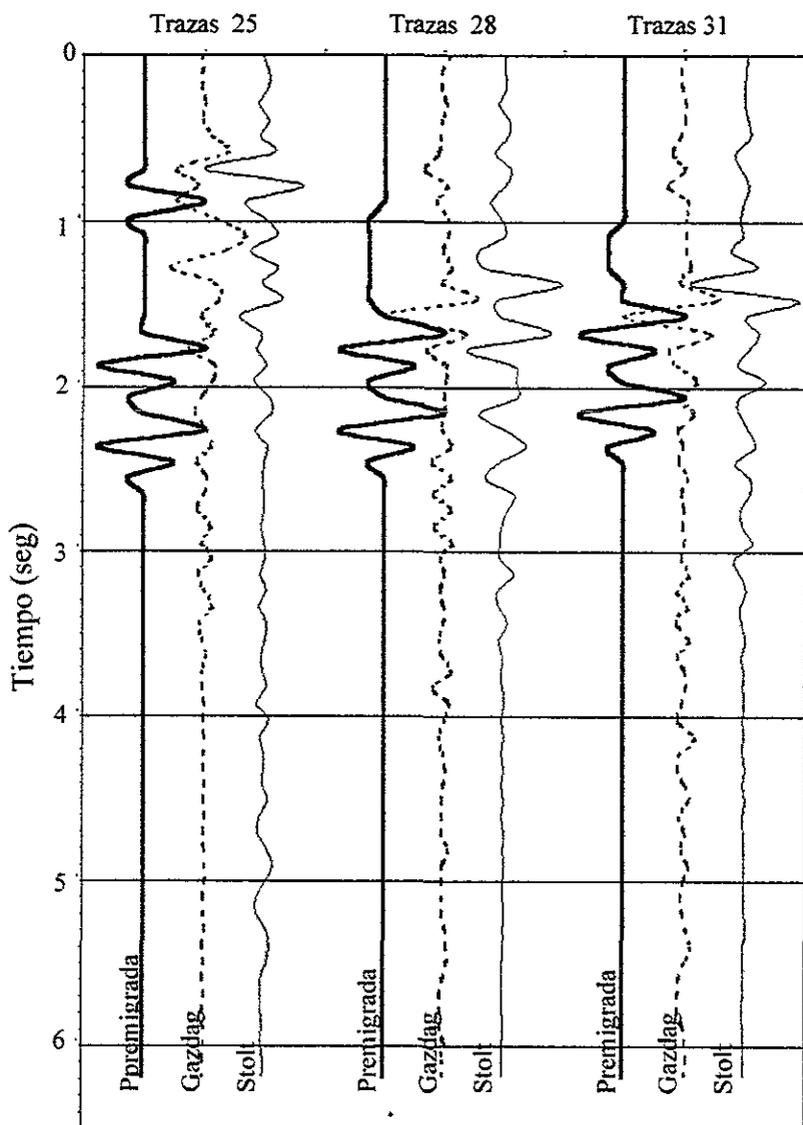


Figura IV.14 Trazas 25, 28 y 31, premigradas y migradas.

El espectro promedio se estimó entre las trazas 21 a la 31 (Figura IV.15). El espectro promedio de las trazas premigradas presenta una gamma de frecuencias cuyo rango principal está entre los 14 y 31.41 Hz. En este caso la frecuencia de la amplitud pico está a 28 Hz. El espectro promedio de las trazas migradas por el método de Gazdag presenta un rango de frecuencias dominante que va de los 12 a los 31.41 Hz. El espectro presenta

picos de máxima amplitud a los 15, 27 y 29 Hz, de los cuales ninguno corresponde con el pico de máxima amplitud de las trazas premigradas. El espectro promedio de las trazas migradas con el método de Stolt tiene un rango de frecuencias que va de 16 a 31.41 Hz, con amplitudes picos a 19, 23 y 27 Hz de los cuales ninguno coincide con el espectro de las trazas premigradas. La frecuencia de mayor amplitud se encuentra a 27 Hz. La forma de los tres espectros de frecuencias es distinta, aunque tienden a guardar un comportamiento similar en el rango de 26 a 30 Hz. Ambos espectros migrados tienen mayor amplitud que el espectro de las trazas premigradas y su contenido de bajas frecuencias aumenta. Los espectros de las trazas migradas muestran gran cantidad de ruido para frecuencias menores a los 10 Hz y para frecuencias mayores a la frecuencia de Nyquist de 31.41 Hz. El ruido producido por el método de Gazdag contiene la mayor amplitud.

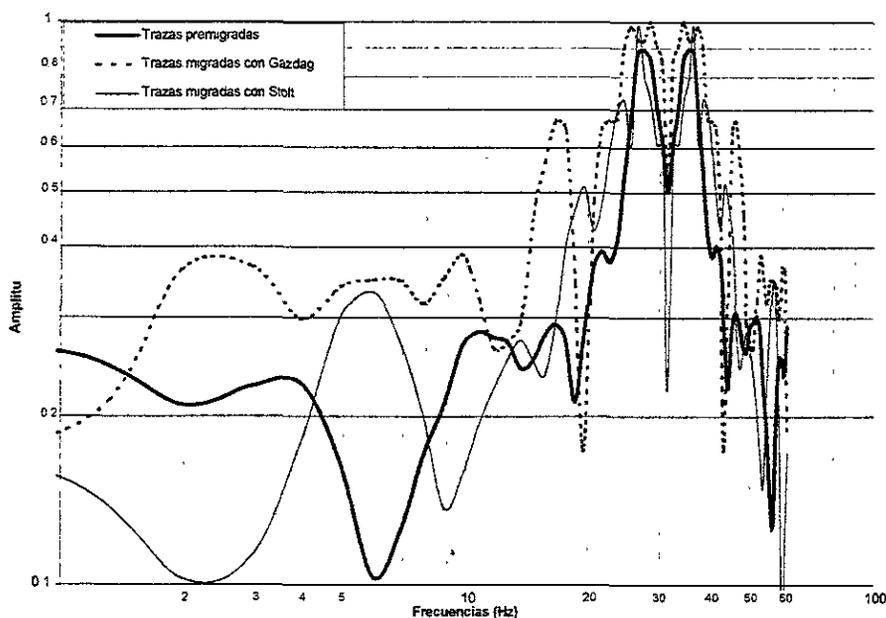


Figura IV.15 Promedio espectral de la traza 21 a la 31.

V. DISCUSIÓN DEL ANÁLISIS

Los métodos de Gazdag y Stolt dieron resultados diferentes para el reflector inclinado con 30° de echado, siendo el método de Gazdag el que ofrece mejores resultados tomando en cuenta la geometría original del modelo y el análisis espectral. Empleando ambos métodos, la migración de un reflector inclinado muestra que la longitud de los reflectores migrados en Figura IV.3 es menor que la del reflector premigrado. En la Figura IV.4, los espectros promedios de las trazas migradas mostró que la energía sísmica se concentra alrededor de los 25 Hz. Siendo el espectro de las trazas migradas con el método de Stolt el que más atenúa las amplitudes de las trazas. El comportamiento anterior es el que explica la disminución de la longitud de los reflectores y el aumento del echado vistos en la Figura IV.3, teniendo la peculiaridad en que la energía se posiciona de acuerdo con el método de migración empleado. El método de Gazdag concentra la energía del reflector hacia la izquierda de la traza 33 (Figura IV.3a), llevando la energía a la profundidad en tiempo a la que teóricamente le corresponde. Mientras que el método de Stolt migra la energía hacia la derecha del reflector, desde la traza 37 a la traza 64 (Figura IV.3b).

Por otra parte en la migración del reflector inclinado, la concentración de la energía en varias frecuencias de amplitud mayor, se refleja en ambas secciones migradas con la aparición de un múltiplo de menor amplitud bajo el reflector inclinado. En los espectros de las trazas migradas, aparece ruido para frecuencias menores a 10 Hz y mayores a la frecuencia de Nyquist a 31.41 Hz. Este ruido es de mayor amplitud que la amplitud de la señal premigrada, indicando que el empleo de ambos métodos generan significativo ruido en las secciones sísmicas. Comparando los resultados de ambos métodos resulta que la longitud de la sección migrada con el método de Gazdag es mayor que la longitud de la sección migrada con el método de Stolt. Los límites del reflector se definen con mayor precisión para la sección migrada con el método de Gazdag, que usando la sección migrada con el método de Stolt.

De la ecuación II.4 se estiman los tiempos que llevaría para migrar la señal. Los tiempos para las trazas iniciales observables de los reflectores en las secciones premigrada y migradas con Gazdag y Stolt son 0.7, 0.8 y 1.8 segundos, respectivamente. Los tiempos para las trazas finales observables de las secciones premigradas y migradas con Gazdag y Stolt son 4.1, 3.9 y 4.0 segundos, respectivamente. Entre las trazas iniciales premigrada y la migrada con el método de Gazdag hay una mínima diferencia en sus tiempos

de arribos de -0.1 segundos. Pero entre las trazas final migrada 39 y la premigrada 39 hay una diferencia de casi -0.7 segundos. Indicando que el empleo del método de Gazdag incrementa el ángulo del echado y concentra la energía hacia la parte inicial del reflector en la sección premigrada. En el caso del empleo del método de Stolt, los tiempos de arribo del reflector migrado son adelantos por mas de 0.7 segundos en las trazas finales y casi 1.0 segundo en la posición que corresponde a la traza 30. Esto indica que al realizar la migración de un reflector inclinado con el método de Stolt, el echado del reflector resulta mayor que el echado dado con el empleo del método de Gazdag. Además la migración con el método de Stolt adelanta los arribos correspondientes al reflector en la sección premigrada y concentrando la energía en la parte inferior de la sección en forma muy diferente a los resultados derivados del método de Stolt.

En el caso de la irregularidad en el subsuelo que da origen a una hipérbola de difracción, ambos métodos posicionan gran parte de la energía difractada en el punto que genero la difracción. Pero parece ser que el empleo del método de Stolt puede dar mejores resultados al migrar difracciones procedentes de irregularidades. En la sección migrada con el método de Gazdag, la energía difractada se sobremigró. Como resultado la hipérbola sobre la posición del difractor se abre hacia arriba. Causando que los tiempos de arribos que corresponden a la posición de la irregularidad se adelanten. Al contrario, parte de energía difractada en la sección migrada con el método de Stolt es submigrada y la sección muestra resquicios de la energía difractada debajo de la posición real de la irregularidad. En los espectros de las trazas migradas se observa que el ancho de la banda de frecuencias se conserva, y que existe la tendencia a concentrar la energía en puntos cercanos a los extremos de dicha banda (Figura IV.8). Los resultados de ambos métodos muestran que la energía en los flancos de la hipérbola generada por la irregularidad fueron totalmente migrados. Las trazas migradas en la Figura IV.9 muestra un incremento en la cantidad de señal de bajas frecuencias con el método de Gazdag y un cambio en la fase, mientras que las trazas migradas con el método de Stolt muestran que la señal no se encuentra tan afectada.

En ambas secciones migradas, los tiempos de arribo se adelantan a los tiempos de arribo en la sección premigrada. En las secciones migradas, el ruido aparece a frecuencias menores de 13 Hz y a frecuencias mayores a la de Nyquist (31.41 Hz). Para estos rangos, la amplitud de las trazas migradas es mayor que la amplitud de las trazas premigradas. Las trazas migradas con

el método de Gazdag resultan ser más ruidosas que las trazas migradas con el método de Stolt. Por lo que en la migración de las difracciones generadas por irregularidades, el método de Stolt da mejores resultados al concentrar la energía en el punto difractor, y produciendo menor cantidad de ruido.

La migración hecha por el método de Stolt de la corbata simétrica, parece dar mejores resultados que la migración con el método de Gazdag. Esto se puede apreciar por el escaso contenido de ruido que se creó en la sección migrada con el método de Stolt. Ambas secciones migradas son parecidas, salvo que la sección migrada con el método de Gazdag es más ruidosa. En ambos métodos empleados se eliminaron las difracciones generadas por los márgenes y fondo del sinclinal. Ambas secciones migradas muestran que la longitud de los reflectores horizontales, la profundidad y ancho del sinclinal fueron poco afectados por la migración. La migración con ambos métodos conservó la longitud de los reflectores horizontales que se encontraban a ambos lados de la energía difractada, y se muestra la concentración de la energía en el punto que dieron origen a la corbata simétrica. De la Figura IV.15, los rangos de frecuencias de las secciones migradas que se encuentra fuera del rango (15 a 31 Hz) deben ser considerado como ruido que fue generado por la migración.

VI. CONCLUSIONES

Se analizan y comparan dos métodos de migración de datos sísmicos de reflexión, el de Gazdag [1984] y el de Stolt [1978], usando sismogramas sintéticos derivados de modelos que fueron generados con el programa SISMIC. Ambos métodos son utilizados para analizar el reposicionamiento de reflectores, la integración de la energía difractada al punto difractor y la cantidad de ruido creada con ambos métodos. Entre los dos métodos de migración analizados, el método de migración propuesto por Gazdag dio mejores resultados para el reposicionamiento de la energía a su CMP correspondiente. Mientras que el método de Stolt dio mejores resultados para la integración de la energía difractada. Con lo que se puede concluir que el uso de un método u otro dependerá de la estructura a migrar.

Para cada una de las estructuras consideradas, la sección migrada del reflector inclinado con el método de Gazdag define mejor su posición y su echado. La cantidad de ruido es menor y no se dispersa mucho. Mientras que con el método de Stolt, el tamaño y forma de la estructura se deteriora, y la cantidad de ruido es alta y se concentra en varios intervalos. En la migración de la difracción causada por la heterogeneidad en el subsuelo, el uso del método de Stolt migra mejor la energía difractada a la posición del punto difractor. En cambio, el método de Gazdag sobremigra la energía difractada. En el caso de la corbata simétrica que corresponde a un sinclinal, el método de Stolt muestra una sección mejor definida, debido a que migró los reflejos a la posición del sinclinal y genero muy poco ruido. Mientras que el método de Gazdag concentró la energía en un pequeño grupo de trazas y adelanta los arribos del reflector horizontal.

Cuando se compararon las trazas migradas en forma individual, también se observa que la migración de las trazas con el método de Stolt parece dar mejores resultados que las trazas migradas con el método de Gazdag. El método de Stolt conserva en general la forma del pulso original. Mientras que las trazas migradas con Gazdag muestran un cambio en la forma de onda como consecuencia del defasamiento.

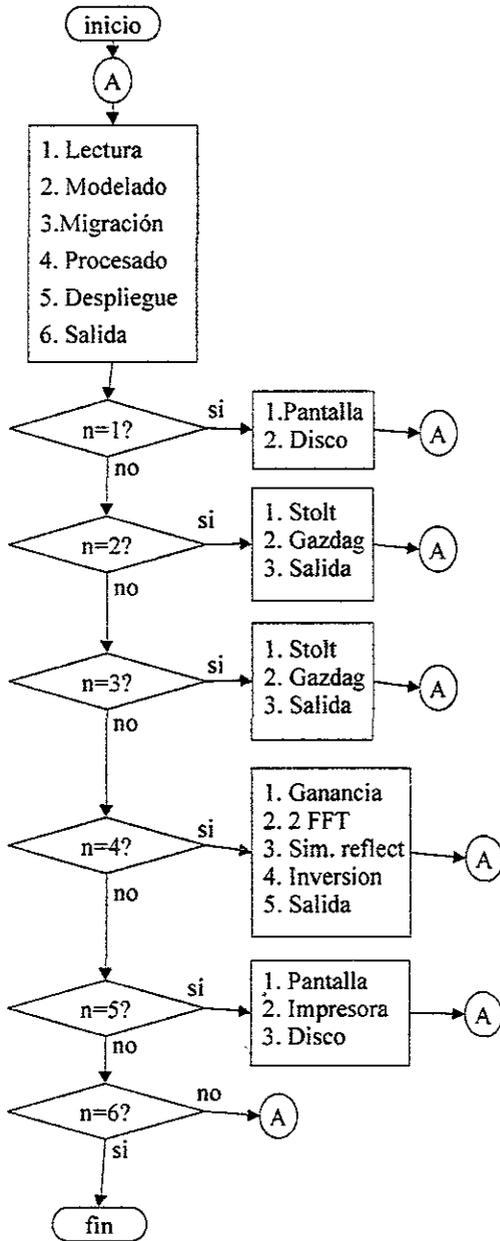
Finalmente los espectros promedio de las trazas migradas muestran ciertos efectos producidos por ambos algoritmos. La utilización de éstos dos métodos de migración aumenta las amplitudes en las frecuencias dominantes en las secciones migradas, como era de esperarse al concentrar la energía sísmica a la posición correspondiente. Espectralmente tanto la migración de Gazdag como la de Stolt crean pocos pulsos en el procesado de las ondas

BIBLIOGRAFÍA

- Brandi J y M, Verlanga, *Programa SISMIC, División de Estudios de Posgrado de la Facultad de Ingeniería, UNAM, Cd. Universitaria, México (No publicada), 2000.*
- Claerbout, J.F, *Imaging the Earth Interior, Stanford University Press, pp. 76-139, 1984.*
- Claerbout, J.F, *Fundamental of Geophysical Processing, Ed. Mc. Graw-Hill, New York, pp. 170-191, 1976.*
- Dobrin, M.B, *Introducción a la Prospección Geofísica, Ed. Mc. Graw-Hill, Tulsa, pp. 28-32, 1987.*
- Gazdag, J, *Wave equation migration by phase shift, Geophysics, 43, 1342 – 1351, 1984.*
- Kulhanek, O, *Introduction to Digital Filtering in Geophysics. Elsevier Scientific Publishing Co., Amsterdam, pp. 19-50, 1976.*
- Officer, C.B, *Introduction to Theoretical Geophysics, Ed. Mc. Graw-Hill, New York, pp. 28 –30, 1999.*
- Scales, J. A, *Theory of Seismic Imaging, Colorado School of Mines, Colorado, pp. 7 – 21, 1994.*
- Stolt, R.H, *Migration by Fourier transform, Geophysics, 43, 23–48, 1978.*
- Sheriff, R, M,Quillan, R, *An Introduction to Seismic Interpretation, Editorial London, pp. 20, 1984.*
- Yilmaz, Ö, *Seismic Data Processing, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa Oklahoma, pp. 241-353, 1984.*

APÉNDICE A. Código del programa SISMIC

Diagrama de Flujo del Programa SISMIC:



Código en FORTRAN del Programa SISMIC:

```
$TITLE:'SECCIÓN SÍSMICA'  
$STORAGE:2  
$NOFLOATCALLS  
$DEBUG  
$LARGE
```

```
# Programa para el procesamiento de secciones sísmicas.  
# Esta versión inicial únicamente considera dos tipos de procesos: modelado y  
# migración [Brandi y Verlanga, 2000]  
# Dividido en cinco secciones, cada una de las cuales efectúa # las siguientes  
# funciones:
```

```
# - Lectura  
# - Modelado  
# - Migración  
# - Procesado  
# - Despliegue
```

PROGRAM SISMIC

```
COMPLEX*8 U  
COMMON /MATRIZ/ SS(64,64)  
COMMON /AGREGA/ U(128,128),S(128,128),T(128,128)  
COMMON /PARAMT/ NTR,NEL,NTI,VEL  
COMMON /SALIDA/ IOUT,ICUAD
```

```
# Se definen dimensiones de sección sísmica en número de trazas y  
# elementos por traza, ya sean espaciales o temporales.  
# La velocidad de propagación en el medio se considera constante y  
# en miles de metros sobre segundo.
```

```
NTR=64  
NEL=64  
NTI=64  
VEL=1.0
```

```
WRITE(*,1004) CHAR(27),CHAR(91),CHAR(61),CHAR(54),CHAR(104)  
1 WRITE(*,1004) CHAR(27),CHAR(91),CHAR(50), CHAR(74)  
WRITE(*,1001)  
WRITE(*,1000)  
WRITE(*,1002)  
READ(*,1003) IOPT  
WRITE(*,1000)  
GO TO (11,12,13,14,15,99), IOPT
```

```

11 CALL LEE
   GO TO 1
12 CALL MOD
   GO TO 1
13 CALL MIG
   GO TO 1
14 CALL PRO
   GO TO 1
15 CALL ESC
   GO TO 1

99 CONTINUE
   IF(1CUAD.EQ.0 .AND. 1OUT.EQ.1)
     * WRITE(1OUT,1004) CHAR(27),CHAR(64)
     WRITE(*,1004) CHAR(27),CHAR(91),CHAR(61),CHAR(50),CHAR(104)

```

Formatos

```

1000 FORMAT(1H,' '//)
1001 FORMAT(1H,15X,'*** SISMICA *** '//)
     1 1H,5X,'Programa para Procesamiento de Secciones Sísmicas'//)
1002 FORMAT(1H,5X,'OPCIONES : '//)
     1 1H,7X,'1.- Lectura'//
     2 1H,7X,'2.- Modelado'//
     3 1H,7X,'3.- Migración'//
     4 1H,7X,'4.- Procesado'//
     5 1H,7X,'5.- Despliegue'//
     6 1H,7X,'6.- Salida'//1H,5X,'SELECCION ---> ')
1003 FORMAT(BN,15)
1004 FORMAT(2X,5A1)

```

```

STOP
END

```

```

SUBROUTINE LEE

```

Leer datos de sección sísmica compuesta de 64 trazas y 64 valores por traza.

```

COMMON /MATRIZ/ SS(64,64)
COMMON /PARAMT/ NTR,NEL,NTI,VEL

WRITE(*,1000)
WRITE(*,1001)
READ(*,1002) ILEE
WRITE(*,1000)
GO TO (11,12), ILEE
11 CALL LEE1

```

```
RETURN
12 CALL LEE2
RETURN
```

Formatos

```
1000 FORMAT(1H,' ')
1001 FORMAT(H,5X,OPCION LECTURA DE DATOS: '//
      1 1H,7X,'1.- Pantalla'/
      2 1H,7X,'2.- Disco'//
      4 1H,5X,'SELECCION ---> '\)
1002 FORMAT(BN,I5)
```

END

SUBROUTINE LEE1

Lee datos de pantalla

```
COMMON /MATRIZ/ SS(64,64)
COMMON /PARAMT/ NTR,NEL,NTI,VEL

WRITE(*,*) ' '
WRITE(*,*) ' '
DO 100 I=1,NEL
DO 100 J=1,NTR
WRITE(*,1000) J,I
READ(*,1001) SS(I,J)
100 CONTINUE

RETURN
```

Formatos

```
1000 FORMAT(H,2X,Valor de amplitud en elemento no. 'I2,
      1 ' de traza no. 'I2,' ---> '\)
1001 FORMAT(F8.0)
END
```

SUBROUTINE LEE2

Leer datos del archivo con nombre _____.dat

```
CHARACTER*30 FILEI
COMMON /MATRIZ/ SS(64,64)
COMMON /PARAMT/ NTR,NEL,NTI,VEL
```

```

WRITE(*,*) ' '
WRITE(*,1000)
READ(*,1001) FILEI
WRITE(*,*) ' '
WRITE(*,*) ' '
OPEN(2,FILE=FILEI)
DO 100 J=1,NTR
  WRITE(*,'(1H+,2X,"Lee traza ---> ",I2)') J
  READ(2,1002) (SS(L,J),I=1,NEL)
100 CONTINUE
CLOSE(2)

RETURN

```

Formatos

```

1000 FORMAT(/1H ,5X,'Nombre Archivo de Datos (leído en formato '
1 //1H ,10X,'fijo (10F8.0) ---> ')
1001 FORMAT(BN,(A30))
1002 FORMAT(10F8.0)

END

```

INTERFACE TO SUBROUTINE GRAFC[C] (P)

Crea interfase con programa en C para desplegado en pantalla

```

REAL *4 P[REFERENCE]
END

```

SUBROUTINE ESC

Imprime resultados en pantalla, impresora o en disco.

```

CHARACTER*30 FILEO
CHARACTER*1 ICHAR
COMMON /MATRIZ/ SS(64,64)
COMMON /PARAMT/ NTR,NEL,NTI,VEL
COMMON /SALIDA/ IOUT,ICUAD

WRITE(*,1000)
READ(*,1001) IESC
IOUT=IESC-1
GO TO (11,12,13), IESC
11 CALL GRAFC(SS(1,1))
WRITE(*,1007) CHAR(27),CHAR(91),CHAR(61),CHAR(54),CHAR(104)
READ(*,1008) ICHAR

```

```

RETURN
12 NEG=1
  IF (IOUT.EQ.1) OPEN(1,FILE='PRN')
  WRITE(*,1005)
  READ(*,1001) ICUAD
  IF (ICUAD.EQ.0 .AND. IOUT.EQ.1) THEN
  WRITE(IOUT,1006) CHAR(27),CHAR(49)
  WRITE(IOUT,1006) CHAR(15)
  END IF
  CALL GRAFP
  RETURN
13 WRITE(*,1002)
  READ(*,1003) FILEO
  OPEN(2,FILE=FILEO)
  DO 100 J=1,NTR
  WRITE(2,1004) (SS(I,J),I=1,NEL)
100 CONTINUE
  CLOSE(2)

RETURN

```

* Formatos

```

1000 FORMAT(1H,' /1H ,5X,'OPCIONES DE SALIDA : '//
  1 1H ,7X,'1.- Pantalla/'
  2 1H ,7X,'2.- Impresora/'
  3 1H ,7X,'3.- Disco//1H ,5X,'SELECCION ---> ')
1001 FORMAT(BN,15)
1002 FORMAT(1H,' /1H ,5X,'Nombre Archivo de Escritura : ')
1003 FORMAT(BN,(A30))
1004 FORMAT(10F8.2)
1005 FORMAT(1H,' /1H ,5X,'Desea sección en tamaño chico (0)'
  1 'regular (1) : ? ')
1006 FORMAT(2X,2A1)
1007 FORMAT(2X,5A1)
1008 FORMAT(BN,(A1))
END

```

SUBROUTINE GRAFP

Efectúa despliegue de sección sísmica en impresora

```

INTEGER*2 MTX(1365),KK(4)
COMMON /MATRIZ/ SS(64,64)
COMMON /PARAMT/ NTR,NEL,NTI,VEL
COMMON /SALIDA/ IOUT,ICUAD

```

ESTA TESIS NO SALE
DE LA BIBLIOTECA

```

WRITE(*,1000)
READ(*,1001) AMP
GRANDE=ABS(SS(1,1))
DO 100 ITR=1,NTR
DO 100 IEL=1,NEL
U=ABS(SS(IEL,ITR))
IF(GRANDE.LT. U) GRANDE=U
100 CONTINUE
WRITE(IOUT,*)' '
WRITE(IOUT,*)' Sismograma'
WRITE(IOUT,'(2A1)') CHAR(10),CHAR(10)
WRITE(IOUT,'(3A1)') CHAR(27),CHAR(65).CHAR(8)
IF (ICUAD.EQ. 1) THEN
INCERO=21
AMP=AMP*10.0/GRANDE
ELSE
INCERO=17
AMP=AMP*8.0/GRANDE
END IF
DO 400 KCOL=1,(NTR+1)*INCERO
MTX(KCOL)=0
400 CONTINUE

```

Selecciona elemento de sección sísmica

```

WRITE(*,*)' '
WRITE(*,*)' '
DO 200 IEL=1,NEL
ICERO=INCERO

```

Selecciona traza de sección sísmica

```

WRITE(*,'(1H+,5X,"Elemento No. ---> ".I2)') IEL
DO 300 ITR=1,NTR
U=SS(IEL,ITR)*AMP
IF (U.EQ. 0.0) THEN
MTX(ICERO)=255
ELSE
XAY=-3.5
DO 500 KREN=1,4
KT=KREN-1
AKI=U*(1.0-XAY*XAY/12.25)
KK(KREN)=ICERO+IFIX(AKI)
KCOL=KK(KREN)
IBNUM=MTX(KCOL)
IBNUM=IBSET(IBNUM,KT)
MTX(KCOL)=IBSET(IBNUM,7-KT)

```

```

XAY=XAY+1.0
500 CONTINUE
IF (U .GT. 0.0) THEN
DO 600 KREN=1,4
KT=KREN-1
DO 600 KPA=ICERO,KK(KREN)
IBNUM=MTX(KPA)
IBNUM=IBSET(IBNUM,KT)
MTX(KPA)=IBSET(IBNUM,7-KT)
600 CONTINUE
END IF
END IF
ICERO=ICERO+INCERO
300 CONTINUE
INC4=4*INCERO
DO 800 ITR=1,NTR/4
WRITE(IOUT, '(5A1\)' ) CHAR(27),CHAR(42),CHAR(7),
*CHAR(INC4),CHAR(0)
DO 800 KCOL=1,INC4
ICOL=KCOL+(ITR-1)*INC4
WRITE(IOUT, '(A1\)' ) CHAR(MTX(ICOL))
MTX(ICOL)=0
800 CONTINUE
WRITE(IOUT, '(5A1\)' ) CHAR(27),CHAR(42),CHAR(7),
* CHAR(INCERO),CHAR(0)
DO 900 KCOL=1,INCERO
ICOL=KCOL+NTR*INCERO
WRITE(IOUT, '(A1\)' ) CHAR(MTX(ICOL))
MTX(ICOL)=0
900 CONTINUE
WRITE(IOUT, '(3A1\)' ) CHAR(27),CHAR(74),CHAR(23)
200 CONTINUE
DO 950 KREN=1,36
WRITE(IOUT,*) ' '
950 CONTINUE

RETURN

```

* Formatos

```

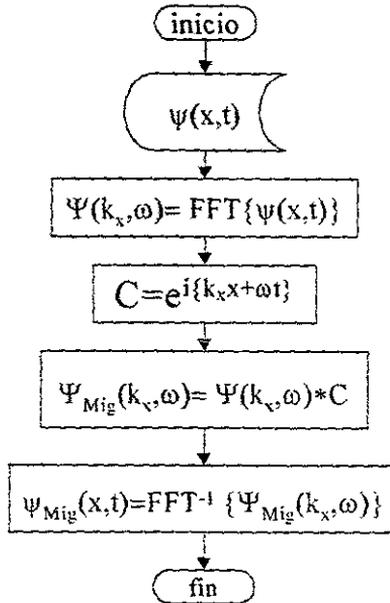
1000 FORMAT(/1H ,5X,'Amplitud de escalamiento (0.0< x <=2.0) : \')
1001 FORMAT(F10.0)

```

END

CODIGO DEL ALGORITMO DE GAZDAG

Diagrama de Flujo del algoritmo de Gazdag:



ψ es el conjunto de datos tomados en campo y Ψ es su transformada de Fourier, z es la profundidad y V es la velocidad de propagación del campo ondulatorio mediante [Scales, 1994].

El código en FORTRAN del algoritmo de Gazdag es el siguiente:

SUBROUTINE MIG1

```
# Efectúa migrado de los datos de la matriz SS(x,t) mediante
# el método de Gazdag.
# SS es la matriz con los datos originales
# U es la matriz resultante de aplicar la transformada de Fourier a la matriz SS.
# S es la matriz de la parte
# NTR es el número de trazas
# NEL es el numero de elementos
# NTI es el intervalo de tiempo
```

```
COMPLEX*8 U,IMAGE,C,CEXP
COMMON /MATRIZ/ SS(64,64)
COMMON /AGREGA/ U(128,128),S(128,128),T(128,128)
COMMON /PARAMT/ NTR,NEL,NTI,VEL
```

```
COMMON /PARAMT/ NTR,NEL,NTI,VEL
```

```
RAD=6.283185307
```

```
NTR2=2*NTR
```

```
NEL2=2*NEL
```

```
NTI2=2*NTI
```

```
NTREL=NTR2*NEL2
```

```
NTRTI=NTR2*NTI2
```

```
SCAL=RAD/FLOAT(NTR2)
```

```
# se escalan la amplitud de las trazas
```

```
VTC=FLOAT(NTI)*VEL
```

```
# se definen velocidades
```

```
VTC=VTC*VTC
```

```
DO 100 ITR=1,NTR2
```

```
DO 100 ITI=1,NTI2
```

```
S(ITI,ITR)=0.0
```

```
IF (ITI.LE.NTI .AND. ITR.LE.NTR) S(ITI,ITR)=SS(ITI,ITR)
```

```
T(ITI,ITR)=0.0
```

```
U(ITI,ITR)=CMPLX(0.0,0.0)
```

```
100 CONTINUE
```

```
WRITE(*,*) ' '
```

```
WRITE(*,*) ' Efectúa FFT en espacios (x,t) ---> (k,w)'
```

```
WRITE(*,*) ' '
```

```
# Valor para hacer la transformada de Fourier inversa
```

```
CALL FFT(S,T,NTRTI,NTR2,NTI2,ISN)
```

```
CALL FFT(S,T,NTRTI,NTI2,NTRTI,ISN)
```

```
WRITE(*,1000)
```

```
READ(*,1001) IFFT
```

```
IF (IFFT.EQ.1) THEN
```

```
DO 150 ITR=1,NTR
```

```
DO 150 ITI=1,NTI
```

```
SS(ITI,ITR)=S(ITI,ITR)
```

```
150 CONTINUE
```

```
CALL ESC
```

```
END IF
```

```
WRITE(*,*) ' '
```

```
WRITE(*,*) ' Efectúa producto por operador desplazamiento'
```

```
WRITE(*,*) ' '
```

```
DO 200 IEL=1,NEL2
```

```
WRITE(*,'(1H+,5X,"Nivel ---> ",I3)') IEL
```

```
FZ=FLOAT(IEI-1)
```

```
FZ=FZ*FZ
```

```
IF (FZ.LT.VTC) SINE=1.0-FZ/VTC
```

```
DO 300 ITR=1,NTR2
```

```
FX=FLOAT(ITR-1)
```

```

IF (ITR.GT.NTR) FX=FLOAT(ITR-NTR2-1)
FX=FX*FX
DO 400 ITI=1,NTI2
FT=FLOAT(ITI-1)/VEL
IF (ITI.GT.NTI) FT=FLOAT(ITI-NTI2-1)
FT=FT*FT
IF (FX.GE.FT) GO TO 400
IAPERT=0
IF (FZ.LT.VTC .AND. FX.LT.FT*SINE) IAPERT=1
C=CEXP(CMPLX(0.0,-SCAL*SQRT(FT-FX)))
IMAGE=C*CMPLX(S(ITI,ITR),T(ITI,ITR))
S(ITI,ITR)=IMAGE
T(ITI,ITR)=AIMAG(IMAGE)
IF (IAPERT.EQ.1) U(IEL,ITR)=U(IEL,ITR)+IMAGE
400 CONTINUE
300 CONTINUE
200 CONTINUE

WRITE(*,*) ' '
WRITE(*,*) ' Efectúa FFT en espacio (k,z) ---> (x,z)'
WRITE(*,*) ' '

DO 500 ITR=1,NTR2
DO 500 IEL=1,NEL2
S(IEL,ITR)=U(IEL,ITR)
T(IEL,ITR)=AIMAG(U(IEL,ITR))
500 CONTINUE
ISN=1
CALL FFT(S,T,NTREL,NTR2,NTREL,ISN)
TREL=1.0/FLOAT(NTREL)
DO 600 ITR=1,NTR
DO 600 IEL=1,NEL
SS(IEL,ITR)=TREL*S(IEL,ITR)
600 CONTINUE
RETURN

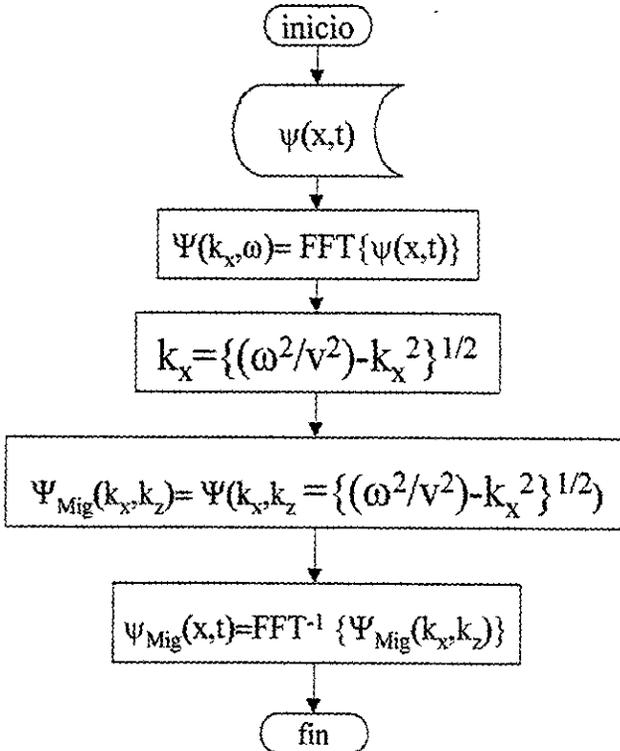
1000 FORMAT(/1H ,5X,'Desea desplegar parte real FFT ? ',
1 'Si (1) No (0) ---> ^')
1001 FORMAT(BN,15)

END

```

O DEL ALGORITMO DE STOLT

le Flujo del algoritmo de Stolt:



ψ es el conjunto de datos tomados en la superficie. Ψ es su transformada de Fourier, z es la profundidad y v la velocidad de propagación del campo ondulatorio mediante [Claerbout, 1984].

El código FORTRAN del algoritmo de Stolt es el siguiente:

```
SUBROUTINE MIG2
```

```
# Efectúa migración de sección sísmica mediante método de Stolt.
```

```
COMPLEX*8 U
```

```
COMMON /MATRIZ/ SS(64,64)
```

```
COMMON /AGREGA/ U(128,128),S(128,128),T(128,128)
```

```
COMMON /PARAMT/ NTR,NEL,NTI,VEL
```

```

NTR2=2*NTR
NEL2=2*NEL
NTI2=2*NTI
NTR2=NTR2*NEL2
NTRTI=NTR2*NTI2

DO 100 ITR=1,NTR2
DO 100 ITI=1,NTI2
S(ITI,ITR)=0.0
IF (ITI.LE.NTI .AND. ITR.LE.NTR) S(ITI,ITR)=SS(ITI,ITR)
T(ITI,ITR)=0.0
100 CONTINUE

```

Se pasa al dominio de las frecuencias

```

WRITE(*,*) ' '
WRITE(*,*) ' Efectúa FFT en espacios (x,t) ---> (kx,w)'
WRITE(*,*) ' '
ISN=-1
CALL FFT(S,T,NTRTI,NTR2,NTI2,ISN)
CALL FFT(S,T,NTRTI,NTI2,NTRTI,ISN)
WRITE(*,1000)
READ(*,1001) IFFT
IF (IFFT.EQ.1) THEN
DO 150 ITR=1,NTR
DO 150 ITI=1,NTI
SS(ITI,ITR)=S(ITI,ITR)
150 CONTINUE
CALL ESC
END IF
WRITE(*,*) ' '

WRITE(*,*) ' Interpola y efectúa producto por  $\frac{dk_z}{d\omega}$ '
WRITE(*,*) ' '

DO 200 ITR=1,NTR2
WRITE(*,('(1H+.5X,"Traza ---> ",I3)') ITR
FX=FLOAT(ITR-1)
IF (ITR.GT.NTR) FX=FLOAT(ITR-NTR2-1)
FX=FX*FX
IS=-1
DO 250 ITI=1,NTI2
IS=-1*IS
S(ITI,ITR)=FLOAT(IS)*S(ITI,ITR)
T(ITI,ITR)=FLOAT(IS)*T(ITI,ITR)

```

```

250 CONTINUE
DO 300 IEL=1,NEL
JEL=NEL2-IEL+1
FZ=FLOAT(IEL-1)
FZ=FZ*FZ
W=VEL*SQRT(FX+FZ)

```

se hace la operación $\omega = v\sqrt{f_x^2 + f_z^2}$

```

KEL=1+INT(W)
IF (KEL.LT.NEL) THEN
ALFA=W-FLOAT(KEL+1)
DW=VEL
IF(W.GT.0.0) DW=DW*VEL*SQRT(FZ)/W

```

Se escala el factor $d\omega = d\omega \cdot v \cdot \frac{\sqrt{f_z}}{\omega}$

```

DWAL=DW*ALFA
DWBL=DW*(1.0-ALFA)
LEL=NEL2-KEL
U(IEL,ITR)=CMPLX(DWAL*S(KEL,ITR),DWAL*T(KEL,ITR)) +
* CMPLX(DWBL*S(KEL+1,ITR),DWBL*T(KEL+1,ITR))
U(JEL,ITR)=CMPLX(DWAL*S(LEL+1,ITR),DWAL*T(LEL+1,ITR)) +
* CMPLX(DWBL*S(LEL,ITR),DWBL*T(LEL,ITR))
END IF

```

```

300 CONTINUE
200 CONTINUE

```

Se regresa al dominio del tiempo.

```

WRITE(*,*) ' '
WRITE(*,*) ' Efectúa FFT en espacios (kx,kz) --> (x,z)'
WRITE(*,*) ' '
DO 400 ITR=1,NTR2
IS=-1
DO 400 IEL=1,NEL2
IS=-1*IS
S(IEL,ITR)=U(IEL,ITR)
S(IEL,ITR)=FLOAT(IS)*S(IEL,ITR)
T(IEL,ITR)=FLOAT(IS)*AIMAG(U(IEL,ITR))
400 CONTINUE
ISN=1
CALL FFT(S,T,NTREL,NTR2,NEL2,ISN)
CALL FFT(S,T,NTREL,NEL2,NTREL,ISN)
TREL=1.0/FLOAT(NTREL)
DO 500 ITR=1,NTR

```