

Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC)

Institut de Ciències de la Terra *Jaume Almera*

Departament de Geofísica

Programa de Doctorado de *Tectònica y Geofísica*, bienio 96-98

**EVOLUCIÓN TECTÓNICA DEL MARGEN CONTINENTAL OESTE
DE MÉXICO: FOSA MESOAMERICANA Y GOLFO DE CALIFORNIA
(CORTES-P96)**

Tesis

Presentada por **Rafael Bartolomé de la Peña** ante el *Departament de Geodinàmica i Geofísica* de la *Universitat de Barcelona* para optar al grado de Doctor en Ciencias Físicas.

Director:

Dr. Juan José Dañobeitia

Tutor: **Dr. Josep Anton Muñoz**

Barcelona, Marzo de 2002

2. Sísmica de Reflexión

Seismic data processing is an unusual concoction of highly esoteric and objective mathematical techniques in signal processing, blended with the subjective approach of the human interpreter.

Hatton L., Worthington M., Makin J., Seismic Data Processing,
Blackwell Scientific Publications, 1988.

2. SÍSMICA DE REFLEXIÓN

2.1 Introducción

La sísmica de reflexión es una técnica ampliamente utilizada en exploración geofísica que permite obtener información del subsuelo controlando los tiempos de llegada de ondas elásticas (pulsos), generadas artificialmente mediante explosiones, impactos mecánicos o vibraciones cerca de la superficie. El retorno de éstas ondas elásticas a la superficie después de reflejarse en las distintas interfases, se registra en sismómetros. Por tanto el objetivo básico de la sísmica de reflexión es obtener información sobre la arquitectura interna del subsuelo, deducir información (pe. propiedades mecánicas) acerca de las estructuras (rocas) en profundidad, especialmente de las distintas capas que lo constituyen, a partir de los tiempos de llegada de las ondas y extraer una imagen que lo represente. También es posible obtener información de las amplitudes y frecuencias de éstas ondas.

Un experimento estándar de sísmica de reflexión consiste en la generación de un frente de ondas acústico controlado, y equipo de registro que detecte la energía acústica propagada a través de medio. Esta metodología se puede aplicar en medios marinos y terrestres, aunque es sustancialmente diferente. En esta memoria se desarrollará fundamentalmente lo referente al medio marino.

La utilización a gran escala de la sísmica de reflexión marina data de los años 60, y su impulso es debido fundamentalmente a la exploración petrolera. A pesar de la hostilidad del medio, el coste promedio respecto a la sísmica terrestre es del orden de un 80% mas barato, de ahí su masiva utilización en prospección de hidrocarburos. Una de las grandes ventajas de la sísmica de reflexión marina es la posibilidad de realizar adquisición de datos en continuo a lo largo de perfiles previamente determinados.

Un experimento de sísmica de reflexión de los años 90 consiste en primer lugar en la generación de una fuente acústica a bordo de un buque oceanográfico. En las últimas décadas se ha propuesto y utilizado diferentes métodos que van desde

explosiones controladas, pasando por inyección de vapor de agua (vaporchoc, steam gun), generación de una diferencia de potencial eléctrico elevada (sparker), hasta los conocidos cañones de aire comprimido (airgun). Sin lugar a dudas, estos últimos son los de mayor éxito por su inocuidad y eficacia. Actualmente se ha pasado de la utilización de un “simple” cañón de aire, a lo que se conoce como una ristra de cañones sincronizados que permiten no solo aumentar la cantidad de energía sino conseguir un pulso “estrecho” (quasi delta de dirac) que garantiza la utilización de los nodos principales de la energía liberada. El diseño de estas ristras depende del tipo de experimento a realizar, pero de manera genérica estos se disponen en la popa de buque a una cierta distancia (5-10 m) para evitar el ruido de cavitación. Al objeto de mejorar el contenido de frecuencias se suelen utilizar cañones con distintas cámaras de aire comprimido, la sincronización de los distintos cañones se realiza para conseguir una interferencia constructiva de la señal que nos permita una mayor energía y por tanto penetración en el subsuelo.

Otro elemento básico en la adquisición de sísmica de reflexión marina es el cable registrador conocido como “streamer”. Este consiste en una serie de grupos de hidrófonos (canales) convenientemente espaciados que registran la señal acústica procedente del suelo y subsuelo marino. Tanto el número de canales como el espaciado puede ser variable dependiendo de los objetivos a alcanzar. Por lo general los *streamer* utilizados en el mundo académico oscilan entre 2.4 km y 4.5 km de longitud, lo que supone 96 canales espaciados 25 m, hasta 360 canales con un espaciado de 12.5 m, naturalmente entre estos dos extremos existen múltiples combinaciones que en definitiva depende de los objetivos. Al objeto de evitar ruidos superficiales (oleaje, motor, etc) el cable registrador suele ir entre 5 y 10 m por debajo de la superficie del mar. Los hidrófonos registran los cambios de presión del agua debidos al paso del frente de ondas acústicas generada por las explosiones en un número de puntos regularmente espaciados a lo largo de un perfil que pasa por el punto de tiro. El aspecto general de la señal registrada (traza) es la de un sismograma (similar al de un terremoto).

Las señales analógicas registradas en los hidrófonos son preamplificadas y filtradas, para posteriormente pasar a un A/D (Convertidor Analógico-Digital) al

objeto de obtener la señal discretizada a intervalos regulares de tiempo (normalmente entre 4 y 8 ms). Estos datos generalmente están multiplexados (datos secuenciales en tiempo). Finalmente, se almacenan los registros digitales en un soporte magnético ya sea 8mm (exabytes), 4mm (DAT), CDRom, etc.

Posteriormente se realiza el demultiplexado (se pasan los datos de un formato secuencial en tiempo a otro secuencial en trazas), matemáticamente la operación corresponde a la trasposición de una matriz.

En el caso concreto de la campaña geofísica CORTES-P96 (Crustal Offshore Research Transect from Extensive Seismic Profiling) que nos ocupa en este trabajo, efectuada entre el 21 de abril y el 2 de mayo de 1996, se adquirieron 1500 millas de sísmica de reflexión a bordo del B/O Hespérides. El frente de ondas se generó mediante una ristra de cañones de aire comprimido con un volumen máximo de 2775 cu. in. (pulgadas cúbicas) compuesta por dos grupos. El primero de ellos con 5 cañones en línea de capacidades 140,335,500,265,535 cu. in., y el segundo con un solo cañón de 1000 cu. in. para obtener penetración más alta. Los dos grupos se sincronizaron para disparar cada 30 s a través del sistema GPS del barco obteniendo un *fold* (número de trazas por CDP) de 16 y unos registros de tiros de 12 segundos de longitud muestreados a un intervalo de 4 ms. Los grupos de cañones estaban separados 30 m del barco. Por otra parte, el *streamer* estaba compuesto por 96 grupos de hidrófonos separados 25 m dando un total de 2400 m de longitud separados 145m de la popa del barco.

2.2 *Procesado de los datos*

2.2.1 *Introducción al procesado sísmico*

Mientras que en tierra un geófono registra variaciones en el movimiento, en mar el hidrófono registra variaciones en la presión, como consecuencia de la excitación del medio debido a inyección de energía acústica liberada por los cañones de aire u

otro método que genere un frente de ondas. Estas variaciones de presión se convierte en pulsos eléctricos que a través de pre-amplificadores y filtros específicos proporcionan un evento sísmico. Un registro sísmico completo consiste en la energía liberada por un disparo (o varios) y que reflejado en las distintas interfases (variaciones de impedancia acústica) se registra en una “ristra de hidrófonos “. Así pues, la señal registrada por el sensor es una superposición de la energía liberada por el cañón de aire y la vuelta por el subsuelo.

La representación de la variación de presión en función del tiempo se le denomina *representación espacio-temporal*, y representa la evolución de la energía (reflejada/refractada por el subsuelo) en función del tiempo. Mientras que la representación de las amplitudes en función de su ciclicidad (de su repetición), se denomina *representación en función de la frecuencia*, o espectro de amplitudes. El tratamiento correcto de estas series de datos temporales es lo que conformará un imagen o “radiografía” del subsuelo marino. Los eventos registrados consisten en señales coherentes (señales sísmica) y ruido que también puede ser coherente. Una vez realizados los oportunos filtros para realzar la relación señal/ruido, y después de eliminar trazas erróneas, se analizan los datos en el dominio temporal y en el frecuencial. Para ello es necesario aplicar una *transformada de Fourier* al objeto de pasar del dominio de tiempos al dominio de frecuencias, y aplicar una *convolución* (que en el dominio de frecuencias es una simple multiplicación) o filtro lineal, entendiendo que la Tierra actúa de filtro para las ondas sísmicas. Por tanto el registro sísmico registrado será el sumatorio de las sucesivas convoluciones entre el disparo (o pulso sísmico) y la respuesta del impulso de la tierra (distintas capas) a través de la cual se propaga el frente de ondas. Para medir similitudes entre dos conjuntos de datos, se utilizará la *autocorrelación* que permite saber la repetición de una secuencia determinada de amplitudes dentro de un mismo sismograma.

Sistema de Adquisición de datos

El sistema de adquisición en sísmica de reflexión básicamente está compuesto por un modelo de fuentes, una dispersión de receptores y un conjunto de instrumentos digitales de registros.

Los primeros sistemas se desarrollaron en las campañas en tierra y fueron los llamados “single fold” (cobertura simple). La configuración de los elementos en la adquisición hacía que los reflectores sólo fueran cubiertos una vez: se desplegaban los receptores a ambos lados de la fuente emisora y una vez realizado el disparo se movía todo el conjunto fuente/receptor hasta la mitad de la longitud entre los receptores más cercano y más lejano. Con esto se lograba cubrir todo el reflector, aunque una sola vez.

Una mejora sustancial de este método, en calidad (y economía) se consiguió, primero, al reducir el desplazamiento entre tiros respecto a la distancia máxima entre receptores. Con esto se logra que varios tiros se reflejen en el mismo punto del subsuelo, creando los sistemas “multifold” o de cobertura múltiple (varias trazas reflejadas en el mismo punto). En segundo lugar, para atenuar el ruido superficial se suelen agrupar más de un geófono en el mismo canal de registro para así reducir el ruido aleatorio de cada uno de ellos.

En sísmica marina usualmente se utilizan los métodos de cobertura múltiple. Por poner un ejemplo, se usan cables de 2400 m con 96 receptores separados 25 m llegándose a tirar a intervalos de 12.5 s, todo ello para conseguir una cobertura (fold) de 48 trazas por punto de profundidad común.

El significado fundamental del **CDP (Common Depth Point)** o punto de profundidad común (mejor traducido, punto de reflexión común), se basa en registrar en los hidrófonos las reflexiones de diferentes tiros que corresponden al mismo punto del terreno. Las reflexiones pertenecerán, pues, al mismo punto del subsuelo o punto de profundidad común (CDP) aunque vengan de disparos realizados desde diferentes ángulos dentro del perfil.

En un modelo de capas plano paralelas el CDP corresponde al punto situado a la mitad de distancia entre emisor-receptor (“**offset**”), de ahí su denominación como CMP. Para explicar este concepto de CDP, primero representaremos una reflexión típica en un modelo plano paralelo con una pareja emisor-receptor. En un modelo

como éste, la reflexión se produce en el punto medio entre el emisor-receptor (punto 2 de la Fig. a):

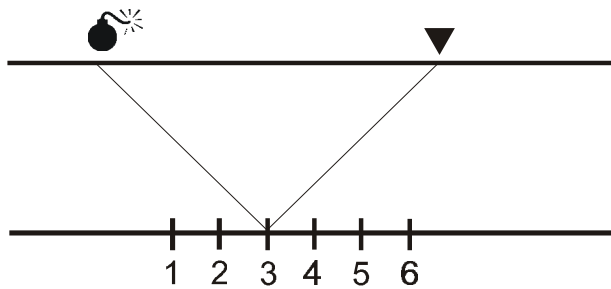


Figura a

En un dispositivo de sismica de reflexión marina, el streamer lleva varios receptores o hidrófonos (en el caso de CORTES-P96, son 96), por lo que cada disparo (S_1), produce una onda reflejada, que es captada por cada uno de los sensores (g_i):

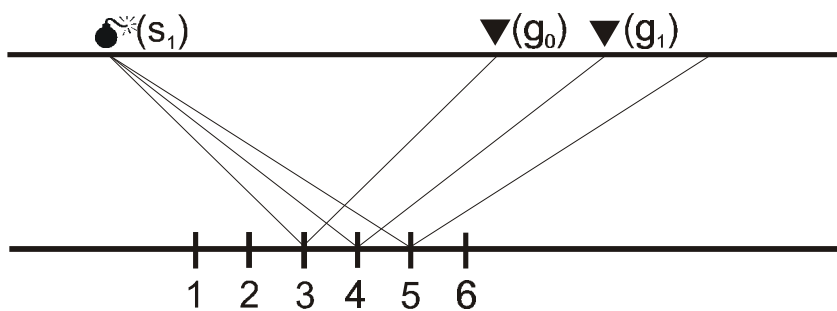


Figura b

En el siguiente disparo (S_2), el barco que arrastra los cañones y el streamer se mueve y la onda reflejada se recogerá de la siguiente manera:

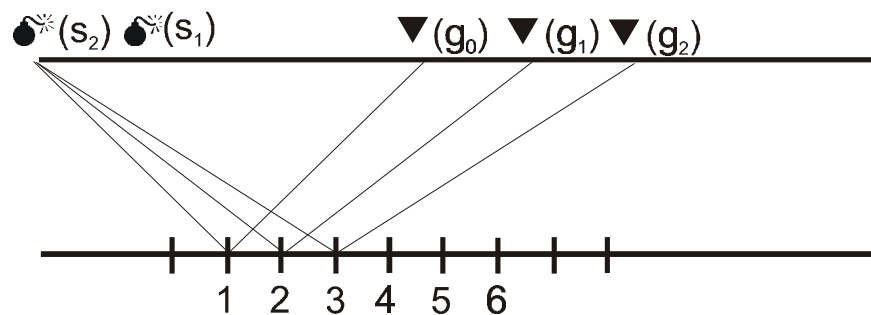


Figura c

De las figuras b y c se obtiene que el punto 3 donde se reflejan las ondas contendrá el registro del hidrófono 0 (g_0) del tiro S_1 y el del hidrófono 2 (g_2) del tiro S_2 . Este punto corresponde a la vertical del 3 (CDP₃), y es muestreado por un grupo de trazas procedentes de distintos offsets (distancia emisor-receptor, distancia entre \bullet y \blacktriangledown (g_i)).

En definitiva, la geometría del CDP quedará como sigue en la Fig. 2.1 :

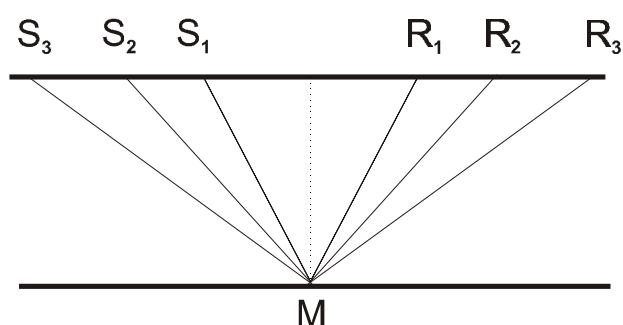


Figura 2.1 Geometría del CDP: el mismo punto M ó CDP está muestreado por distintas parejas de tiros (S_i) y receptores (R_i).

El aspecto de un CDP antes del stack será análogo al de un disparo. En un disparo, cada traza muestrea un punto diferente del subsuelo, mientras que en un CDP cada traza muestrea n veces el mismo punto del subsuelo. Al número de trazas que componen el CDP se le denominará **fold (cobertura)**.

El motivo de generar el CDP en la sísmica multicanal es el de sumar (**stack**), convenientemente corregidas, todas las señales que pertenecen a un CDP (y que corresponden, pues, al mismo punto físico del terreno) con la intención aumentar la relación señal/ruido. No obstante, para poder sumar las trazas correctamente es necesario corregir previamente los tiempos de llegada de las reflexiones debidos a las variaciones de distancia entre los pares disparos-hidrófonos. Esta corrección se denomina **NMO**, y para aplicarla es necesario conocer la velocidad del medio en que se propagan. Si colocamos las trazas que forman un CDP veremos que guardan una forma hiperbólica.

Una vez seleccionada la velocidad para corregir las trazas se pueden sumar las amplitudes de todas ellas obteniendo una única traza para cada CDP con la consiguiente amplificación de la señal y reducción del ruido aleatorio. De este modo, tendremos una imagen cuyas coordenadas son doble tiempo de recorrido en la ordenada y distancia en la abscisa.

Hasta ahora el modelo que se ha tenido en cuenta ha sido el de capas plano paralelas. La realidad estructural de la Tierra es bien distinta, observándose desde planos inclinados, fallas, anticlinales, etc., por lo que tendremos efectos como difracciones propias o adyacentes a nuestro perfil. En la Fig. 2.2 puede observarse que la señal registrada de un punto aislado, por ejemplo, produce una difracción que habrá que colapsar en nuestro modelo en 1 sólo punto.

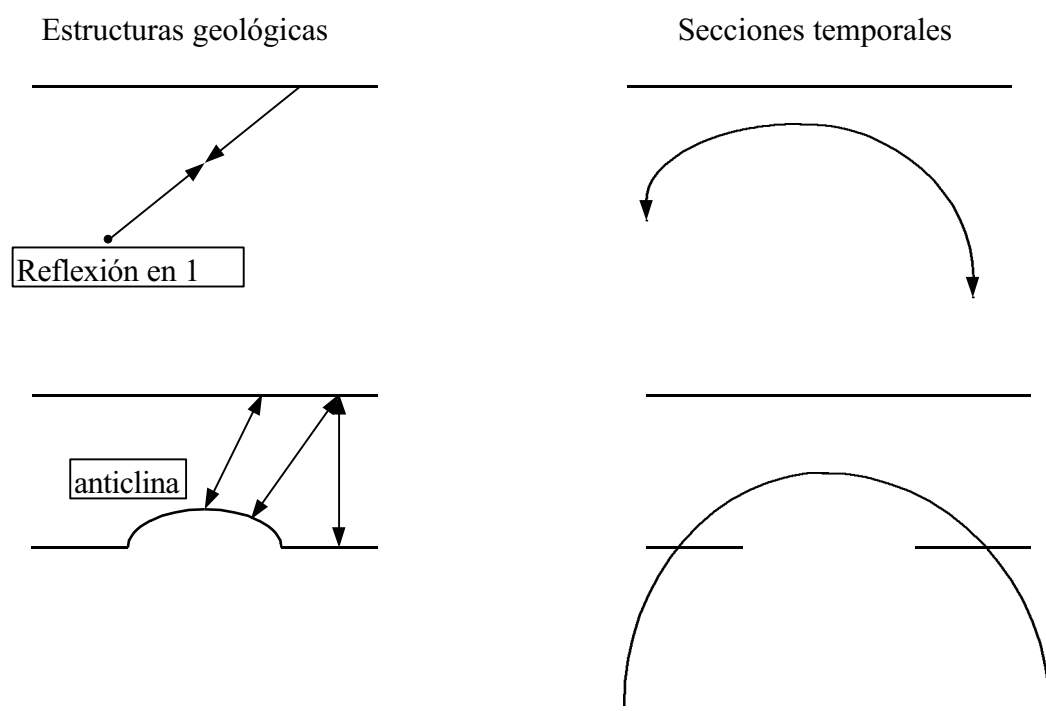


Figura 2.2: Efectos geométricos en algunas reflexiones. A la izquierda estructuras geológicas; a la derecha como quedarían los estratos en las secciones sísmicas en doble tiempo.

Esta relocalización se denomina **migración**, que no es otra cosa que posicionar los reflectores buzantes (no planos) en su posición correcta, en lugar del punto medio entre disparo-geófono.

Una vez aplicadas esta serie de correcciones mencionadas, se está en disposición de mejorar la señal, eliminando por ejemplo las reflexiones múltiples que van desde las primarias del agua (fondo marino) hasta reflexiones más profundas. De entre todas ellas, las más energética es la que procede de la discontinuidad aire-agua donde parte de la energía retorna a la superficie y parte de nuevo al fondo marino produciendo una segunda reflexión que es captada por los sensores (Fig. d).

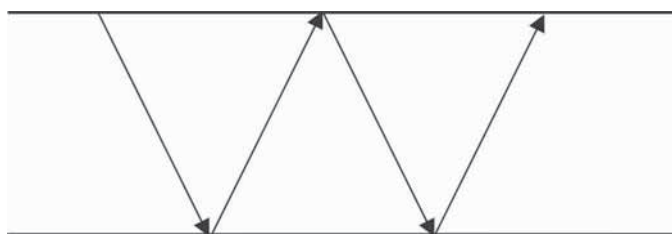


Figura d: Onda reflejada dos veces en el mismo estrato

Estos efectos no siempre son fáciles de detectar ya que la señal (múltiple) llega al sensor con un tiempo doble, o triple respecto de las primeras llegadas, y con una amplitud y frecuencia similares, puede coincidir con las llegadas de estructuras de interés.

2.3 Pasos del procesado

En este apartado describiremos con más detalle cada uno de los pasos del procesado realizados en los perfiles. Este trabajo ha sido llevado a cabo en estaciones de trabajo (work stations) del tipo IBM Risc System/6000 con el software comercial Promax de Landmark Graphics Corporation (versiones 5.0,6.0 y 7.0b). Para el dibujo de las distintas secciones se ha utilizado el software de dibujo SDI, de System Development Inc.

2.3.1 *Lectura de los datos*

Lectura de los datos en formato SEG-D (Society of Exploration Geophysicists) previamente demultiplexados. El demultiplexado convierte los datos secuenciales en tiempo en datos secuenciales en trazas (todos los datos del primer hidrófono antes que los del segundo), que son lo que forman el sismograma. Así pues, la adquisición de datos de sismica de reflexión multicanal se realiza en coordenadas de fuente-receptor o *shot-gathers*.

Los datos están grabados en formato SEG-D 8015,0015 (2.5-byte binary exponent) demultiplexado. Cada registro está formado por dos cabeceras, una global para el registro completo y otra individual para cada una de las trazas. Esta información es fundamental para la introducción de la geometría del dispositivo de adquisición que se realizará más adelante y que servirá para la construcción de los *CDP gathers*.

2.3.2 *Análisis frecuencial*

El análisis frecuencial es fundamental para el estudio de las señales y, en particular, de las ondas sísmicas. Existen dos razones importantes para realizar este análisis: la primera, es la distinción según su rango de frecuencias de las diferentes componentes de la señal, y la segunda el amplio abanico de algoritmos para trabajar en este dominio.

Una vez realizado el análisis frecuencial se pueden realizar distintos tipos de filtrados. Por conveniencia el filtrado de datos en sismica, se realiza en el dominio de las frecuencias ya que se trata de una simple multiplicación en lugar de una convolución en el dominio temporal (en sismica, filtrar es prácticamente sinónimo de una multiplicación del espectro de un sismograma en el dominio de las frecuencias. Igualmente, la convolución en el dominio frecuencial es equivalente a la multiplicación en el dominio temporal (Bracewell, 1965).

Matemáticamente la representación de una traza sísmica en el espacio de Fourier (frecuencias) puede describirse perfectamente mediante una suma de sinusoides, cada una de las cuales contiene una, frecuencia, fase y amplitud determinada. En el procesado de sísmica multicanal esto resulta muy útil pues es la razón última para eliminar ruido e incrementar la relación señal/ruido. La transformada de Fourier constituye la base para el análisis y cálculo de dicho tratamiento sísmico.

Así, de manera sucinta explicaremos los pasos esenciales para convertir la señal desde el dominio temporal al dominio de frecuencias.

Dada una función temporal $x(t)$, como es el caso de una señal sísmica, su transformada de Fourier se define como:

$$x(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t)e^{-i\omega t} dt \quad (2.1)$$

donde ω es la frecuencia angular.

La transformada inversa que nos permitiría pasar de $x(\omega)$ a $x(t)$ tiene la expresión:

$$x(t) = \int_{-\infty}^{\infty} x(\omega)e^{i\omega t} d\omega \quad (2.2)$$

donde se deduce que la transformada de Fourier es la descomposición de una señal continua como superposición de señales armónicas elementales.

$x(\omega)$ es una función compleja, por lo que podemos distinguir una parte real y una imaginaria

$$x(\omega) = x_r(\omega) + ix_i(\omega) \quad (2.3)$$

cuyas expresiones serán:

$$\left. \begin{aligned} x_r(\omega) &= \int_{-\infty}^{\infty} x(t) \cos(\omega t) dt \\ x_i(\omega) &= \int_{-\infty}^{\infty} x(t) \text{sen}(\omega t) dt \end{aligned} \right\} \quad (2.4)$$

o en forma polar:

$$\left. \begin{aligned} x(\omega) &= A(\omega) e^{i\phi(\omega)} \\ A(\omega) &= \sqrt{x_r^2(\omega) + x_i^2(\omega)} \\ \phi(\omega) &= \text{arctg} \left[\frac{x_i(\omega)}{x_r(\omega)} \right] \end{aligned} \right\} \quad (2.5)$$

Consideremos ahora en lugar de una función continua, una función discreta como es el caso de una traza sísmica. En general, la podremos expresar como una serie de infinitos términos de la forma:

$$x(t) = \sum_j x_j \delta(t - j\Delta t) \quad (2.6)$$

donde $\delta(t) = \begin{cases} 1, & t = 0 \\ 0, & t \neq 0 \end{cases}$ y Δt la discretización (muestreo) de la señal.

Substituyendo esta expresión en la transformada de Fourier se obtiene:

$$x(\omega) = \sum_j x_j e^{-i\omega j\Delta t} \quad (2.7)$$

Finalmente si consideramos funciones de dos variables como es el caso de la sísmica multicanal, una espacial y otra temporal, la transformada de Fourier bidimensional se define como:

$$P(k_x, \omega) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} P(x, t) e^{i(k_x x - \omega t)} dx dt \quad (2.8)$$

donde se pasa del dominio espacio-temporal al número de onda-frecuencial.

Para el caso discreto, la anterior fórmula sería:

$$P(k_x, \omega) = \sum_j \sum_m P_{jm} e^{i(k_x m \Delta x - \omega j \Delta t)} \quad (2.9)$$

El primer filtrado (frecuencial) en nuestros datos lo haremos para los límites de frecuencia esperados según nuestro experimento sísmico (filtro para eliminar frecuencias $f < 5$ Hz y $f > 62.5$ Hz. Este efecto se denomina *aliasing temporal*, y es consecuencia de que la señal sísmica está discretizada a intervalos constantes (4 ms).

En general, dado un intervalo de muestreo determinado la máxima frecuencia que puede ser recuperada de nuestro registro es la frecuencia de Nyquist (Yilmaz Ö, 1988):

$$f_{Ny} = \frac{1}{2\Delta t}, \quad (2.10)$$

donde Δt es el intervalo de muestreo

En nuestro caso ($\Delta t=8$ ms),

$$f = \frac{1}{2 * 8 * 10^{-3}} = 62.5 \text{ Hz} \quad (2.11)$$

Ilustraremos este fenómeno del aliasing temporal con la Fig. 2.3

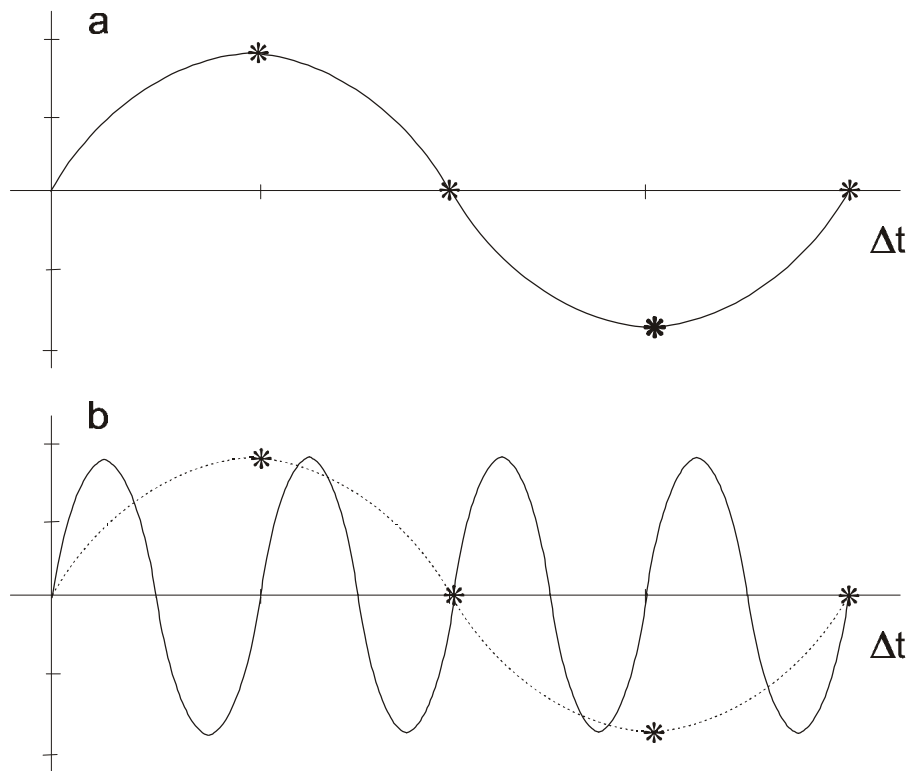


Figura 2.3 Ilustración del efecto del aliasing temporal. En la figura superior la señal original en trazo continuo puede reproducirse con el muestreo (Δt) mediante asteriscos. En la figura inferior, la discretización da una onda en trazo discontinuo que no reproduce la señal original (en trazo continuo), de más alta frecuencia.

Para el intervalo de muestreo (Δt) considerado, en el caso superior de la Fig. 2.3 la señal continua aparece reproducida con las marcas del muestreo (cruces) bien recuperada mientras que en el caso inferior, cuando el muestreo es superior al de Nyquist la señal recuperada se convierte en otra completamente diferente de frecuencia aparente inferior a la original. Por lo tanto, dado un intervalo Δt , no podremos tener una frecuencia en nuestra señal superior a la de Nyquist, y si existe (la presencia de frecuencias superiores que contaminan la señal digital se conoce como aliasing frecuencial) será ruido y habrá que eliminarla. La forma de eliminarla será con un filtro pasa-banda (filtro antialiasing) una vez realizado el remuestreo.

El valor mínimo para reproducir una onda completa es $\frac{1}{2}$ (por ejemplo en la cima y en el valle) y es de aquí de donde se deduce el factor $\frac{1}{2}$ de la frecuencia de Nyquist de la ecuación 10.

Un fenómeno que hay que tener en cuenta cuando se diseña un filtro es el de “ringing”. Dado un filtro ideal pasobanda cuadrado en el dominio de las frecuencias, su transformada de Fourier en el dominio temporal es la de una función sinc (seno del argumento/ argumento), como se muestra en la Fig. 2.4 . Esto hace que si aplicamos el filtro a nuestra señal temporal registrada tengamos una respuesta oscilatoria a cada lado (reverberaciones temporales) del pico principal que buscamos al filtrar. Es decir, añadimos una oscilación no deseada. Este fenómeno llamado ringing ocurre siempre que las pendientes del filtro son muy fuertes. Para disminuir este efecto a niveles aceptables, las pendientes deben reducirse de alguna manera. En la práctica, una solución es diseñar el filtro como en la Fig. 2.5, es decir, en lugar de cuadrado, trapezoidal.

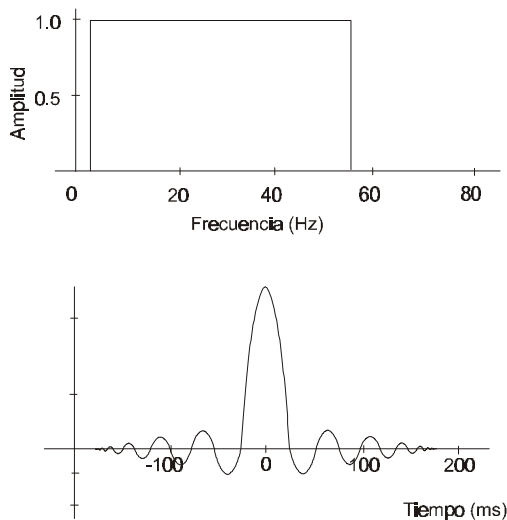


Figura 2.4 : Arriba, el espectro de amplitudes de un filtro pasobanda ideal. Abajo, la respuesta equivalente en el dominio temporal. Notar las oscilaciones (ringing) a cada lado del pico central causadas por las pendientes fuertes en el espectro de amplitudes.

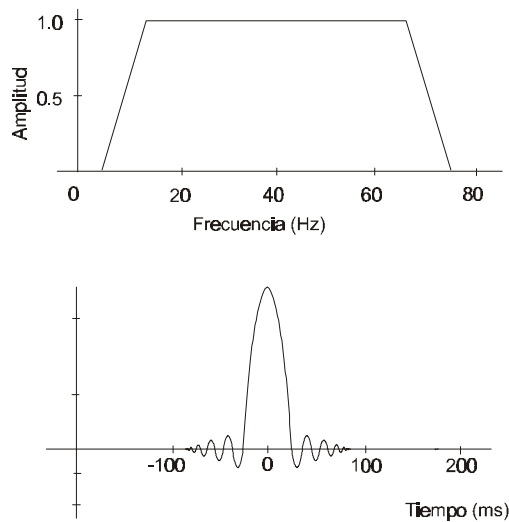


Figura 2.5: Arriba, el espectro de amplitudes de un filtro pasobanda típico. Abajo, la respuesta equivalente en el dominio temporal. Notar la disminución de las oscilaciones fuera del pico central como resultado de unas pendientes más suaves.

Después de lo tratado anteriormente, en nuestros datos hemos utilizado un filtro pasabanda trapezoidal especificado mediante las 4 frecuencias de esquina como el de la Fig. 2.5. El filtro ha sido aplicado durante el tratamiento de la señal en dos etapas bien diferenciadas. En primer lugar, durante el procesado “pre-stack”, que es el caso que nos ocupa ahora, en el que se ha empleado un filtro de banda ancha (es decir, con todas las frecuencias hasta la de Nyquist) con el fin de conservar todas las frecuencias de interés. Más tarde, en una segunda etapa, ya durante el procesado “post-stack”, aplicaremos este tipo de técnica con parámetros mucho más específicos y considerando variaciones laterales y en profundidad, con el objetivo de mejorar la relación señal/ruido de la sección sísmica final.

El filtro empleado se especifica mediante las 4 frecuencias que corresponden a las esquinas del trapecioide (F_1, F_2, F_3 y F_4). Para una frecuencia F , con un sencillo cálculo de la ecuación de una recta en el gráfico 2.5, tendremos:

$F < F_1$	Filtro=0	
$F_1 < F < F_2$	Filtro= $(F-F_1)/(F_2-F_1)$	
$F_2 < F < F_3$	Filtro=1	que en nuestro caso es 5-9-58-62.5 Hz
$F_3 < F < F_4$	Filtro= $(F-F_4)/(F_3-F_4)$	

2.3.3 Edición de trazas

En este punto se realiza una visualización de los shot-gathers o conjunto de registros de todos los sensores (los 96) para cada tiro de manera individual. El objetivo es aumentar la calidad de los datos iniciales para obtener mejores resultados en etapas posteriores y para ello se eliminarán las trazas que contengan un alto nivel de ruido, algunas de las cuales se repiten en todos los tiros lo que es síntoma de un funcionamiento defectuoso (una sola frecuencia o polaridad invertida) de un canal en el streamer, o bien por un exceso de ruido, o simplemente ausencia de señal, todo ello debido a errores en el dispositivo de registro (Fig. 2.6). En nuestro trabajo los canales 31,70,93,95 y 96 han sido eliminados de manera general a lo largo de todos los perfiles. Detalles más concretos serán especificados perfil a perfil.

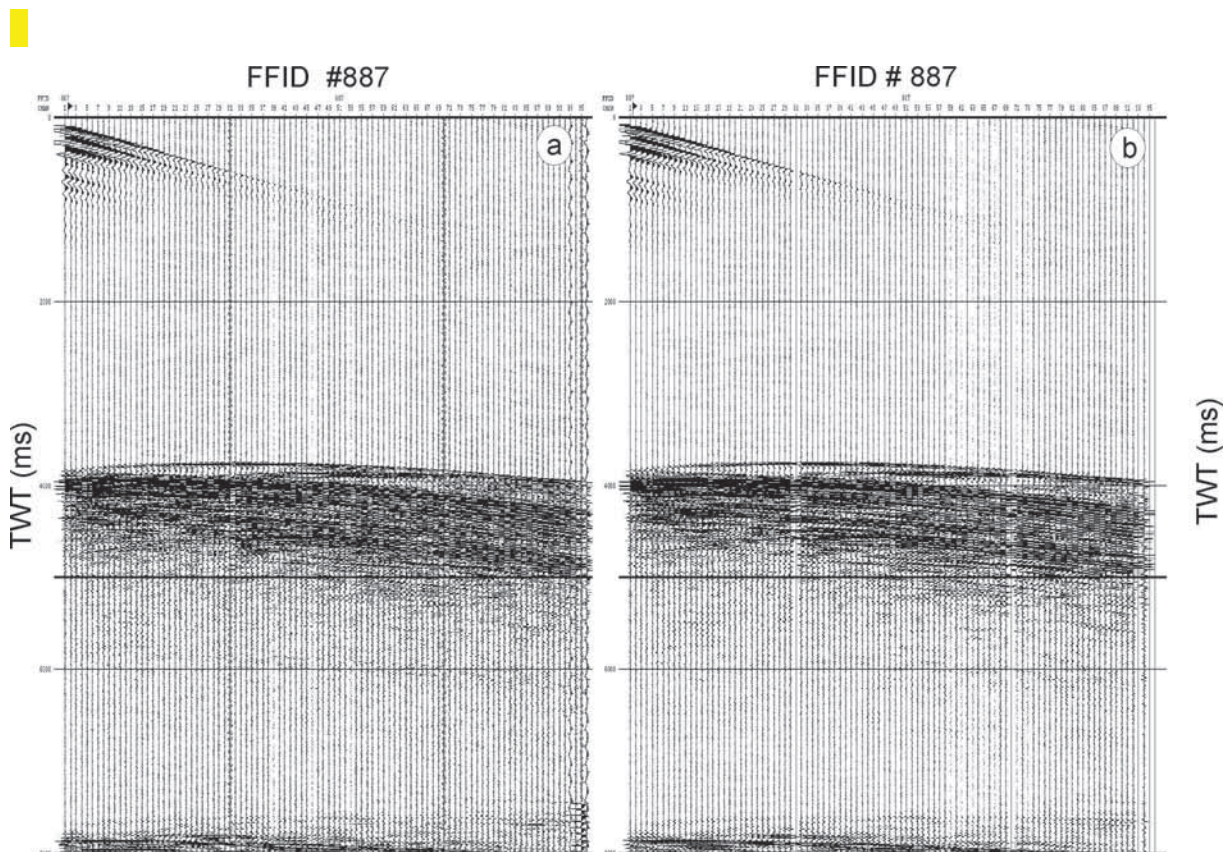


Figura 2.6 a) Shot-gather número 887 correspondiente al perfil marino 201 antes (a) y después (b) del remuestreo, la edición y el filtrado paso banda.

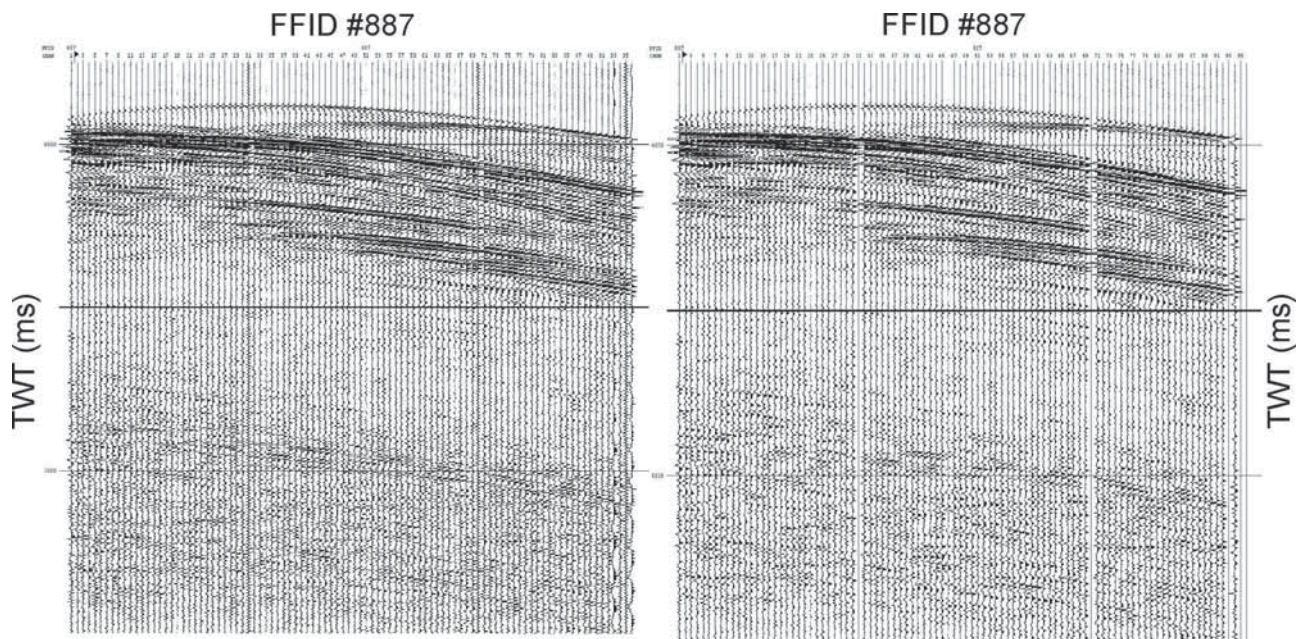


Figura 2.6 b) Detalle de los tres primeros segundos bajo el fondo oceánico del tiro 887 del perfil 201 antes y después del remuestreo, la edición y el filtrado pasobanda. En la figura de la derecha se observa la mejora de la calidad de los datos.

2.3.4 Corrección de la atenuación energética

Las señales sísmicas sufren una atenuación a medida que se propagan por el interior de la Tierra debido fundamentalmente a dos factores: divergencia esférica y absorción de la energía.

La *divergencia esférica* del frente de ondas es consecuencia de considerar la fuente sísmica como un foco puntual que genera ondas esféricas. Para un medio homogéneo la amplitud de la onda decae como $1/r$, donde r es el radio del frente de onda. En el caso de un medio estratificado la amplitud decrece como $1/(v_{rms}^2(t) * t)$ (Newman, 1973), donde t es el tiempo doble y v_{rms}^2 es la velocidad cuadrática media. Por tanto es necesario realizar una primera estimación de las velocidades de cada zona al aplicar la función que compense el efecto de la atenuación sufrida.

El efecto de la *absorción de la energía* implica una variación en el tipo de frecuencias a medida que la onda progresa hacia el interior de la Tierra. Esta absorción o atenuación se explica debido al comportamiento anelástico de las rocas, es decir, la energía del frente de ondas se convierte en calor y movimiento de las partículas. La atenuación puede expresarse mediante un decaimiento exponencial según una ley:

$A(t) = A_{(0)}e^{(-\pi f t / Q)}$, con f la frecuencia y Q la energía perdida en cada periodo que realiza la onda.

En la expresión anterior se puede ver fácilmente como las altas frecuencias son atenuadas más que las bajas.

2.3.5 *Introducción de la geometría*

La geometría del experimento, es decir la distancia fuente-receptor, dirección del perfil, distancia entre receptores, permite construir los CDP o puntos de reflexión común, (Fig. 1).

La cobertura (*fold*) media en este trabajo ha sido de 24 trazas por CDP. Se habla de cobertura media puesto que en los extremos del perfil este número es lógicamente inferior (dado que hay menos canales que han registrado el punto de reflexión común), además hay que considerar la eliminación de trazas erróneas lo que ocasiona una menor cobertura o *fold*.

La técnica de perfiles de sísmica de reflexión está diseñada para obtener reflexiones en profundidad en un mismo punto denominado CDP (ver inicio Cap 2),. En realidad, hablar de punto de reflexión común no es estrictamente correcto ya que éste únicamente existiría si se dispusiera de una geometría plana y regular. En la práctica y con geometrías diferentes, se habla de zona de reflexión común o intervalo (*bin* en inglés). En el caso de sísmica de reflexión multicanal en perfiles rectilíneos, se puede suponer que las reflexiones se localizan en un entorno o intervalo de un punto común.

En resumen, para el paso de shot gathers (Fig. 2.7 a) a CDP gathers (Fig. 2.7b) es necesario la introducción de la geometría del experimento, pues es la única manera de conocer cuáles son las trazas de los diferentes tiros que registran un mismo punto del subsuelo y cuya información redundante, la utilizaremos para aumentar la relación señal/ruido.

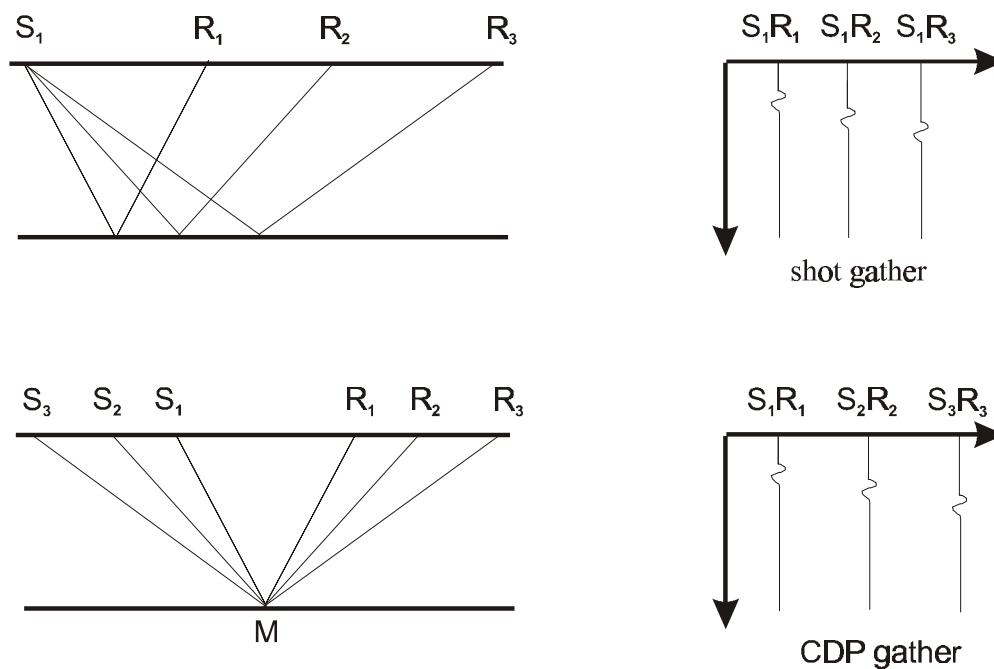


Figura 2.7 a) Ejemplo de shot gather o tiro (S_i) recogido por los diferentes canales del streamer (R_i). **b)** Esquema de un CDP gather, o todos los tiros (S_i) que se reflejan en el mismo punto M y que son captados cada uno por el receptor correspondiente (R_i).

2.3.6 Correcciones dinámicas. Análisis de velocidad y Normal Moveout (NMO)

Las correcciones dinámicas resuelven las diferencias en el tiempo que existen en las trazas sísmicas que forman parte de un CDP debido a las distintas distancias existentes entre punto emisor y receptor. Ello permite que todas las trazas sean equivalentes, y por tanto poder sumarlas (stack). En realidad, serán todas

equivalentes a la que obtendríamos si la distancia entre fuente y receptor fuese nula, es decir, la explosión y el receptor en el mismo punto. A esta corrección se le llama *Normal Moveout* (NMO) y su nombre es muy gráfico ya que lo que se observa al realizar la corrección es un movimiento perpendicular a la superficie de los reflectores hacia arriba. Esta etapa del procesado es una de las más delicadas (y que más tiempo consume al operador) ya que nos llevará al posicionamiento final de los reflectores a lo largo del perfil.

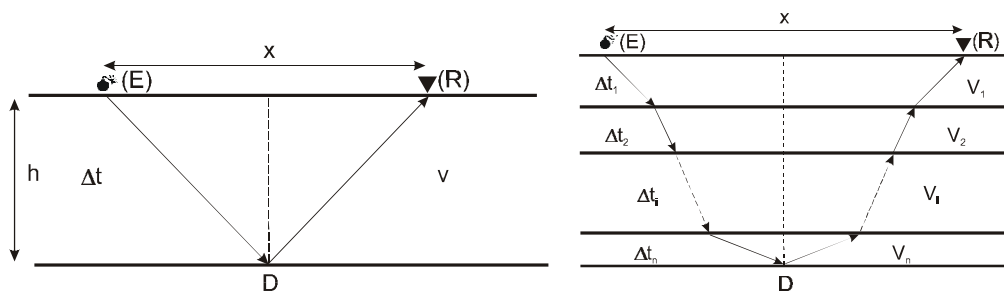


Figura 2.8: Esquema de la trayectoria de rayos entre un emisor (E) y un receptor (R) para un medio de una capa (izquierda) y de N capas planoparalelas (derecha).

Para el caso más simple de una capa horizontal (Fig. 2.8 a), el tiempo $t(x)$ que tarda la señal en llegar desde el punto emisor E al punto receptor R es:

$$t^2(x) = t^2(0) + \frac{x^2}{v^2} \quad (2.12)$$

donde $t(0) = \frac{2h}{v}$, que es el tiempo que tarda una onda con incidencia vertical en el que el receptor está en la misma posición que el emisor.

La corrección dinámica (Δt_{NMO}) vendrá dada por la diferencia entre $t(x)$ y $t(0)$:

$$\Delta t_{NMO} = t(x) - t(0) = \sqrt{t^2(0) + \frac{x^2}{v^2}} - t(0) = \sqrt{\frac{4h^2}{v^2} + \frac{x^2}{v^2}} - \frac{2h}{v} \quad (2.13)$$

Se puede observar que la corrección depende de la velocidad del medio (v), a parte de la profundidad del reflector (h) y del offset (x). Esto hace que sea necesario estimar las velocidades del medio, como se explicará más adelante.

Tras aplicar la corrección, el tiempo $t'(x)$ que utilizaré en mi stack será $t'(x) = t(x) - \Delta t_{NMO} = t(x) - [t(x) - t(0)] = t(0)$, distancia entre fuente y emisor nula. La expresión de la corrección Δt_{NMO} se complica enormemente cuando aumenta el número de capas.

Para un medio formado por N capas horizontales, cada una de ellas con una velocidad ($v_1, v_2, v_3, \dots, v_n$) y espesor determinados (Fig. 2.8b), consideraremos los rayos desde la fuente E hasta el receptor R , con el offset x y el punto medio D . La ecuación para el tiempo de recorrido fue derivada por Taner y Koehler (1969) como:

$$t^2(x) = C_0 + C_1 x^2 + C_2 x^4 + C_3 x^6 + \dots, \quad (2.14)$$

donde $C_0 = t^2(0)$, $C_1 = 1/v_{rms}^2$, y C_2, C_3, \dots son funciones complejas que dependen del espesor de las capas y de las velocidades.

La velocidad v_{rms} bajo el reflector donde el punto D está situado se define como:

$$v_{rms}^2 = \frac{1}{t(0)} \sum_{i=1}^N v_i^2 \Delta t_i(0),$$

donde Δt_i es el doble tiempo de recorrido en la vertical de la capa i con $t(0) = \sum_{k=1}^i \Delta t_k$.

En sismica de reflexión las profundidades son generalmente mucho mayores que los offsets considerados por el propio diseño del experimento (en otras palabras, se usan x pequeñas en comparación con las profundidades de las capas, cosa que no sucederá en sismica de refracción, donde precisamente se buscan distancias de centenares de kilómetros en los geófonos desde el punto de tiro). Esta aproximación

hace que podamos truncar la ecuación 14 para potencias superiores a x^2 y cambiando el coeficiente C_1 por su valor se obtenga:

$$t_n^2(x) = C_0 + C_1 x^2 = t_n^2(0) + \frac{x^2}{v_{rms,n}^2} \quad (2.15)$$

y por lo tanto la corrección dinámica vendrá dada por:

$$\Delta t_{NMO,n} = \sqrt{t_n^2(0) + \frac{x^2}{v_{rms,i}^2}} - t_n(0) \quad (2.16)$$

Si comparamos las ecuaciones para una capa y para N capas vemos que son del todo análogas exceptuando que la velocidad requerida para la corrección NMO en el segundo caso es la velocidad cuadrática media. Lo cual significa, además, que gráficamente los dos casos nos darán hipérbolas en una representación de CDP gathers con el tiempo. En general, para llevar a cabo la corrección dinámica es necesario conocer la velocidad cuadrática media en cada uno de los reflectores a corregir. Esto se ha hecho mediante dos métodos alternativos y que pueden ser complementarios, el análisis de semblanza (Fig. 2.11) y el análisis mediante stacks a velocidades constantes.

Antes de entrar de lleno en estos dos métodos, finalizaremos la discusión de la aproximación asumida al cortar la expresión del tiempo de recorrido de la onda para un medio estratificado en el segundo orden, comparando un CDP generado con 4 capas y calculado según las ecuaciones totales, con trazado de rayos de Grant y West, 1965 y basado en la Fig. 2.8 b con el modelo de velocidades de intervalo estándar de la Fig. 2.10 con el que nos da un modelo con velocidades rms (Fig. 2.9). Se ha cambiado el segundo, tercer y cuarto evento en el modelo estratificado por una capa con velocidad rms de 2264 m/s, 2533m/s y 2806m/s respectivamente. Se puede comprobar tras una inspección bien precisa, que sólo a partir de los 3 kms se pueden apreciar pequeñas diferencias. Esto implica la buena aproximación que hemos realizado al considerar offsets pequeños si además tenemos en cuenta que los streamers típicamente rondan longitudes de 3 kms.

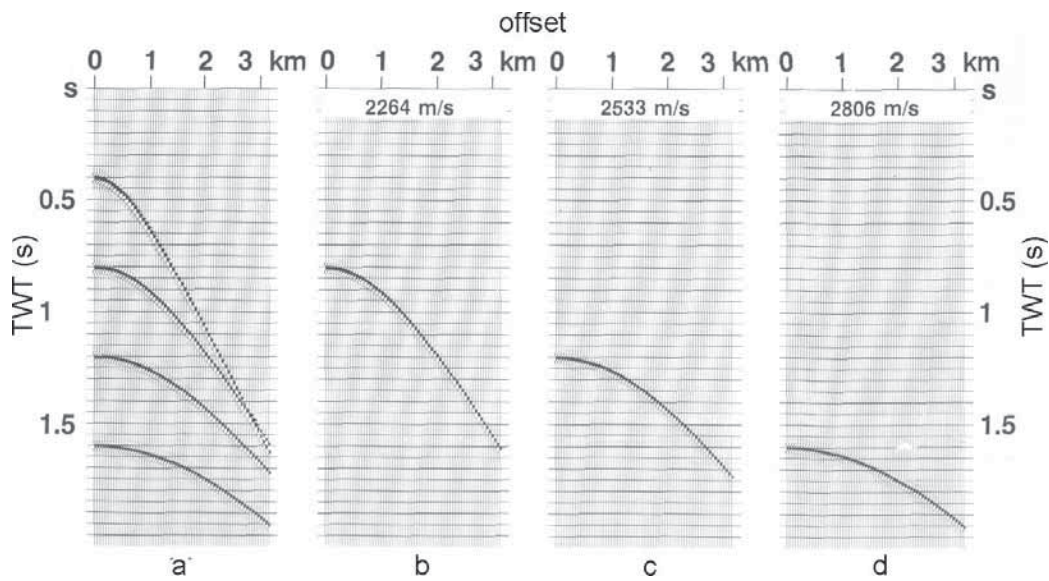


Figura 2.9: a) CDP gather sintético con el perfil de velocidades de intervalo de la Fig. 2.10 para un modelo estratificado de 4 capas; b), c) y d) CDP gahers derivados de velocidades rms (indicadas encima de cada caso), asociadas con el segundo, tercer y cuarto reflector desde el primero –que simula la capa de agua– (figura adaptada de Yilmaz, 1988).

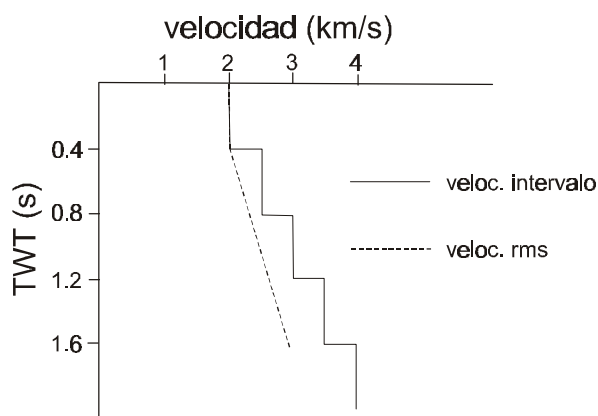


Figura 2.10: Función de velocidades usada para generar el CDP gather de la Fig. 2.9.

1. Análisis de velocidad mediante semblanza

Como se ha visto, las reflexiones de cada CDP están representadas por una función hiperbólica que describe el tiempo $t(x)$ que tarda la señal desde el punto emisor al punto receptor. Cada hipérbola corresponde a una reflexión y tendrá por características $t(0)$ y v_{RMS} . Para realizar la corrección de NMO necesitaremos buscar esa velocidad de RMS y así conseguir que los reflectores a lo largo del offset frente al doble tiempo de recorrido (típica representación de un CDP antes de la suma) queden alineados para poder sumarlos.

La técnica del análisis de semblanza o coherencia consiste en la realización de un estudio de la coherencia lateral de la señal para diferentes trayectorias hiperbólicas posibles. Los valores de la energía resultante para las diferentes estimaciones se representan en un espectro de velocidades donde los máximos corresponden a las reflexiones en cada CDP considerado (Fig. 2.11).

El propósito del análisis de velocidad es la obtención de picos que correspondan a la mejor coherencia de la señal a lo largo de la trayectoria hiperbólica a lo largo de toda la longitud del CDP gather. Se han popularizado en la historia de la sísmica de reflexión varios tipos de medidas de coherencia, como por ejemplo, la amplitud normalizada stackada, la correlación de la energía normalizada y sin normalizar, pero la que finalmente se ha utilizado en los más modernos algoritmos es la de semblance, que es la relación normalizada de energía (NE) entre la energía que sale tras el stack y la energía antes de él :

$$NE = \frac{1}{M} \frac{\sum_t s_t^2}{\sum_t \sum_{i=1}^M f_{i,t(i)}^2} \quad (2.17)$$

donde M = número de trazas del CDP, y $s_t = \sum_{i=1}^M f_{i,t(i)}$, el valor de la amplitud de stack, con $f_{i,t(i)}$ el valor de la amplitud en la traza i , a doble tiempo de recorrido $t(i)$.

Recordemos que la ecuación del doble tiempo de recorrido (ecuación 2.15) era:

$$t(i) = \left[t^2(0) + \frac{x_i^2}{v_{st}^2} \right]^{1/2}, \quad v_{st} \text{ la velocidad de stack.}$$

Una vez se ha producido el análisis de semblance para cada reflexión se realiza un estudio de la corrección de las hipérbolas hasta conseguir los reflectores alineados (mediante la corrección NMO) utilizando para ello las velocidades que escogeremos con el análisis de semblance (Fig. 2.12). Este método consiste, en la práctica, en llevar a cabo la corrección NMO en la computadora para toda la serie de velocidades RMS, desde la más baja a la más alta que pueden ser encontradas en el área investigada. Si la velocidad de corrección de NMO es la velocidad verdadera, el reflector aparece horizontal; si la velocidad es demasiado alta, aparece inclinado hacia abajo; si es demasiado baja, inclinado hacia arriba.

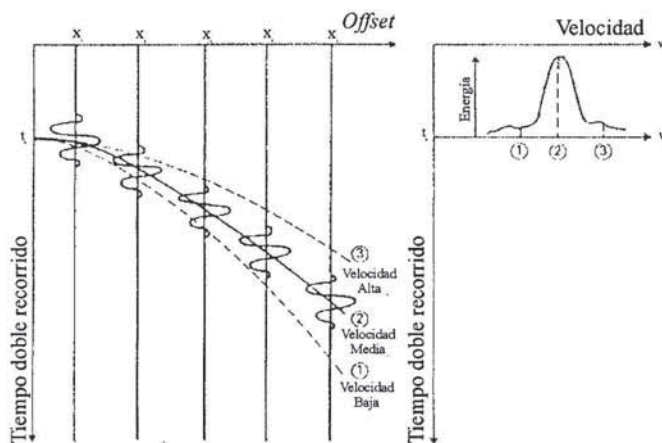


Figura 2.11: Representación de un análisis de velocidades utilizando la técnica de semblance. Las trayectorias hiperbólicas que presentan mayor coherencia aparecen representadas por máximos que indican las velocidades que hay que utilizar para la corrección dinámica.

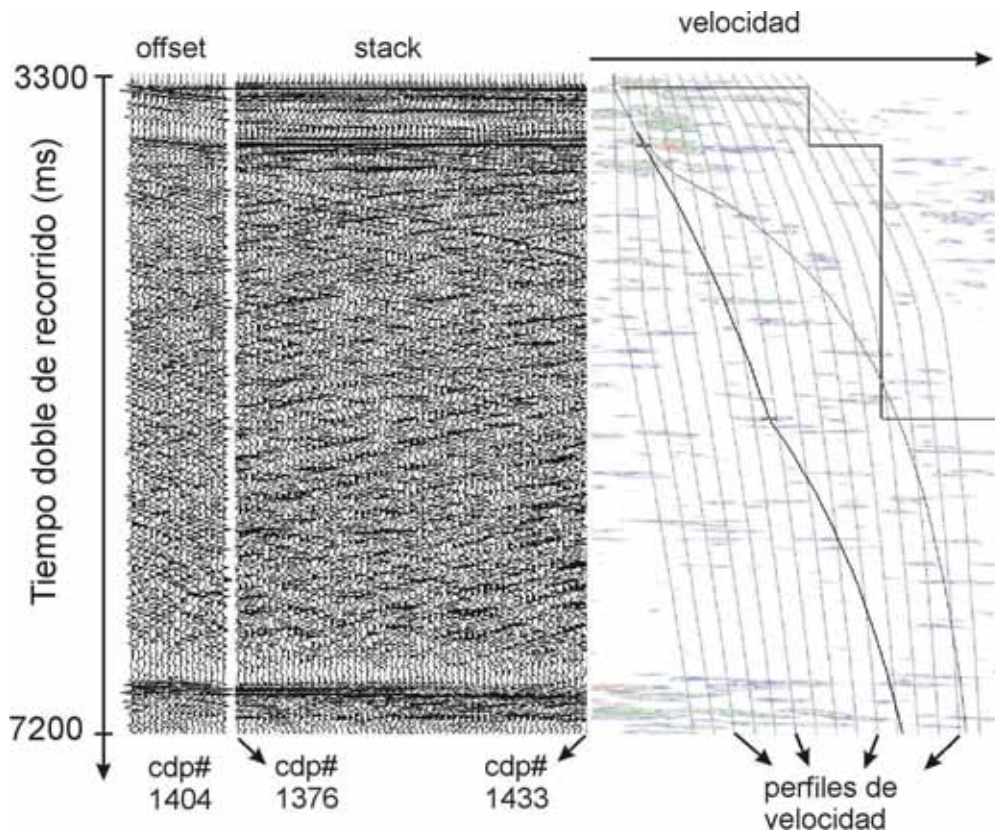


Figura 2.12 : Ejemplo de un análisis de velocidades con la técnica de semblance para el CDP 1404 de la línea 204. El panel de la derecha tiene en línea fina 15 perfiles de velocidades entre los cuales identificaremos las velocidades rms resultantes del análisis (curva de trazo más oscuro) y su correspondiente perfil de velocidad de intervalo asociado. En él vemos como las dos primeras velocidades escogidas corrigen la hipérbola de la primera y segunda llegada y coinciden con el espectro de semblanza en sus colores más oscuros, mientras que para el múltiplo, a 7000 ms, el semblance nos indica una velocidad similar a la de la primera llegada que no es, por tanto, la correcta. El panel de la izquierda contiene las 16 trazas que componen el fold del CDP corregidas por NMO aplicando el perfil de velocidades obtenido. El panel del centro contiene un pequeño stack desde el CDP 1376 al 1433 realizado con el perfil de velocidades para ver la continuidad de los reflectores a lo largo de la línea sísmica.

2. Análisis con paneles de stack a velocidad constantes

Esta técnica consiste en realizar la corrección NMO y el stack para un conjunto de CDP y para todos los tiempos con una única velocidad. El resultado es la corrección de algunos de los reflectores para los cuales ya sabemos que ésa es la velocidad correcta. Repitiendo la operación para diferentes velocidades y obteniendo los diversos paneles donde observamos directamente el efecto que cada velocidad produce sobre los reflectores en la sección sísmica sumada determinaremos las velocidades para los diferentes tiempos (Fig. 2.13).

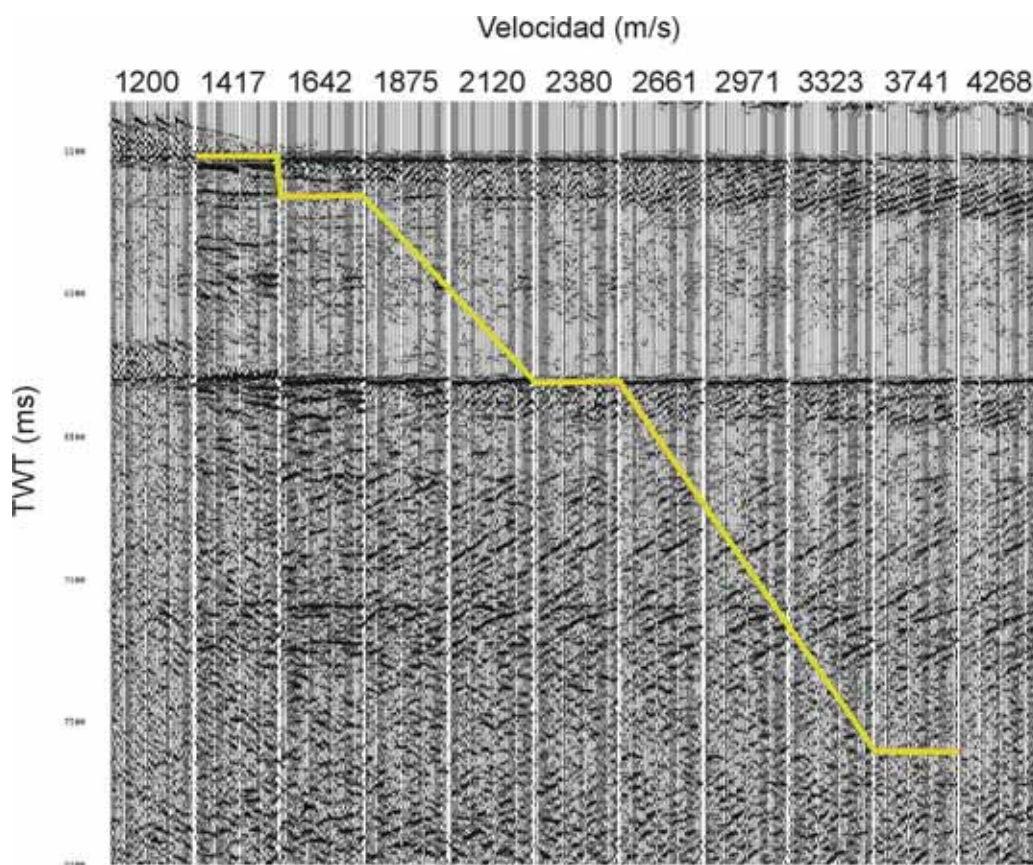


Figura 2.13: Ejemplo de un análisis mediante paneles de velocidad constante para un intervalo de 30 CDP (cdp 14000-14030) de la línea 202. Cada panel representa un stack obtenido con una velocidad única de corrección, que está marcada en la parte superior,. En línea verde está marcada la velocidad rms escogida en algunos de los reflectores más visibles. TWT: doble tiempo de recorrido (Two Way Travel time).

Como consecuencia de las correcciones dinámicas se produce una distorsión de la señal, especialmente para reflectores superficiales y para distancias grandes. Esta variación en el contenido de las frecuencias es lo que se denomina “stretching” y se cuantifica como:

$$\frac{\Delta f}{f} = \frac{\Delta t_{NMO}}{t(0)} \quad (2.18), \text{ donde } \Delta f \text{ representa el cambio de frecuencias.}$$

La señal dañada debe ser eliminada para que en la suma de trazas el registro resultante no quede distorsionado. Para ello, se realiza un corte o “mute” de las señales no deseadas (distorsionadas por *stretching*) tal como se muestra en la Fig. 2.14.

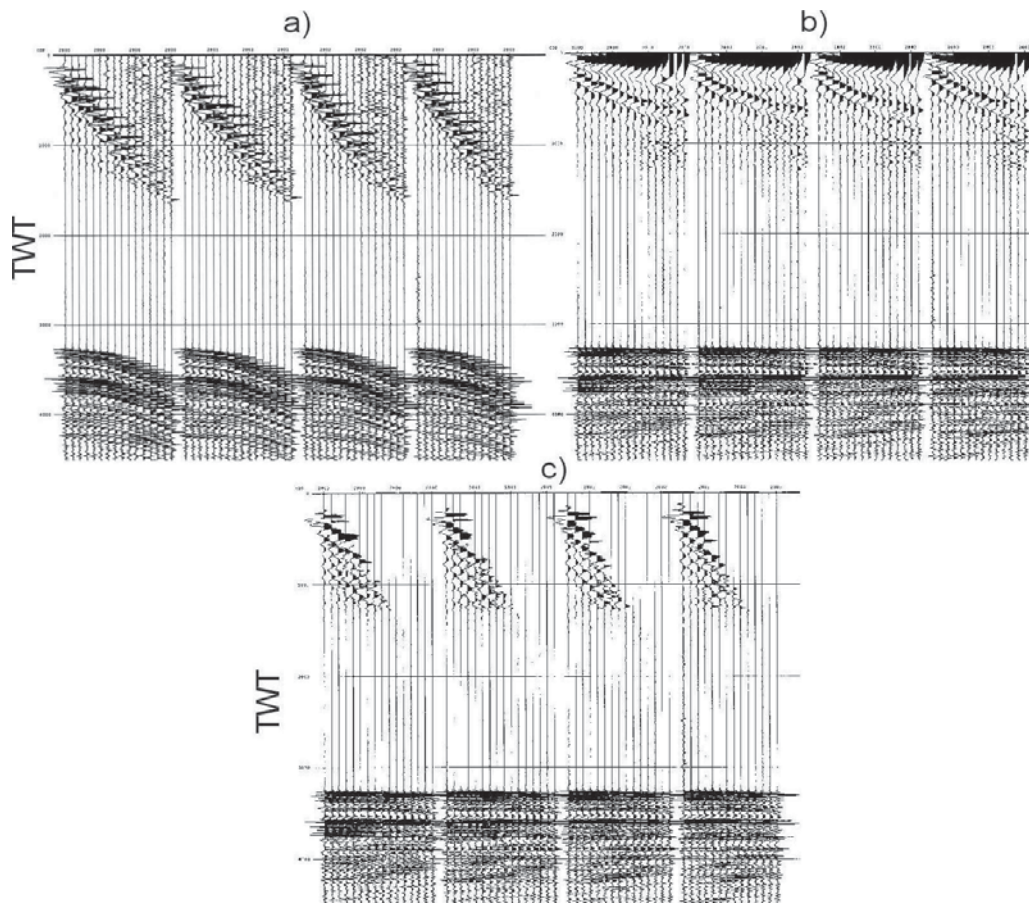


Figura 2.14 : Ejemplo de corrección dinámica para los CDP:2800-2803 de la línea 203: a) CDP's originales; b) CDP's corregidos por NMO donde se puede observar el cambio de frecuencias (*stretching*); c) CDP finales una vez aplicado el corte de las señales distorsionadas.

2.3.7 Deconvolución

El objetivo de la deconvolución es intentar eliminar los efectos que ejercen tanto la fuente como el medio por el que se propagan las ondas sísmicas en la señal temporal registrada.

La Tierra está compuesta por un conjunto de capas de diferente litología y propiedades físicas. Sísmicamente los estratos se definen por sus densidades y las velocidades de propagación de las ondas, o lo que es lo mismo, por la impedancia acústica (producto de ambas magnitudes). El contraste de impedancias es la razón de las diversas reflexiones que sufre la señal incidente. Así, la traza registrada puede considerarse como la convolución entre la fuente inicial que origina la onda y el efecto que la tierra ejerce sobre la misma.

En un modelo simplificado podemos definir:

$$x(t) = w(t) * e(t) + n(t) \quad (2.19)$$

donde :

$x(t)$ = sismograma registrado

$w(t)$ = impulso inicial (fuente)

$e(t)$ = respuesta impulsional del medio

$n(t)$ = ruido

* = convolución

La respuesta impulso del medio es el registro que obtendríamos si el impulso inicial fuese puntual (una delta de Dirac). El objetivo de la deconvolución es la recuperación de dicha respuesta $e(t)$ a partir del registro obtenido $x(t)$. En otras palabras, eliminar todos los efectos excepto la respuesta del terreno. Para ello se define un operador $a(t)$, que será el filtro, tal que al actuar sobre $x(t)$ obtengamos $e(t)$:

$$a(t) * x(t) = e(t) \quad (2.20)$$

Considerando un bajo nivel de ruido de fondo podemos suponer que la señal sísmica se expresa como:

$$x(t) = w(t) * e(t) \quad (2.21)$$

Substituyendo $e(t)$ en esta última ecuación se obtiene:

$$x(t) = w(t) * a(t) * x(t) \quad (2.22)$$

Cuando se elimina $x(t)$ de los dos lados de la ecuación, resulta:

$$\delta(t) = w(t) * a(t) \quad (2.23)$$

donde $\delta(t)$ representa la función delta de Kronecker

$$\delta(t) = \begin{cases} 1, & t = 0 \\ 0, & t \neq 0 \end{cases} \quad (2.24)$$

con lo que el filtro operador $a(t)$ queda

$$a(t) = \delta(t) * w'(t) \quad (2.25)$$

donde $w'(t)$ es la inversa de la onda sísmica.

Utilizando que la convolución en el dominio temporal es equivalente a la multiplicación en el dominio de las frecuencias, pasamos la expresión anterior al dominio de las frecuencias como

$$F(a(t)) = 1/F(w(t)) \quad (2.26)$$

donde F indica Transformada de Fourier.

Por lo tanto, conocida la fuente (w) podemos encontrar el operador idóneo para llevar a cabo la deconvolución. En la práctica esto no es tan simple ya que $w(t)$ acostumbra a ser desconocido (a no ser que se tenga un hidrófono a la salida de la burbuja de los cañones para conocer el impulso inicial) por lo que tendremos que recurrir a otras técnicas para deconvolucionar la señal sísmica.

Consideremos una traza sísmica cualquiera, resultado de la convolución de la respuesta de la tierra por el impulso inicial creado por la fuente (Fig. 2.15), tal como expresamos en la ecuación 2.21:

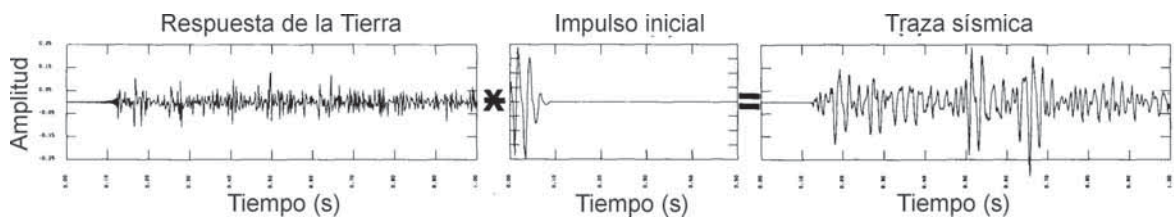


Figura 2.15: Representación de una traza sísmica o sismograma en términos de convolución de la respuesta de la Tierra con un impulso inicial.

Si pasamos al dominio frecuencial con una transformada de Fourier (Fig. 2.16) podemos constatar dos cosas: Primero, que las amplitudes del espectro de la traza sísmica (sismograma) son muy similares a las amplitudes del impulso inicial (segundo y tercer panel de la Fig. 2.16), mientras que el espectro de frecuencias correspondiente

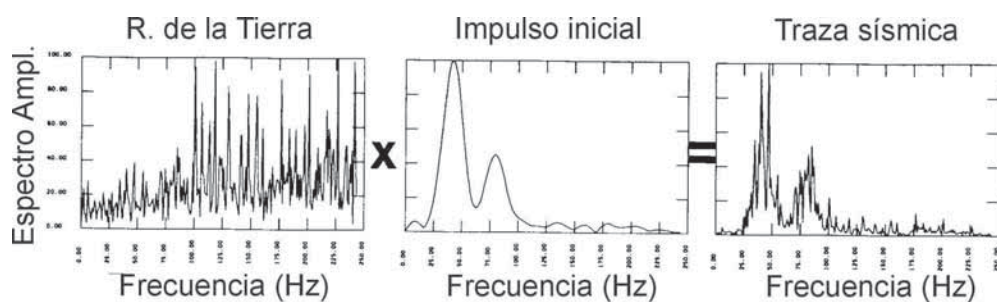


Figura 2.16: Espectro de frecuencias de la convolución de la respuesta de la Tierra con la fuente que da como resultado el sismograma. El sismograma tiene la forma de la fuente a gran escala.

a la respuesta de la Tierra es más parecido al espectro de una señal de tipo aleatorio. De hecho, generalmente se piensa que las rápidas fluctuaciones observadas en las amplitudes del sismograma (derecha de la Fig.2.16) son una manifestación de la respuesta de la tierra al impulso (izquierda de la Fig.2.16), mientras que la forma básica del sismograma se debe a la forma del impulso inicial (centro). En segundo lugar, que si efectuamos la autocorrelación de los tres paneles, entendiendo la autocorrelación como el producto de convolución de una señal por ella misma (Fig. 2.17) se observa que la autocorrelación del sismograma es prácticamente igual a la de la fuente (o impulso inicial de los cañones) -derecha y centro de la Fig. 2.17- allí donde la segunda no es cero. Matemáticamente, la similitud entre las dos autocorrelaciones (sismograma y fuente) sugiere que la respuesta de la Tierra tiene una autocorrelación que es más pequeña en todo el tiempo excepto en el primer cero, o lo que es lo mismo, se puede asemejar a una delta de Dirac en el origen.

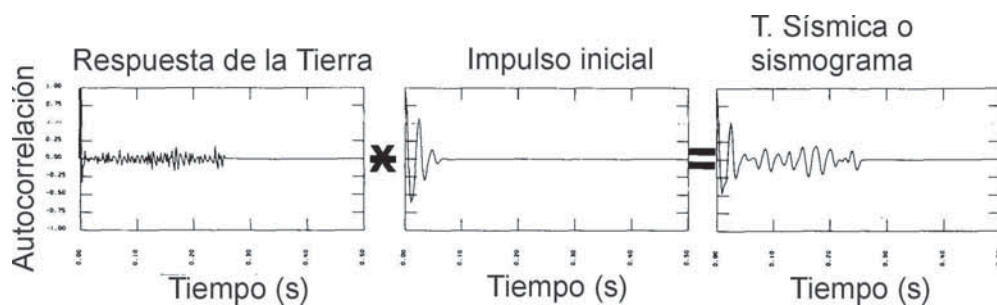


Figura 2.17: Funciones de autocorrelación de la convolución. El sismograma tiene el primer pico de la respuesta de la Tierra y el resto de la fuente.

En resumen, el sismograma tiene las características de la fuente ya que sus autocorrelaciones y sus espectros de amplitudes son similares, exceptuando el primer pico que lo consideraremos como el efecto de la respuesta de la Tierra.

Estos dos hechos son la base de la deconvolución estadística, ya que resuelve el problema del desconocimiento de $w(t)$ al establecer las bases para la hipótesis de que la reflectividad es un proceso aleatorio. Esta hipótesis implica que el sismograma tiene las características de la fuente, es decir, su autocorrelación y espectro de amplitudes, o en otras palabras, que podemos estimar la señal producida por la fuente (desconocida a priori) a partir del sismograma.

Así, en la práctica, se realiza la autocorrelación del sismograma obtenido en nuestro experimento y definiremos un primer intervalo temporal (desde el cero hasta el primer pico incluido) que asociaremos a la respuesta de la Tierra y que no debe ser modificado, y un segundo intervalo correspondiente al efecto del impulso inicial que igualaremos a cero para corregir el efecto de la fuente. Al primer intervalo se le llama distancia de predicción o retraso (*lag*) y al segundo, longitud del operador. Un operador de longitud n y retraso α desvanecerá la energía predecible cuyo periodo esté entre α y $\alpha+n$ unidades de tiempo, de forma que la función de autocorrelación de la salida de dicho operador tenderá a cero entre α y $\alpha+n$ (eliminando el factor fuente). Un ejemplo de la aplicación de esta técnica de deconvolución predictiva es la Fig. 2.18.

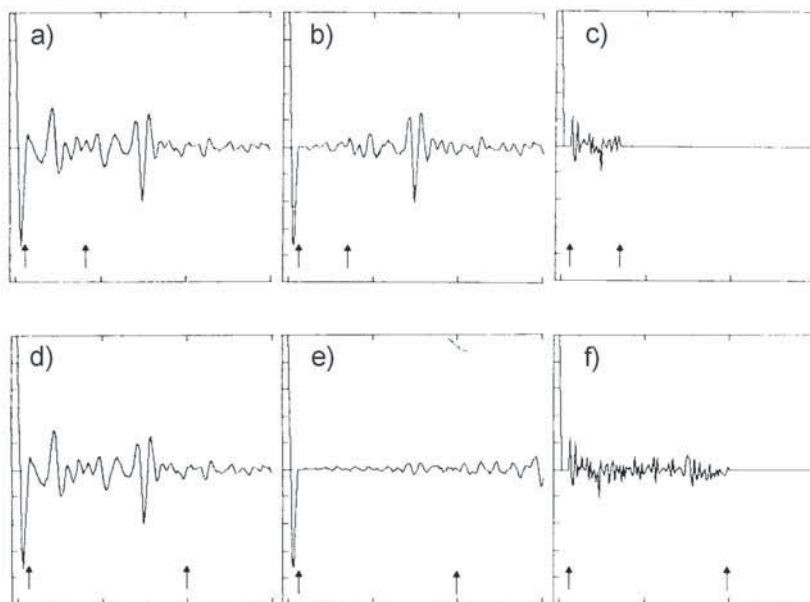


Figura 2.18: Dos ejemplos de deconvolución predictiva. La primera de las flechas indica α y la segunda $\alpha+n$. En a) y d) tenemos la autocorrelación inicial para una traza cualquiera. En b) y e) el resultado de anular la señal entre las dos flechas

(filtrar). *c*) y *f*) son los filtros necesarios para la eliminación. El ejemplo superior eliminaría únicamente la primera llegada, mientras que el inferior podría servir para la primera llegada más un múltiplo (modificada de Hatton y otros, 1988).

2.3.8 Migración

La migración corrige reflectores inclinados hacia su verdadera posición y colapsa difracciones, dando como resultado una mayor definición como es en el caso de planos de fallas. Puede darse el caso de un reflector inclinado que aparezca desplazado de su localización real, de superficies cóncavas como convexas o incluso de tamaños diferentes (Fig. 2.19). No es necesario la existencia de grandes estructuras complejas para garantizar la utilización de la migración de una sección sumada, sino que se puede aplicar simplemente para eliminar interrupciones en la continuidad de un reflector debido a difracciones. En este sentido, migrado sería sinónimo de “correctamente posicionado” (Hatton, 1988), o mejor dicho, “reposicionado”, ya que para posicionarlo exactamente se debería conocer $v(x,y,z)$ en todos los puntos de nuestra sección sísmica, cosa realmente absurda puesto que si se llegase a conocer $v(x,y,z)$ en todos los puntos el problema de la sísmica ya estaría resuelto de entrada.

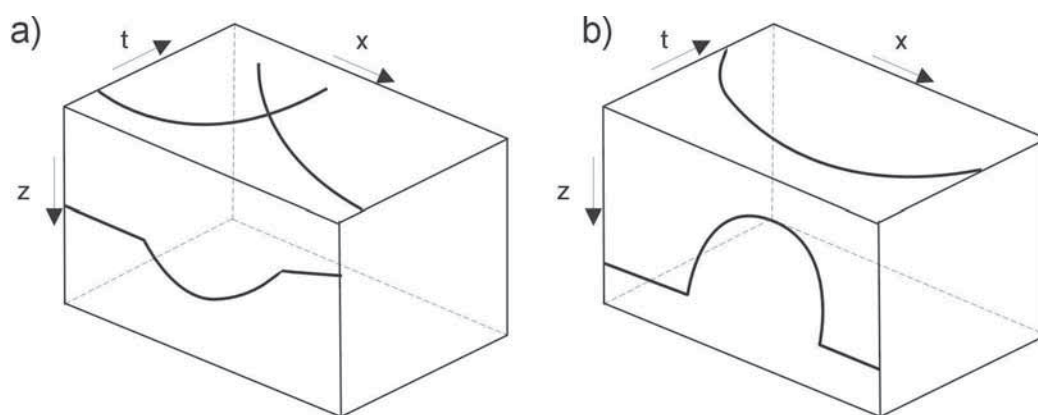


Figura 2.19: Registro de tipo a) “bow tie” obtenido en la superficie de la tierra (plano $x-t$) originado por un sinclinal en el plano $x-z$ y b) respuesta mayor en el plano $x-t$ de un elemento menor en el $x-z$ (modificadas de Stolt y otros, 1986).

Los datos registrados en sismica pertenecen al plano $x-t$, mientras que la sección geológica se puede describir como función de x y de z . Para un modelo unidimensional de Tierra con velocidad constante (v) puede pasarse de una a otra simplemente con la transformación $t=2z/v$, con t el tiempo doble de recorrido pero para un modelo de velocidad que varía lateralmente no existe una relación biunívoca entre t y z . La migración en 2-D es un proceso matemático por el que, a partir de una superficie bidimensional ($x,t,z=0$) se cartografía la superficie ($x,t=0,z$) como se ve en la Fig. 2.20

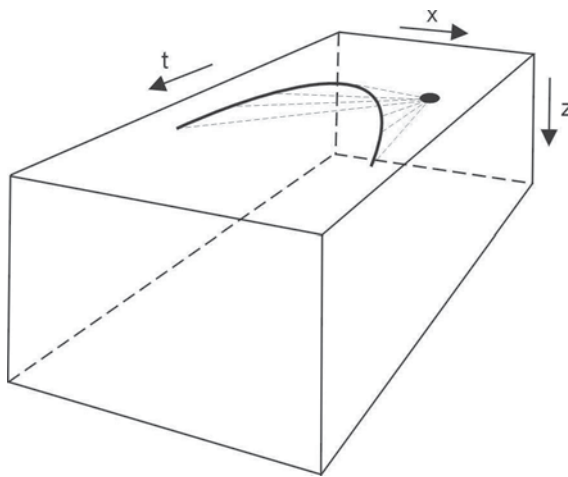


Figura 2.20: Ejemplo de funcionamiento de la migración para una fuente puntual en la tierra (plano $x-z$). El proceso de migración cartografía la respuesta hiperbólica registrada en la superficie (plano $x-t$) de vuelta al plano $x-z$. (Fig. modificada de Stolt y otros, 1986).

Las razones por las que se migran las secciones sísmicas son muchas. Se pueden enumerar las más importantes:

1. La migración muestra los reflectores con pendientes en su verdadera posición.
2. Puede eliminar efectos de la curvatura del reflector.
3. Puede colapsar y focalizar difracciones provenientes de fallas y otras discontinuidades.

4. La migración en profundidad puede eliminar distorsiones debido a variaciones laterales de la velocidad.
5. Mejora la continuidad, coherencia y resolución de los reflectores.
6. Recupera la estratigrafía colapsando difracciones y delineando fallas.

El objetivo de la migración es obtener una sección sumada que representa una sección geológica en la misma dirección de la línea sísmica. Idealmente, querríamos tener una sección en profundidad de la sección. Sin embargo, la sección migrada es comúnmente mostrada en tiempo doble de recorrido. Una de las razones es la falta de control de las velocidades en sísmica para realizar una buena conversión de tiempo a profundidad. Otra razón es que a la hora de interpretar se prefiere muchas veces tener tanto la sección *stackada* como la migrada en doble tiempo para compararlas. El proceso de migración que produce una sección en doble tiempo de recorrido se llama *time migration*.

Cuando los gradientes laterales de velocidad son muy altos la migración temporal no produce un buen resultado en la imagen final ya que se obtienen sobremigraciones, lo que gráficamente serían reflectores en forma de \cup . Debemos aplicar entonces la migración en profundidad o *depth migration*. El típico caso para la migración en profundidad sería el de diapiros de sales, topografía irregular del suelo oceánico, etc., casos en los que el carácter de las estructuras es tridimensional. En realidad, una sección sísmica es la respuesta de una superficie 3-D en un plano 2-D. De hecho, un análisis 2-D no debería ser válido para este tipo de estructuras.

El resultado final de las operaciones de procesado descritas anteriormente a la migración es, normalmente, una sección temporal sísmica a *zero-offset* como ya se vio en el apartado 2.3.6 de las correcciones dinámicas. Es decir, se asume que una traza resultante de un CDP stack es equivalente a la señal que sería registrada en un hipotético experimento en el cual emisor y receptor están precisamente en la misma posición (de aquí, *zero-offset*). Esto es lo que se llama “Exploding Reflector Model” o modelo ERM. La traza es dibujada verticalmente en la sección y entonces inevitablemente cualquier evento reflejado aparecerá verticalmente bajo la posición

fuente-receptor a pesar de la verdadera posición de la interfase. Cuando una sección sísmica es migrada, se usa una teoría de migración aplicable a este tipo de datos registrados con una fuente y un receptor coincidentes (zero-offset), o lo que es lo mismo, aproximamos la sección de *stack* a su sección equivalente de offset nulo.

Para obtener secciones sísmicas de offset nulo podemos pensar en dos esquemas de registro diferentes. Uno, sería mediante una pareja fuente-receptor que se desplazara a lo largo de la línea manteniendo una distancia nula entre ellos a lo largo de todo el experimento, algo que no es rentable en la práctica. Otro esquema que produciría una sección de offset nulo sería imaginando las fuentes emisoras colocadas sobre los reflectores y los receptores situados en las posiciones de cada CDP de la línea. Si las fuentes explotasen al unísono emitiendo ondas que viajaran hacia la superficie, la sección registrada que resultase de este modelo de reflectores explosivos (EMR) sería bastante equivalente a la de offset nulo (b y d de la Fig. 2.21). Decimos que sería “bastante equivalente” porque coincidiría exactamente en el caso de velocidades constantes en cada una de las capas pero no en otro caso. De acuerdo con lo expuesto y con la Fig. 2.19, en la que en la parte de arriba se expone un *stack* típico tras la corrección dinámica en la que las trazas se han convertido a distancia cero entre emisor y receptor, y en la parte inferior el funcionamiento de un modelo EMR se puede observar que el resultado conceptualmente es el mismo siempre y cuando las velocidades no tengan variaciones laterales fuertes (Kjartansson y Rocca, 1979) ya que los rayos entonces viajarían a través de estas variaciones dando otros tiempos de recorrido, o lo que es lo mismo, el reflector en otra posición.

La principal diferencia entre la sección de *offset* nulo y la obtenida con el modelo ERM es que mientras la primera está registrada en tiempo doble de recorrido (de la fuente al reflector y de éste al receptor), la segunda está registrada con un solo tiempo de recorrido (del reflector-fuente al receptor). Para hacer dos secciones compatibles podemos imaginar que la velocidad de propagación del medio es la mitad de la real. La importancia de los modelos ERM radica en el uso de un solo recorrido, ya que matemáticamente significa el proceso de la migración a la mitad.

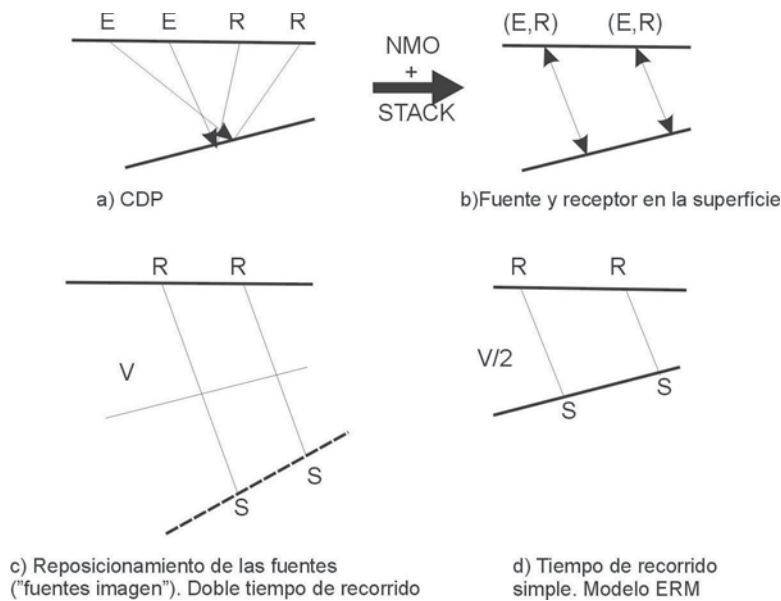


Figura 2.21: Esquema sobre el funcionamiento del model ERM (figura modificada de Stolt y otros, 1986): 1. Reposicionamiento de reflectores por fuentes; 2. explosión a $t=0$; 3. Mitad de velocidad de las rocas (o la mitad del tiempo de recorrido observado).

Los principios matemáticos en los que se basa la migración son:

El *principio de Clearbout*, según el cual existen reflectores en puntos del interior de la Tierra en los que una onda que viaja hacia la superficie coincide en el tiempo con la primera llegada de una onda que viaje desde la superficie. Este principio nos lleva a algoritmos en los que se extrapolan, hasta los puntos de interés, tanto el campo de ondas emitido por las fuentes como el registrado por los receptores para obtener un coeficiente de reflexión mediante la correlación de ambos.

El *principio geométrico*, que es en el que se basaban los primeros algoritmos, según el cual los datos sísmicos normalmente forman una imagen discernible del subsuelo incluso antes del proceso de migración. Esta imagen, aunque distorsionada geoméricamente, es predecible por la teoría de rayos.

El *principio de causalidad*. Para entender mejor este concepto imaginemos una fuente emisora enterrada en el subsuelo junto a un receptor, justo encima de un receptor. En este caso, la reflexión aparecería en el registro sísmico para un tiempo muy temprano. De hecho, podríamos medir la reflectividad en cualquier punto situando una pareja fuente-receptor justo encima de éste y registrando para un corto periodo de tiempo, eliminando así las contribuciones de otros reflectores. Dado un experimento sísmico completo, en el que para cada disparo disponemos de muchos receptores y para cada receptor de muchas fuentes, tanto las coordenadas de las fuentes como las de los receptores pueden ser extrapoladas hacia el interior de la Tierra. Para los receptores es idéntico al concepto de Clearbout. Para las fuentes es la disposición de éstas, no la onda, la que se extrapola. Una vez que tanto la fuente emisora como el receptor están situados sobre el punto de interés, la reflectividad viene determinada por el campo de ondas a tiempo cero.

A partir de aquí y tomando como inicio la ecuación de ondas (ec.2.27) y la ecuación del campo de ondas sísmicas registrado en la superficie de la Tierra $P(x,y,0,t)$, la migración calcula la posición e intensidad de los diferentes reflectores.

$$\frac{\partial^2 P}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 P}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 P}{\partial z^2} = \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2 P}{\partial t^2} \quad (2.27)$$

donde $P(x,y,z)$ es el campo de presión en función de las coordenadas cartesianas:

x, la dirección del perfil

y, la dirección perpendicular

z, la profundidad

t, el tiempo

v, la velocidad de propagación de las ondas compresivas

Hay múltiples maneras de realizar la migración de los datos sísmicos distinguiéndose tres métodos principales: *integrales*, *diferenciales* y *transformantes*.

Los *métodos integrales*, como el método integral de Kirchhoff usado en algunos perfiles, cartografían los datos en la imagen migrada y calculan curvas de tiempo de recorrido características de los puntos de difracción a través de las hipérbolas. Permite obtener profundidades reales de los distintos reflectores como salida además de ser capaz de acomodar variaciones laterales de velocidad.

Los *métodos diferenciales* utilizan soluciones por diferencias finitas de la ecuación de ondas para estimar, de manera discretizada, el campo de ondas a profundidades cada vez mayores a través de una serie de pasos. Permite trabajar en muchos dominios como los espacios f-x, k-t, etc.

Los *métodos transformantes* cartografían los datos sísmicos en otros espacios diferentes al x-t, donde el problema de la migración es más simple, utilizando la transformada de Fourier y trabajando en el espacio f-k. Son métodos muy eficientes pero el hecho de que las transformaciones sean operadores globales hace que tanto las variaciones locales de velocidad, como el ruido, sean difíciles de acomodar.

Por último señalar que el proceso de la migración se efectúa en dos partes: extrapolación y visualización (o *imaging*). En la extrapolación se reconstruye el campo de ondas en profundidad a partir de los datos registrados en superficie. En la visualización se utiliza algunos de los algoritmos y/o los principios antes descritos para estimar la intensidad de las reflexiones de los datos extrapolados. Los métodos diferenciales extrapolan primero y visualizan después, mientras que los transformantes e integrales lo hacen todo en una sola operación.

2.3.9 Parámetros utilizados

Los distintos parámetros utilizados para la obtención de las secciones de stack y migración de los perfiles 201, 202, 203, 204 y 205 se muestran en la Tabla II-I. Para las distintas secciones del perfil entre Puerto Vallarta y Los Cabos (*capítulo 9*) hemos utilizado los parámetros de la Tabla II-I hasta el stack y se ha substituido la migración Kirchhoff por una migración Stolt a velocidad constante (velocidad del agua, 1500 m/s).

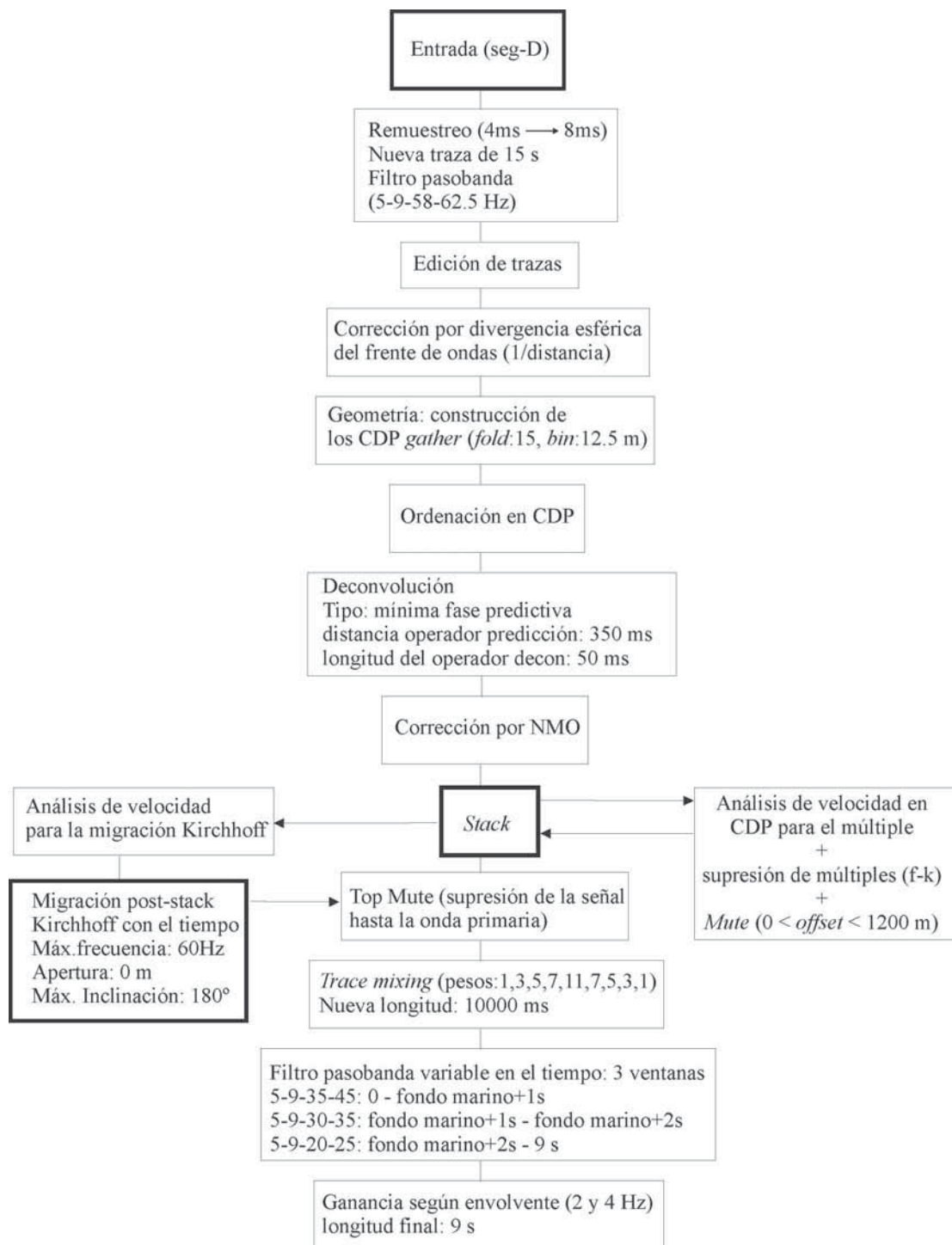


Tabla II-I: Flujo del procesado aplicado a los datos de sísmica multicanal