

# Arqueogeofísica

Una metodología interdisciplinaria  
para explorar el pasado

Ana Osella y José Luis Lanata  
Compiladores

**F H N**  
FUNDACIÓN  
DE HISTORIA NATURAL  
FÉLIX DE AZARA

 *Universidad Maimónides*

2006

## El Método Sísmico

José M. Carcione y Davide Gei

*Vedemmo per la prima volta le rovine della Grande Tebe, e sbarcammo a Luxor. Egli è assolutamente impossibile d'immaginarsi un quadro tanto imponente, senza averlo avuto sotto gli occhi, ed i più grandi modelli della nostra architettura moderna non basterebbero a farci comprendere quelle forme, quelle proporzioni, quei massi colossali. Nello avvicinarci alle rovine mi sembrava di entrare in un'antica città di giganti, i quali avevano lasciati quei templi per dare alla posterità una prova della loro esistenza. Avanzi di templi, di colonne, di sfingi, di facciate, di rovine d'architettura e di scultura senza numero ricuoprono il suolo a perdita di vista: la loro varietà infinita scorreggia il viaggiatore che ne vorrebbe descrivere l'insieme.*

Giovanni Battista Belzoni (1820)

### 5.1 Introducción

En este capítulo se describen algunos de los métodos sísmicos que se usan principalmente en exploración de hidrocarburos, minería, geotécnica, estudios ambientales y estudios de riesgo sísmico. En los últimos diez años, estas técnicas han sido utilizadas para detectar muros, cámaras, túneles y objetos arqueológicos en general. El principio físico consiste en medir el contraste de la velocidad sísmica y la densidad de los objetos con respecto al subsuelo, además de la forma geométrica. Los métodos convencionales, usados en prospección de hidrocarburos, se pueden adaptar para fines arqueológicos con menor costo y personal; se usan fuentes de menor potencia y el número de canales (receptores) es generalmente menor de cuarenta. Por ejemplo, un experimento sísmico típico para ubicar tumbas someras consiste en un tendido de 10 geófonos de tres componentes plantados con una separación de 1 m. Si se utiliza un martillo como fuente, se pueden realizar "disparos" múltiples en la misma posición para aumentar la relación señal/ruido.

Entre los libros sobre prospección arqueofísica que son relevantes para el tema tratado en este capítulo se pueden citar los siguientes: Clark (1966), Heimner y De Vore (1995), Conyers y Goodman (1997), Herz y Garrison (1997), Ellis (2000), Pasquinucci y Trément (2000) y Gaffney y Gater (2003). Algunos ejemplos se pueden encontrar en las siguientes publicaciones: Owenden (1994), Tsokas *et al.* (1995), Karastathis y Papamarinopoulos (1997), Karastathis *et al.* (2001), Luke y Brady (1998), Hildebrand *et al.* (2002), Hensley (2003), Vafidis *et al.* (2003), Polymenakos *et al.* (2004), Rabbal *et al.* (2004), Metalwy *et al.* (2005) y Quinn *et al.* (2005). Los detalles de los métodos y principios físicos correspondientes son explicados en detalle en Robinson y Treitel (1980), Hatton *et al.* (1986), Hackwell (1988), Lankston (1990), Kearey y Brooks (1991), Burger (1992), Brouwer y Helbig (1998), Jones

(1999), Holroyd (2000), Mussett y Khan (2000), Carcione (2001), Costain y Goruh (2004) y Uppadhyay (2004). Los siguientes artículos recopilan información sobre los diversos métodos sísmicos: Frazier *et al.* (2000), Steeples (2000), Xia *et al.* (2004) y Shitvelman (2003a y b).

La analogía entre la propagación de campos electromagnéticos de alta frecuencia y ondas sísmicas (Carcione 1996, Carcione y Robinson 2002) permite aplicar algunos de los algoritmos de procesamiento sísmico descritos en este capítulo a la elaboración de datos registrados con el radar de superficie -*ground-penetrating radar*- (Fisher *et al.* 1992, Baradello *et al.* 2004) -ver también Capítulo 4.

A continuación se describen los tipos de fuente y receptores de ondas acústicas, y los principios físicos básicos sobre la propagación de ondas en la superficie de la Tierra. En las secciones siguientes, se presentan las técnicas principales, o sea, los métodos de reflexión y refracción, el análisis mediante ondas superficiales y las sondas acústicas.

## 5.2 Fuentes y receptores

Los experimentos sísmicos requieren una fuente artificial de ondas. Las más comunes en sismología de exploración son la dinamita y el vibrador mecánico (camiones vibroseis) en tierra, y los cañones de aire y de agua en lagos y mares. En sismología de alta resolución, se utilizan fuentes de menor potencia, como las de impacto (martillo, pistola y caída de pesos), uniboom, sparker, chirp, etc.

Los receptores son comúnmente geófonos en tierra e hidrófonos en agua. La Figura 5.1 ilustra y describe distintos tipos de fuente y receptores.

## 5.3 Ondas sísmicas

En un medio sólido como el subsuelo, existen dos tipos de ondas de volumen, P y S, compresionales y de corte, de acuerdo a su naturaleza, o primarias (P) y secundarias (S), de acuerdo al orden de arribo, que depende de la velocidad de propagación. En un medio fluido se propagan solamente ondas compresionales. Existen tres tipos de ondas de superficie/interfase. Las ondas que se propagan en la superficie de la Tierra son las llamadas ondas de Rayleigh (R) y de Love (L), y las ondas que se propagan en la interfase de dos medios sólidos (la separación de dos formaciones geológicas por ejemplo), o la interfase fluido/sólido (el fondo del océano por ejemplo) se denominan ondas de Stoneley y de Scholte, respectivamente, aunque estas últimas tienen menos utilidad que las otras como ondas de prospección.

Las ondas R se propagan sin dispersión en un semiespacio homogéneo (o sea, la velocidad es constante en función de la frecuencia) y son dispersivas si existe un estrato superficial; este es el caso más común, ya que la Tierra posee un estrato superficial meteorizado muy heterogéneo y de baja velocidad -weathering. Las ondas R se interpretan como una combinación de ondas P y S que se difractan en la superficie.

Las ondas L son siempre dispersivas y existen si hay al menos un estrato superficial de baja velocidad o si la velocidad aumenta gradualmente con la profundidad. Las ondas L son puramente de corte y corresponden a reflexiones totales múltiples en el estrato superficial. Las ondas superficiales no se propagan en un semiespacio fluido.

Cada onda esta caracterizada por su velocidad de propagación y polarización. Velocidades P y S y densidades de rocas típicas y suelos se ilustran en la Tabla 5.1.

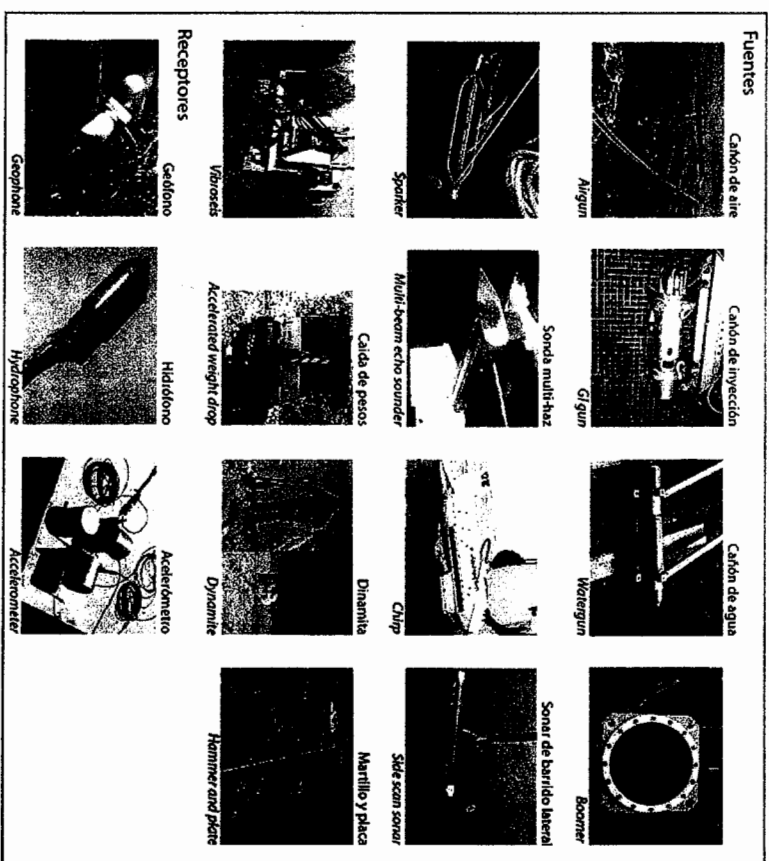


Figura 5.1. Fuentes y receptores de ondas sísmicas. Los cañones de aire generan una burbuja de aire altamente comprimida. Un pistón eucua una cámara llena de agua en los cañones de inyección y de agua.

El chorro crea un vacío en el agua circundante la cual implora, causando un pulso acústico. Ya que no se forman burbujas, el pulso provee una resolución mayor que la del cañón de aire.

En el boomer y en el sparker, las placas capacitivas altamente cargadas se descargan en el agua. Corrientes de Eddy inducidas hacen que las placas se aparten, produciendo una región de baja presión entre ellas. El agua implora dentro de esta región y genera un pulso acústico.

El sonar de barrido lateral, el chirp y la sonda multi-haz se basan en transductores para generar energía acústica. Emiten un abanico de ondas de sonido que se difractan y reflejan en el fondo marino, respectivamente. El primero realiza una "fotografía en blanco y negro" del fondo con una frecuencia de 100 a 500 kHz. El chirp obtiene una sección sísmica de alta resolución de hasta 30 m debajo del fondo con una frecuencia de 2 a 12 kHz, mientras que la sonda multi-haz relea la topografía del fondo (batimetría).

El vibroseis vertical, la caída de pesos y el golpe de martillo en una placa generan principalmente ondas P, aunque hay versiones modificadas para producir ondas S. Golpes repetidos pueden mejorar la relación señal-ruido. El funcionamiento de los receptores se basa en la transformación de energía acústica en impulsos eléctricos. Los geófonos detectan cambios en la velocidad de las partículas del terreno, mientras que los hidrófonos detectan cambios de presión en el agua (<http://buoishole.er.usgs.gov>; <http://doc.bo.smar.cnr.it>; <http://www-marinegeosolutions.com>; <http://www.cgg.mcd.edu>).

Medio	Velocidades Sísmicas		Densidad (g/cm <sup>3</sup> )	Factor de calidad Qp
	Vp (km/s)	Vs (km/s)		
Granito	4570 - 5790	2640 - 3345	2545 - 2700	40 - 250
Lutita	2130 - 4270	1230 - 2470	2100 - 2500	10 - 150
Caliza	2130 - 6100	1230 - 3520	2100 - 2735	40 - 200
Caliza (Giza)*	3000	2020	-	-
Arenisca	1830 - 3960	1060 - 2290	2025 - 2455	10 - 100
Arcilla	900 - 2740	520 - 1580	1695 - 2240	5 - 80
Arena saturada	610 - 1830	350 - 2060	1540 - 2020	5 - 80
Arena seca	450 - 920	260 - 530	1425 - 1705	5 - 80
Hielo	3810	1920	900	> 200
Agua de mar	1460 - 1530	0	1000 - 1040	> 1000
Agua dulce	1430 - 1490	0	1000	> 1000
Aire a 20 °C	343	0	1.2	-

Tabla 5.1. Velocidades sísmicas, densidad y factor de calidad de algunos medios.  
\*Datos de Barakat et al. 1975.

Además, las ondas se caracterizan por la frecuencia  $f$  y longitud de onda  $\lambda$  que se relacionan entre sí por la ecuación

$$\lambda f = v \quad (5.1)$$

donde  $v$  es la velocidad de propagación. La longitud de onda da una medida de la resolución del pulso sísmico. Esta es  $\lambda/4$ , tal que para  $f = 50$  Hz y  $v = 2$  km/s, la resolución máxima es 10 m.

Otra característica de los medios materiales es el factor de atenuación,  $\alpha$ , que se relaciona con el factor de calidad,  $Q$ , por la ecuación:

$$\alpha = \frac{\pi f}{vQ} \quad (5.2)$$

tal que una onda plana que se propaga una distancia  $x$  se atenúa un factor

$$\exp(-\alpha x) \quad (5.3)$$

Por ejemplo, si  $f = 1$  kHz,  $v = 2$  km/s y  $Q = 20$ , el factor es 0.46 para 10 m de propagación. Valores de  $Q$  para las ondas P se listan en la Tabla 5.1.

La polarización indica cómo se mueve el terreno cuando pasa la onda; por ejemplo, la polarización de las ondas P coincide con la dirección de propagación. En cambio, la polarización de las ondas S es perpendicular a la dirección de propagación. En sismología, se utiliza la aproximación de la óptica geométrica que describe el trayecto de las ondas por medio de rayos. La Figura 5.2 ilustra la naturaleza de los distintos tipos de ondas que se utilizan en el método sísmico. Las curvas de tiempo de arribo en función de la distancia fuente-receptor *-offset-* permiten identificar las ondas. Algunas de ellas se pueden observar en el sismograma.

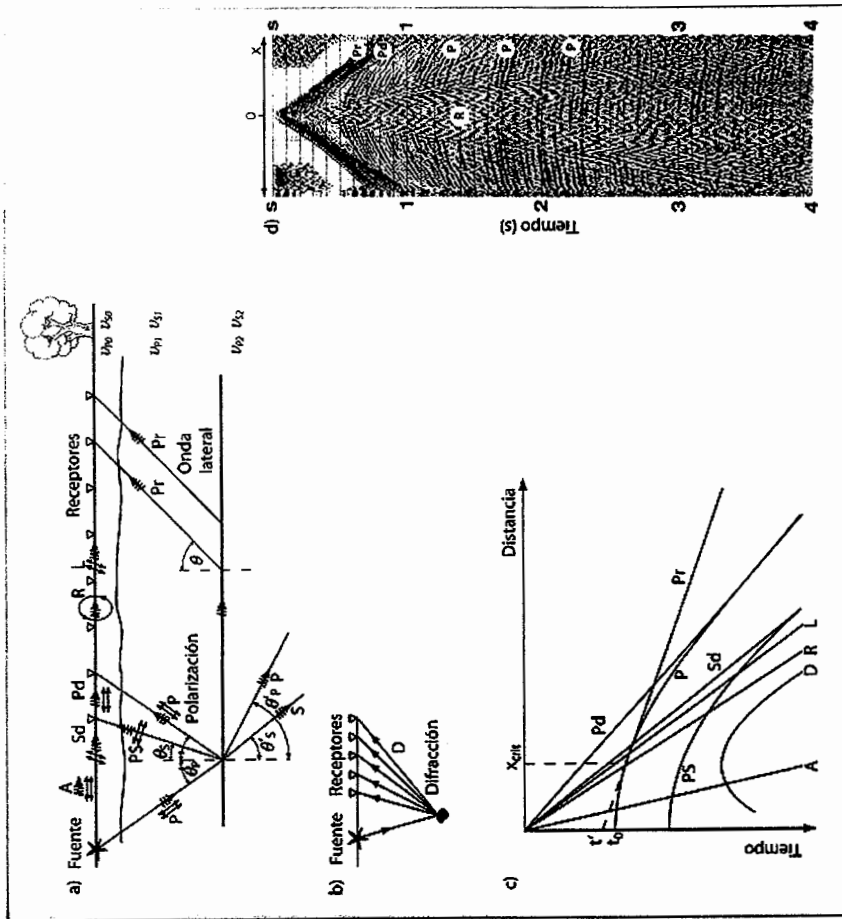


Figura 5.2: Naturaleza de los distintos tipos de onda (a y b), curvas de tiempo de arribo para una onda P generada por la fuente en función de la distancia fuente-receptor (c) y sismograma real (d).

El símbolo  $v$  indica las velocidades de propagación.

La onda A se propaga por el aire con la velocidad del sonido, mientras que las ondas Pd y Sd son ondas de volumen que viajan directamente desde la fuente a los receptores en el medio sólido superior. La onda lateral u onda P refractada (Pr) se propaga en la interfase con la velocidad P del medio inferior y es la onda utilizada en el método de refracción.

La onda D es difractada por un objeto cuya dimensión es mucho menor que la longitud de onda del pulso. En la interfase, parte de la energía de la onda P incidente se convierte en ondas S reflejadas y transmitidas.

Las ondas superficiales de Rayleigh y de Love se indican con R y L, respectivamente. La polarización de las ondas R es elíptica y retrógrada, mientras que aquella de las ondas L es horizontal y perpendicular a la dirección de propagación.

La velocidad de las ondas R es ligeramente inferior a la de la onda S para medios consolidados, mientras que la velocidad de las ondas L está entre la velocidad de las ondas S del estrato superficial y las velocidades correspondientes a los estratos inferiores.

Los ángulos con que las ondas se reflejan y transmiten en una interfase obedecen la ley de Snell. Si  $\theta_p$  es el ángulo de incidencia, los otros ángulos indicados en la Figura 5.2 satisfacen

$$\frac{\sin \theta_p}{V_{p1}} = \frac{\sin \theta_s}{V_{s1}} = \frac{\sin \theta_p}{V_{p2}} = \frac{\sin \theta_s}{V_{s2}} \quad (5.4)$$

En un medio isotrópico, el ángulo de reflexión de la onda P es igual al ángulo de incidencia.

Finalmente, es importante cómo la energía de las ondas reflejada y transmitida depende del ángulo de incidencia. Por ejemplo, los coeficientes de reflexión y transmisión para incidencia perpendicular son

$$R = \frac{\rho_2 V_{p2} - \rho_1 V_{p1}}{\rho_2 V_{p2} + \rho_1 V_{p1}} \quad y \quad T = \frac{2 \rho_1 V_{p1}}{\rho_2 V_{p2} + \rho_1 V_{p1}} \quad (5.5)$$

donde  $\rho$  indica la densidad. La Figura 5.3 ilustra el coeficiente de reflexión de las ondas P y S en función del ángulo de incidencia  $\theta_p$ . En general, el coeficiente de reflexión se puede escribir como  $R = |R_{exp}(i\phi)|$ , donde  $\phi$  es el ángulo de fase e  $i = \sqrt{-1}$ .

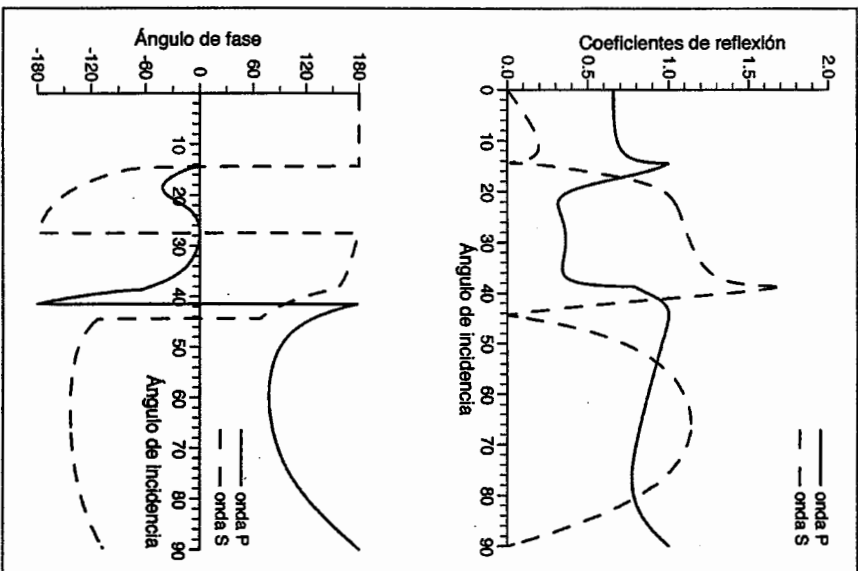


Figura 5.3: Valor absoluto de los coeficientes de reflexión de las ondas P y S y respectivos ángulos de fase en función del ángulo de incidencia para una onda P incidente en una interfase plana. Los valores de las velocidades y densidades de los medios superior e inferior son:  $V_{p1} = 0.5 \text{ km/s}$ ,  $V_{s1} = 0.05 \text{ km/s}$ ,  $\rho_1 = 1.9 \text{ g/cm}^3$ ,  $V_{p2} = 2 \text{ km/s}$ ,  $V_{s2} = 0.8 \text{ km/s}$ ,  $\rho_2 = 2.3 \text{ g/cm}^3$ .

El método sísmico consiste en tres pasos principales: adquisición de los datos, elaboración o procesamiento de los datos e interpretación. A diferencia de la exploración de hidrocarburos, estos tres pasos son realizados por los mismos investigadores en sismología de alta resolución.

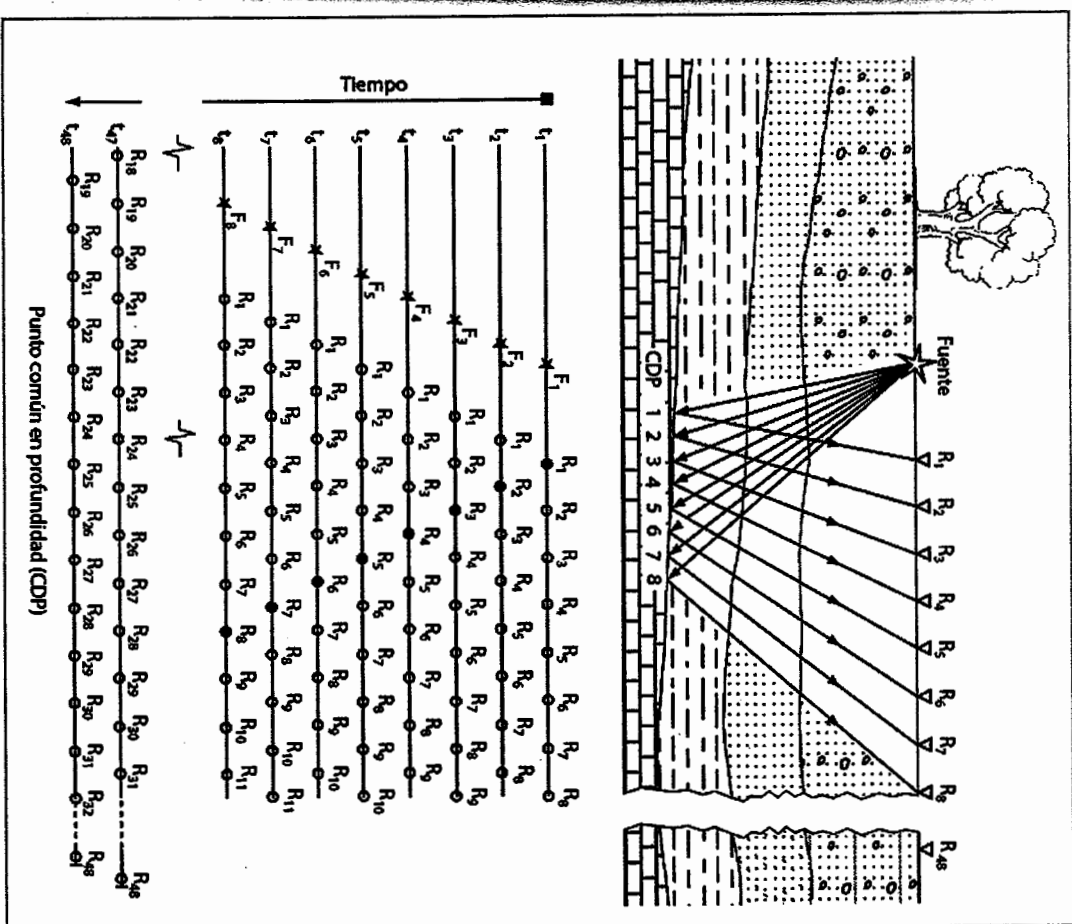


Figura 5.4: Experimento sísmico de reflexión con cobertura múltiple. Esto significa que cada punto de la interfase reflectora en el subsuelo es "iluminado" por varios rayos que corresponden a distintas fuentes y receptores. El objetivo es aumentar la relación señal/ruido. El punto común medio o CMP -common mid-point- se define en la superficie como el punto medio entre la fuente y el receptor, mientras que el punto común en profundidad o CDP -common depth-point- está ubicado en la interfase. El CMP y el CDP coinciden para interfaces horizontales.

5.4 Sismología de reflexión

El experimento con cobertura múltiple

El experimento sísmico de reflexión es ilustrado en el diagrama superior de la Figura 5.4. Se realizan varios experimentos cambiando la posición de la fuente y el tendido de receptores una distancia constante. Los eventos de reflexión se pueden aproximar con una hipérbola que relaciona el tiempo de arriba  $t$  y la distancia fuente-receptor  $x$ :

$$t^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{v^2} \quad t_0 = \frac{2z}{v} \quad (5.6)$$

donde  $z$  es la distancia vertical de la interfase a la superficie y  $v$  es la velocidad del pulso. El tiempo  $t_0$  es entonces el tiempo de ida y vuelta para un fuente y un receptor situados en el mismo punto en la superficie. Esta curva es exacta para un único medio homogéneo y una interfase horizontal. Para  $n$  estratos y offsets cercanos, el tiempo correspondiente a la interfase  $n$  se obtiene de la ecuación (5.6) reemplazando  $v$  por la velocidad cuadrática media

$$v_{RMS} = \sqrt{\frac{\sum v_i^2 t_i}{\sum t_i}}$$

donde  $v_i$  es la velocidad del estrato  $i$  y  $t_i$  es el tiempo de tránsito vertical en el estrato  $i$ .

El procesamiento típico se ilustra en la Figura 5.5. Los datos son registrados en formato multiplexado, es decir, las muestras sucesivas corresponden al pulso en todos los canales-receptores- al mismo tiempo de arriba. Para ordenar las muestras y definir las trazas sísmicas se realiza entonces el demultiplexado. Los procesos sucesivos incluyen eliminación de las ondas L, R, A y Pt, y la recuperación de la amplitud por los efectos de atenuación anelástica y divergencia esférica del frente de onda. A continuación se describen las etapas restantes del procesamiento de datos.

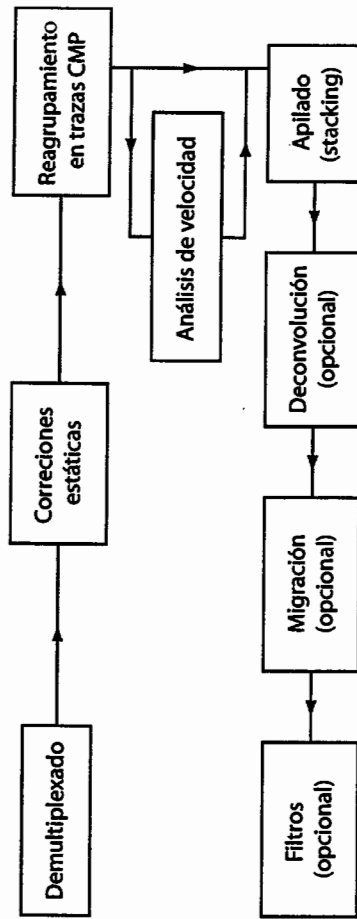


Figura 5.5: Diagrama de flujo del procesamiento sísmico de reflexión.

Correcciones estáticas

En sismología de exploración, principalmente, se corrigen las trazas con un corrimiento temporal que corresponde al tiempo de tránsito en el estrato superficial (meteorizado) y a las diferencias topográficas. El problema con el estrato meteorizado, que tiene un espesor entre algunos metros y decenas de metros, es su velocidad extremadamente baja y variable. Esto causa retardos de tiempo muy variables que deterioran la coherencia de los eventos cuasi-hiperbólicos correspondientes a las reflexiones. Para calcular estos retardos es necesario obtener las velocidades en cada punto receptor. Esto se hace con el método de refracción que se describe en la sección 5.5. Una vez obtenidas las velocidades, el tiempo cero de las trazas sísmicas se hacen correspondientes a un plano ideal de referencia debajo del estrato meteorizado, donde se supone que las fuentes y los receptores están virtualmente ubicados.

Punto común medio

La Figura 5.4 ilustra el concepto de punto común medio -CMP o *common midpoint*. Cada punto de la interfase reflectora en el subsuelo es "iluminado" por varios rayos que corresponden a distintas fuentes - "disparos" - y receptores. El objetivo es aumentar la relación señal/ruido. Las trazas sísmicas que corresponden al mismo CMP se reagrupan para constituir el "CMP gather", como se muestra en la Figura 5.6a.

La cobertura esta dada por la ecuación:

$$\text{cobertura} = \frac{0,5 \text{ número de receptores } \times \text{ distancia entre receptores}}{\text{ distancia entre disparos sucesivos}} \quad (5.7)$$

Por ejemplo, si la distancia entre disparos es 2 veces la distancia entre receptores y el número de receptores es 24, la cobertura es 6, o sea, cada punto de la interfase reflectora en el subsuelo es "iluminado" por 6 rayos. La relación señal/ruido aumenta un factor, mientras que para  $n$  rayos la relación señal/ruido aumenta un factor  $\sqrt{n}$ .

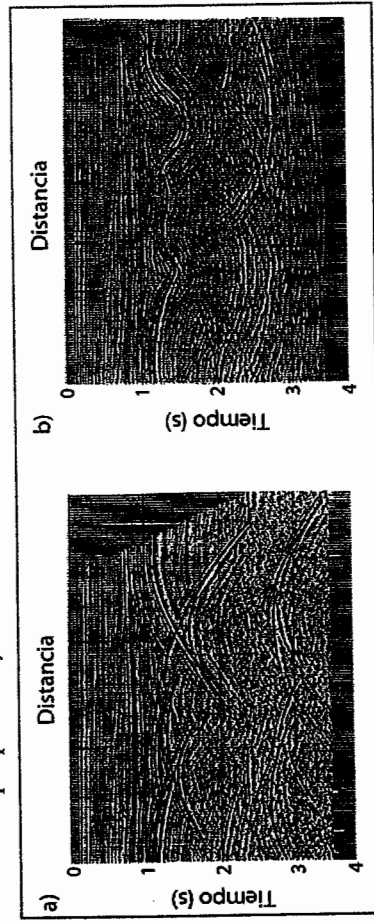


Figura 5.7: Sección sísmica no migrada (a) y sección migrada correspondiente (b).

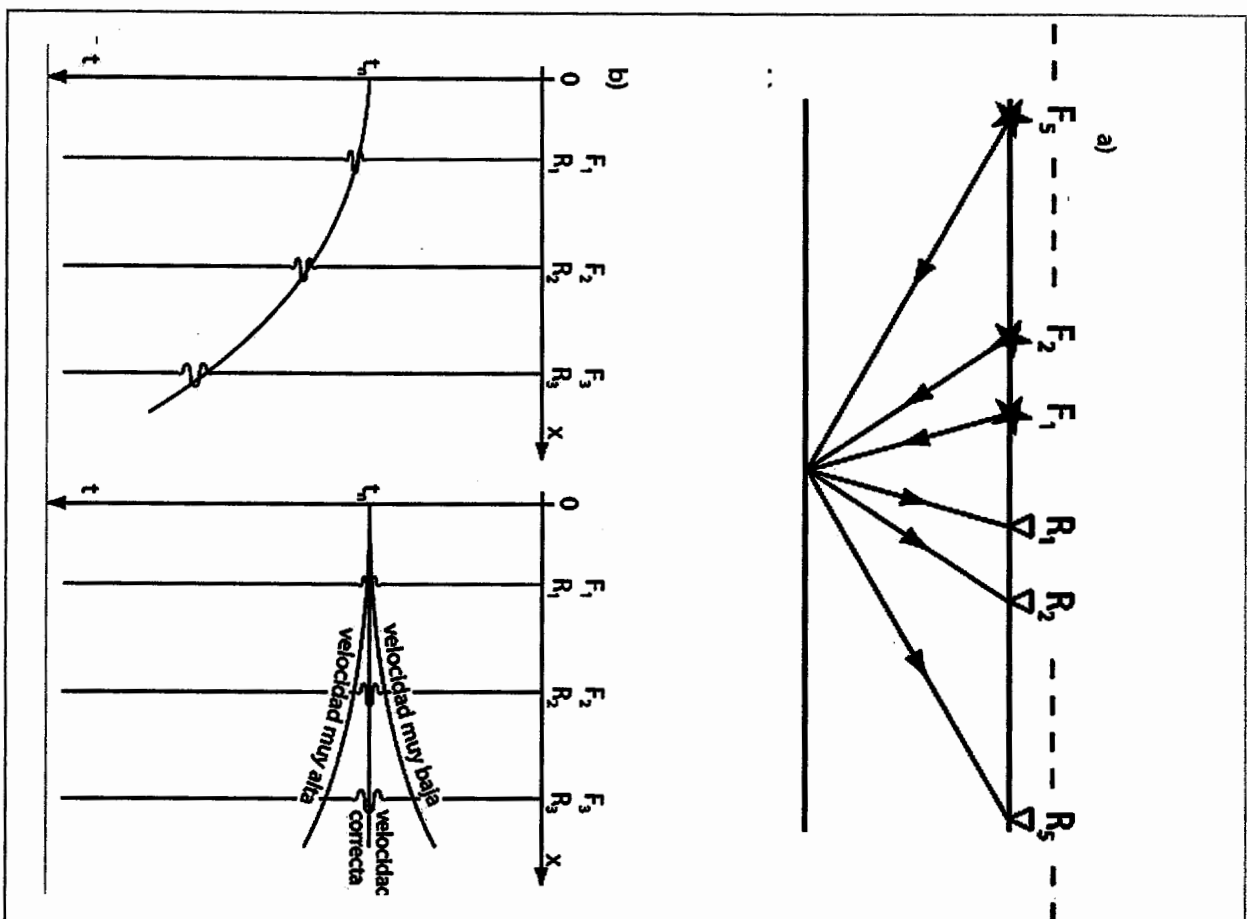


Figura 5.6: CMP gather (a) y corrección normal (b). Las trazas sísmicas que corresponden al mismo CMP se reagrupan para constituir el "CMP gather", de acuerdo a la selección que se muestra en la Figura 5.4. La hipérbola se transforma en una recta si se usa la velocidad correcta. Para cada  $x_i$  se resta el tiempo  $\sqrt{V_0^2 + x_i^2} / V_{NMO} - V_0$  -ver ecuación (5.6).

### Análisis de velocidad y corrección normal

Para cada CMP gather y cada muestra de las trazas, se realiza el análisis de velocidad, que consiste en encontrar la velocidad  $V_{NMO} \cong V_{NMS}$  que posiciona los eventos de reflexión de la quasi-hipérbola a lo largo de una línea horizontal -corrección normal o *normal move-out* (NMO). Esto se ilustra en la Figura 5.6b y es un proceso que se puede hacer manualmente o automáticamente, usando criterios de máxima coherencia al sumar las muestras en un ventana temporal a lo largo de la dirección horizontal.

Para un modelo de varios estratos geológicos horizontales, las velocidades que se obtienen del análisis se pueden aproximar con la velocidad cuadrática media, de la cual se pueden obtener las velocidades de cada estrato usando la fórmula de Dix -ver ecuación (5.8).

### Sección aplada

Una vez obtenidos los CMP gathers corregidos, se suman las trazas y se construye la sección aplada. El proceso de aplamamiento -o *stacking*- simula un experimento ideal donde la posición de la fuente coincide con la del receptor -*offset* cero. El aplamamiento favorece las reflexiones primarias, y debilita las reflexiones múltiples y difracciones. La Figura 5.7a muestra una sección aplada donde se puede apreciar la respuesta sísmica de un sinclinal.

Sin embargo, la sección aplada no constituye una imagen correcta de las interfaces presentes en el subsuelo. En primer lugar, si las interfaces son buzantes, las trazas de un CMP gather no iluminan el mismo punto en la interfase. Esto produce una pérdida de coherencia en la sección aplada. Además, el punto reflector de la interfase no estará debajo del CMP, sino que corresponderá a otra posición lateralmente desplazada, que dependerá del ángulo de buzamiento. El algoritmo para posicionar correctamente las interfaces se denomina migración.

### Sección offset-común

Cuando el buzamiento de las interfaces es muy marcado o cuando la interfase es muy irregular, el aplamamiento produce pérdida y suavizado de la respuesta sísmica, debido en mayor medida a que la corrección normal -NMO- distorsiona el pulso para ángulos grandes de incidencia -*offsets* grandes- -estiramiento NMO. En este caso, es conveniente visualizar la sección sísmica usando trazas que tienen la misma separación fuente-receptor -*offset* común o *common-offset*- (Hunter *et al.* 1984). Se pueden visualizar secciones con trazas cercanas o trazas lejanas con *offset* común, que contienen información distinta de los reflectores, de acuerdo al coeficiente de reflexión, que cambia con el ángulo de incidencia.

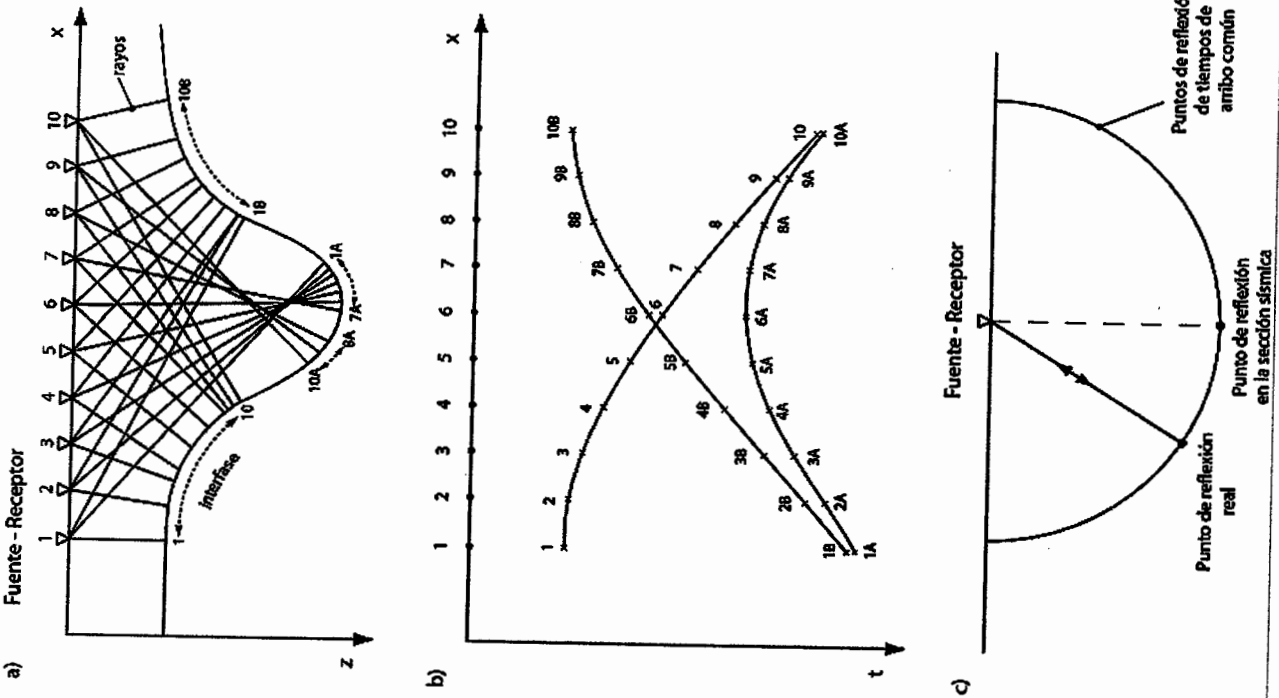


Figura 5.8: Modelo geológico (a), sección sísmica no migrada (b) y proceso de migración (c). El punto de reflexión en la sección sísmica se reposiciona en el punto de reflexión correcto (real).

**Migración sísmica**

El proceso de migración reposiciona los eventos sísmicos en su posición correcta, tanto verticalmente como lateralmente. El problema se ilustra en la Figura 5.8. El sinclinal (a) tiene la respuesta (b) en la sección apilada no migrada. La migración reposiciona el evento como se muestra en (c).

El algoritmo requiere el conocimiento de las velocidades, que se pueden obtener del análisis de velocidad con la fórmula de Dix:

$$v_n = \sqrt{\frac{v_{\text{OBS}}^2 t_n - v_{\text{OBS}}^2 t_{n-1}}{t_n - t_{n-1}}} \tag{5.8}$$

donde  $v_n$  es la velocidad correspondiente al intervalo  $n$ , y  $t_n$  es el tiempo de arribo al reflector  $n$ .

Otra alternativa es obtener las velocidades usando la tomografía sísmica, si se desea más resolución (ver la próxima sección). La migración puede ser temporal o en profundidad.

En el primer caso, la sección aún tiene la variable temporal como dimensión vertical; en el segundo caso, la sección es convertida totalmente al dominio espacial.

Las Figura 5.7a y 5.7b muestran la misma sección no migrada y migrada. La geometría del sinclinal ha sido recuperada posicionando los eventos sísmicos correctamente.

**Tomografía sísmica**

El método tomográfico usa la teoría de rayos y un algoritmo de minimización para calcular las velocidades de las ondas que se propagan en el subsuelo (cuadrados mínimos, por ejemplo). En primer lugar, la región de interés se divide en celdas don- de la velocidad es constante. El tiempo fuente/receptor del rayo  $k$  es entonces

$$t_k = \sum_j \frac{\Delta x_j}{v_j} \tag{5.9}$$

donde  $\Delta x_j$  es la distancia que el rayo viaja dentro de la celda  $j$ , y  $v_j$  es la velocidad en la celda  $j$ . El algoritmo de minimización calcula las velocidades de cada celda minimizando simultáneamente las diferencias  $\Delta t_k = t_k^{\text{OBS}} - t_k^{\text{CALC}}$ , donde  $t_k^{\text{OBS}}$  es el tiempo que se obtiene del sismograma real y  $t_k^{\text{CALC}}$  es el tiempo calculado con el modelo de rayos.

**5.5 Sismología de refracción**

El método sísmico de refracción se basa en la interpretación de la onda refractada Pr-ver Figura 5.2-, y requiere que la velocidad aumente con la profundidad, ya que esta es la condición para la existencia del ángulo crítico  $\theta$ .

Con referencia a la Figura 5.9, se puede demostrar que el tiempo del rayo refractado esta dado por

$$t_d = \frac{x}{v_d} + t_u = t_u + \frac{x}{v_u} \tag{5.10}$$



donde  $t_d$  y  $t_u$  se refieren a los tiempos desde A a D y desde D a A, respectivamente, que corresponden a dos experimentos recíprocos. Las velocidades aparentes, indicadas en la Figura 5.9 son :

$$v_d = \frac{v_1}{\sin(\theta + \gamma)} \quad \text{y} \quad v_u = \frac{v_1}{\sin(\theta - \gamma)} \tag{5.11}$$

y los tiempos de intersección son:

$$t_i = \frac{2z \cos \theta}{v_1} \quad \text{y} \quad t'_i = \frac{2z \cos \theta}{v_1} \tag{5.12}$$

Midiendo las pendientes obtenemos  $v_1$  y las velocidades aparentes. Las otras incógnitas están dadas por:

$$\begin{aligned} \theta &= \frac{1}{2} \left( \sin^{-1}(v_1/v_d) + \sin^{-1}(v_1/v_u) \right) \\ \gamma &= \frac{1}{2} \left( \sin^{-1}(v_1/v_d) - \sin^{-1}(v_1/v_u) \right) \\ v_2 &= v_1 / \sin \theta \\ z &= v_1 t_1 / (2 \cos \theta) \\ z' &= v_1 t'_1 / (2 \cos \theta) \\ h &= z / \cos \gamma \\ h' &= z' / \cos \gamma \end{aligned} \tag{5.13}$$

donde hay que tener en cuenta la ley de Snell para el ángulo crítico:  $\sin \theta = v_1/v_2$ . Kearey y Brooks (1991) ilustran el método para varias interfaces.

**Tiempos de retardo**

Comunmente llamado *delay-time experiment*, este método permite calcular la profundidad de una interfase irregular. Con referencia a la Figura 5.10, el tiempo de tránsito entre una fuente y un receptor dados es

$$t = \frac{x'}{v_2} + a \cong \frac{x}{v_2} + a \tag{5.14}$$

$$a = a_k + a_r = \frac{2z \sqrt{v_2^2 - v_1^2}}{v_1 v_2} \tag{5.15}$$

donde  $a = t_{AB} - t_{AC}$  y  $a_k = t_{BE} - t_{BF}$  son los tiempos de retardo en la fuente y en el receptor respectivamente.

La profundidad del refractor z se puede calcular de la ecuación (5.15). Para calcular los tiempos de retardo se puede usar el método "más/menos" de Hagedoorn (Kearey y Brooks 1991). Los distintos tiempos de tránsito están dados por

$$\begin{aligned} t_{1/2} &= L/v_2 + a_1 + a_2 \\ t_{1R} &= x'/v + a_1 + a_2 \\ t_{2R} &= (L - x)/v_2 + a_2 + a_1 \end{aligned} \tag{5.16}$$

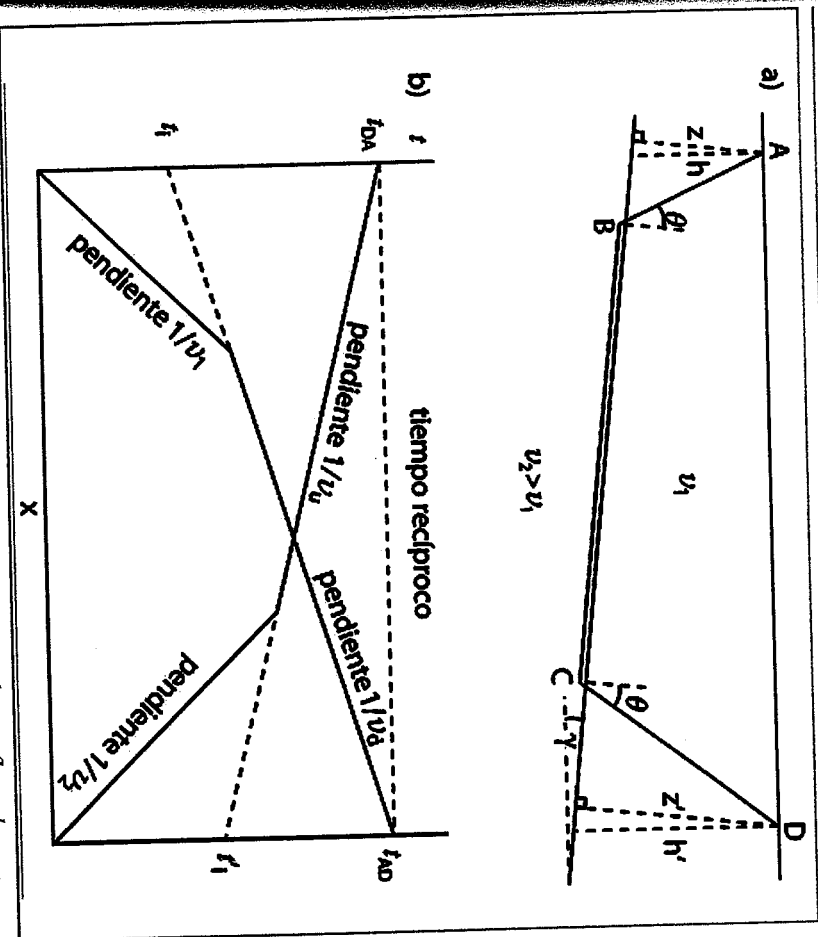


Figura 5.9: Onda refractada en las dos direcciones en presencia de un reflector buzante: rayos (a) y curvas temporales (b);  $\theta = \sin^{-1}(v_1/v_d)$  es el ángulo crítico y  $\gamma$  es el ángulo que la interfase hace con la superficie. Se pueden observar dos segmentos en cada curva: uno con pendiente  $1/v_2$  que corresponde a la onda directa "d", y otro con pendiente igual a la inversa de la velocidad aparente (ver ecuación (5.10)).

Si se suman las dos últimas ecuaciones y se substituye la primera en el resultado, se obtiene el tiempo de retardo correspondiente al receptor

$$a_k = \frac{1}{2} (t_{1R} + t_{2R} - t_{1/2}) \quad (\text{término "más" de Hagedoorn}) \tag{5.17}$$

Entonces, la distancia perpendicular desde el receptor a la interfase se obtiene de la ecuación (5.15):

$$z = \frac{a_k v_1 v_2}{\sqrt{v_2^2 - v_1^2}} \tag{5.18}$$

donde  $v_1$  se puede calcular de la pendiente del rayo directo. La velocidad  $v_2$  se obtiene de la diferencia

$$t_{1R} - t_{2R} = \frac{2x'}{v_2} - \frac{L}{v_2} + a_1 - a_2 \quad (\text{término "menos" de Hagedoorn}). \tag{5.19}$$

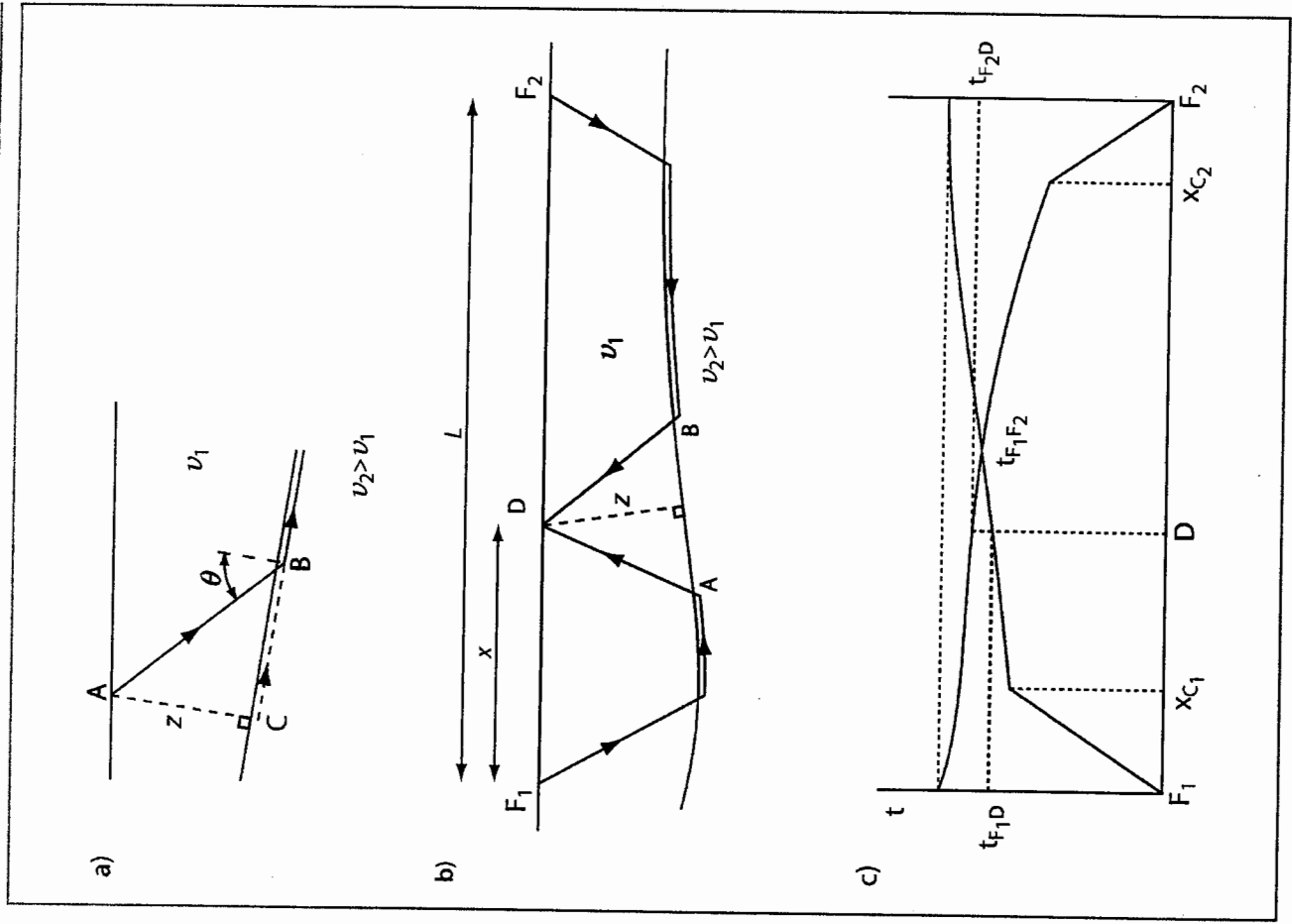


Figura 5.10: Concepto de tiempos de retardo (a), rayos refractados desde dos fuentes a un receptor común intermedio (b) y curvas temporales en las dos direcciones (c).

La pendiente de esta curva es  $2/v_2$ . Cambios laterales de la pendiente implican cambios laterales de la velocidad. Este método se puede usar para buzamientos menores de  $10^\circ$  (Kearey y Brooks 1991) y asume que la interfase es plana entre los puntos A y B -ver Figura 5.10. Este problema se resuelve usando el método descrito en la sección siguiente.

**El método recíproco generalizado**

Palmer (1981) ideó el experimento mostrado en la Figura 5.11, donde los rayos que llegan a los receptores emergen del mismo punto de la interfase -generalized reciprocal method-. En este caso, la función a analizar es

$$t_p = \frac{1}{2} (t_{R_1} + t_{R_2} - t_{F_1} - t_{F_2}) \quad (5.20)$$

que es igual a  $a_k$  (ecuación 5.17) cuando los receptores coinciden.

El valor óptimo de  $\Delta x$  es aquél que produce la curva más próxima a una recta cuando se grafica  $t_r$  en función de  $x$ . La pendiente de la curva permite calcular la velocidad.

Al usar estos métodos, hay que reconstruir las dromocronas -segmentos de curvas temporales- correctamente. Las dromocronas que pertenecen a la misma interfase son sub-paralelas, y las dromocronas recíprocas tienen el mismo tiempo de intersección.

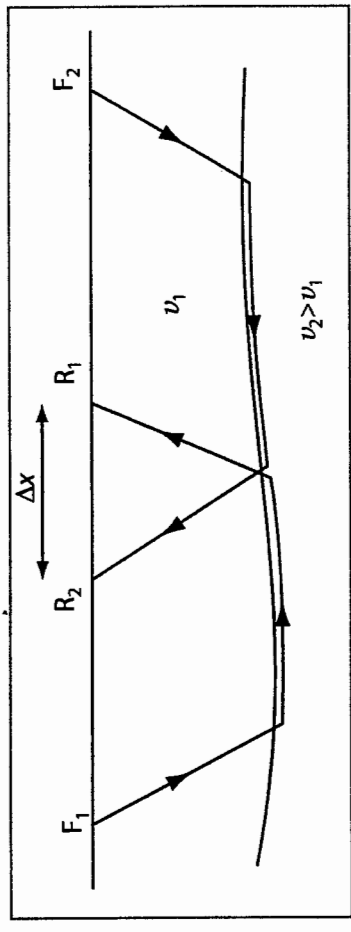


Figura 5.11: Experimento correspondiente al método recíproco generalizado.

**5.6 Análisis de ondas superficiales**

Se pueden utilizar las ondas superficiales de Rayleigh (R) y de Love (L) para obtener información sobre las propiedades del subsuelo. Generalmente, se elaboran los datos correspondientes a la componente vertical del receptor. A continuación se describe el método para las ondas R, el cual es similar para las ondas L, considerando, en este caso, la componente horizontal de los geófonos.

Las ondas R en un terreno perfectamente homogéneo se propagan con velocidad constante, o sea, la velocidad no depende de la frecuencia del pulso. En presencia de una o más interfases, existen varios modos y la velocidad de cada modo depende de la frecuencia. En sismología de exploración, el tren de ondas de Rayleigh se denomina "ground roll" y se caracteriza por su velocidad relativamente baja y amplitud alta.

El uso de las ondas superficiales permite calcular el espesor de los estratos y principalmente el módulo de corte de los estratos, que es igual a  $\approx \rho v_s^2$  donde  $\rho$  es la densidad y  $v_s$  es la velocidad de las ondas S. Esta es un imponente indicador del tipo de litología, porque generalmente varía un factor 10 dentro de los primeros 50 m, mientras que la velocidad P varía menos que un factor 2. En la literatura, el método se denomina análisis espectral de ondas superficiales (SASW), o análisis multi-canal de ondas superficiales (MASW). Es posible detectar obstáculos enterrados usando este método en base a las anomalías observadas debido a las variaciones del módulo de corte.

#### Curvas de dispersión teóricas

La velocidad de fase esta dada por

$$v_{ph} = \frac{\omega}{K} = \frac{1}{p} \quad (5.21)$$

donde  $\omega$  es la frecuencia angular, K es el número de onda, y p es la lentitud -slowness-.

La Figura 5.12a muestra la velocidad de fase, correspondiente a una onda plana o componente espectral de Fourier, en función de la frecuencia.

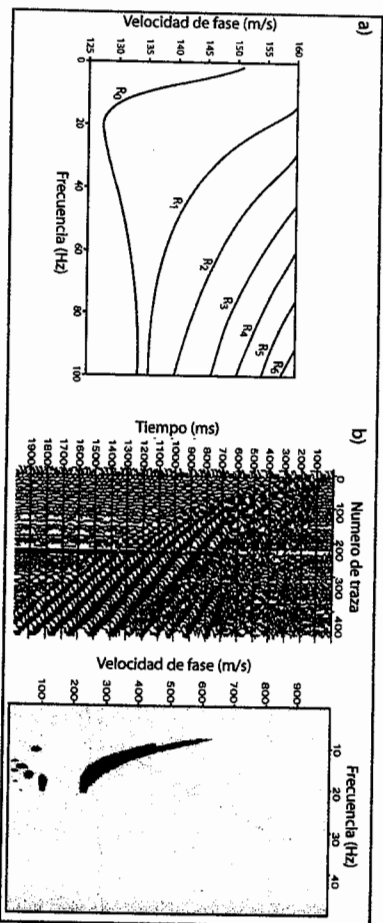


Figura 5.12: Velocidad de fase en función de la frecuencia del modo fundamental de Rayleigh ( $R_0$ ) y modos sucesivos (a). Seismograma y curvas de dispersión correspondientes (b).

Estas curvas, también llamadas curvas de dispersión, se pueden calcular numéricamente con el método de Runge-Kutta para un perfil de velocidades continuo y con el método de Thomson-Haskell para un modelo de estratos horizontales (Takeuchi y Saito 1972).

#### Parámetros del experimento

El uso del método requiere las siguientes condiciones:

- La distancia fuente/receptor más cercano (*offset* mínimo) tiene que ser igual a la profundidad de investigación.
- El *offset* máximo debe ser el doble de dicha profundidad.
- Para evitar la pérdida de las altas frecuencias (*aliasing*), la distancia entre receptores debe ser menor que la longitud de onda más corta.

#### Curvas de dispersión experimentales

Las curvas de dispersión se pueden obtener con dos transformadas bi-dimensionales a partir del dominio ( $x,t$ ) (sismograma):

- Transformada al dominio ( $\tau,p$ ), donde  $\tau$  se denomina tiempo de intersección, también denominada transformada de Radon. Transformada uni-dimensional al dominio ( $\omega,p$ ).
- Transformada al dominio ( $f,K$ ), donde  $f=\omega/2\pi$  es la frecuencia. Esta transformada esta restringida a trazas equi-espaciadas.

Una vez obtenida la velocidad de fase en función de la frecuencia, se seleccionan los puntos correspondientes a la energía máxima, generalmente aquellos del modo fundamental  $R_0$ .

Un ejemplo se muestra en la Figura 5.13, donde se pueden ver las ondas de Rayleigh dispersivas (a) y el número de onda en función de la frecuencia (b). Alternativamente, se puede graficar la velocidad de fase en función de la frecuencia.

#### Inversión de los datos

La curva de dispersión de las ondas superficiales tiene la siguiente expresión formal:

$$D(f;v_{ph},v_s,v_b,\rho,d)=0 \quad (5.22)$$

donde  $v_b$  y  $v_s$  son las velocidades de las ondas P y S, respectivamente,  $\rho$  es la densidad, y  $d$  representa el espesor de los estratos. La curva depende principalmente de la velocidad  $v_s$ ; las variaciones debido a cambios de  $v_b$ ,  $\rho$  y  $d$  son prácticamente despreciables. Entonces, el algoritmo se basa en un desarrollo en series de Taylor de la velocidad de fase, despreciando las derivadas parciales con respecto a esas variables y considerando solamente aquellas correspondientes a la velocidad  $v_s$ . Esta variable se usa como parámetro para minimizar una función objetivo que representa las diferencias entre el valor teórico y el valor experimental de la velocidad de fase (McMechan y Yedlin 1981, Xia *et al.* 2004). El algoritmo de inversión requiere un modelo inicial obtenido, por ejemplo, de datos de pozo, refracción de ondas P, etc. La Figura 5.13c muestra el resultado de la inversión, que se compara al modelo obtenido con algoritmos de refracción (Figura 5.13d).

En experimentos donde hay una capa superficial de agua -por ejemplo mar o lagos-, el análisis se realiza en la presión medida en los hidrófonos. A altas frecuencias, se procesan las ondas de Scholte que se propagan en el fondo del mar; a bajas frecuencias, el análisis se basa en el modo fundamental de Rayleigh (Chapman 1991, Bohlen *et al.* 2004; Carcione y Helle 2004).

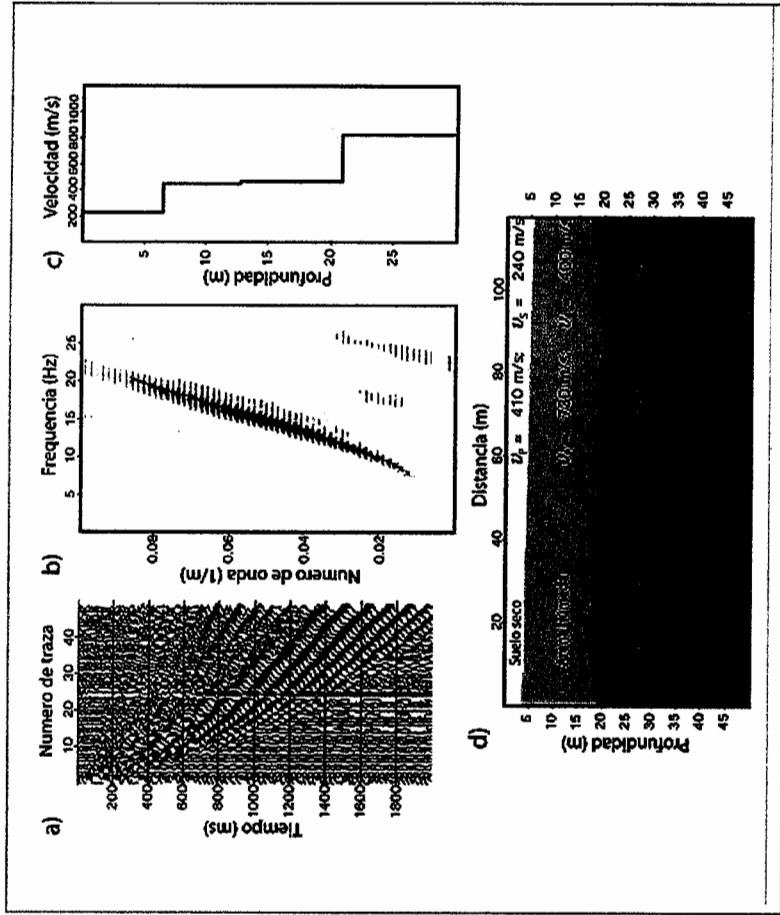


Figura 5.13: Sismograma que muestra ondas R principalmente (a), curvas de dispersión (b), perfil de velocidades obtenido con las ondas R (c) y modelo geológico interpretado con experimentos de refracción (d) (Shtrihelman 2003).

### 5.7 Sondas acústicas

Un método no destructivo que usa ondas acústicas para rangos de decenas de metros se basa en transductores piezoeléctricos de muy baja frecuencia que se pueden emplear como fuente y receptor. Los transductores convierten la energía eléctrica en acústica y viceversa. Tienen una dimensión de 10 a 30 cm para estudios arqueológicos en monumentos y ciudadelas, como, por ejemplo, Giza en Egipto o Teotihuacán en Méjico. Si un radar electromagnético de 100 MHz tiene una resolución de aproximadamente 20 cm en caliza -ver Tabla 5.1- un pulso acústico de 4 kHz tiene una resolución comparable. Generalmente, estos equipos operan en una serie de frecuencias que va desde 0.5 kHz a 10 kHz, aunque existen transductores de más alta frecuencia cuando se requiere más resolución.

Uno de los problemas en monumentos y edificios históricos es la transmisión del pulso al muro. Se pueden utilizar materiales plásticos flexibles entre el muro y el emisor para evitar daños y gels viscosos para obtener un mejor acoplamiento.

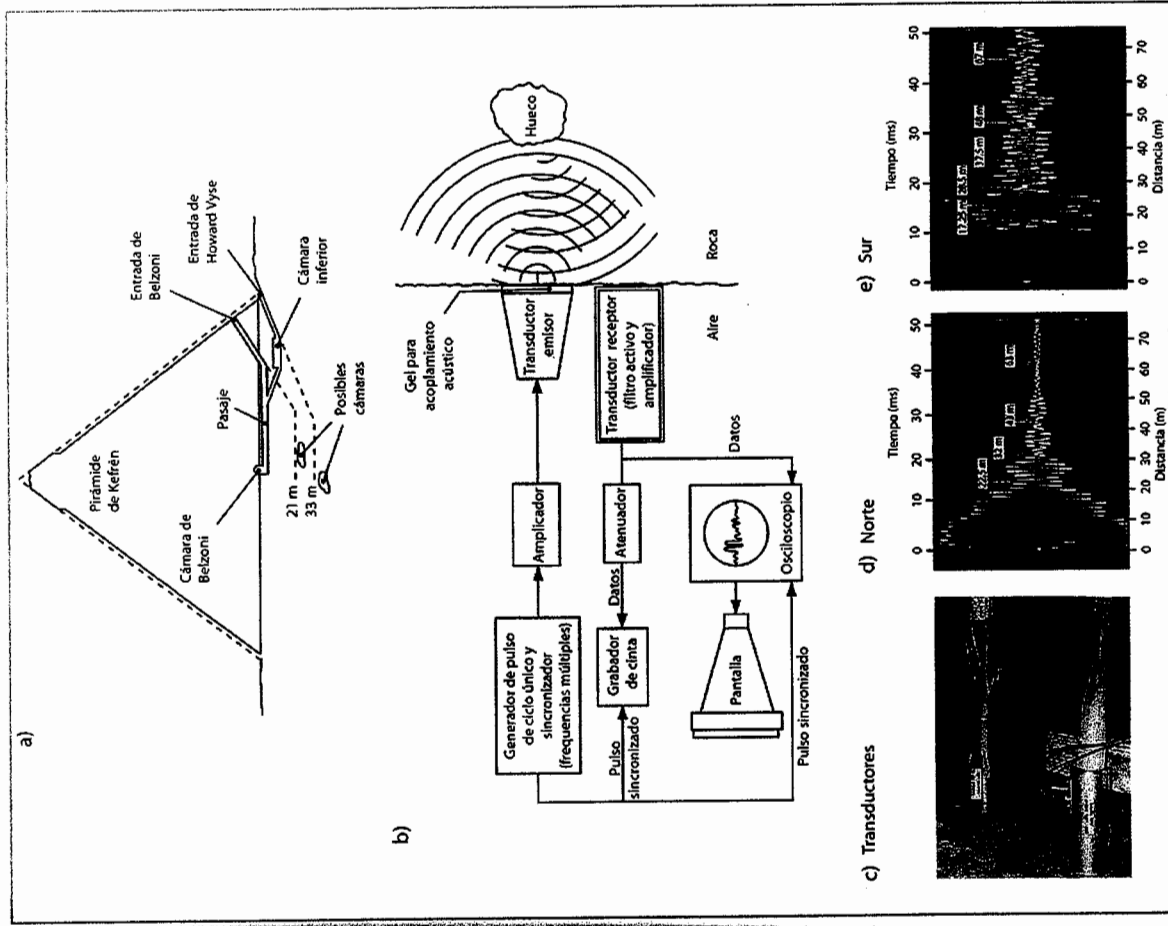


Figura 5.14: El diagrama (a) muestra la cámara de Belzoni -descubierta por G. Belzoni en 1818- debajo de la pirámide de Kefren. El emisor acústico fué operado para detectar la existencia de túneles y cámaras en las adyacencias. En el diagrama (b) se ilustra el sistema y el principio físico, mientras que la foto (c) muestra los transductores. Antes de realizar los experimentos se midieron la velocidades P y S en un trayecto homogéneo de 20 m, dando como resultado 3 km/s y 2.02 km/s, respectivamente -ver Tabla 5.1. Ejemplos de pulsos acústicos recibidos del norte (d) y del sur (e) de la cámara de Belzoni indican la presencia de varios ecos cuyos lugares de origen se pueden obtener usando las velocidades de propagación (Barakat, Dolphin et al. 1975).

La Figura 5.14 muestra un ejemplo de aplicación para detectar túneles y cámaras en el Plateau de Giza, Egipto. Los detalles de estas técnicas de alta resolución se pueden encontrar en Barakat, Dolphin *et al.* (1975). Otros métodos, utilizados en arqueología naval para ubicar naufragios, por ejemplo, son el sonar de barrido lateral -side-scan sonar-, la sonda multi-haz -*multi-beam echo sounder*- y el *chirp*, con frecuencias que van desde 1 kHz hasta 1 MHz, dependiendo de la profundidad del agua y de la resolución requerida -ver, por ejemplo Hackwell 1988, Quinn *et al.* 2005.

a) Sonar



b) Multi-haz



Figura 5.15:  
Imágenes del barco  
Herbert D.  
Maxwell  
hundido en 1910  
en la bahía  
de Chesapeake  
(USA);  
(a) sonar de  
barrido lateral,  
(b) sonda  
multi-haz  
(<http://chartmaker.ned.noaa.gov>).

Estos métodos se basan en pulsos acústicos que se reflejan en el fondo del mar. Los datos se procesan para obtener un mapa espacial del fondo dado que se conoce la velocidad del sonido en el agua en función de la presión y la temperatura. La técnica es equivalente a tomar una fotografía en blanco y negro con sonido en lugar de luz.

El *chirp*, que opera entre 2 Hz y 12 kHz, emite un pulso de frecuencia modulado y permite obtener un mapa de los sedimentos hasta una profundidad de 30 m aproximadamente (Quinn *et al.* 1997). La Figura 5.15 muestra imágenes obtenidas con el sonar y la sonda multi-haz.

## II Los Casos

