

3. Señales sísmicas y Ruido

Una fuente importante de información de la estructura de la Tierra es obtenida de los datos del movimiento del suelo. La interpretación de estos datos necesita un buen conocimiento de la generación y propagación de las ondas sísmicas y del instrumento. Uno de los problemas claves en la sismología es resolver el problema inverso, es decir, derivar desde el análisis de los registros sísmicos la información de la estructura y de las propiedades físicas del medio en que las ondas sísmicas se propagan, como también acerca de la geometría, cinemática y dinámica del proceso de la fuente sísmica. Esto es bastante complicado, ya que las señales sísmicas irradiadas por la fuente son debilitadas y distorsionadas por la geometría de esparcimiento y atenuación, y debido a la reflexión, refracción e interferencia durante su propagación a través de la Tierra. Además son distorsionadas por el instrumento, mediante la función de transferencia.

3.1. Señales Sísmicas

La señal irradiada por la fuente sísmica, sea una explosión o una ruptura, es usualmente una más o menos complicada función paso para el desplazamientos o impulso de duración finita para la velocidad, como lo muestra la Figura 3.1.

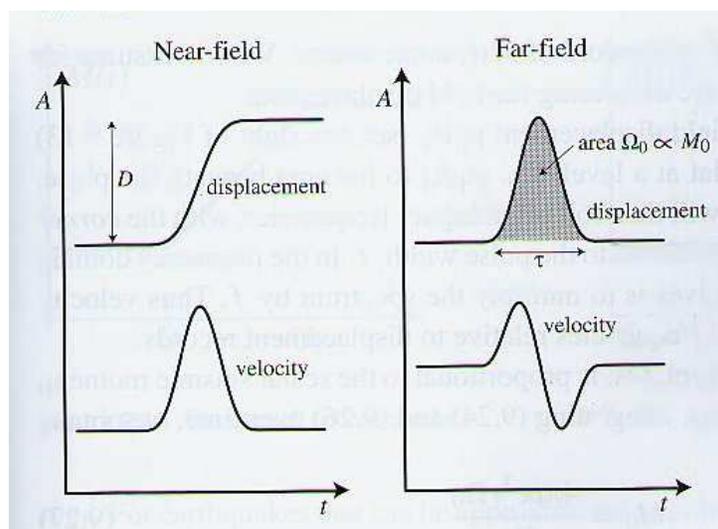


Figura 3.1: Funciones de desplazamiento y velocidad.

De acuerdo al teorema de Fourier, cualquier función transiente $f(t)$ en el dominio del tiempo puede ser representada por una función equivalente $F(\omega)$ en el dominio de la frecuencia, llamada transformada de Fourier de $f(t)$, podemos escribir entonces

$$f(t) = (2\pi)^{-1} \int_{-\infty}^{\infty} F(\omega) e^{i\omega t} d\omega \quad (3.1)$$

$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} e^{-i\omega t} dt = |F(\omega)| e^{-i\phi(\omega)} \quad (3.2)$$

(Note que algunos textos tienen diferente convención de signos en el exponente)

Con $|F(\omega)| = A(\omega)$ la densidad espectral de amplitud medida en [m/Hz], $\omega = 2\pi f$ la frecuencia angular (con f en [Hz]) y $\phi(\omega)$ espectro de fase medido en [deg], [rad] o $[2\pi\text{rad}]$. Uno puede aplicar la transformada de Fourier sólo cuando la integral en 3.2 converge y esta integral es equivalente a una suma. Un ejemplo es mostrado en la Figura 3.2. El teorema de Fourier establece que una serie de tiempo finita arbitraria puede ser expresada como la suma de funciones periódicas monocromáticas, es decir, $f(t) = (2\pi)^{-1} \sum |F(\omega)| e^{-i[\omega t + \phi(\omega)]} \Delta\omega$. La Figura 3.3 ilustra cómo una suma armónica de terminos puede ser igual a una función arbitraria.

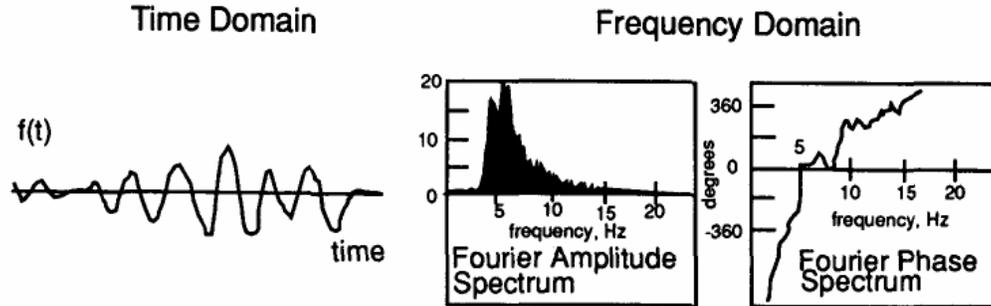


Figura 3.2: Una señal en función del tiempo (izquierda) puede ser representada equivalentemente en el dominio de la frecuencia por su espectro de Fourier. Los espectros de amplitud (centro) y de fase (derecha) son necesarios para obtener la serie completa.

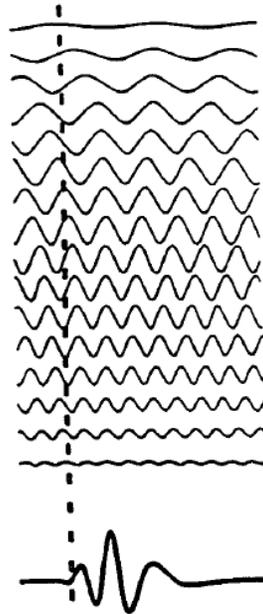


Figura 3.3: La señal transiente $f(t)$ está formada por la suma de infinitos terminos armónicos. Las amplitudes de cada armónico varían, como lo muestra el espectro de amplitudes. El corrimiento de la fase de cada armónico está dado por el espectro de fase.

La Tierra está en permanentes oscilaciones que incluyen muchas frecuencias. Rangos típicos de frecuencias generadas por diferentes fuentes sísmicas son resumidos en la Tabla 1.

Tabla 1: Frecuencias típicas generadas por fuentes sísmicas

Tipo de señal	Frecuencia [Hz]
Mareas terrestres	0.00001 - 0.0001
Oscilaciones libres de la Tierra, terremotos	0.0001 - 0.001
Ondas superficiales, terremotos	0.001 - 0.01
Ondas superficiales, ondas P y S , terremotos con $M > 6$	0.01 - 0.1
Ondas P y S , terremotos con $M > 2$	0.1 - 10
Ondas P y S , terremotos con $M < 2$	10 - 1000

3.2. Ruido Sísmico

Mientras que las componentes armónicas de señales sísmicas transientes irradiadas por fuentes localizadas de duración finita son coherentes y la relación de sus fases esta definida por el espectro de fase, el ruido sísmico no tiene estas características.

El ruido sísmico es causado por diferentes fuentes espacialmente distribuidas, en su mayoría no relacionadas, y a menudo continuas. Además forma un proceso estacionario estocástico sin un espectro de fase definido, y debido a esto la integral en 3.2 no converge. Consecuentemente la densidad espectral de amplitud y el espectro de fase no pueden ser calculados. En vez de eso, tenemos que determinar la densidad espectral de potencial $P(\omega)$, la cual es la transformada de Fourier de la función de autocorrelación $p(\tau) = \langle f(t)f(t+\tau) \rangle$, es decir,

$$P(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} p(\tau) e^{-i\omega\tau} d\tau \quad (3.3)$$

El símbolo $\langle \rangle$ indica el promedio en el tiempo t . Dependiendo si $f(t)$ es un registro de desplazamiento (d), velocidad (v) o aceleración (a), la unidad de medida será $[\text{m}^2/\text{Hz}]$, $[(\text{m/s})^2/\text{Hz}]$ o $[(\text{m/s}^2)^2/\text{Hz}]$.

El movimiento oscilatorio $x(t)$ del ruido sísmico puede ser aproximado por funciones sinusoidales, luego podemos escribir $x(t) = a_d \sin \omega t$ con a_d la amplitud del desplazamiento. Al convertir desplazamientos en velocidades o aceleraciones, obtenemos las respectivas amplitudes de velocidades $a_v = a_d \omega$ y aceleraciones $a_a = a_d \omega^2$. Así, sabiendo el valor de la densidad espectral de potencia de desplazamiento $P_d(\omega)$ se puede calcular los valores respectivos para densidad espectral de potencia de velocidad $P_v(\omega)$ o de aceleración $P_a(\omega)$, es decir,

$$P_v(\omega) = P_d \omega^2 = 4\pi^2 f^2 P_d \quad (3.4)$$

y

$$P_a(\omega) = P_d \omega^4 = 16\pi^4 f^4 P_d = 4\pi^2 f^2 P_v \quad (3.5)$$

Figura 3.4 muestra un espectro de potencia de velocidad de ruido ambiental en condiciones ruidosas y quietas para una típica estación sobre roca dura.

Así como en acústica, la señal sísmica relativa o potencia de ruido $(a_2/a_1)^2$ es a menudo expresada en unidades de deciBel (dB). La potencia en dB será $10 \log[(a_2/a_1)^2] = 20 \log(a_2/a_1)$. Cuando expresamos la densidad espectral de potencia en dB referida a $1(\text{m/s}^2)^2/\text{Hz}$, 3.5 puede ser escrita como:

$$\mathbf{P}_a[\text{dB}] = 10 \log(P_a/1(\text{m/s}^2)^2/\text{Hz}) \quad (3.6)$$

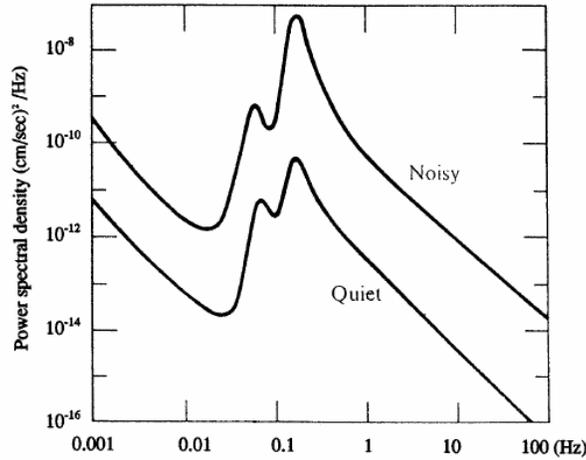


Figura 3.4: Espectro de potencia de velocidad de ruido ambiental para condiciones ruidosas y quietas.

Sustituyendo el periodo $T = 1/f$ (en s) para la frecuencia en 3.4 y 3.5, tenemos:

$$\mathbf{P}_v[dB] = \mathbf{P}_a[dB] + 20 \log(T/2\pi) \quad (3.7)$$

y

$$\mathbf{P}_d[dB] = \mathbf{P}_a[dB] + 40 \log(T/2\pi) + \mathbf{P}_v[dB] + 20 \log(T/2\pi) \quad (3.8)$$

Consecuentemente, para el periodo $T = 2\pi = 6,28s$ tenemos $\mathbf{P}_a = \mathbf{P}_v = \mathbf{P}_d$ (en números, pero no unidades de dB). Además, $(\mathbf{P}_d - \mathbf{P}_a) = 2(\mathbf{P}_v - \mathbf{P}_a) = \text{constante}$ para cualquier periodo, negativo para $T < 2\pi$ y positivo para $T > 2\pi$ (Figura 3.5).

El rango dinámico de un instrumento es expresado usualmente en dB. De acuerdo a la Figura 3.5 deberíamos de necesitar un sismógrafo con un rango dinámico de alrededor de 260 dB para cubrir las amplitudes de ruido de desplazamiento en un rango de periodo de $10^{-2} - 10^4s$. Esto es mucho más de lo que los sismómetros banda ancha de alta resolución que actualmente están disponibles pueden alcanzar. Cuando registramos ruido de velocidad o aceleración, el rango dinámico requerido se reduce a alrededor de 140 dB y 110 dB respectivamente.

3.3. Causas y características del ruido ambiental sísmico

3.3.1. Microsismos oceánicos y ruido del fondo marino

Debemos discriminar en: a) microsismos oceánicos menores primarios con periodos alrededor de 14 ± 2 s, y b) secundarios relacionados al peak de ruido principal alrededor de 6 s (ver Figura 3.4). En ambos casos las amplitudes de ruido horizontal y vertical de microsismos marinos son similares.

Los microsismos primarios son generados sólo en aguas someras en regiones costeras. La energía de la onda puede ser convertida en energía sísmica a través de las variaciones de la presión vertical, o a través de las olas que rompen en la playa ($T \approx 10$ a 16 s (Figura 3.6(izquierda))).

Contrariamente, los microsismos oceánicos secundarios podrían ser explicados por Longuet-Higgins (1950) como siendo generados por la superposición de ondas del océano de igual periodo viajando en direcciones

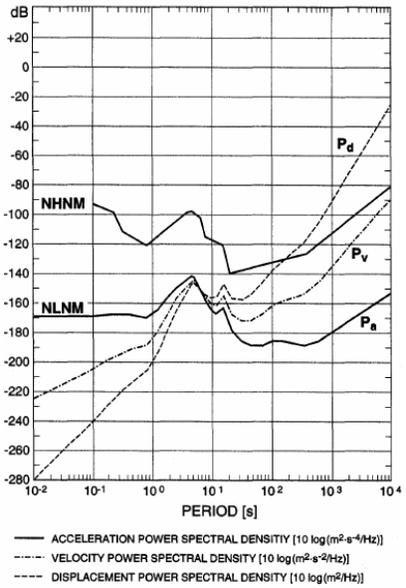


Figura 3.5: Envolventes de la densidad espectral de potencia de ruido de aceleración \mathbf{P}_a (en dB relativas a $1(\text{m/s}^2)^2/\text{Hz}$) en función del periodo de ruido (Peterson, 1993). Estas envolventes definen el nuevo modelo global de alto ruido (NHNM) y bajo ruido (NLNM) las cuales son aceptadas como las curvas estándares para límites de ruido sísmico generalmente esperados. Además vemos las curvas de NLNM para desplazamiento y velocidad.

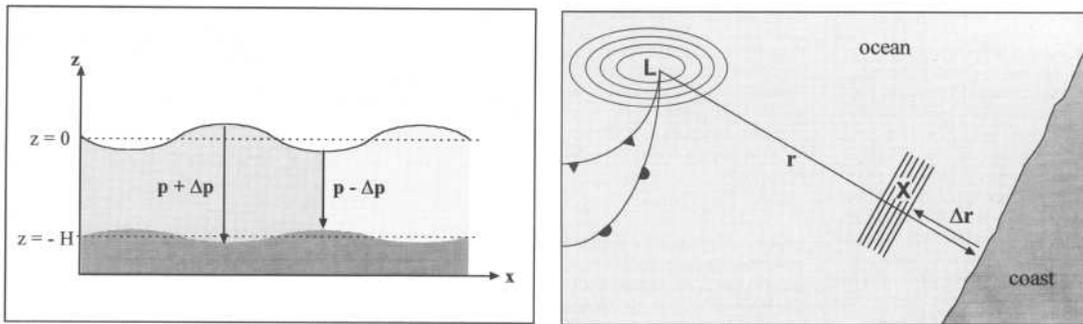


Figura 3.6: Esquema para la generación de microsismos primarios.

opuestas (Figura 3.6(derecha)).

Notemos que el peak de ruido de microsismos secundarios tienen un periodo menor cuando son generadas en mares interiores someros o lagos ($T \approx 2$ a 4 s. Además el patrón de interferencia depende fuertemente de la geometría costera y ésta podría permitir el desarrollo de resonancia interna en bahías, fiordos y canales (Figura 3.7, la cual afecta al espectro fino de microsismos).

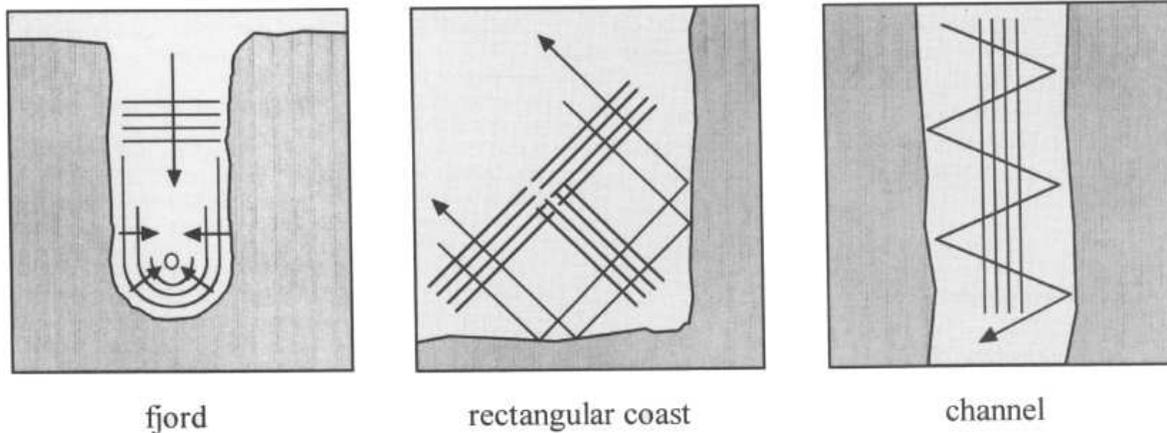


Figura 3.7: Ejemplos de geometrías de líneas costeras que proveen condiciones de interferencia para la generación de microsismos secundarios.

Microsismos de océanos o mares de periodo medio experimentan poca atenuación. Por lo que ellos se propagan cientos de kilómetros tierra adentro.

Generalmente, el nivel de ruido en el fondo marino, incluso en mares profundos, es mayor que tierra adentro (alrededor de 10 a 30 dB) y se incrementa con frecuencias altas. En el fondo marino, como también en tierra, el peak de ruido de microsismos secundarios domina entre 0.1 y 1 Hz.

3.3.2. Ruido sísmico de corto periodo

El ruido sísmico de corto periodo puede tener causas naturales como el viento (fricción sobre terrenos rugosos, árboles y vegetación, u objetos que se balancean o vibran con el viento), aguas rápidas (cascadas o rápidos), etc. Ruido generado por el viento es banda ancha con rangos desde alrededor de 0.5 Hz hasta 15-60 Hz. Pero la fuente dominante del ruido de alta frecuencia es el hombre (maquinaria rotante o martillante, caminos, trenes, etc). La mayoría de estas fuentes están distribuidas y son estacionarias o en movimiento. Sus contribuciones, que vienen de varias direcciones, se superponen a un campo aleatorio bastante complicado más o menos estacionario de ruido.

Debido al carácter de onda superficial que tiene el ruido de corto periodo, la velocidad de propagación horizontal del ruido sísmico es dependiente de la frecuencia. Este carácter superficial es, además, la razón del decaimiento exponencial de las amplitudes de ruido con la profundidad. Dado que la profundidad de penetración de las ondas superficiales se incrementa con la longitud de onda, el ruido a altas frecuencias se atenúa más rápidamente con la profundidad (Figura 3.8).

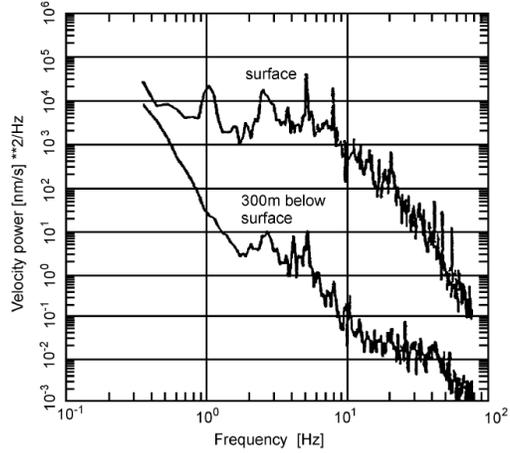
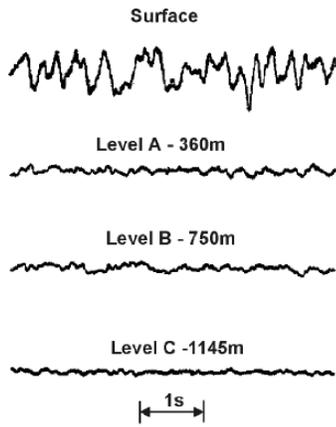


Figura 3.8: Registro de ruido sísmico de corto periodo a diferentes profundidades (izquierda). Densidad espectral de potencia de velocidad en la superficie y a 300 m de profundidad (derecha).

3.3.3. Ruido sísmico de largo periodo

A largos periodos, la potencia del ruido horizontal debe ser significativamente mayor que la potencia del ruido vertical. Esta razón se incrementa con el periodo y puede alcanzar un factor sobre los 50 dB. Esto es principalmente debido al tilt, el cual acopla a la gravedad dentro de la componente horizontal pero no de la vertical (Figura 3.9 muestra un esquema de fuerzas) y produce una señal que en la mayoría de los casos es indistinguible de la señal sísmica. El tilt puede ser causado por el tráfico, viento o fluctuaciones locales de presión. Otra razón para incrementar el ruido de largo periodo puede ser la circulación del aire en la cámara del sismómetro o bajo la cubierta del sensor. Por otro lado, la componente vertical es relativamente estable.

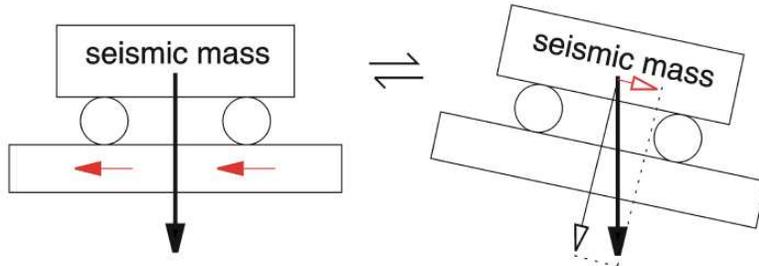


Figura 3.9: El movimiento relativo de la masa sísmica es el mismo cuando el suelo es acelerado hacia la izquierda que cuando la masa tilt (inclinada) hacia la derecha.