

RESPUESTA SÍSMICA DE LA PROVINCIA DE ALMERIA

Francisco Luzón Martínez ^(1,2)

José Morales Soto ⁽¹⁾

Gerardo Alguacil de la Blanca ⁽¹⁾

María Dolores Romacho Romero ^(1,2)

José Manuel García García ^(1,2)

*(1) Instituto Andaluz de Geofísica y
Prevención de Desastres Sísmicos*

*(2) Dpto. de Física Aplicada.
Campus Universitario de Almería*

INTRODUCCIÓN

La sismología es la ciencia que estudia los fenómenos sísmicos como la propagación de ondas sísmicas, la estructura de la Tierra y los parámetros y mecanismos de los terremotos. En este capítulo se va a estudiar la propagación de ondas elásticas en medios heterogéneos con el fin de modelar la propagación de ondas sísmicas en la Tierra.

Cuando se produce un terremoto en una determinada falla o en una zona sísmicamente activa (Luzón y otros (1991)), la energía liberada se propaga a través de la Tierra en forma de ondas mecánicas. A este tipo de ondas se las denomina *ondas sísmicas*.

Para describir la propagación de las ondas sísmicas se suelen utilizar ciertas hipótesis tanto en la naturaleza de las ondas como en las características del medio sobre el cual se propagan. Si consideramos distancias grandes de un determinado foco sísmico puntual, se puede realizar la hipótesis de que éstas son *ondas planas*.

La hipótesis más sencilla que se suele hacer sobre un espacio es que éste sea elástico, isótropo y homogéneo. En un medio de este tipo se propagan dos tipos de ondas planas: una que produce un campo de desplazamientos paralelo a la dirección de propagación, y con velocidad $c = ((\lambda + 2\mu) / \rho)^{1/2}$, donde λ y μ son las constantes de Lamé y ρ la densidad del medio; y otra produciendo un campo perpendicular a la dirección de propagación, y con velocidad $c = (\mu / \rho)^{1/2}$.

A estas ondas se las llama *P* y *S* respectivamente. Las ondas planas *P* (o Primarias) viajan a mayor velocidad que las ondas planas *S* (o Secundarias).

La dirección del campo de desplazamientos producido por una onda *P* coincide con la dirección de propagación de la energía; sin embargo, el desplazamiento producido por una onda *S* es perpendicular a la dirección de propagación, es decir, el desplazamiento se produce en el plano perpendicular a la dirección de propagación. Se denomina onda *SH* a la proyección del desplazamiento producido por la onda *S* sobre el eje horizontal de este plano y onda *SV* a la correspondiente proyección sobre el eje perpendicular al horizontal.

Un medio limitado por una superficie libre produce reflexiones de las ondas planas. A este medio se le denomina *semiinfinito*, y su superficie de separación trata de simular a la superficie terrestre. Para un gran número de longitudes de onda de interés para la sismología, la superficie terrestre se puede considerar plana, es decir, que se puede despreciar la curvatura de la Tierra. En este tipo de medios aparecen un tipo de ondas cuya característica más importante es que su amplitud decrece con la profundidad. A estas ondas se las denomina *ondas superficiales* y se observan en la mayoría de los registros sísmicos. Cuando tratamos un medio semiinfinito homogéneo la velocidad de las ondas superficiales es constante, pero cuando estas ondas se propagan por un medio *heterogéneo*, cuyas propiedades dependen de la posición, su velocidad varía con la frecuencia. A este fenómeno se le conoce como *dispersión*.

Otro fenómeno que se debe tener en cuenta en el estudio de la propagación de ondas sísmicas en la Tierra es el de la *atenuación*. Éste es un efecto producido por la fricción interna de las rocas que produce una pérdida de la energía que transporta la onda en forma de calor. Un medio que atenúe la energía que propaga una onda plana se llama *anelástico*. El grado de anelasticidad de un medio se mide mediante el factor de calidad *Q*. Diferentes definiciones se pueden encontrar por ejemplo en Aki y Richards (1980). Si conocemos el factor *Q* de un material dado, y suponemos que no varía con la frecuencia de la onda, el término por el que hay que multiplicar la velocidad de propagación elástica es $(1+i/2Q)$, donde *i* es la unidad imaginaria. A este producto se le llama velocidad de propagación anelástica.

Se observa experimentalmente, que cada onda que se propaga por el suelo tiene un factor de calidad *Q*. El correspondiente factor para una onda *S* se notará como Q_s , y el de la onda *P* como Q_p .

Los medios heterogéneos pueden producir cambios muy significativos en las características de las ondas sísmicas, a este tipo de cambio se le denomina *respuesta* del medio. Nuestro propósito es entender la propagación de ondas

anelásticas planas en un medio semiinfinito heterogéneo y aplicar los resultados obtenidos para estimar la respuesta sísmica de la provincia de Almería. Esta respuesta se expresará de dos formas: una mediante el cambio sufrido en el desplazamiento antiplanar (caso de onda SH) introducido en el medio, y que se calcularán con la técnica expuesta a continuación; y mediante la Función de Transferencia, que definiremos más adelante, de la provincia de Almería.

MÉTODO MATRICIAL DE THOMPSON-HASKELL

En este punto se va a exponer el Método Matricial de Thompson-Haskell (MMTH) para el estudio de la propagación de ondas planas a través de un medio heterogéneo como un caso particular del Método de Propagación Matricial (MPM) (ver, por ejemplo, Aki y Richards, 1980).

La técnica del MPM fue introducida en sismología por Gilbert y Backus (1966) aunque previamente Thompson (1950) y Haskell (1953) ya habían desarrollado el MMTH bajo incidencia de ondas superficiales.

En el MMTH el medio heterogéneo es modelado por un conjunto de capas homogéneas superpuestas una sobre otra. Cualquiera de las propiedades que definen al medio no varía de forma continua, sino de manera discreta como se indica en la figura (1).

Cuando consideramos la propagación de ondas planas en un medio verticalmente heterogéneo, isótropo y elástico, las ecuaciones de movimiento y las relaciones constitutivas se pueden combinar de tal manera que sólo se necesiten las derivadas de primer orden del esfuerzo y del desplazamiento, respecto de z (coordenada de la profundidad) para estudiar el problema, es decir, se puede realizar el análisis en términos de una ecuación de primer orden del tipo:

$$\frac{d}{dz} f(z) = A(z) f(z) \quad (1)$$

donde $f(z)$ es un vector que proporciona la dependencia con la profundidad del esfuerzo y del desplazamiento, y $A(z)$ es una matriz de $n \times n$. Para el caso de ondas SH $n=2$ (ecuación (2)), y en el caso de ondas P y SV $n=4$ (ecuación (3)) (ver, por ejemplo, Aki y Richards (1980)):

$$A(z) = \begin{pmatrix} 0 & \mu^{-1} \\ \mu\omega^2 p^2 - \rho\omega^2 & 0 \end{pmatrix} \quad (2)$$

$$A(z) = \begin{pmatrix} 0 & -i\omega p & \mu^{-1} & 0 \\ \frac{-i\lambda\omega p}{\lambda+2\mu} & 0 & 0 & (\lambda+2\mu)^{-1} \\ \omega^2 p^2 \xi - \rho\omega^2 & 0 & 0 & \frac{i\omega p \lambda}{\lambda+2\mu} \\ 0 & -\rho\omega^2 & -i\omega p & 0 \end{pmatrix} \quad (3)$$

donde:

$$\xi = \frac{4\mu(\lambda+\mu)}{\lambda+2\mu}$$

$i^2 = -1$; p es la *lentitud horizontal* definida como $p = \text{sen}(j)/c$, a menudo también denominada como el *parámetro de rayo*, con j el ángulo de incidencia de la onda y $c = \alpha$ o $c = \beta$ la velocidad de la onda P o S respectivamente.

La matriz de propagación se define como:

$$P(z, z_0) = I + \int_{z_0}^z A(\xi_1) d\xi_1 + \int_{z_0}^z A(\xi_1) \int_{z_0}^{\xi_1} A(\xi_2) d\xi_2 d\xi_1 + \dots \quad (4)$$

donde I es la matriz unidad de orden n si $A(z)$ es de orden $n \times n$.

La propiedad más importante de $P(z, z_0)$ es que genera el vector desplazamiento-esfuerzo en la posición z cuando opera sobre ese vector en la posición z_0 :

$$f(z) = P(z, z_0) f(z_0) \quad (5)$$

En el MMTH trabajamos con un conjunto de capas homogéneas, por lo que las propiedades elásticas que definen a cada una son constantes dentro de cada estrato y no varían con z . Como la matriz $A(z)$ de cada capa depende de z a través de estas propiedades, ésta será una constante en cada capa. Con este resultado podemos desarrollar la ecuación (4) de la forma siguiente:

$$\begin{aligned} P(z, z_0) &= I + (z-z_0)A + \frac{1}{2}(z-z_0)^2 A^2 + \dots = \\ &= \sum_{k=0}^{\infty} \frac{(z-z_0)^k A^k}{k!} = \exp[(z-z_0)A] \end{aligned} \quad (6)$$

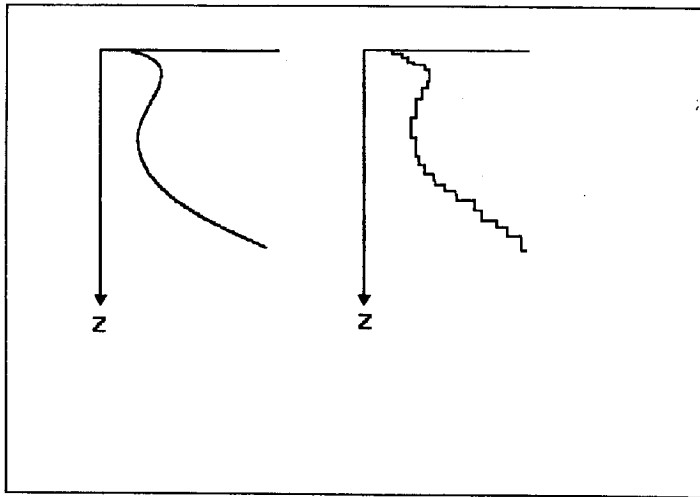


Figura 1. Variación de cualquiera de las propiedades ($\alpha, \beta, \lambda, \mu, \rho$) con la profundidad en un medio heterogéneo (izquierda) o en un conjunto de capas homogéneas superpuestas (derecha)

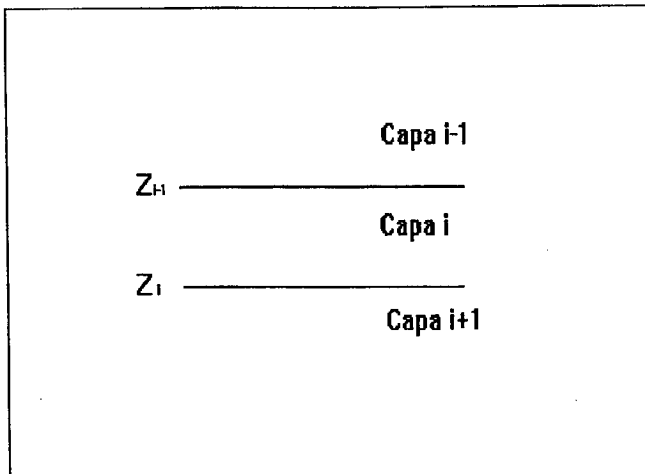


Figura 2. Continuidad del vector desplazamiento-esfuerzo $f(z_{i-1})$. (ver texto).

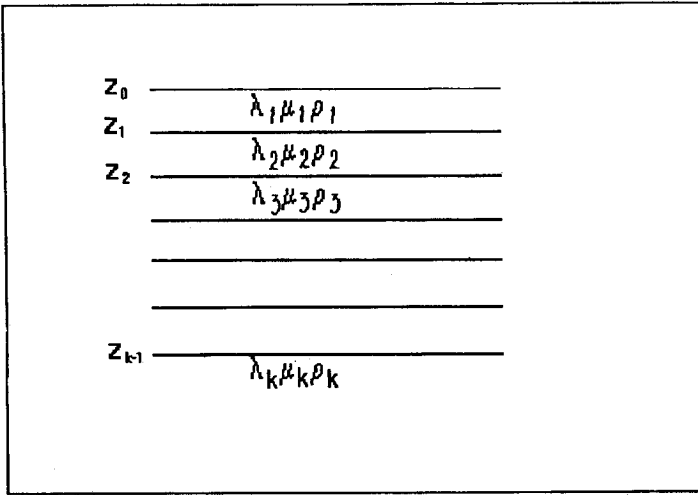


Figura 3. Estratificación del medio heterogéneo en estratos homogéneos.

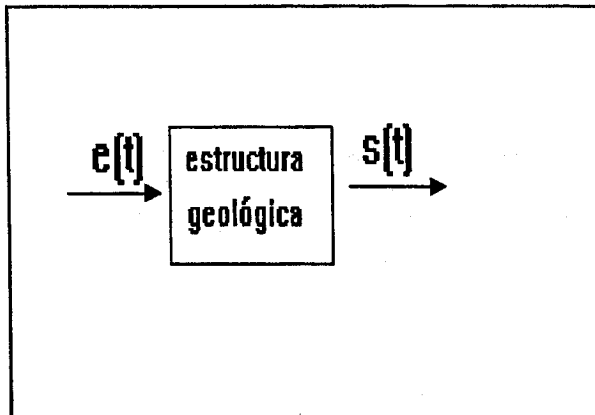


Figura 4. Señal de entrada $e(t)$ y de salida $s(t)$ en una estructura geológica.

Si usamos la matriz A de ondas SH, la matriz P(z,z₀) (ver, por ejemplo, Luzón (1992)) correspondiente es:

$$\begin{aligned} P(1,1) &= \cos \eta \omega (z-z_0) & P(1,2) &= (\omega \eta \mu)^{-1} \operatorname{sen} \eta \omega (z-z_0) \\ P(2,1) &= -\omega \eta \mu \operatorname{sen} \eta \omega (z-z_0) & P(2,2) &= \cos \eta \omega (z-z_0) \end{aligned} \quad (7)$$

donde $\eta = (1 / \beta^2 - p^2)^{1/2}$. Este propagador matricial entonces, genera el vector desplazamiento-esfuerzo f(z) cuando opera sobre f(z₀) y cuando z y z₀ están en la misma capa.

Si A es la matriz para ondas P y SV en la ecuación entonces la matriz de propagación P(z,z₀) correspondiente viene dada por los siguientes elementos:

$$\begin{aligned} P(1,1) &= P(3,3) = 2\beta^2 p^2 C_\xi + (1-2\beta^2 p^2) C_\eta & (8(1)) \\ P(1,2) &= P(4,3) = \frac{ip}{\xi} (1-2\beta^2 p^2) S_\xi - 2i\beta^2 p \eta S_\eta \\ P(1,3) &= \frac{p^2}{\omega \rho \xi} S_\xi + \frac{\eta}{\omega \rho} S_\eta \\ P(1,4) &= P(2,3) = \frac{-ip}{\omega \rho} (C_\xi - C_\eta) \\ P(2,1) &= P(3,4) = 2i\beta^2 p \xi S_\xi - \frac{ip}{\eta} (1-2\beta^2 p^2) S_\eta \\ P(2,2) &= P(4,4) = (1-2\beta^2 p^2) C_\xi + 2\beta^2 p^2 C_\eta \\ P(2,4) &= \frac{\xi}{\omega \rho} S_\xi + \frac{p^2}{\omega \rho \eta} S_\eta \\ P(3,1) &= -4\omega \rho \beta^4 p^2 \xi S_\xi - \frac{\omega \rho}{\eta} (1-2\beta^2 p^2)^2 S_\eta \\ P(3,2) &= P(4,1) = 2i\omega \rho \beta^2 p (1-2\beta^2 p^2) (C_\xi - C_\eta) \\ P(4,2) &= \frac{-\omega \rho}{\xi} (1-2\beta^2 p^2)^2 S_\xi - 4\omega \rho \beta^4 p^2 \eta S_\eta \end{aligned}$$

donde

$$\begin{aligned} C_\xi &= \cos[\omega \xi (z-z_0)] \\ C_\eta &= \cos[\omega \eta (z-z_0)] \\ S_\xi &= \operatorname{sen}[\omega \xi (z-z_0)] \\ S_\eta &= \operatorname{sen}[\omega \eta (z-z_0)] \end{aligned}$$

con $\eta = (1/\beta^2 - p^2)^{1/2}$, $\xi = (1/\alpha^2 - p^2)^{1/2}$ y α la velocidad de propagación de la onda P.

Con las matrices de propagación halladas $P(z, z_0)$ podemos encontrar el movimiento de la partícula en un punto z conociendo el movimiento en z_0 , cuando estamos tratando con un medio homogéneo. Este resultado quiere decir que esta matriz de propagación la podemos usar en cada una de nuestras capas, aunque naturalmente cada una de ellas estará caracterizada por una matriz de propagación distinta.

Supongamos que conocemos el vector desplazamiento-esfuerzo $f(z_i)$ correspondiente a la frontera entre las zonas $i + 1$ e i (ver figura 2). Entonces operando con la matriz de propagación $P(z_{i-1}, z_i)$ correspondiente a la capa i obtendremos el vector $f(z_{i-1})$ en la frontera entre las dos capas i e $i-1$. Lógicamente, debido a la continuidad que deben presentar tanto el desplazamiento como el esfuerzo (es decir el vector $f(z_{i-1})$) en esta frontera (i e $i-1$), la matriz de propagación $P(z_{i-2}, z_{i-1})$ de la capa $i-1$ será aplicada al vector resultante de la capa anterior para propagar ese movimiento a un estrato superior.

Este análisis se puede realizar indefinidamente hasta que la onda llega a la superficie. En este caso las condiciones de contorno no serían las mismas que antes y vendrían impuestas por la ausencia de esfuerzos en la componente vertical del espacio.

Si conocemos los valores que toman las constantes de Lamé λ y μ , y la densidad ρ de cada uno de los estratos que forman el medio heterogéneo (Fig.3), la matriz $P(z, z_0)$ de este medio, cuando $z_k > z > z_{k-1}$, viene dada por la ecuación:

$$f(z) = P(z, z_{k-1}) P(z_{k-1}, z_{k-2}) \dots P(z_1, z_0) f(z_0) = P(z, z_0) f(z_0) \quad (9)$$

Usando la ecuación (6) obtenemos como resultado la matriz de propagación de todo el medio heterogéneo:

$$P(z, z_0) = \exp[(z-z_0)A_k] \prod_{i=1}^{k-1} \exp[(z_i-z_{i-1})A_i] \quad (10)$$

CARACTERIZACIÓN DEL MOVIMIENTO DEL SUELO

La caracterización del movimiento del terreno y su interpretación es de gran utilidad para la elaboración de mapas de microzonación sísmica (Morales,

1991). Estos mapas pueden utilizarse según Hays (1989) para planificar la construcción y el desarrollo urbano y para guiar el diseño resistente a los terremotos de los edificios nuevos o reforzar los edificios e instalaciones existentes.

Hays (1989) afirma que la información más importante que ha de incorporarse en el diseño sismorresistente de un edificio o instalación es la que pueda ser correlacionada con estos tres factores: la amplitud, la composición espectral, y la duración de la señal sísmica.

Siguiendo el análisis de propagación de ondas por medios heterogéneos y las directrices de Hays (1989), vamos a analizar la Función de Transferencia del medio.

LA FUNCIÓN DE TRANSFERENCIA DEL MEDIO

Vamos a definir la Función de Transferencia en el contexto sismológico, pero la definición es válida para cualquier sistema causal, lineal e invariante en el tiempo, que al introducirle una señal pueda modificarla para obtener otra señal distinta de la inicial.

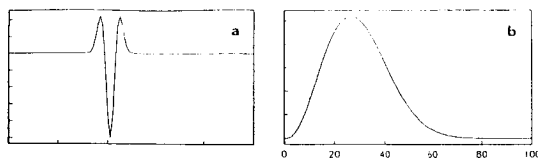


Figura 5. Pulso de Ricker en el tiempo (a) y en frecuencias (b).

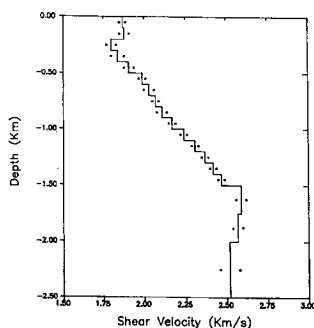


Figura 6. Modelo medio de velocidad de cizalla para la provincia de Almería (Extraído de Navarro, 1993).

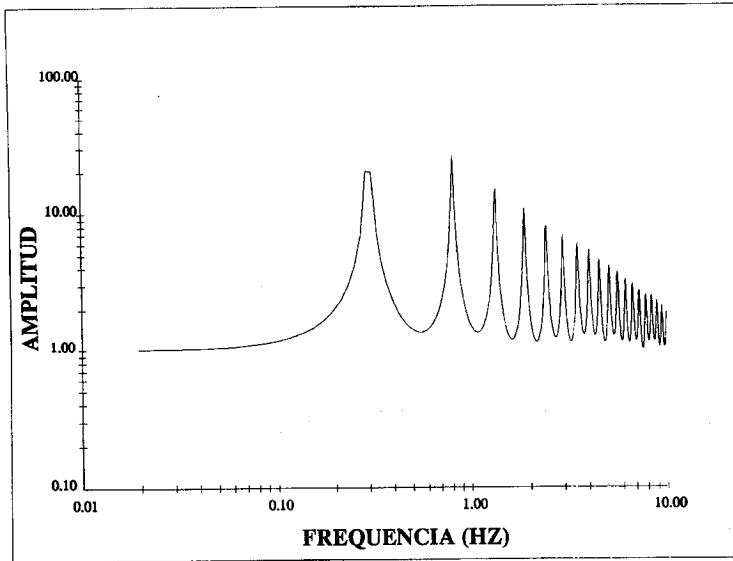


Figura 7. Función de transferencia de Almería para ondas SH a 0 grados de incidencia

Si tenemos una determinada estructura geológica a la que introducimos una vibración $e(t)$ en un tiempo t , ésta proporcionará una salida $s(t)$ (Fig.4.). La salida $s(t)$ obtenida es el movimiento del suelo.

En general, la salida la podemos obtener aplicando a la entrada un operador H tal que:

$$s(t) = H[e(t)] \quad (11)$$

Para caracterizar a la estructura se define la función de respuesta impulsional $h(t)$; esta función representa la salida si la entrada es un impulso unitario $\delta(t)$. Entonces $s(t)$ se puede expresar como la convolución de la entrada $e(t)$ con la función de respuesta impulsional $h(t)$:

$$s(t) = e(t) * h(t) \quad (12)$$

Si calculamos las transformadas de Fourier de ambos lados de la anterior ecuación tenemos:

$$S(w) = E(w) H(w) \quad (13)$$

donde w es la frecuencia angular y $S(w)$, $E(w)$ y $H(w)$ son funciones complejas de w transformadas de $s(t)$, $e(t)$ y $h(t)$ respectivamente. La función $H()$ que se obtiene mediante:

$$H(w) = \frac{S(w)}{E(w)} \quad (14)$$

se define como la Función de Transferencia de desplazamientos del suelo. Esta función es capaz de proporcionarnos los factores de amplificación locales si conocemos la entrada $E(w)$ y la salida $S(w)$ de la estructura.

El MMTH nos proporciona la FT de desplazamientos directamente de la matriz de propagación $P(z, z_0)$, siendo la función de entrada $f(z_0)$ y la función de salida $f(z)$ (ver ecuación (9)).

RESPUESTA SÍSMICA DE ALMERÍA

Vamos a calcular la Función de Transferencia (FT) y las señales registradas en la frontera de cada capa al introducir el desplazamiento dado por una onda SH y representada por un pulso de Ricker en la base inferior del medio heterogéneo. La señal temporal y el correspondiente espectro de amplitudes de Fourier de un pulso de este tipo se pueden observar en la figura (5). La expresión en función del tiempo de este Pulso se puede escribir como

$$f(t) = (A^2 - \frac{1}{2}) \exp(-A^2)$$

donde $A = \pi(t-t_s)/t_p$, con t_s el tiempo de retraso del pulso y t_p su período característico.

El modelo de tierra que se ha considerado ha sido el modelo medio obtenido por Navarro (1992) mediante la inversión de ondas superficiales para la provincia de Almería. Las velocidades de cizalla (onda S) de este modelo vienen representadas en la figura 6. Los valores de los factores de calidad se han escogido similares a los que tienen los suelos con las mismas propiedades físicas que nuestro modelo.

La FT del suelo de Almería calculada viene representada en la figura 7. En ella se observan amplificaciones de la señal incidente de hasta 25 veces para la frecuencia de 0.8 Hz, o por el contrario no se observa ninguna amplificación para la frecuencia de 0.1 Hz. Esto quiere decir que si existen, por ejemplo, construcciones con frecuencias de vibración propias de 0.8 Hz, éstas sufrirán

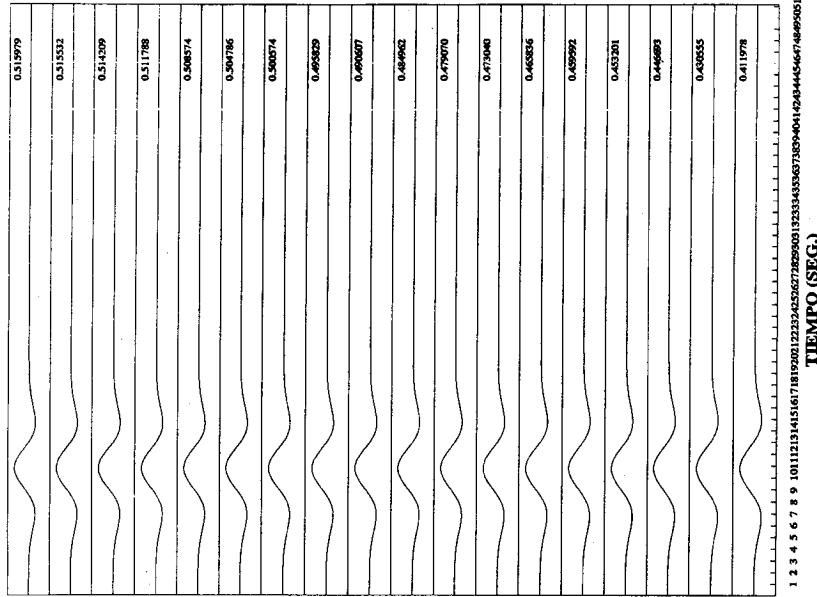


Figura 8a. Pulso de Ricker SH con periodo característico de 10 seg. a través de cada estrato de la corteza de Almería. El número en cada sismograma indica el valor máximo de la amplitud.

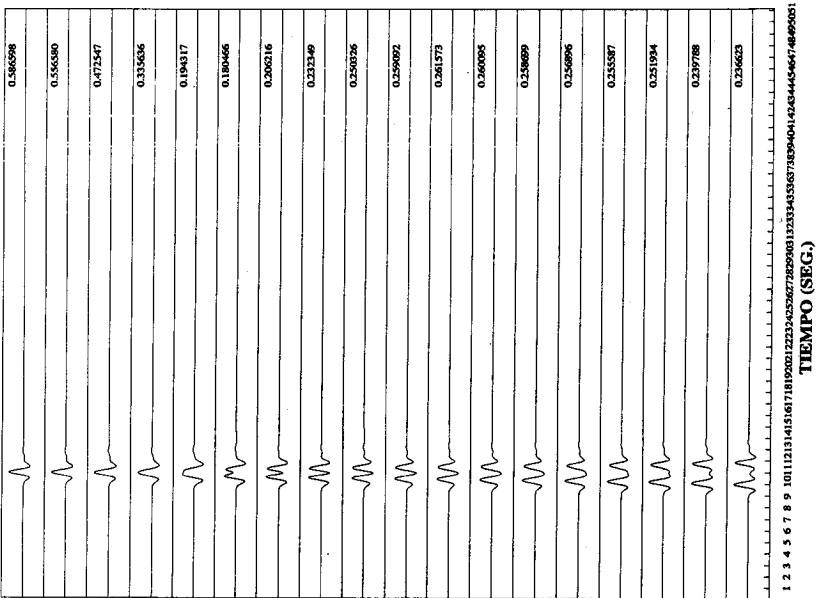


Figura 8b. Pulso de Ricker SH con periodo característico de 1.25 seg. a través de cada estrato de la corteza de Almería. El número en cada sismograma indica el valor máximo de la amplitud.

una mayor amplitud en su movimiento de vibración bajo un input sísmico, que aquellas construcciones con frecuencia propia de 0.1 Hz.

En las figuras 8 se muestran la evolución de la señal introducida por cada una de las capas que forman el sustrato de Almería para distintos períodos característicos del pulso de Ricker: 10 seg.(0.1 Hz), y 1.25 seg.(0.8 Hz).

AGRADECIMIENTOS

Este capítulo ha sido realizado gracias a los VI y VII Convenios Específicos entre la Consejería de Gobernación de la Junta de Andalucía y la Universidad de Granada. Mi agradecimiento a Gerardo Alguacil, José Morales, Antonio Posadas, Francisco Vidal, José Antonio Peña, Fernando de Miguel y Jesús Ibáñez por su continua predisposición a comentar los resultados obtenidos con estos métodos. Estos comentarios han aclarado y unido muchas ideas sueltas. El apoyo de María D. Romacho y José M. García han hecho posible disfrutar de los medios de la sección departamental de Física Aplicada del Campus Universitario de Almería. También doy las gracias a Manuel Navarro y a Víctor Corchete los cuales me proporcionaron el modelo de tierra de Almería sin el cual no se podría haber hecho este capítulo. Los comentarios de los editores han ayudado a dar el carácter científico-divulgativo que requiere este libro.

REFERENCIAS

- AKI, K. and Richards, P.G. (1980). "Quantitative Seismology. Theory and Methods". W.H. Freeman and Company. San Francisco.
- GILBERT, F. and BACKUS, G. (1966). "Propagator matrices in elastic waves and vibration problems". Geophysics 31. pp.326-332.
- HASKELL, N. (1953). "The dispersion of surface waves in multilayered media". Bull. Seism. Soc. Am. Vol.43, pp.17-34.
- HAYS, W.(1989). "Aspectos fundamentales de la geología y la sismología para la microzonación sísmica". Física de la Tierra. Movimientos fuertes del suelo y riesgo de terremotos. Coords. A. Udías y D. Muñoz. Dpto. de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica. Ed. de la Universidad Complutense de Madrid.

LUZÓN, F. (1992). "Respuesta sísmica de sitio. Aplicación del Método de Thompson-Haskell a un modelo unidimensional." Memoria de Iniciación a la Investigación. Programa de Doctorado en Sismología. Universidad de Granada.

LUZÓN F, PEÑA J.A., VIDAL, F. y DE MIGUEL F. (1991). Estudio preliminar de la relajación de energía sísmica de la región Bético-Rifeña durante el periodo instrumental. VII Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica. 2-5 de Diciembre. San Fernando, Cádiz.

MORALES, J.(1991). "Caracterización de la respuesta sísmica local en las cuencas de Granada (España) y Ciudad Guzman (Mexico) mediante el análisis espectral de microterremotos y terremotos". Tesis Doctoral. Universidad de Granada.

NAVARRO, M. (1993). Memoria de Iniciación a la Investigación. Programa de Doctorado en Sismología. Universidad de Granada.

THOMPSON, W.T. (1950). "Transmission of elastic waves through a stratified solid". Journ. of Applied Physics. Vol.21, pp.89-93.