

Valores medios del coeficiente de atenuación de las ondas Rayleigh para Europa occidental

por ANTONI M. CORREIG (1), ENRIC BANDA (2), (4), JOSEP A. CANAS (3), (1)

- (1) Departamento de Física de la Tierra y del Cosmos. Facultad de Física. Diagonal, 645, Barcelona - 28.
(2) Cátedra de Geofísica. Facultad de Ciencias Físicas. Universidad Complutense. Madrid - 3.
(3) Department of Earth and Atmospheric Sciences. Saint Louis University. St. Louis, Mo 63103. USA.
(4) Dirección actual: Institut für Geophysik. ETH Hönggerberg. CH - 8093 Zürich. Suiza.

RESUMEN

En este estudio presentamos los valores medios del coeficiente de atenuación de las ondas Rayleigh para Europa occidental, obtenidos a partir del estudio de tres terremotos situados en las Azores, Sicilia y Mar Negro y registrados por estaciones europeas. Los resultados presentan una gran dispersión, mostrando claramente la inhomogeneidad de la zona. Para el terremoto del Atlántico, los resultados son muy coherentes y presentan unos valores del coeficiente de atenuación comparables, aunque ligeramente superiores para períodos cortos, a los hallados para la región estable de la placa Euroasiática.

ABSTRACT

Mean values of the attenuation coefficient of Rayleigh waves for western Europe, obtained from a study of three earthquakes located at the Azores, Sicily and Black Sea and recorded by European stations, are presented. Results show a large scattering and clearly show the non homogeneity of the zone under study. For the Azores earthquake results are most consistent and present attenuation coefficient values similar to those obtained for the stable region of the Eurasian plate, although slightly higher for the shorter periods.

INTRODUCCIÓN

En este trabajo se presentan los primeros resultados de un más amplio estudio en el que se pretenden determinar los valores regionalizados de los coeficientes de atenuación de las ondas superficiales en Europa y zonas adyacentes con la inclusión del mar Mediterráneo.

El estudio del coeficiente de atenuación de las ondas sísmicas es importante básicamente por dos motivos. Por un lado da la información necesaria para efectuar las correcciones oportunas en una descripción del movimiento del suelo al paso de las ondas generadas por los terremotos. Por otro lado, da información acerca de la distribución de los valores del factor intrínseco de atenuación Q de la corteza y manto superior.

Estos estudios son prácticamente inexistentes en Europa. Que nosotros tengamos noticia tan sólo existen los trabajos de Tryggvason (1965), Payo (1969) y Yacoub y Mitchell (1977). Tryggvason obtuvo unos valores medios del coeficiente de atenuación de las ondas Rayleigh para trayectorias euroasiáticas y americanas. Sus resultados, con una dis-

persión considerable, oscilan entre $\gamma = 2 \times 10^4 \text{ km}^{-1}$ para el período $T = 15 \text{ s}$, $\gamma = 0.78 \times 10^4 \text{ km}^{-1}$ para $T = 20 \text{ s}$ y vuelven a incrementarse a $\gamma = 1.4 \times 10^4 \text{ km}^{-1}$ para $T = 100 \text{ s}$. Estos valores son característicos de una zona continental estable y homogénea. Payo (1969) analizó la trayectoria Málaga-Toledo para una serie de terremotos ocurridos en el Mediterráneo y obtuvo unos valores de γ oscilando entre 10×10^4 y $15 \times 10^4 \text{ km}^{-1}$. Consideramos estos valores excesivamente altos, pero pueden ser indicativos de las grandes variaciones laterales que probablemente existen en Europa y el Mediterráneo, una de las regiones que más complejidades presenta. Yacoub y Mitchell (1977) obtuvieron valores del coeficiente de atenuación de las ondas Rayleigh para la placa Euroasiática entre los períodos 4 y 50 segundos. Los valores medios hallados presentan una gran dispersión, que se reduce al regionalizar dichos valores en dos amplias regiones, la estable y la tectónica. Para la región estable el coeficiente de atenuación de las ondas Rayleigh decrece desde valores comprendidos entre 3×10^4 y $4 \times 10^4 \text{ km}^{-1}$ para períodos cortos a valores cercanos a 2×10^4 para períodos mayores. Estos resultados se han representado en la figura 2. Las regiones tectónicas se caracterizan por valores de γ más elevados, oscilando entre $7.5 \times 10^4 \text{ km}^{-1}$ para períodos bajos y valores cercanos a $3 \times 10^4 \text{ km}^{-1}$ para períodos superiores.

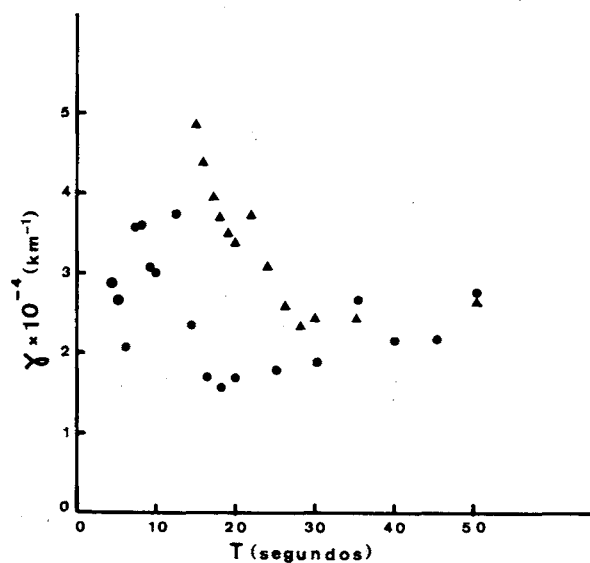
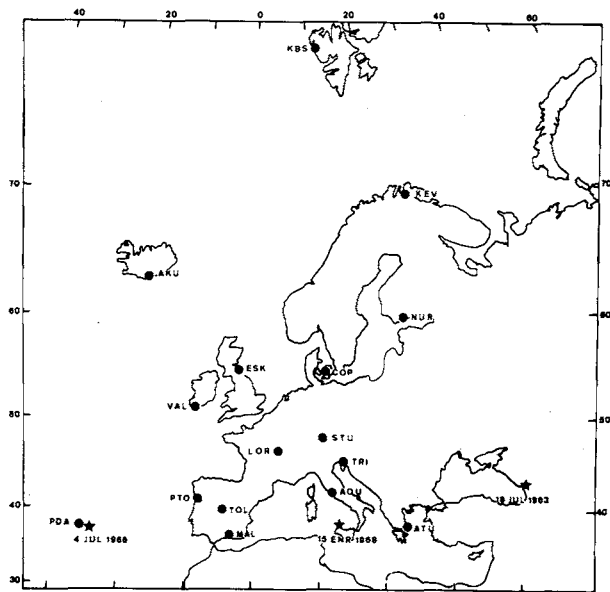
Uno de los problemas que presenta un trabajo de este tipo es la falta de homogeneidad en las estructuras atravesadas por las ondas. En nuestro caso, el área de trabajo elegida presenta una gran diversidad de provincias tectónicas: los escudos europeos, desde la Eo-Europa a la Meso-Europa (Khain, 1977), la Europa alpina con la inclusión del Mediterráneo, y el océano Atlántico. La posibilidad de regionalizar los resultados es atractiva puesto que es de esperar que zonas tal como el Mediterráneo occidental tengan coeficientes de atenuación altos como correspondería a la existencia de un manto «caliente» puesto en evidencia por diferentes estudios de ondas superficiales (Berry y Knopoff, 1967) y perfiles sísmicos profundos (Morelli, 1975).

Los resultados que presentamos en este trabajo corresponden a tres terremotos, uno ocurrido en la fractura Azo-

res-Gibraltar, el segundo en el Mediterráneo cerca de Sicilia y el tercero en el borde oriental del Mar Negro, los tres registrados por distintas estaciones europeas. La diversidad de trayectorias sólo permite esperar resultados promedio para toda la zona. En efecto, nos encontramos con trayectorias puramente oceánicas, mixtas de oceánicas y escudos europeos, escudos europeos, el escudo hercínico de Iberia y el Mediterráneo. Incluso en las trayectorias puramente oceánicas debe tenerse cierto cuidado en la interpretación ya que se atraviesan regiones de diferentes edades, hecho que, tal como ha sido puesto de manifiesto por Canas y Mitchell

(1978) y Correig y Mitchell (en prensa), tiene inferencia en la determinación de los parámetros de atenuación.

Con el presente estudio pretendemos iniciar una serie de trabajos encaminados, primeramente, a obtener unos valores medios del coeficiente de atenuación de las ondas Rayleigh para la Europa Continental, siendo éste el objeto de este trabajo. A continuación intentaremos, basándonos en estos resultados, hallar la variación regional del coeficiente de atenuación para las distintas zonas tectónicas. Finalmente realizaremos la inversión de los resultados obtenidos para hallar la distribución de Q para las distintas regiones.



Leyenda de las Figuras

Fig. 1. Situación de los terremotos (estrellas) y estaciones sísmicas utilizadas (círculos).

Fig. 2. Valores medios del coeficiente de atenuación de las ondas Rayleigh para Europa occidental (triángulos), obtenidos a partir del terremoto del 4 Jul 1966, comparados con los obtenidos por Yacoub y Mitchell (1977) para la región estable de la placa Euroasiática (círculos).

CÁLCULO DEL COEFICIENTE DE ATENUACIÓN DE LAS ONDAS SUPERFICIALES

El método utilizado para el cálculo del coeficiente de atenuación medio de las ondas Rayleigh es el descrito por Tsai y Aki (1969) y su posterior generalización por Herrmann y Mitchell (1975).

El método presupone que: a) las características de la fuente (profundidad focal, orientación del sistema de fuerzas puntuales y la estructura del medio) sean conocidas, con lo que pueden predecirse correctamente las amplitudes teóricas y b) que la región a estudiar sea homogénea, o que las variaciones laterales sean pequeñas.

El modelo matemático es el siguiente. Las amplitudes observadas pueden representarse:

$$A_o(\omega) = A_T(\omega) G(\omega) \{ \exp - \gamma(\omega) r \}$$

en donde $A_o(\omega)$ es la amplitud observada a una frecuencia angular ω , corregida por la extensión geométrica y respuesta instrumental, $A_T(\omega)$ es la amplitud teórica correspondiente a un momento sísmico de 1 dina-cm, $G(\omega)$ es la función fuente (que da cuenta de la dinámica de la formación de la falla; para detalles ver Correig y Canas, en prensa) γ es el coeficiente de atenuación y r la distancia epicentro-estación, en kilómetros.

En este modelo el término $\exp(\gamma r)$ da cuenta de la corrección por atenuación que debería darse a la amplitud teórica para que diese la observada y G representa el valor real de la función fuente, desconocida. El método consiste en determinar simultáneamente G y γ , para lo cual se divide la expresión anterior por A_T y tomando logaritmos neperianos se obtiene, para una frecuencia angular determinada,

$$\ln(A_o/A_T) = \ln G - \gamma r$$

que no es más que la ecuación de una recta que puede obtenerse por mínimos cuadrados a partir de la gráfica en la que las ordenadas son los valores de $\ln(A_o/A_T)$ y las abscisas los valores de r . En el punto de intersección de la recta con el eje de ordenadas ($r=0$) el cociente A_o/A_T equivale a G y la pendiente de la recta a γ . Naturalmente este proceso debe repetirse para cada frecuencia.

Herrmann y Mitchell (1975) han generalizado este método, calculando los valores estimados para cada parámetro, y el coeficiente de correlación estimado r de la distribución normal. Si los valores hallados para r son menores que r_c , siendo r_c un coeficiente crítico de la estimación, debe concluirse que los datos utilizados para determinar γ y G no son aceptables, o, alternativamente, que se han violado las hipótesis del modelo.

RESULTADOS OBTENIDOS

Los coeficientes de atenuación del modo fundamental de las ondas Rayleigh han sido calculados a partir de los tres terremotos presentados en la tabla 1, cuyas soluciones focales han sido deducidas por Mckenzie (1972). La situación de los terremotos y de las estaciones sísmicas utilizadas, todas pertenecientes a la red WWSSN, se han representado en la figura 1. Los análisis de las técnicas del análisis espectral utilizadas en este estudio, así como la generación de la distribución teórica de las amplitudes, pueden encontrarse en Correig (1977). Como modelo de Tierra se ha utilizado el modelo medio continental PEM (Dziewonski *et al.*, 1975).

Los valores medios del coeficiente de atenuación obtenidos a partir de la componente vertical del modo fundamental de las ondas Rayleigh generadas por los terremotos estudiados se presentan en la tabla 2, en donde el coeficiente de atenuación se da como una función del período junto con la desviación típica. Un asterisco a la derecha de una determinación particular indica que $r < r_c$, o sea, que el coeficiente de correlación de la estimación no ha superado el coeficiente crítico.

Un estudio de la tabla 2 nos permite obtener varias conclusiones. En primer lugar podemos ver que los datos más homogéneos nos los proporcionan las ondas generadas por el terremoto del 4 JUL 1966. Este terremoto se localiza en las Azores y sus trayectorias son predominantemente mezcla de oceánica y continental estable. Los valores medios obtenidos del coeficiente de atenuación podemos considerarlos como representativos de la zona Atlántico-Norte de Europa. (Hay dos puntos, sin embargo, que debemos desechar, correspondientes a los períodos $T = 40$ y 45 s por dar unos valores extremadamente bajos, injustificables frente a los otros). En la figura 2 presentamos una comparación de los valores del coeficiente de atenuación de las ondas Rayleigh para este terremoto con los hallados por Yacoub y Mitchell (1977) para la región estable de Eurasia. Para los períodos bajos, hasta unos 25 segundos, los valores obtenidos en el presente trabajo son ligeramente más altos, tendiendo a igualarse para períodos superiores. En una primera aproximación puede interpretarse como debido a variaciones laterales del factor intrínseco de atenuación Q para la litosfera. Sin embargo, no podemos extraer ninguna conclusión definitiva hasta que no se haya realizado una inversión formal de los coeficientes de atenuación.

En segundo lugar, a partir de la tabla 2 podemos darnos cuenta que para los dos terremotos restantes, el del 15 ENE 1968 (al Sur de Sicilia) y el del 16 JUL 1963 (al este del Mar Negro), prácticamente para todas las determinaciones $r < r_c$, con lo que debemos desechar dichos datos. Dado que los tres

terremotos han sido analizados de la misma forma y por la misma persona, es difícil creer en un error sistemático en el análisis de los datos, con lo que nos inclinamos a creer que se han violado las condiciones de aplicabilidad del método. En particular, la condición que claramente se ha violado es la que presupone la homogeneidad del medio, especialmente para el terremoto del Sur de Sicilia, cuyas trayectorias atraviesan, aparte de regiones tectónicamente distintas, una zona del Mediterráneo de flujo térmico muy alto.

El atravesar regiones tectónicas distintas, con marcadas inhomogeneidades laterales, tras como consecuencia la aparición de trayectorias múltiples, que tanto pueden converger a un punto («focusing») dando como resultado una energía superior a la esperada para un medio homogéneo, o bien diverger («defocusing») dando una energía inferior a la esperada. El resultado final son unas ondas muy distorsionadas, imposibles de analizar y predecir teóricamente con los conocimientos actuales.

Otra evidencia de la inhomogeneidad de la zona es la de la aparición de coeficientes de atenuación negativos. Efectivamente, estos valores negativos son peculiares de las determinaciones del coeficiente de atenuación basadas en el ajuste de las amplitudes teóricas con las observadas, y puede comprenderse a partir del ejemplo siguiente (Yacoub y Mitchell, 1977). Supongamos una fuente de ondas superficiales localizada en un borde de separación de dos regiones con propiedades de atenuación distintas. Si un sismógrafo está localizado al Norte de la fuente y al otro al Sur, y hacemos las correcciones propias de la distribución geométrica de radiación, entonces la razón de las amplitudes observadas en las dos estaciones puede expresarse como

$$A_2/A_1 = \exp(\gamma_2 x_2 + \gamma_1 x_1)$$

donde γ_1 y γ_2 son los coeficientes de atenuación para las dos regiones y x_1 y x_2 son las distancias a las que se han propagado en cada región. Si no se ha tenido en cuenta la regionalización, la razón de amplitudes conduce a un coeficiente de atenuación γ_a , y

$$(A_2/A_1) = \exp\{-\gamma_a(x_2 - x_1)\}$$

Despejando γ_a obtenemos

$$\gamma_a = \frac{\gamma_1 x_1 - \gamma_2 x_2}{x_2 - x_1}$$

Si $\gamma^2/\gamma^1 > x^1/x^2$, entonces obtenemos valores negativos para γ_a . Este problema puede solucionarse mediante la aplicación de métodos que utilicen tan sólo amplitudes observadas, como el de las dos estaciones (ver, por ejemplo, Canas y Mitchell, 1978). En este caso cabe esperar que no aparezcan valores de γ negativos, a no ser que otros factores, tales como las trayectorias múltiples, afecten severamente a las amplitudes observadas.

TABLA 1

Situación de los terremotos y parámetros focales (Mckenzie, 1972)

FECHA	TIEMPO ORIGEN	LATITUD	LONGITUD	SOLUCIONES FOCALES	
				Plano 1	Plano 2
4 JUL. 1966	12:15:26.5	37.5	-24.7	172 46	103 70
15 ENE. 1968	02:01:08.5	37.9	13.1	76 40	100 52
16 JUL. 1963	18:27:18.4	43.1	41.5	115 40	85 54

CONCLUSIONES

La gran complejidad de la zona europea estudiada en este trabajo hace que los valores medios obtenidos para los coeficientes de atenuación de las ondas Rayleigh presenten una gran dispersión y sean de difícil interpretación. Sin embargo, tenemos ya indicios suficientes para sugerir que la zona europea de la placa Euroasiática puede estar caracterizada por unos coeficientes de atenuación iguales o superiores a los obtenidos para Eurasia y que dichos coeficientes pueden incrementarse notablemente en la zona mediterránea.

AGRADECIMIENTOS

Parte de este trabajo se realizó durante una estancia de uno de los autores (AMC) en la Universidad de Saint Louis, Missouri (USA), la cual puso a su disposición todas sus facilidades del sistema de digitalización y de cálculo. El Dr. Robert Herrmann amablemente nos cedió algunos de los programas de generación de ondas superficiales utilizados en este estudio.

TABLA 2
Coeficientes medios de atenuación para la zona europea

T(s)	4 JUL 1966	15 ENE 1968	16 JUL 1963
15	4.84 ± 2.13	0.48 ± 3.92 &	6.34 &
16	4.40 2.25	0.54 3.74 &	4.12 &
17	3.96 1.70 &	0.52 3.35 &	0.54 &
18	3.71 1.40	0.33 2.90 &	3.99 &
19	3.50 1.35	-0.47 2.47 &	3.33 &
20	3.37 1.41 &	-0.70 2.34 &	2.93 &
22	3.73 1.46	-0.73 2.56 &	1.70 &
24	3.08 1.24	-0.10 1.97 &	2.24 &
26	2.57 1.19	1.11 0.98 &	3.27 &
28	2.33 1.19	1.87 0.96	4.08 &
30	2.44 1.23	2.34 1.39	5.93 &
35	2.41 1.16	3.53 1.69	4.30 &
40	0.17 1.55	4.15 2.08	4.48 &
45	0.80 1.26	6.22 3.86	4.95 &
50	2.65 1.60	5.48 3.16	3.36 &

& valores para los cuales $r < r_c$

BIBLIOGRAFÍA

- BERRY, M. and L. KNOPOFF (1967). Structure of the upper mantle under the western Mediterranean basin. *J. Geophys. Res.* 72: 3613-3622.
- CANAS, J. A. and B. J. MITCHELL (1978). Lateral variations of surface wave anelastic attenuation across the Pacific. *Bull. Seism. Soc. Am.* 68: 1637-1650.
- CORREIG, A. M. (1977). Estudi del mecanisme focal dels terratrèmols a partir d'ones sísmiques. Aplicació a terratrèmols de les dorsals de l'Atlàntic i oriental del Pacífic. Tesis Doctoral. Universitat de Barcelona.
- CORREIG, A. M. and B. J. MITCHELL (en prensa). Regional variations of Rayleigh wave attenuation coefficients in the eastern Pacific. *Pageoph.* 117.
- CORREIG, A. M. and J. A. CANAS (en prensa). A note on seismic moment determination. *Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc.*
- DZIEWONSKI, A. M., S. BLOCH and E. R. LAPWOOD (1975). Parametrically simple earth models consistent with geophysical data. *Phys. Earth Plan. Int.* 10: 12-48.
- HERRMANN, R. B. and B. J. MITCHELL (1975). Statistical analysis and interpretation of surface-wave anelastic attenuation data for the stable interior of North America. *Bull. Seism. Soc. Am.* 65: 1115-1128.
- KHAIN, V. E. (1977). The new international map of Europe and some problems of structure and tectonic history of the continent. In *Europe from crust to core*. D. V. Ager and M. Brooks (Eds). John Wiley and Sons.
- MCKENZIE, D. P. (1972). Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. J. R. astr. Soc.* 30: 109.
- MORELLI, C. (1975). Geophysics of the Mediterranean. *Rapp. Comm. Int. Mer. Medit. Sp. Issue*, 7: 29-111.
- PAYO, G. (1969). Atenuación de ondas sísmicas. *Rev. Geofís.* 28: 277-315.
- TRYGGVASON, E. (1965). Dissipation of Rayleigh wave energy. *J. Geophys. Res.* 70: 1449-1455.
- TAI, Y. B. and K. AKI (1969). Simultaneous determination of the seismic moment and attenuation of seismic surface waves. *Bull. Seism. Soc. Am.* 59: 275-287.
- YACOB, N. K. and B. J. MITCHELL (1977). Attenuation of Rayleigh wave amplitudes across Eurasia. *Bull. Seism. Soc. Am.* 67: 751-769.

Recibido, Diciembre 1979