

Propagación y atenuación de las ondas de Rayleigh en el océano Atlántico (*)

José A. CANAS

Department of Earth and Atmospheric Sciences, Saint Louis University, Saint Louis, Mo 63156 (USA).

RESUMEN

El modo fundamental de las ondas de Rayleigh generado por diversos terremotos situados a lo largo de caminos de círculo máximo entre pares de estaciones sismográficas situadas en las costas Americanas y Europeas y en islas del Océano Atlántico ha sido analizado para obtener modelos regionalizados de las ondas de cizalla y de la fricción interna. Los resultados más importantes obtenidos son los siguientes: (1) Los coeficientes de atenuación anelástica y la fricción interna se hallan relacionados con la edad del suelo oceánico del Atlántico, correspondiendo a las regiones más antiguas valores más altos de Q. (2) Para las regiones menores de 65 Ma existe una clara zona en la que los valores de Q son pequeños. Esta zona no se observa para regiones mayores de 65 Ma. (3) No existe variación sistemática de las velocidades de las ondas de cizalla con la edad del suelo oceánico del Atlántico. (4) La comparación de los resultados obtenidos en este estudio con resultados previos para el Océano Pacífico indican que a menor atenuación y fricción interna corresponde menor velocidad de separación de las placas y viceversa. (5) Los modelos correspondientes a las ondas de cizalla soportan los resultados obtenidos por otros autores que encontraron que la Cordillera Central del Atlántico ejerce muy poca influencia en las velocidades de las ondas de Rayleigh.

SUMMARY

Fundamental-mode Rayleigh waves generated by several earthquakes situated along great-circle paths between pairs of seismograph stations on the American and European coastal regions and on Atlantic islands have been analyzed to obtain regionalized shear-wave velocity and internal friction models. The main results obtained are as follows: (1) The anelastic attenuation coefficients and internal friction are related to the age of the Atlantic Ocean floor, older regions being characterized by higher Q values. (2) A low-Q zone is well developed in the upper mantle of all regions less than 65 Ma in age, but is poorly developed in older regions. (3) There is no clear systematic variation of shear velocities with the age of the Atlantic Ocean. (4) Comparison of the results of this study with earlier results for the Pacific Ocean indicate that attenuation coefficients and internal friction values are smaller when the velocity of plate motion is slower or vice versa. (5) The shear wave models support the results of earlier workers which found little influence of the Mid-Atlantic Ridge on the Rayleigh velocities.

INTRODUCCIÓN

Los coeficientes de atenuación y la fricción interna han provisto recientemente información acerca de la variación lateral de anelasticidad en la corteza y manto superior del Océano Pacífico.

El objeto de este estudio es investigar la variación de los coeficientes de atenuación y la variación de la fricción interna en función de la edad del suelo oceánico del Atlántico. Una comparación posterior de los resultados obtenidos en este

estudio con resultados correspondientes al Océano Pacífico (Canas y Mitchell, 1978; Canas, 1978 b; Canas et al., 1980 y Correig y Mitchell, 1980) será llevada a cabo para investigar la relación existente entre la velocidad de separación de las placas y anelasticidades correspondientes.

ANÁLISIS DE LOS DATOS

Se han analizado 64 registros verticales de largo periodo correspondientes a 28 terremotos (Tabla 1, Figura 1) ocurridos en diversas partes de la Tierra. Todos los registros pertenecen a la World Wide Standardized Seismograph Network (WWSSN) a excepción de tres que pertenecen a la Canadian Seismograph Network. La cantidad total de terremotos fue seleccionada de tal forma que cualquiera de los estudiados estuviese situado aproximadamente en el mismo círculo máximo que cualquier par de las estaciones sismográficas utilizadas (Figura 1) cumpliendo además la condición de no hallarse situado en el camino de círculo máximo más corto entre ambas estaciones. En la tabla 2 se relacionan las trayectorias utilizadas entre pares de estaciones sismográficas y los epicentros correspondientes.

La digitalización de las componentes verticales de las ondas de Rayleigh se ha llevado a cabo con un intervalo constante de 1.0 o 2.0 segundos. Este intervalo evita cualquier tipo de problema debido a «aliasing» para el rango de periodos de este trabajo (>15 segundos). La aplicación de técnicas de filtrado y análisis de Fourier (Dziewonski et al., 1969 y Herrmann, 1973) a las señales digitalizadas provee las amplitudes y velocidades de las ondas de Rayleigh necesarias para la obtención de los modelos regionalizados antes citados.

REGIONALIZACIÓN DE LOS COEFICIENTES DE ATENUACIÓN

Los coeficientes de atenuación obtenidos por aplicación del llamado método de las dos estaciones (p. e. Tsai y Aki, 1969; Canas, 1978b) han sido regionalizados como una función de la edad de la corteza oceánica. Las isocronas (figura 1) han sido obtenidas de lineaciones magnéticas en el Atlántico (Pitman III et al., 1974).

(*) Resumen de la Tesis presentada para aspirar al grado de Doctor of Philosophy in Geophysics por Saint Louis University, el 15 de enero de 1980.

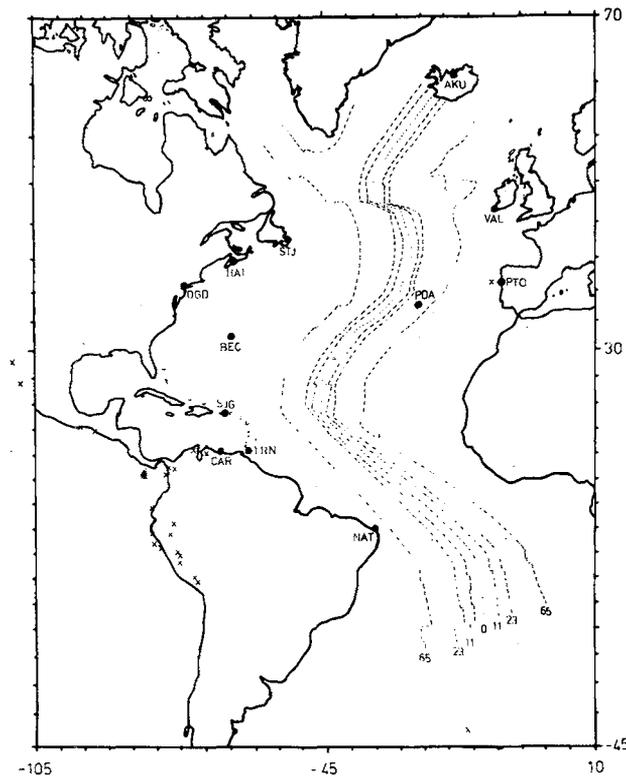


Fig. 1. Situación de los terremotos, estaciones sismográficas y edad de las anomalías magnéticas utilizadas.

La regionalización se lleva a cabo de la siguiente forma: Los coeficientes de atenuación, $\gamma(\omega)$, se pueden describir de la siguiente manera:

$$\gamma(\omega) = \sum_{i=1}^M \alpha_i \gamma_i(\omega) \quad (1)$$

donde $\gamma_i(\omega)$ es el coeficiente de atenuación regionalizados, α_i es el peso que la cantidad $\gamma_i(\omega)$ tiene en $\gamma(\omega)$, ω es la frecuencia angular y M es el número de subregiones en que se subdivide la trayectoria.

Por aplicación del método de mínimos cuadrados a la expresión 1 se llega al sistema de ecuaciones:

$$\frac{\partial}{\partial \gamma_i} \left(\sum_{j=1}^N \varepsilon_j^2 \right) = 0 \quad i = 1, 2, \dots, M \quad (2)$$

donde N es el número de ecuaciones a minimizar y

$$\varepsilon_j = \gamma_j(\omega) - \sum_{i=1}^M \alpha_{ij} \gamma_i \quad (3)$$

El error cuadrático medio de la solución se determina a partir de:

$$\bar{\varepsilon}_s = \sqrt{\frac{N}{N-M} \left(\sum_{j=1}^N \varepsilon_j^2 \right) / (N-M)} \quad (4)$$

y las desviaciones típicas de los coeficientes regionalizados vienen dadas por la expresión:

$$\delta \gamma_i = \sqrt{\rho_{ii} / D} \bar{\varepsilon}_s \quad (5)$$

donde ρ_{ii} es el adjunto del elemento ρ_{ij} de la matriz de las ecuaciones 2 y D es el determinante de los coeficientes de dicha matriz (Udías, 1969).

El número de regiones que proveerá información sobre la relación existente entre anelasticidad y edad de la corteza oceánica son:

- 1) 0-11 Ma y >11 Ma
- 2) 0-23 Ma y >23 Ma
- 3) 0-65 Ma y >65 Ma

La selección de las regiones citadas se ha efectuado basándose en las desviaciones típicas obtenidas para un sistema de dos y de tres regiones respectivamente y la aplicación de un test F para la comparación de las varianzas obtenidas al incrementar el número de regiones consideradas en una unidad (Bevington, 1969). El mejor resultado se obtiene cuando sólo dos regiones son tenidas en cuenta.

Los valores regionalizados de los coeficientes de atenuación son una función dependiente de la edad de la corteza oceánica del Atlántico, siendo estos mayores cuanto menor es la edad litosférica del Atlántico. Puede observarse también que en general los coeficientes de atenuación son una función dependiente de la frecuencia, siendo estos mayores cuanto mayor es la frecuencia.

REGIONALIZACIÓN DE LAS VELOCIDADES DE FASE Y DE GRUPO

Las velocidades de fase y de grupo obtenidas por aplicación del método de las dos estaciones (p. e. Canas, 1978b) han sido regionalizadas de acuerdo con la subdivisión establecida en el apartado anterior.

La regionalización se ha efectuado de la forma siguiente: El tiempo total que una onda pura de frecuencia ω tarda en recorrer una trayectoria cualquiera puede escribirse como:

$$T_i(\omega) = \sum_{j=1}^m L_{ij} / V_j(\omega) \quad (6)$$

donde i representa la trayectoria considerada, m el número de subregiones en que se divide la trayectoria i , L_{ij} la longitud de la subregión y $V_j(\omega)$ es la velocidad de fase o de grupo en la subregión j .

Smith y Dalhen (1973) pusieron de manifiesto que la variación azimutal de las velocidades de las ondas superficiales en un medio anisotrópico puede expresarse como:

$$V(\omega, \theta) = A_0(\omega) + A_2(\omega) \cos 2\theta + B_2(\omega) \sin 2\theta + A_4(\omega) \cos 4\theta + B_4(\omega) \sin 4\theta \quad (7)$$

donde θ es el azimut de la primera estación respecto a la segunda para el caso de las dos estaciones.

La sustitución de la expresión 7 en la 6 y considerando que la variación azimutal en cada subregión es aproximadamente constante conduce a una expresión que no es lineal. Para linealizar el problema se considera que la variación azimutal de la anisotropía es pequeña y tan solo los primeros términos

son tomados en consideración. Si además se considera que el grado de anisotropía es el mismo para cada trayectoria el resultado final es una expresión lineal a la que se le puede aplicar el método de mínimos cuadrados. Dicha expresión es:

$$T_i \cong \sum_{j=1}^m (L_j/A_{0j}) - (L_i/V_{iob}) \left\{ (A_2/A_0) \cos 2\theta_i + (B_2/A_0) \sin 2\theta_i + (A_4/A_0) \cos 4\theta_i + (B_4/A_0) \sin 4\theta_i \right\} \quad (8)$$

donde V_{iob} es la velocidad de fase o de grupo a lo largo de la trayectoria i , L_i es la longitud total de la trayectoria.

Las desviaciones típicas de las velocidades regionalizadas (Ewing y Mitchell, 1970) y de los coeficientes anisotrópicos vienen dadas por:

$$\tau = ((\epsilon^2 / (N-k)) D)^{1/2} \quad (9)$$

donde D es una matriz diagonal cuyos elementos son:

$$d_{ij} = \begin{cases} 1/\text{Var}(L_i/V_{iob}) & \text{para } i = j \\ 0 & \text{para } i \neq j \end{cases}$$

N es el número de observaciones y k el de variables.

El error cuadrático medio viene dado por:

$$\bar{\tau} = (\epsilon^2 / (N-1))^{1/2} \quad (10)$$

donde:

$$\epsilon^2 = \sum_{i=1}^N (T_i - (L_i/V_{iob}))^2 \quad (11)$$

Los valores de las velocidades de fase y de grupo regionalizadas para las zonas más jóvenes (<65 Ma) son muy similares entre sí. La mayor diferencia se obtiene al comparar la región >65 Ma con la región 0-65 Ma (fig. 2).

Un hecho importante es que no puede observarse una clara relación entre la edad de la corteza oceánica del Atlántico y las velocidades de las ondas de Rayleigh tal como fue hallada para el Océano Pacífico por Kausel et al. (1974), Canas (1978b) y Yu y Mitchell (1980). Es importante notar que los resultados obtenidos se hallan de acuerdo con los trabajos de Ossing (1964) y Bravo y Udías (1974) que encontraron que la Cordillera Central Atlántica ejerce poca influencia en la variación de las velocidades de las ondas de Rayleigh.

Por aplicación de la teoría de Máximos y Mínimos a la ecuación 7 se obtiene que la dirección en que la velocidad es máxima para el Océano Atlántico es de $72 \pm 4^\circ$ respecto al norte geográfico. Resultado que concuerda bien con el obtenido por Keen y Tramontini (1970) que fue de 80° utilizando los datos obtenidos de refracción sísmica en una zona del Océano Atlántico. El grado máximo de anisotropía para las velocidades de grupo y de fase obtenido para todas las regiones es menor del 1% para periodos comprendidos aproximadamente entre los 40 y los 80 segundos.

REGIONALIZACIÓN DE LOS FACTORES ESPECÍFICOS DE CALIDAD Q_R

Los factores específicos de calidad Q_R (Brune, 1962; Tsai y Aki, 1969) son otra medida de la anelasticidad terrestre.

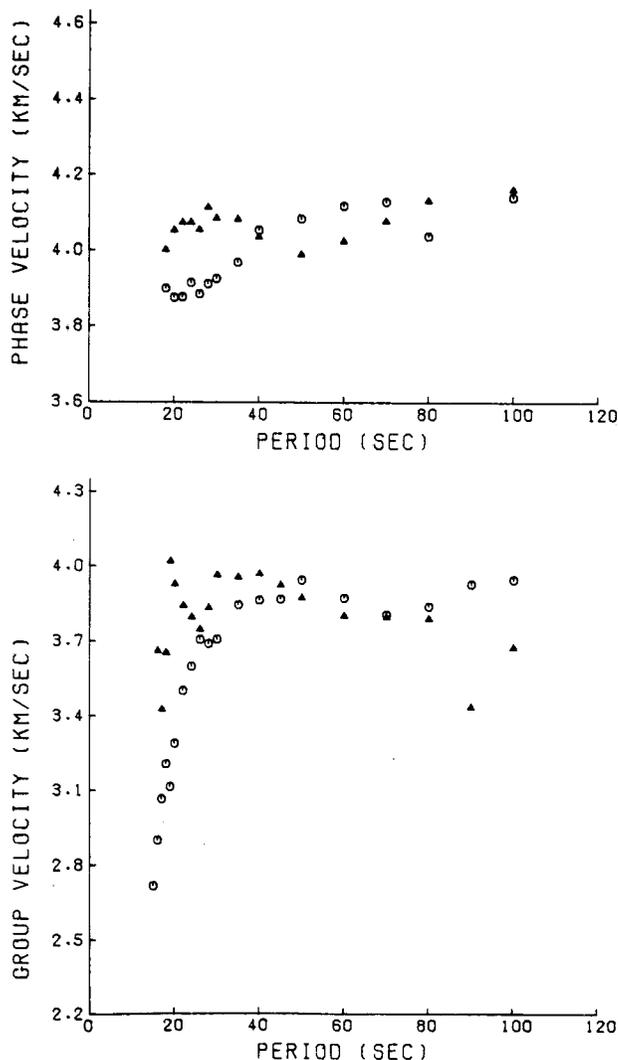


Fig. 2. Velocidades de fase y de grupo para las regiones: 0-65 Ma (Δ) y >65 Ma (o).

Estos valores son sumamente importantes ya que proveen las correcciones necesarias a las velocidades de las ondas de Rayleigh anteriormente a su inversión.

La forma final de los factores específicos de calidad, Q_R , es:

$$(Q_R(\omega))_i = (\pi/T) (\gamma_R(\omega) U_R(\omega))_i^{-1} \quad (12)$$

las desviaciones típicas (S.D.) son calculadas haciendo uso de:

$$(S.D. Q_R)_i = (Q_R(\omega))_i \left\{ \left((S.D.)_{U_R}^2 / U_R(\omega) \right) + \left((S.D.)_{\gamma_R}^2 / \gamma_R^2(\omega) \right) \right\}^{1/2} \quad (13)$$

donde i significa que los factores de calidad y sus desviaciones típicas son calculados para la subregión i . Debido a que en los apartados anteriores se han obtenido los coeficientes de atenuación y las velocidades regionalizadas de las ondas de Rayleigh, la sustitución de los valores obtenidos para cada una de las regiones consideradas en las ecuaciones 12 y 13 proveen los factores específicos y las desviaciones buscadas.

Es importante notar que la Cordillera Central Atlántica (0-

11 Ma o 0-23 Ma) se halla caracterizada por factores de calidad anormalmente bajos. La región >65 Ma se halla asimismo caracterizada por factores de calidad anormalmente altos. Así pues se puede establecer que en el Océano Atlántico existe una relación entre la edad litosférica y los factores específicos de calidad, Q_R , siendo estos menores cuanto más moderna es la edad de la Litosfera.

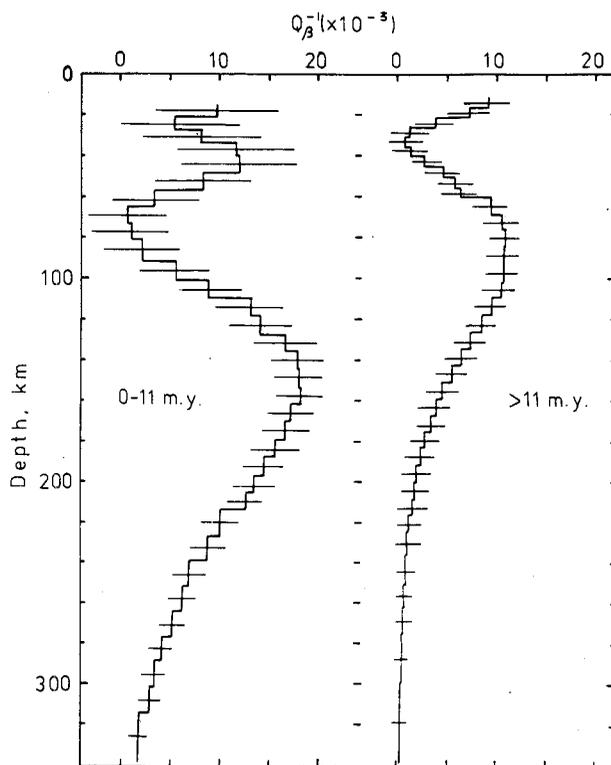


Fig. 3. Modelos de fricción interna de las ondas de cizalla para las regiones 0-11 Ma y >11 Ma.

MODELOS REGIONALIZADOS DE LAS ONDAS DE CIZALLA

Por aplicación de la teoría de inversión (Backus y Gilbert, 1967, 1968, 1970); Wiggins, 1972; Jackson, 1972, Rodi et al., 1975 y Rodi, com. personal, 1977) en su forma estocástica (Franklin, 1970; Der et al., 1970, Jordan y Franklin, 1971, y Jordan y Anderson, 1974) han sido obtenidos modelos regionalizados de las ondas de cizalla para el Océano Atlántico.

El método en líneas generales (Canas, 1978a) consiste en una serie de iteraciones hasta que las velocidades teóricas de las ondas superficiales generadas por los modelos teóricos se ajustan lo mejor posible a las velocidades regionalizadas. Para iniciar la inversión se han utilizado como modelos iniciales los modelos de Saito y Takeuchi (1966) ligeramente modificados en las capas superiores.

Los modelos regionalizados de las ondas de cizalla se han obtenido para las regiones 0-23 Ma, 0-65 Ma, >11 Ma, >23 Ma y >65 Ma. El modelo correspondiente a las velocidades regionalizadas de la región 0-11 Ma es el mismo que el correspondiente a la región 0-23 Ma ya que las velocidades de las ondas de Rayleigh para ambas regiones son prácticamente idénticas.

Todos los modelos a excepción del correspondiente a la región >65 Ma son aproximadamente iguales, con un canal de baja velocidad situado aproximadamente entre los 60 y los 200 km siendo la velocidad mínima en este canal de alrededor de 4,2 km/seg. El canal de baja velocidad en el modelo >65 Ma es muy moderado, con una velocidad mínima de unos 4,4 km/seg. Los modelos obtenidos explican la poca influencia que la Cordillera Central Atlántica tiene sobre las velocidades de las ondas superficiales.

MODELOS REGIONALIZADOS DE LA FRICCIÓN INTERNA DE LAS ONDAS DE CIZALLA (Q_{β}^{-1})

Por aplicación del método de inversión esquemáticamente expuesto en el apartado anterior y efectuando las variaciones necesarias a este caso (p. e. Mitchell, 1976) se han obtenido modelos regionalizados de fricción interna de las ondas de cizalla, Q_{β}^{-1} , para las mismas regiones utilizadas para la regionalización de los coeficientes de atenuación.

Para la aplicación del método se ha supuesto que la fricción interna de las ondas de cizalla puede ser expresada en función de la fricción interna de las ondas compresionales como:

$$Q_{\beta}^{-1} = (4/3) (\beta/\alpha)^2 Q_{\alpha}^{-1} \quad (14)$$

(Anderson et al., 1965)

β y α son las velocidades de las ondas de cizalla y de compresión respectivamente. Las derivadas parciales necesarias para efectuar la inversión (Anderson et al., 1965) son $\partial C_R/\partial \alpha_i$ y $\partial C_R/\partial \beta_i$. Dichas derivadas se han obtenido utilizando programas standar de cálculo numérico. Los modelos de Tierra (o modelos de las ondas de cizalla) utilizados para la obtención de las mencionadas derivadas parciales son los obtenidos en el apartado anterior.

En las figuras 3, 4 y 5 se muestran los modelos de Q_{β}^{-1} obtenidos. Puede observarse que cuanto más moderna es la región bajo estudio mayores son los valores de Q_{β}^{-1} (fig. 3 y 4), indicando que una zona de valores bajos de Q_{β}^{-1} se halla bien desarrollada en las zonas modernas del Océano Atlántico. Puede también observarse que la zona >65 Ma (figura 5) no posee prácticamente una zona de valores bajos de Q_{β}^{-1} en el manto superior, indicando este hecho que la zona de valores bajos de Q_{β}^{-1} decrece rápidamente al aumentar la edad del Océano Atlántico. Puede observarse que también en este caso existe una relación entre los valores de Q_{β}^{-1} (o Q_{β}) con la edad del suelo oceánico, siendo estos mayores (o Q_{β} menores) cuanto más moderna es la litosfera.

Los resultados obtenidos en este estudio han sido comparados con estudios previos en el Océano Pacífico (Canas y Mitchell, 1978; Canas, 1978; Canas et al., 1980 y Correig y Mitchell, 1980). Del resultado de esta comparación se puede establecer que:

(1) La zona de baja velocidad bajo el Océano Pacífico se halla mejor desarrollada y con valores más altos de Q_{β}^{-1} para zonas de aproximadamente la misma edad en ambos océanos.

(2) En ambos océanos existe en general la relación entre los coeficientes de atenuación, factores específicos de calidad, Q_R , factores específicos de las ondas de cizalla, Q_{β} , y la edad de la corteza oceánica; siendo los valores de los coeficientes de atenuación mayores, los valores de los factores específicos de calidad, Q_R , y los valores de los factores específicos de las ondas de cizalla menores cuanto más joven es la edad del Océano Atlántico.

3) Cuanto mayor es la velocidad de separación de las placas mayor es la fricción interna de las ondas de cizalla, Q_b^{-1} , o viceversa. Este resultado se deduce del hecho de que la velocidad media de separación de las placas y el valor máximo de la fricción interna en el Océano Atlántico son respectivamente 2 cm/año y 18×10^{-3} , mientras que para el Océano Pacífico los valores correspondientes son 10 cm/año y 35×10^{-3} (Canas et al., 1980).

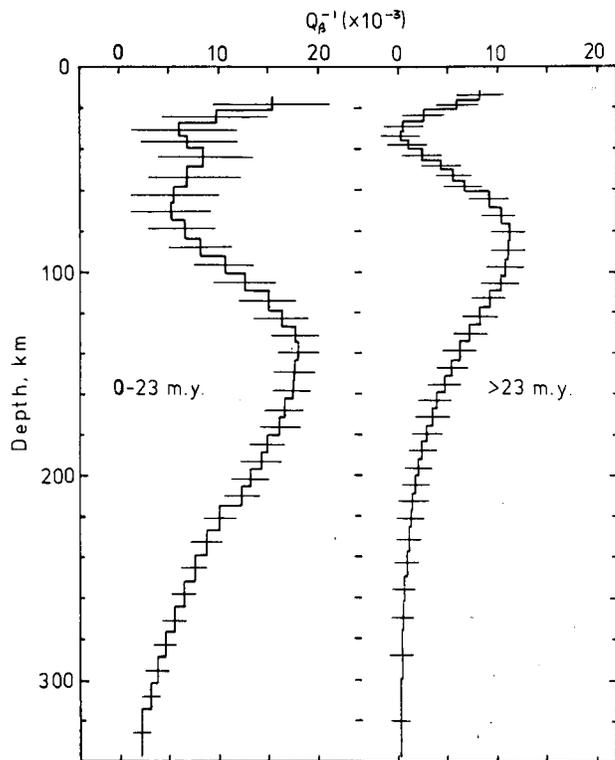


Fig. 4. Modelos de fricción interna de las ondas de cizalla para las regiones 0-23 Ma y >23 Ma.

CONCLUSIONES

Efectuando la regionalización de las velocidades de fase y de grupo así como la regionalización de los coeficientes de atenuación de las ondas de Rayleigh en el Océano Atlántico, se han obtenido modelos regionalizados de los factores específicos de calidad de las ondas de Rayleigh, modelos regionalizados de las velocidades de las ondas de cizalla (o modelos regionalizados de Tierra) y modelos de fricción interna de las ondas de cizalla Q_b^{-1} (o factores específicos Q_b).

Los resultados muestran en general que:

(1) Los coeficientes de atenuación son directamente proporcionales a la edad de la corteza oceánica. Los factores Q_R y Q_b son inversamente proporcionales a dicha edad.

(2) Las velocidades de fase y de grupo de las ondas de Rayleigh así como las velocidades de las ondas de cizalla no son una función clara de la edad de la corteza oceánica.

(3) La dirección de máxima velocidad para toda la zona estudiada del Océano Atlántico es de $72 \pm 4^\circ$ respecto al norte geográfico, siendo los valores máximos de los coeficientes anisotrópicos menores del 1% en el rango aproximado de períodos de 40 a 80 segundos.

(4) La Cordillera Central Atlántica se halla caracterizada por valores altos de los coeficientes de atenuación, así como valores bajos de los factores específicos Q_R y Q_b .

(5) Los coeficientes de atenuación y los valores de Q_b son muy pequeños para zonas mayores de 65 Ma.

(6) El Océano Pacífico posee en general una zona de valores bajos de Q_b en el manto superior, mejor desarrollada que la correspondiente en el Océano Atlántico.

(7) Cuanto mayores son los coeficientes de atenuación o mayores son los valores de Q_b mayor es la velocidad de separación de las placas o viceversa.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el Programa de Cooperación Cultural y Económico entre España y los Estados Unidos de Norteamérica, administrado por la Comisión Fulbright, The Society of Exploration Geophysicists (S.E.G.), el Ministerio de Educación y Ciencia y la National Science Foundation (grant EAR 77-14482).

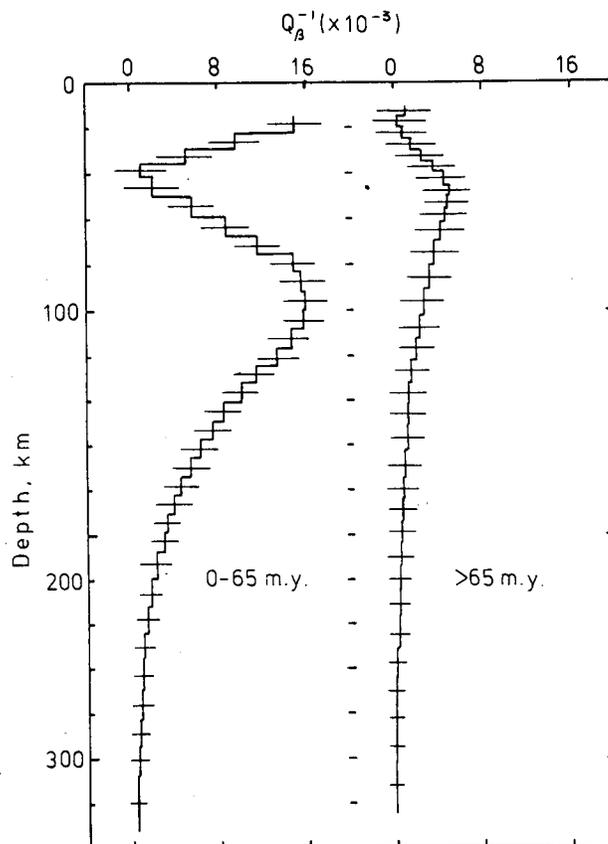


Fig. 5. Modelos de fricción interna de las ondas de cizalla para las regiones 0-65 Ma y >65 Ma.

BIBLIOGRAFÍA

- ANDERSON, D. L., A. BEN-MENAHEN y C. B. ARCHAMBEAU (1965): «Attenuation of seismic energy in the upper mantle. *J. Geophys. Res.*, 70: 1441-1448.
- BACKUS, G. E. y F. GILBERT (1967): «Numerical application of a formalism for geophysical inverse problems». *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 13: 247-276.

BACKUS, G. E. y F. GILBERT (1968): «The resolving power of gross Earth data». *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 16: 169-205.

BACKUS, G. E. y F. GILBERT (1970): «Uniqueness in the inversion of inaccurate gross Earth data». *Phil. Trans. R. Soc.*, A266: 123-192.

BEVINGTON, P. R. (1969): «Data reduction and error analysis for the physical sciences.» McGraw-Hill Book Company, New York, 336 p.

BRAVO, C. y A. UDIAS (1974): «Rayleigh wave group velocity dispersion in North Atlantic region.» *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 37: 297-304.

BRUNE, J. N. (1962): «Attenuation of dispersed wave trains. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 52: 109-112.

CANAS, J. A. (1978a): Modelos regionalizados de la Litosfera y Astenosfera del Océano Pacífico deducidos a partir de la inversión de las velocidades de las ondas superficiales y de los coeficientes de atenuación. Tesis Doctoral, Facultad de C. Físicas. Universidad de Barcelona.

CANAS, J. A. (1978b): Modelos regionalizados de la Litosfera y Astenosfera del Océano Pacífico. Resumen Tesis Doctoral. *Acta Geol. Hispánica*, 13: 97-103.

CANAS, J. A. y B. J. MITCHELL (1978): «Lateral variation of surface wave anelastic attenuation across the Pacific.» *Bull. Seism. Soc. Am.*, 68: 1637-1650.

CANAS, J. A., B. J. MITCHELL y A. M. CORREIG (1980): « Q_p^{-1} models for the East Pacific Rise and the Nazca plate». *Proceedings of the advanced seminar in Geophysics*. University of Newcastle Upon Tyne (en prensa).

CORREIG, A. M. y B. J. MITCHELL (1980): «Regional variation of Rayleigh wave attenuation coefficients in the eastern Pacific». *Pure and Applied Geophysics*, 118: 831-846.

DER, Z. A., R. MASSE y M. LANDISMAN (1970): «Effects of observational errors on the resolution of surface waves at intermediate distances». *J. Geophys. Res.*, 75: 3399-3409.

DZIEWONSKI, A., S. BLOCH y M. LANDISMAN (1969): «A technique for the analysis of transient seismic signals». *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59: 427-444.

EWING, C. E. y M. M. MITCHELL (1970): «Introduction to Geodesy». American Elsevier Publishing Co., Inc., New York.

FRANKLIN, J. N. (1970): «Well-posed stochastic extension of ill-posed linear problems». *J. Math. Analysis Applic.*, 31: 682-716.

HERRMANN, R. B. (1973): «Some aspects of band-pass filtering of surface waves». *Bull. Seism. Soc. Am.*, 63: 663-671.

JACKSON, D. D. (1972): «Interpretation of inaccurate insufficient and inconsistent data». *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 28: 97-109.

JORDAN, T. H. y J. N. FRANKLIN (1971): «Optimal solutions to a linear inverse problem in Geophysics. *Proc. Nat. Ac. Sci. Am.*, 68: 291-293.

JORDAN, T. H. y D. L. ANDERSON (1974): «Earth structure from free oscillations and travel times». *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 36: 411-459.

KAUSEL, E. G., A. R. LEEDS y L. KNOPOFF (1974): «Variations of Rayleigh wave phase velocities across the Pacific Ocean. *Science*, 186: 139-141.

KEEN, C. E. y J. TRAMONTINI (1970): «A Seismic refraction survey in the Mid-Atlantic ridge». *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 20: 473-491.

MITCHELL, B. J. (1976): «Anelasticity of the crust and upper mantle beneath the Pacific Ocean from the inversion of observed surface wave attenuation». *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 46: 521-534.

OSSING, H. A. (1964): «Dispersion of Rayleigh waves originating in the Mid-Atlantic ridge». *Bull. Seism. Soc.*, 54: 1137-1196.

PITMAN III, W. C., R. L. LARSON y E. M. HERRON (1974): «The age of the ocean basin. *The New View of the Earth*, page 89. W. H. Freeman and Co., San Francisco.

RODI, W. L., P. G. GLOVER, T. M. C. LI y S. ALEXANDER (1975): «A fast, accurate method for computing group velocity partial derivatives for Rayleigh and Love modes». *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65: 1105-1114.

SAITO, M. y H. TAKEUCHI (1966): «Surface waves across the Pacific. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 56: 1067-1091.

SMITH, M. L. y F. A. DAHLEN (1973): «The azimuthal dependence of Love and Rayleigh wave propagation in a slightly anisotropic medium». *J. Geophys. Res.*, 73: 3847-3858.

TSAI, Y. B. y K. AKI (1969): «Simultaneous determination of the seismic moment and attenuation of seismic surface waves». *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59: 275-287.

UDIÁS, A. (1969): «Introducción al Cálculo Numérico». Publicación del Instituto Geográfico y Catastral, Madrid, 193 p.

WIGGINS, R. A. (1972): «The general linear inverse problem: Implication of surface waves and free oscillation for Earth structure». *Rev. Geophys. and Space Phys.*, 10: 251-285.

YU, G. K. y B. J. MITCHELL (1979): «Regionalized shear velocity models of the Pacific upper mantle from observed Love and Rayleigh wave dispersion». *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 57: 311-341.

Recibido, 10 de abril 1980; aceptado para publicar, agosto 1980.

TABLA 1

LISTA DE TERREMOTOS UTILIZADOS

| Fecha | Situación | Tiempo or. | Prof. (km) | Mag. |
|-----------|---------------|------------|------------|------|
| 2 Nov 64 | 4.1S, 76.9W | 6:50:58.2 | 91 | 6.0 |
| 28 Nov 66 | 6.7N, 82.6W | 7:32:53.6 | 33 | 5.7 |
| 26 Ene 67 | 14.9N, 93.0W | 16:10:33.7 | 57 | 5.4 |
| 19 Abr 68 | 42.6S, 16.0W | 9:04:27.3 | 33 | 5.6 |
| 15 Jun 68 | 5.6N, 82.6W | 7:08:48.1 | 16 | 6.0 |
| 7 Jul 68 | 5.8S, 77.1W | 23:48:08.2 | 27 | 5.5 |
| 4 Feb 69 | 8.2S, 80.2W | 4:10:13.3 | 16 | 6.0 |
| 4 Abr 69 | 24.4N, 109.8W | 16:16:17.2 | 31 | 5.6 |
| 5 May 69 | 36.0N, 10.4W | 5:34:23.5 | 29 | 5.5 |
| 24 Jul 69 | 11.9S, 75.1W | 2:59:21.0 | 1 | 5.9 |
| 20 Oct 69 | 10.8N, 72.5W | 13:11:37.0 | 40 | 5.7 |
| 14 Feb 70 | 9.9S, 75.6W | 11:17:16.1 | 35 | 5.9 |
| 1 Jun 70 | 5.9N, 82.5W | 17:44:15.0 | 9 | 5.6 |
| 16 Jun 70 | 5.4N, 82.5W | 5:10:33.0 | 17 | 5.6 |
| 17 Jun 70 | 15.8S, 71.8W | 4:44:20.9 | 91 | 5.9 |
| 30 Jun 70 | 9.2S, 79.0W | 6:21:03.9 | 56 | 5.4 |
| 27 Ago 70 | 15.4N, 95.6W | 19:44:42.0 | 31 | 5.5 |
| 26 Oct 70 | 79.8N, 2.7W | 20:53:32.4 | 32 | 5.6 |
| 3 Dic 70 | 7.4N, 76.1W | 4:59:53.4 | 38 | 5.7 |
| 14 Dic 70 | 1.3S, 80.9W | 7:32:52.5 | 33 | 5.4 |
| 19 Sep 72 | 19.5N, 70.1W | 1:36:52.4 | 33 | 5.8 |
| 16 Sep 73 | 5.2N, 78.0W | 4:52:50.9 | 33 | 5.4 |
| 3 Oct 73 | 27.6N, 112.4W | 4:27:40.5 | 9 | 5.5 |
| 27 Abr 74 | 15.0S, 72.2W | 6:01:47.3 | 113 | 5.8 |
| 9 Jun 74 | 5.8S, 81.0W | 14:16:03.7 | 50 | 5.7 |
| 18 Mar 75 | 10.1S, 75.3W | 1:10:53.6 | 40 | 5.5 |
| 5 Abr 75 | 10.0N, 69.8W | 9:34:36.6 | 33 | 5.6 |
| 21 Nov 75 | 7.5N, 77.6W | 1:15:00.8 | 36 | 5.8 |

TABLA 2

TRAYECTORIAS ENTRE ESTACIONES PARES UTILIZADAS EN EL ESTUDIO

| Fecha | Estaciones |
|-----------|------------|
| 2 Nov 64 | PTO-TRN |
| 28 Nov 66 | PDA-SJG |
| 26 Ene 67 | BEC-PTO |
| 19 Abr 68 | HAL-NAT |
| 15 Jun 68 | PTO-SJG |
| 15 Jun 68 | PDA-SJG |
| 7 Jul 68 | PDA-TRN |
| 4 Feb 69 | PDA-TRN |
| 4 Abr 69 | OGD-PTO |
| 5 May 69 | BEC-PDA |
| 24 Jul 69 | AKU-SJG |
| 24 Jul 69 | AKU-CAR |
| 24 Jul 69 | TRN-VAL |
| 20 Oct 69 | SJG-VAL |
| 14 Feb 70 | TRN-VAL |
| 14 Feb 70 | AKU-CAR |
| 1 Jun 70 | PDA-SJG |
| 1 Jun 70 | PTO-SJG |
| 16 Jun 70 | PDA-SJG |
| 16 Jun 70 | PTO-SJG |
| 17 Jun 70 | AKU-TRN |
| 30 Jun 70 | PTO-TRN |
| 27 Ago 70 | BEC-PTO |
| 26 Oct 70 | AKU-NAT |
| 3 Dic 70 | SJG-VAL |
| 14 Dic 70 | SJG-VAL |
| 19 Sep 72 | STJ-AKU |
| 16 Sep 73 | SJG-VAL |
| 3 Oct 73 | STJ-PTO |
| 27 Abr 74 | AKU-TRN |
| 9 Jun 74 | PTO-TRN |
| 18 Mar 75 | TRN-VAL |
| 5 Abr 75 | AKU-SJG |
| 21 Nov 75 | PTO-SJG |