

***DISTRIBUCION DE Q EN UNA REGION DEL PACIFICO
≥ 90 M. A. A PARTIR DEL ANALISIS DE LOS MODOS
FUNDAMENTAL Y SUPERIORES DE LAS ONDAS DE RAYLEIGH***

J. A. CANAS*

(Recibido: 9 de nov., 1981)

(Aceptado: 26 de abril, 1982)

RESUMEN

El análisis del modo fundamental y los modos superiores de las componentes verticales de las ondas de Rayleigh en una región del Pacífico ≥ 90 M. a. ha permitido obtener una distribución de la fricción interna de las ondas de cizalla Q_{β}^{-1} para dicha zona hasta una profundidad del orden de los 500 km. La comparación de este modelo con el establecido por Canas y Mitchell (1978) para una región del Pacífico >100 M.a. parece indicar que los valores de Q_{β}^{-1} del nuevo modelo tienden a ser mayores que los correspondientes al establecido por los autores citados. Al igual que el modelo establecido para la región > 100 M.a., el nuevo modelo presenta una clarísima región en la que los valores de Q son anormalmente bajos (Astenosfera).

El proceso seguido en la obtención de los resultados de este estudio ha sido el siguiente:

a) Determinación de las velocidades de fase y de grupo de las ondas Rayleigh; b) corrección de las velocidades obtenidas por el efecto anelástico; c) inversión de las velocidades corregidas para obtener un modelo de velocidades de cizalla; d) obtención del espectro de amplitudes del modo fundamental y de la suma de los modos superiores y e) obtención de Q_{β} a partir de la comparación de los espectros teóricos con los observados.

* *Instituto de Geofísica, UNAM, 04510, México, D.F., MEXICO.*

ABSTRACT

Vertical multi-mode analysis of Rayleigh waves in a region of the Pacific ≥ 90 M.y. leads to a Q_{β}^1 distribution for this region up to a depth of the order of 500 km. Comparison of the obtained results in this study with a previous model for a region of the Pacific >100 M.y. (Canas and Mitchell, 1978), indicate that the new model presents low Q values for depths between 200 km and 300 km. It seems also that values of the new model for depth larger than 300 km would be lower than the ones corresponding to the model of Canas and Mitchell (1978).

The procedure has been the following:

a) Determination of phase and group velocities of Rayleigh waves; b) corrections due to anelasticity applied to the velocity data; c) determination of the shear-velocity model by application of inversion methods to the velocity data corrected by the effects due to anelasticity; d) determination of the theoretical amplitude spectras corresponding to the fundamental and to the addition of the higher modes, and e) Q_{β} determination obtained from the comparison of the theoretical and observed spectras.

INTRODUCCION

Utilizando la dispersión de las ondas superficiales diversos autores han puesto de manifiesto las propiedades y estructuras elásticas en el océano Pacífico (p. e. Leeds *et al.*, 1974; Kaussel *et al.*, 1974; Fosyth, 1975a, 1975b; Yoshii, 1975; Yu y Mitchell, 1979; Mitchell y Yu, 1980; Canas y Udías, 1980). En general los diversos resultados obtenidos por los autores citados muestran que las velocidades de las ondas superficiales, velocidades de cizalla, espesores de la litosfera y espesores de la zona de baja velocidad (o astenosfera) son menores cuanto más joven es la edad de la litosfera oceánica. Asimismo Mitchell y Yu (1980) y Canas y Udías (1980) ponen de manifiesto que, cuando las correcciones debidas a la anelasticidad (Liu *et al.*, 1976) son aplicadas a las velocidades de las ondas superficiales antes de efectuar el proceso de inversión, las velocidades de cizalla para distintas regiones de diferente edad litosférica no difieren tanto como cuando éstas no se efectúan. Los estudios de dispersión en el océano Atlántico han sido también diversos aunque la unanimidad en las conclusiones obtenidas no es tan clara como en el océano Pacífico. Entre éstos debe citarse los de Ossing (1964), Bravo y Udías (1974), Weidner (1974), Girardin y Jacoby (1979) y Canas y Mitchell (1981). La diferencia en las conclusiones a la que los autores citados han llegado, puede ser debida a fuertes variaciones laterales y azimutales de las velocidades observadas.

Los estudios de anelasticidad en ambos océanos han puesto de manifiesto que el comportamiento anelástico bajo ellos sigue un patrón similar, es decir: la atenuación anelástica de las ondas superficiales, espesor de la astenosfera y valores de Q_{β}^{-1} (fricción interna) son mayores cuanto más joven es la litosfera oceánica (Canas y Mitchell, 1978; Canas *et al.*, 1980; Canas y Correig, 1980; Canas y Mitchell, 1981; Canas 1981a). Los estudios de regionalización citados tuvieron una base fundamental en los estudios realizados por Solomon (1973), Hart y Press (1974), Mitchell (1976) y Canas (1981b); en los dos trabajos citados en primer lugar se hallaron variaciones de velocidades y amplitudes respectivamente debidas al efecto anelástico. Los dos últimos hallaron sendos modelos de Q_{β}^{-1} (fricción interna de las ondas de cizalla) para los océanos Pacífico y Atlántico respectivamente.

El propósito de este trabajo es aplicar un método (Cheng y Mitchell, 1981) basado en la comparación de amplitudes relativas entre el modo fundamental y los superiores de datos observados y obtenidos teóricamente. Este método requiere tan solo para su aplicación una estación sismográfica. Asimismo se pretende obtener un modelo anelástico para una región ≥ 90 M.a. del océano Pacífico, utilizando la estación KIP situada en las islas Hawai.

DATOS

Los terremotos utilizados en este estudio (Tabla 1, Fig. 1) han sido seleccionados de tal manera que sus mecanismos focales fuesen conocidos (Stauder y Mualchin, 1976). La estación sismológica KIP (Fig. 1) perteneciente a la red WWSSN ofrecía buenos registros de los temblores en Tabla 1.

Un intervalo constante de 1.0 segundos fue obtenido al aplicar una interpolación lineal a los sismogramas digitalizados irregularmente.

La aplicación de métodos de filtraje (Dziewonski *et al.*, 1969; Herrmann, 1973) proporcionó las amplitudes y velocidades de grupo de los diversos modos como una función del período. El error en la determinación de las amplitudes (básico en este estudio) se ha pretendido mantener lo más bajo posible; para ello los pulsos diarios de calibración de los sismogramas fueron chequeados con pulsos teóricos (Mitchell y Landisman, 1969). La elección de la línea base de la digitalización se efectuó también de acuerdo con los autores citados últimamente. Asimismo el error en la determinación de las velocidades se espera que sea pequeño ya que como antes se ha citado los mecanismos focales y profundidades se hallan bien determinados, a excepción de la profundidad del sismo del 19/agosto/71.

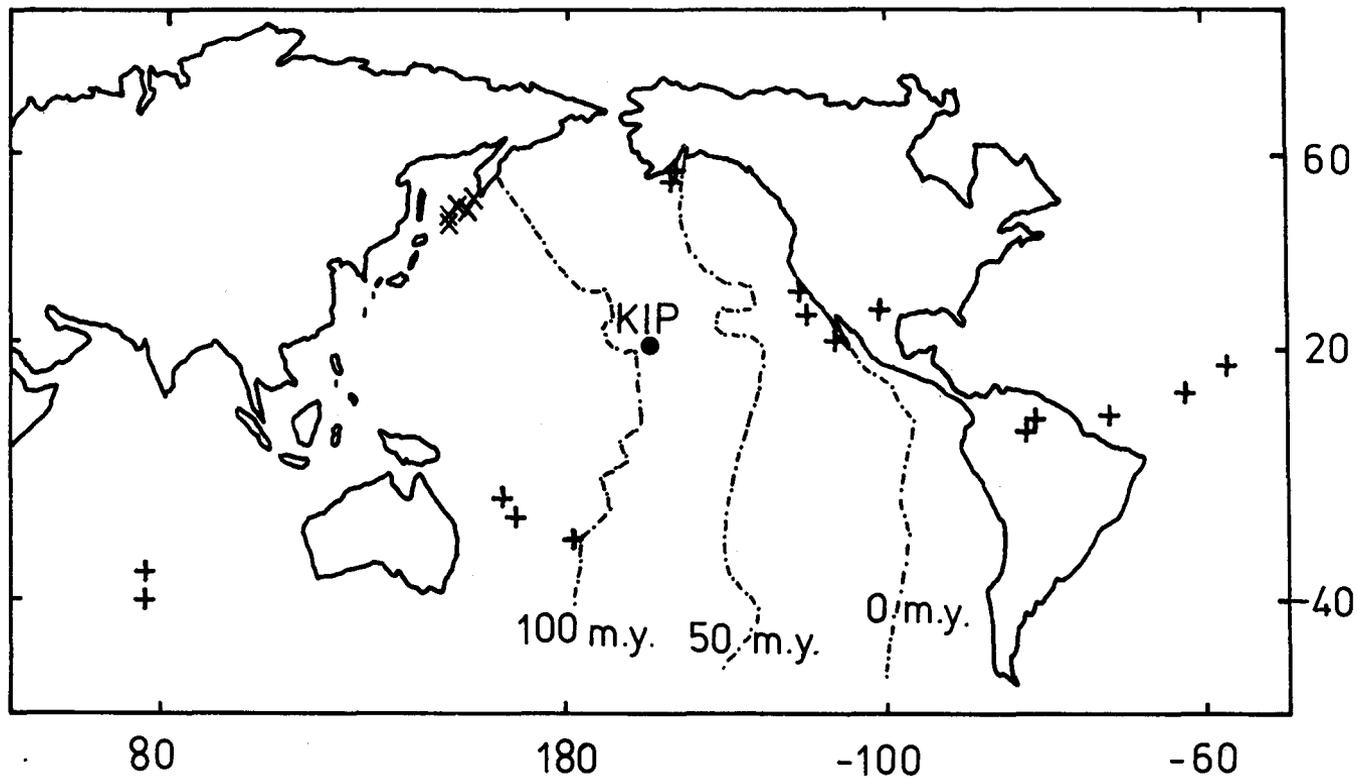


Fig. 1. Situación de la estación sismográfica (●) y de los epicentros utilizados en este estudio (x). Situados en la figura se hallan también los epicentros (+) utilizados por Canas y Mitchell (1978).

Tabla 1

Fecha	Tiempo Origen	Lat.	Long.	h	m _b	X(*)		Y(*)		B(*)		P(*)		T(*)		M ₀
						Tr	Pℓ	Dyn-cm								
19/Ago/71	22:15:37.7	49.3	155.4	33	6.0	152	66	320	24	52	4	144	21	310	69	4.2 x 10 ²⁵
9/Sep/71(**)	23:01:06.8	44.4	150.9	7	6.0	140	8	13	77	232	10	128	52	329	36	---
22/Mar/72(**)	10:27:41.9	49.1	153.6	134	6.3	92	73	300	15	208	8	311	59	114	30	---
4/Ago/72	17:51:12.9	49.2	156.1	54	5.7	140	75	310	15	41	2	132	30	306	60	2.8 x 10 ²⁵
12/Abr/73	13:49:15.8	50.9	157.4	52	6.1	143	64	310	25	42	5	134	19	298	70	2.6 x 10 ²⁵

(*) De Stauder y Mualchin (1976)

(**) Eventos no utilizados para el estudio de amplitudes espectrales, ya que no presentaban modos superiores.

GENERALIDADES DEL METODO

El método a aplicar para la determinación del modelo anelástico consistirá en la comparación entre los niveles relativos de los espectros de amplitudes correspondientes al modo fundamental y, a los modos superiores calculados teóricamente con los datos de amplitudes observados. La separación entre la curva de velocidades de grupo del modo fundamental y las curvas correspondientes a los modos superiores es suficiente para poder determinar a qué modo corresponde la velocidad observada (Fig. 1); ahora bien, la separación entre los modos para períodos menores o iguales a 40 segundos (Fig. 2) es prácticamente inexistente. Las curvas teóricas en dicha figura se calculan a partir del modelo de Tierra que se obtiene en el

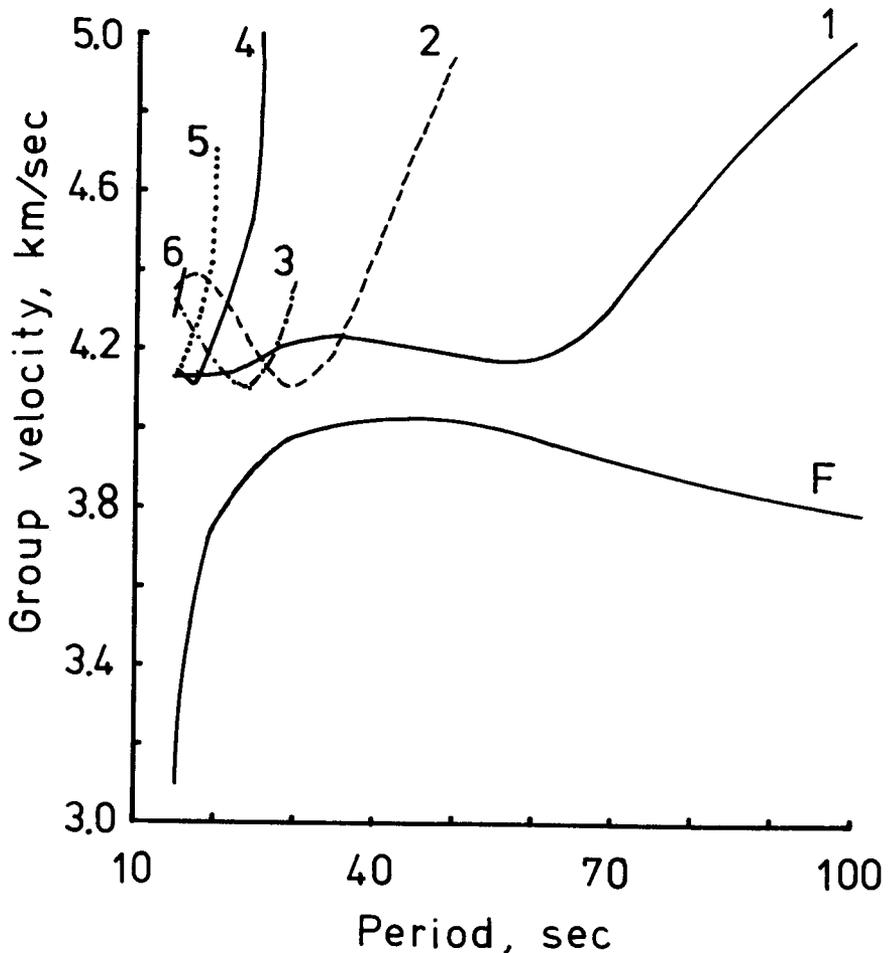


Fig. 2. Velocidades de grupo en función del período de los modos fundamental (F) y superiores (1 a 6).

apartado METODO DE INVERSION (Fig. 5). Debido a este efecto y al rango de períodos en que se tienen datos de modos superiores (≤ 40 seg) tan solo se generarán dos espectros de amplitudes; uno correspondiente al modo fundamental y el otro correspondiente a la suma (amplitud y fase) de los modos superiores.

La obtención de los datos de velocidades, su inversión y la generación de espectros y sismogramas sintéticos conlleva una serie de operaciones que serán expuestas en los siguientes apartados.

VELOCIDADES DE LAS ONDAS SUPERFICIALES

La obtención de las velocidades de grupo no presenta una gran dificultad. Estas se pueden obtener a partir de la expresión

$$U(T) = \frac{r}{t} \quad (1)$$

donde U es la velocidad de grupo en función del período T, r la distancia epicentral en km y t el tiempo de recorrido de un cierto período T. La obtención de U(T) se ha realizado de acuerdo con lo expuesto en el apartado DATOS.

Una mayor dificultad ofrece la obtención de las velocidades de fase, especialmente debido al término: "fase inicial en la fuente". La obtención de este término se realiza considerando el mecanismo focal del terremoto, asumiendo una función escalón en la fuente y considerando un modelo de Tierra (Canas y Udías, 1980) lo más aproximado posible a la región a estudiar. La velocidad de fase viene dada por:

$$c(\omega) = \frac{\omega r}{\phi(r, \theta, \omega) - \phi_0(\theta, \omega) - \phi_1(\omega) \mp 2m\pi - p \frac{\pi}{2}} \quad (2)$$

(Dziewonski y Hales, 1972 modificada por Brune *et al.*, 1961) donde c es la velocidad de fase en función de la frecuencia angular $\omega (= 2\pi/T)$, ϕ es la fase observada, θ el azimut epicentro-estación; ϕ_0 la fase inicial en la fuente; ϕ_1 el retardo de fase debido al sismógrafo; m es un número entero que se determina por comparación con curvas teóricas a períodos largos ($\gtrsim 100$ seg) y p es un número entero que da cuenta del número de veces que la onda cruza el polo o el antipolo (en nuestro caso $p = 0$).

Las velocidades así obtenidas y corregidas por anelasticidad se representan en la Figura 3 en forma de círculos. Es evidente que las características de dichas velocidades son típicamente oceánicas con una subida rápida en las velocidades de grupo hasta los 40-50 segundos y un decaimiento suave hasta los 100 segundos; las velo-

tidades de fase presentan un moderado aumento para períodos menores de 40 segundos y un aumento un poco más suave para períodos mayores de 50 segundos.

La corrección aplicada a las velocidades observadas se efectúa de acuerdo con las expresiones.

$$\Delta C(\omega) = C(\omega) \frac{1}{\pi Q(\omega)} \ln \frac{\omega}{2\pi} \quad (3)$$

(Liu *et al.*, 1976; Kanamori y Anderson, 1977)

donde $Q(\omega)$ viene dado por:

$$Q(\omega) = \frac{\pi}{\gamma(\omega)U(\omega)T} \quad (4)$$

siendo γ los coeficientes anelásticos de atenuación. Los valores γ utilizados para esta corrección son los obtenidos por Canas y Mitchell (1978) para una región del Pacífico ≥ 100 M.a.

Las velocidades de grupo se pueden corregir a partir de los valores $\Delta C(\omega)$. Esta corrección se expresa como:

$$\Delta U = \frac{U}{C} \left(2 - \frac{U}{C} \right) \Delta C + \left(\frac{U}{C} \right)^2 \omega \frac{d(\Delta C)}{d\omega} \quad (5)$$

Las correcciones (3) y (5) deben ser aplicadas antes que cualquier proceso de inversión sea iniciado. Su no aplicación puede conducir a resultados erróneos en los modelos finales obtenidos por inversión. El proceso de inversión seguido se expone en el siguiente apartado.

METODO DE INVERSION

Para la obtención de los espectros y sismogramas sintéticos es necesario un modelo de Tierra que explique adecuadamente la región situada entre los epicentros y la estación utilizados en este estudio. Para ello y basados en la excelente dispersión que presentan las velocidades de grupo y de fase obtenidas y corregidas por anelasticidad (Fig. 3) se ha aplicado el método de inversión para obtener el modelo de Tierra que adecuadamente explique la región bajo estudio. El método seguido para efectuar la inversión está basado en los estudios de Bakus y Gilbert (1967, 1968,

1970) que en forma estocástica sigue a Franklin (1970), Jordan y Franklin (1971) y Wiggins (1972).

El método, brevemente, consiste en lo siguiente: los datos observados, y , se hallan relacionados con una serie de parámetros de un cierto modelo como:

$$y = Ax \quad (6)$$

A es una matriz $N \times M$ que relaciona los parámetros a determinar con los datos observados, x e y son matrices $M \times 1$ y $N \times 1$ respectivamente.

Aplicando un desarrollo en serie de Taylor alrededor de un valor inicial X_0 y despreciando términos de orden superior al primero, a partir de (6) se obtiene:

$$\Delta y = A' \Delta X \quad (7)$$

donde Δy es la diferencia entre los datos observados y los calculados. A' es la matriz de derivadas parciales $(\partial A_i / \partial X_j]_{X_0})$ que aparece en (6). Δx es un vector $N \times 1$, cuyos elementos son correcciones aplicadas al modelo inicial.

Los datos observados, en nuestro caso, son velocidades de grupo y de fase de las ondas de Rayleigh. Los parámetros del modelo son velocidades de las ondas P y S y densidades. Ya que las variaciones de las velocidades de fase con respecto a las velocidades de cizalla son mucho más sensibles que respecto a las velocidades compresionales y densidades; la inversión sólo se realiza respecto a las velocidades de cizalla, manteniéndose las velocidades de las ondas P y densidades fijas (Canas, 1978). Las derivadas parciales para efectuar la inversión son calculadas utilizando el método de Rodi *et al.* (1975). La variación de la velocidad de fase respecto a la de cizalla para los diversos modos puede observarse en la Fig. 4.

En presencia de ruido (7) se escribe como:

$$\Delta y = A' \Delta X + n \quad (8)$$

donde n es una matriz, $M \times 1$, de ruido asociada con los datos observados.

El proceso detallado que se sigue a partir de aquí puede ser hallado en la bibliografía citada en este apartado; éste no se expondrá aquí debido a su extensión, tan solo se citará que los tres factores más importantes a tener en cuenta son:

- a) resoluciones del modelo (R)
- b) desviaciones estándar del modelo (σ)
- c) parámetros de prueba y error entre resoluciones y desviaciones estándar (ϵ)

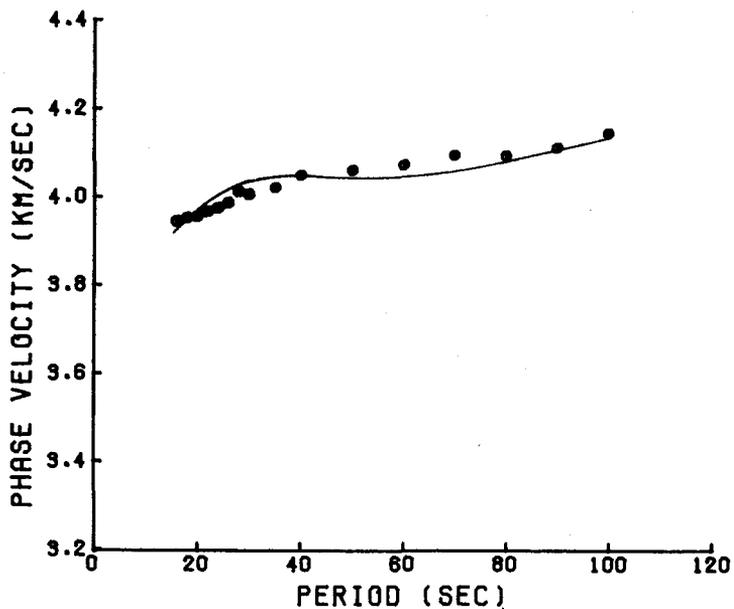
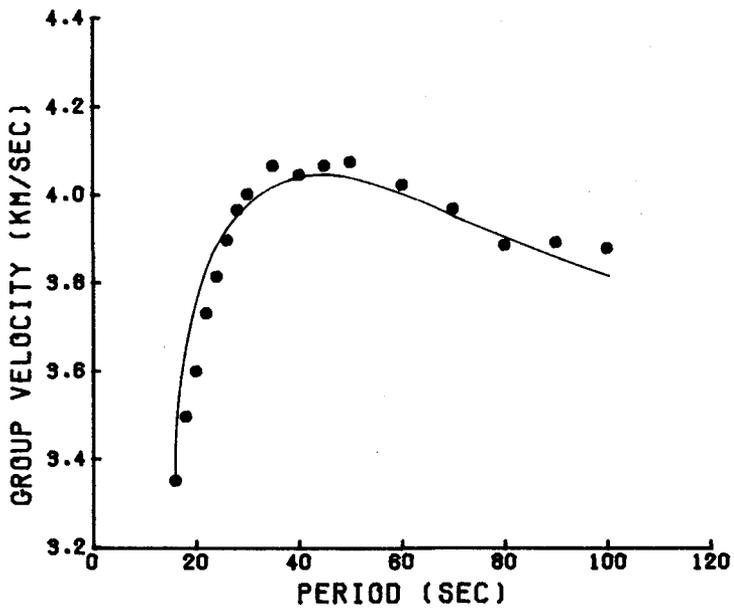


Fig. 3. Velocidades de grupo y de fase observadas (O). Las curvas continuas son las curvas teóricas generadas a partir del modelo de Tierra de la Fig. 5.

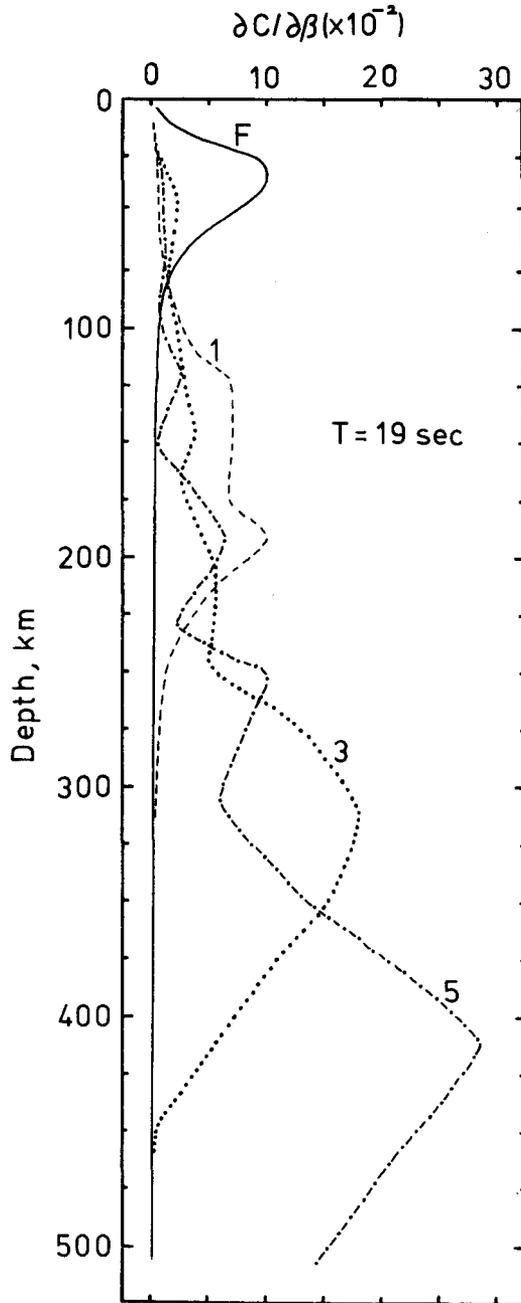


Fig. 4. Variación de los modos fundamental (F) y superiores (1 al 5) de la velocidad de fase respecto a la de cizalla con la profundidad para un período de 19 segundos.

La medida en la que el modelo es aceptablemente bueno viene dada por a), b) y c). R viene dado por:

$$R = \sum_j \lambda_j^2 / (\lambda_j^2 + \epsilon) V_j V_j^T \quad (9)$$

donde V_j y λ_j son autovectores y autovalores de la matriz V (p.e. Mitchell, 1976). V viene de la descomposición de la matriz A en la forma:

$$A = U \Lambda V^T \quad (10)$$

donde las columnas de U son los autovectores asociados con las columnas de A ; las filas de V son autovectores asociados con las filas de A y Λ es una matriz diagonal de autovalores distintos de cero asociados con la matriz A .

La dispersión de los resultados viene dada por

$$\sigma_i = ((A'WA'^T + \epsilon S)^{-1} A'WD)^T S[(A'WA'^T + \epsilon S)^{-1} A'WD]^{1/2} \quad (11)$$

donde W es una matriz diagonal de peso, $N \times N$, en la que sus elementos son inversamente proporcionales al espesor de las capas del modelo de Tierra a determinar, S es una matriz diagonal, $M \times M$, para el caso en que entre los errores de los datos observados no exista relación alguna y I es un vector que toma el valor 1 para el parámetro i y el valor 0 para el resto de los parámetros. (Ver p.e. Mitchell, 1976; Yu, 1978).

El parámetro ϵ en (9) y (11) es el parámetro de prueba y error entre las resoluciones y desviaciones (Der *et al.*, 1970; Wiggins, 1972; Jordan y Anderson, 1974; Crosson, 1976). También recibe el nombre de varianza problema. ϵ debe ajustarse de tal manera que existan aceptables resoluciones y desviaciones al mismo tiempo.

Por aplicación del método expuesto se ha obtenido el modelo de Tierra para la región bajo estudios (Fig. 5). El modelo inicial de partida es un modelo suavizado del obtenido por Canas y Udías (1980) para la región > 100 M.a. del Océano Pacífico. El modelo obtenido es muy parecido al modelo inicial; las velocidades parecen ser menores en la litosfera (~ 0.1 km/seg) y en la zona de baja velocidad (~ 0.1 km/seg) en algunas de sus partes. Esto puede ser debido a que la región bajo estudio es una zona ≥ 90 M.a. mientras el modelo inicial corresponde a una región > 100 M.a. Este modelo de Tierra (Fig. 5) será el utilizado para la generación de los espectros y sismogramas sintéticos. El modelo en la Fig. 5 indica que el modelo regionalizado de Canas y Udías (1980) es ciertamente adecuado también para regiones mayores

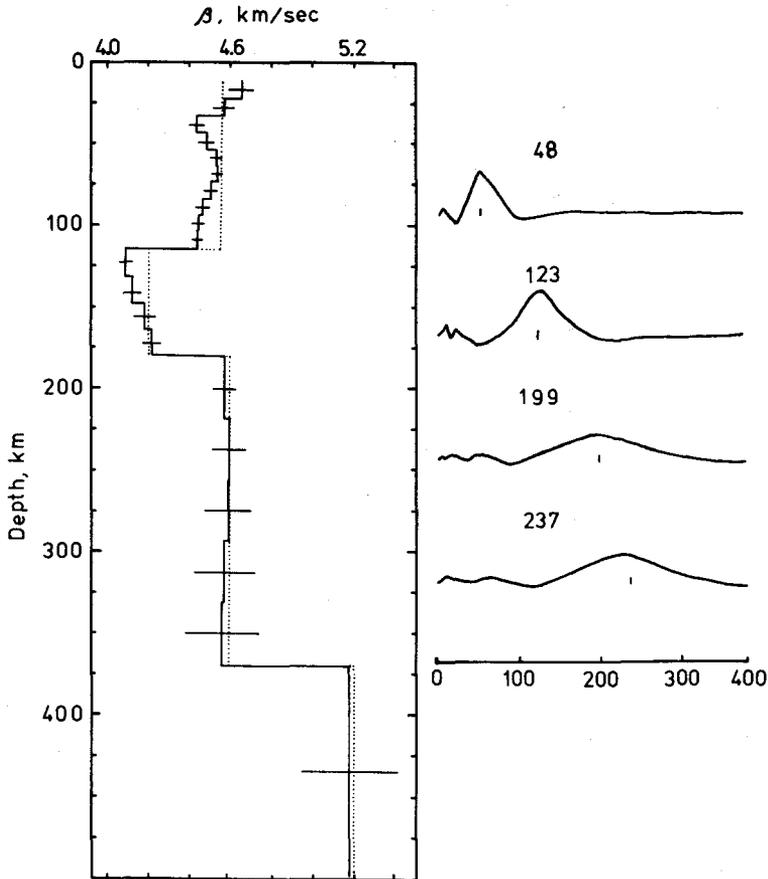


Fig. 5. Modelo de velocidades de cizalla obtenido en este estudio. Las líneas horizontales indican desviaciones estándar. La curva punteada indica el modelo inicial de partida. A la derecha del modelo aparecen las resoluciones calculadas a distintas profundidades como indican los guarismos y las pequeñas líneas verticales en cada una de ellas.

de 90 M.a. Las profundidades en la inversión se han mantenido constantes ya que éstas son bien conocidas para distintas regiones del Pacífico (Yu y Mitchell, 1978; Canas y Udías, 1980).

El método de determinación de Q , consistente en la comparación de espectros teóricos con observados se describe en la siguiente sección.

ESPECTROS Y SISMOGRAMAS SINTETICOS

El conocimiento de los mecanismos focales de los terremotos utilizados (Stauder y Mualchin, 1976) y modelo de Tierra (Apartado anterior) es básico para la construcción de los espectros y sismogramas sintéticos. Para la obtención de éstos se ha utilizado la formulación de Levshin y Yanson (1971) según Herrmann (1974). El desplazamiento vertical de las ondas de Rayleigh (u_z), para el campo lejano, se puede expresar como:

$$u_z(t, z, r, \phi) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \exp(i\omega t) \left(\sum_{k=1}^m \frac{D_k(\omega, \phi) U_k(\omega, z) (2\pi)^{1/2} \exp(-i\xi_k r - i(\frac{\pi}{4}))}{2C_k U_k I_{ok}(\xi_k r)^{1/2}} \right) d\omega \quad (12)$$

t es el tiempo, z es la profundidad, r es la distancia epicentral, ϕ es la coordenada angular del sistema cilíndrico en la fuente, k es el modo de vibración considerado, $D_k(\omega, \phi)$ representa la excitación de las autofunciones $V_k(\omega, z)$ en la fuente del terremoto debidas al sistema de fuerzas considerado, $\xi_k = \omega/C_k$ es el número de onda, C_k es la velocidad de fase del modo k , U_k es la velocidad de grupo e I_{ok} es la integral energética.

El espectro teórico de amplitudes, en función del período, se calcula utilizando el sumatorio que aparece dentro de la integral en la expresión (12). Para $m = 1$ se tiene el modo fundamental. Los modos superiores $m \geq 2$ se han sumado todos, con lo que se ha obtenido un espectro común para los modos superiores.

Ya que los períodos de las observaciones son > 15 seg tan solo se han considerado los modos que tienen influencia en este rango de períodos, es decir hasta $m = 7$ (sexto modo superior), es decir, el espectro de los modos superiores consiste en la suma de los espectros del primero al sexto modos superiores.

Las funciones $D_k(\omega, \phi)$ engloban el espectro teórico en la fuente, $s(\omega)$; donde $s(\omega) = M_0/i\omega$ (Herrmann, 1974) siendo M_0 el momento sísmico; M_0 puede calcularse inicialmente a partir de la comparación entre los niveles teórico y observado del modo fundamental. M_0 se ajusta después de corregir los espectros observados por el efecto de atenuación anelástica. Es importante notar que una variación de M_0 no afecta la separación relativa de los niveles espectrales teóricos correspondientes al modo fundamental y a la suma de los superiores; ahora bien, a distintos modelos de Q corresponden distintas separaciones relativas entre ambos niveles; así pues, si A_t era el espectro teórico calculado en el punto de observación, una vez corregido por el efecto anelástico, A_c vendrá dado por:

$$A_c = A_t \exp(-\gamma r) \quad (13)$$

siendo γ el coeficiente de atenuación anelástico. Estos coeficientes pueden calcularse a partir de un cierto modelo de Q_β utilizando la expresión:

$$\gamma = \frac{\pi}{T} \left[\sum_{j=1}^N \left(\frac{\alpha_j}{C^2} \frac{\partial C}{\partial \alpha_j} \right)_{\omega \rho \beta} Q_{\alpha j}^{-1} + \sum_{j=1}^N \left(\frac{\beta_j}{C^2} \frac{\partial C}{\partial \beta_j} \right)_{\omega \rho \alpha} Q_{\beta j}^{-1} \right] \quad (14)$$

(Anderson *et al.*, 1965; Mitchell, 1975)

donde T es el período, N el número de capas consideradas en el modelo de fricción interna, Q_α^{-1} y Q_β^{-1} , α_j y β_j son las velocidades compresional y de cizalla en la capa j. $\omega \rho \beta$ y $\omega \rho \alpha$ indican que la frecuencia, densidad y velocidad permanecen constantes al obtener las derivadas parciales correspondientes. El modelo de Tierra utilizado para la obtención de dichas derivadas es el obtenido en este estudio. Q_α^{-1} y Q_β^{-1} se pueden expresar según Anderson *et al.* (1965), como:

$$Q_\alpha^{-1} = \left(\frac{4}{3} \right) (\beta/\alpha)^2 Q_\alpha^{-1} \quad (15)$$

Tanto Q_α^{-1} como Q_β^{-1} son considerados independientes de la frecuencia ya que el rango de períodos utilizados es igual o mayor a 15 seg. (Kanamori y Anderson, 1977; Minster, 1978, Sipkin y Jordan, 1979; Anderson y Minster, 1981).

Por aplicación del método expuesto anteriormente en la Tabla 1 se listan los momentos sísmicos obtenidos, M_0 , y en las Figs. 6, 7 y 8 aparecen los espectros teóricos obtenidos (líneas continuas en las Figuras, la superior correspondiendo el modo fundamental y la inferior a los modos superiores) conjuntamente con los valores observados. En las Figs. 9, 10 y 11 aparecen los sismogramas observados (parte superior) y los calculados teóricamente (parte inferior).

Como puede observarse en las Figs. de la 6 a la 11, ambas inclusive, la comparación entre las observaciones y las curvas teóricas es ciertamente satisfactoria, tomando en cuenta el grado de incertidumbre que siempre existe al trabajar con espectros y sismogramas teóricos (ver p. e. Herrmann y Mitchell, 1979; Cheng y Mitchell, 1981). Es importante notar que en las Figs. 9, 10 y 11, los sismogramas observados poseen todas las frecuencias, mientras que los teóricos han sido obtenidos tan solo para períodos mayores o iguales a 15 seg (rango en el cual se han podido extraer datos de las observaciones). Esta es una de las causas que influye principalmente en la diferencia en la primera parte de los sismogramas, es decir, antes que el tren de amplitudes grandes empiece.

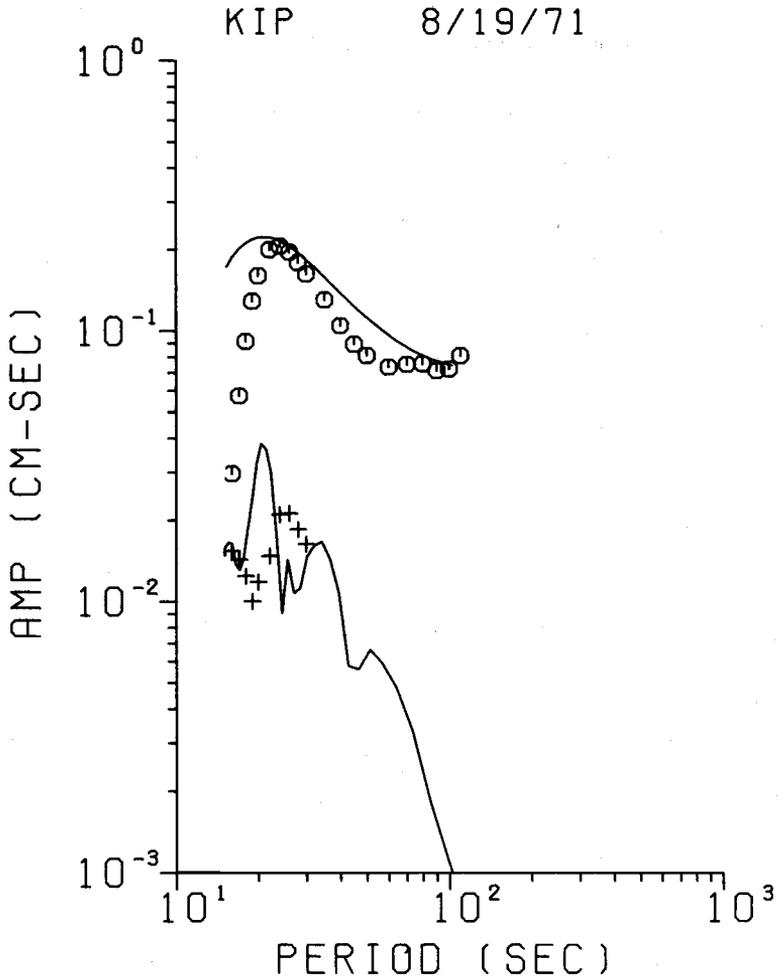


Fig. 6. Espectro de amplitudes observado correspondiente al modo fundamental (O) y superiores (+) y espectros teóricos generados (líneas continuas). Terremoto: 19/agosto/71.

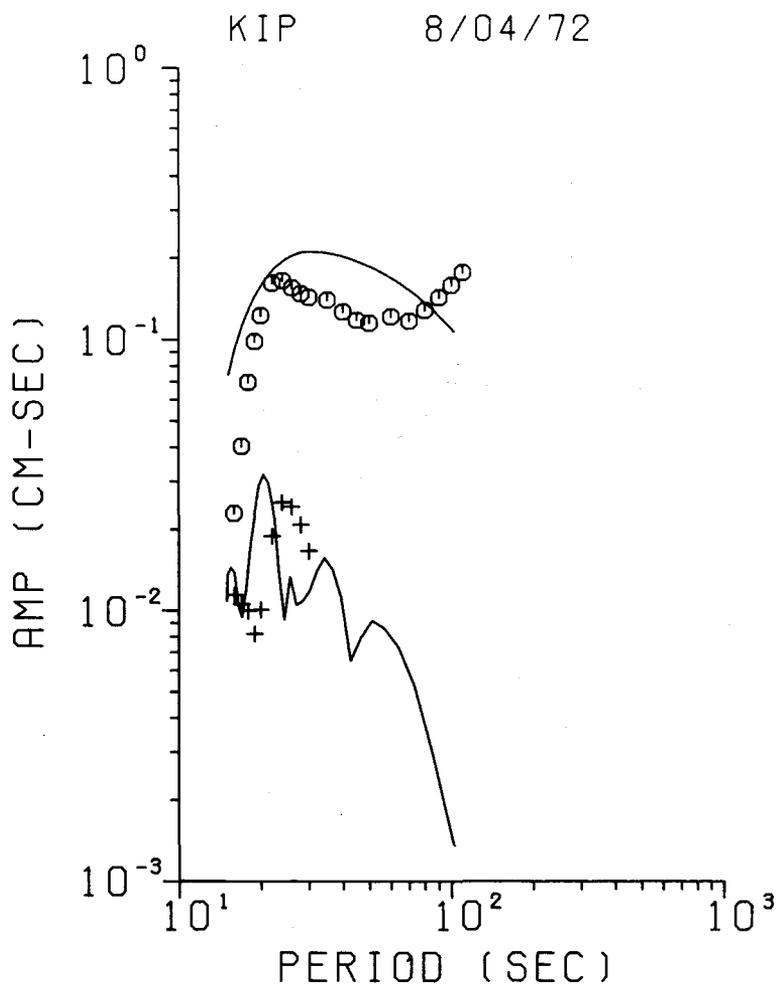


Fig. 7. Espectro de amplitudes observado correspondiente al modo fundamental (O) y superiores (+) y espectros teóricos generados (líneas continuas). Terremoto: 4/agosto/72.

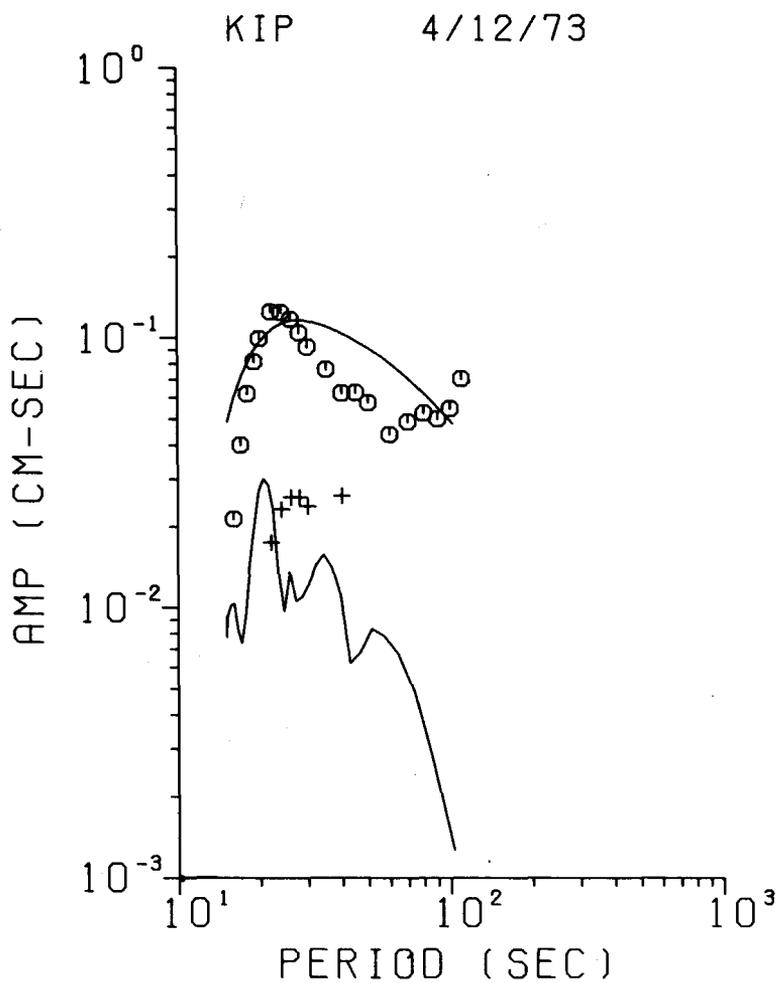


Fig. 8. Espectros de amplitudes observado correspondiente al modo fundamental (O) y superiores (+) y espectros teóricos generados (líneas continuas). Terremoto: 12/ abril/73.

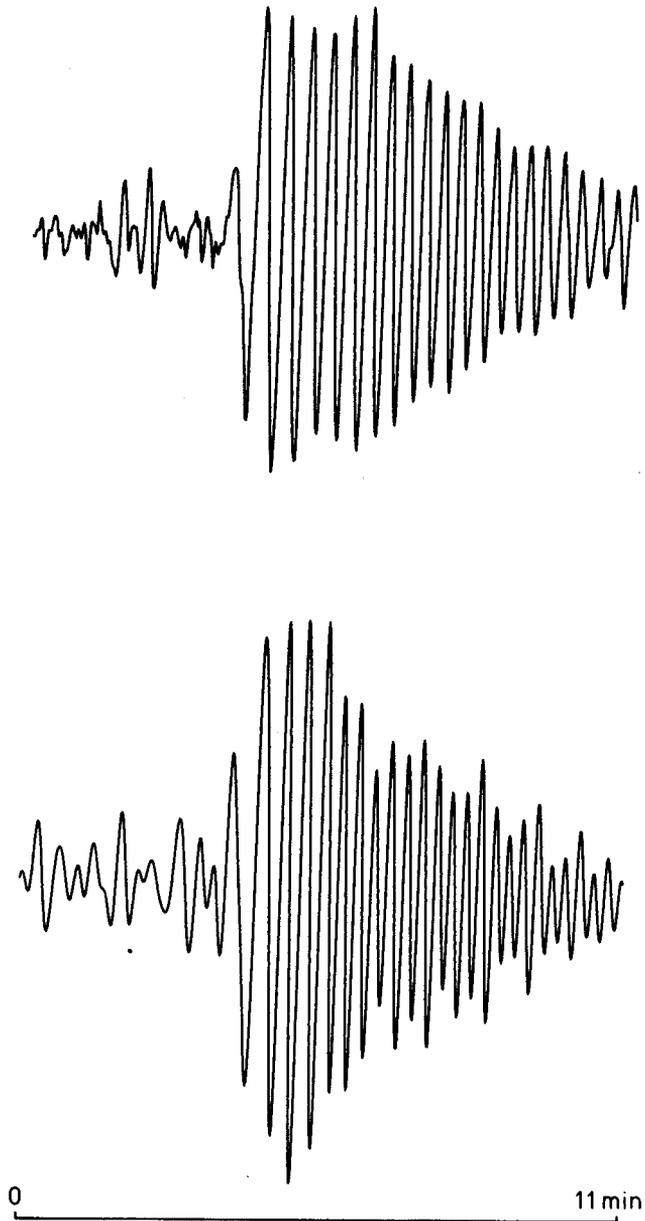


Fig. 9. Sismograma observado (parte superior) y teórico generado (parte inferior). Terremoto: 19/agosto/71.

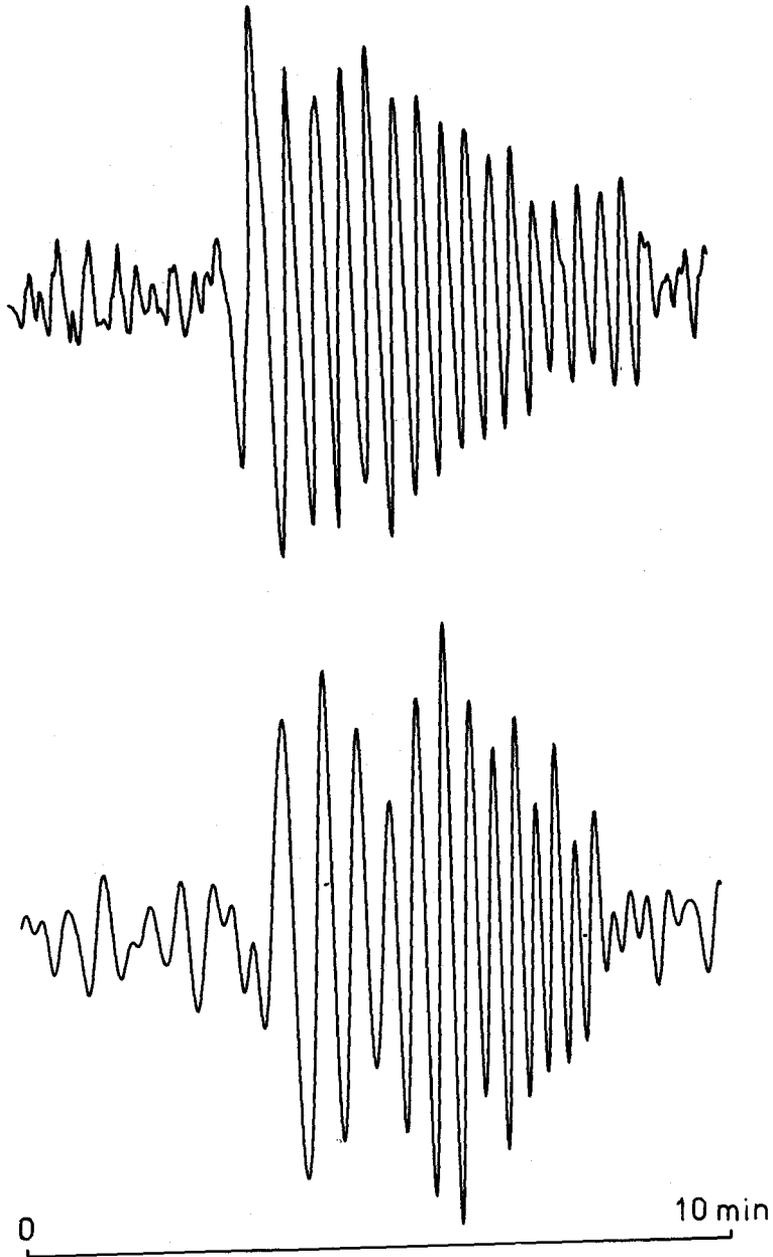
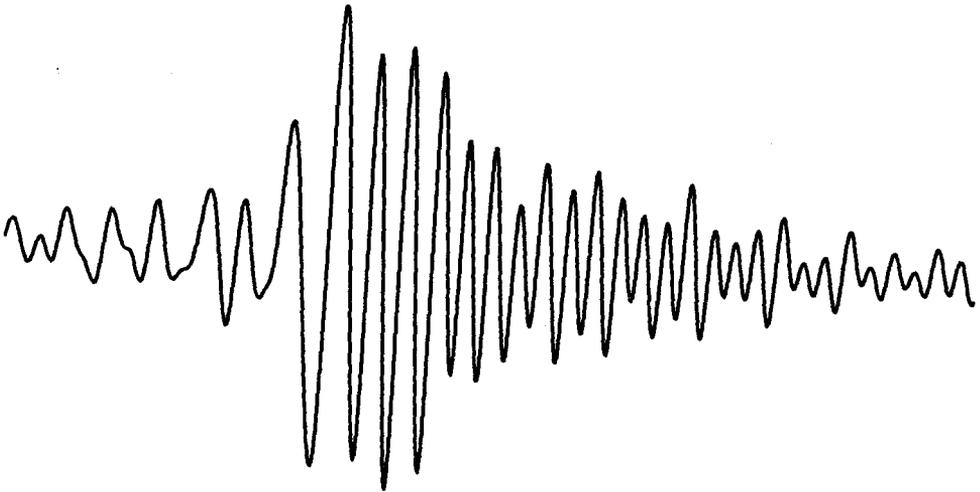
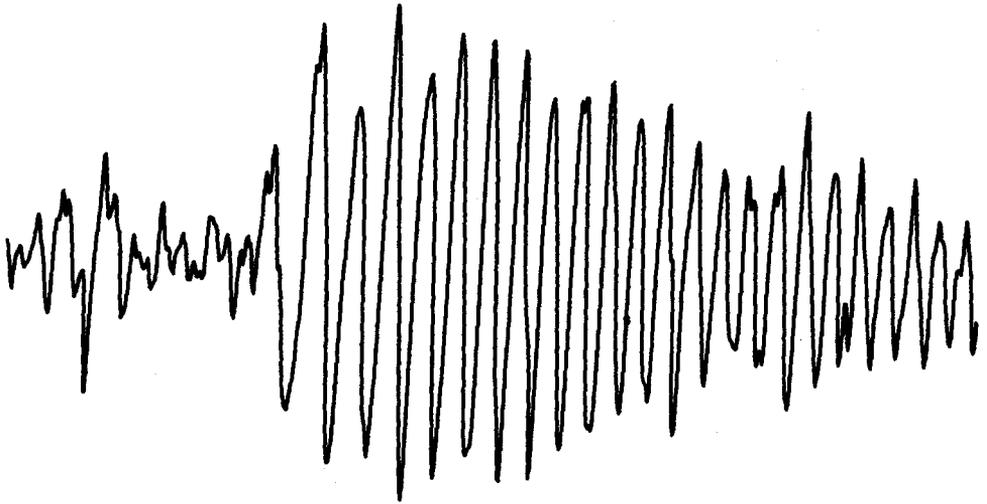


Fig. 10. Sismograma observado (parte inferior) y teórico generado (parte inferior). Terremoto: 4/agosto/72.



0 11 min

Fig. 11. Sismograma observado (parte superior) y teórico generado (parte inferior). Terremoto: 12/abril/73.

En la Fig. 12 aparece el modelo de fricción interna de las ondas de cizalla, Q_{β}^{-1} , obtenido en este estudio y su comparación con el modelo > 100 M.a. del Océano Pacífico (Canas y Mitchell, 1978). En esencia parecen ser similares, aunque la ten-

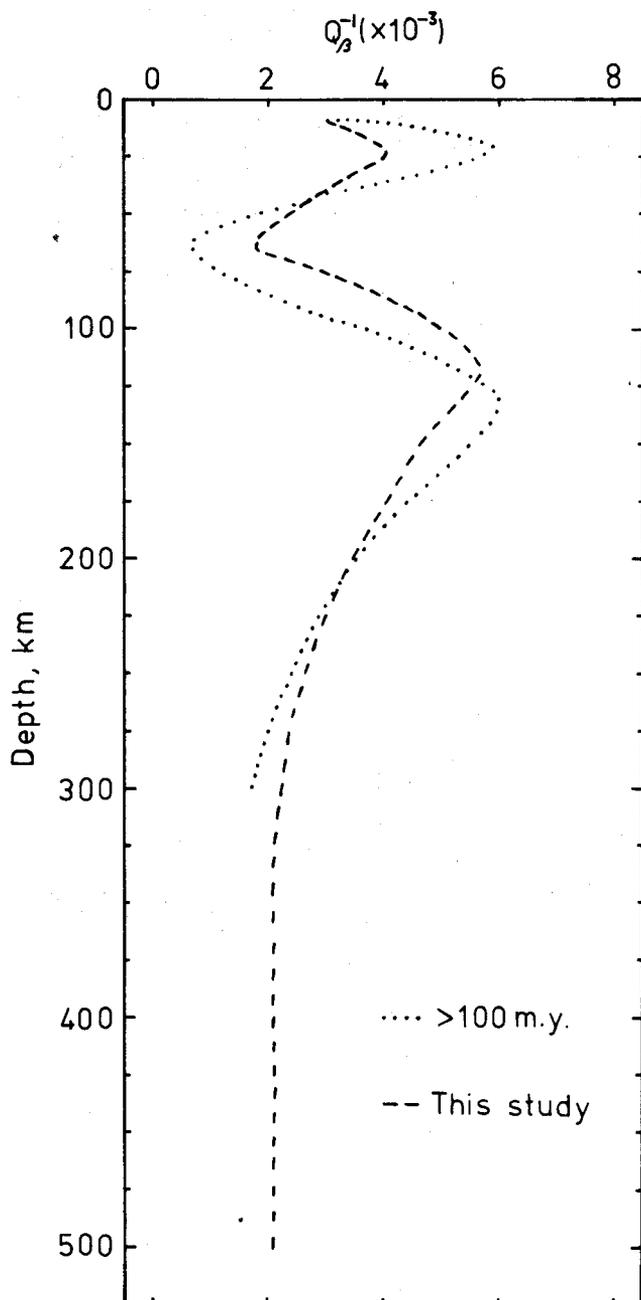


Fig. 12. Modelos de fricción interna de las ondas de cizalla, Q_{β}^{-1} , obtenido en este estudio y el perteneciente a la región ≥ 100 M.a. del Océano Pacífico de Canas y Mitchell (1978).

dencia del nuevo modelo es a poseer valores de Q_{β}^{-1} más elevados que el modelo para la región > 100 M.a. Este hecho parece indicar que los valores de Q serían menores que los previamente establecidos por Canas y Mitchell (1978) los cuales no poseían buenas resoluciones para profundidades mayores de alrededor de los 200 km. Aunque el nuevo método expuesto para la obtención de Q no proporciona medidas de error, éste se ajusta ciertamente a resultados establecidos (Fig. 12) y puede ser realmente interesante su aplicación a regiones donde no es posible el cálculo de coeficientes de atenuación con los cuales aplicar los métodos normales de inversión. Un futuro trabajo con observaciones de modos superiores con períodos más largos puede proporcionar una mejor distribución de Q con la profundidad, especialmente para profundidades mayores que la citada.

CONCLUSIONES

La utilización de nuevas técnicas ha permitido obtener la distribución de Q_{β}^{-1} hasta una profundidad del orden de 500 km en una región del Pacífico ≥ 90 M.a. La comparación de esta distribución con la establecida por Canas y Mitchell (1978), hasta una profundidad del orden de 300 km, para una región del Pacífico > 100 M.a. indica que los modelos son parecidos. La tendencia del modelo obtenido para profundidades mayores de 200 km parece indicar que los valores de Q_{β}^{-1} son mayores que los que corresponden al modelo de Canas y Mitchell (1978). Para profundidades mayores de 300 km el modelo obtenido indica que los valores obtenidos podrían ser mayores que los que corresponderían al modelo de los autores citados.

Un estudio con modos superiores y tales que cubran un mayor rango de períodos podía dar lugar a una más fina distribución de Q , especialmente para profundidades mayores de los 200 a 300 km.

AGRADECIMIENTOS

Robert B. Herrmann me permitió el uso de diversos programas de cálculo numérico. William L. Rodi escribió el programa de inversión de ondas superficiales.

Este trabajo ha sido financiado en parte por el Ministerio Español de Universidades e Investigación y por la Fundación Juan March.

BIBLIOGRAFIA

- ANDERSON, D. L., A. BEN-MENACHEM y C. B. ARCHAMBEAU, 1965. Attenuation of seismic energy in the upper mantle. *J. Geophys. Res.*, 70, 1441-1448.
- ANDERSON, D. L. y J. B. MINSTER, 1981. The physics of creep and attenuation in the mantle (preprint).
- BACKUS, G. E. y F. GILBERT, 1967. Numerical applications of a formalism for geophysical inverse problems. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 13, 247-276.
- BACKUS, G. E. y F. GILBERT, 1968. The resolving power of gross Earth data. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 16, 169-205.
- BACKUS, G. E. y F. GILBERT, 1970. Uniqueness in the inversion of inaccurate gross Earth data. *Philos. Trans. R. Soc.*, A266, 123-192.
- BRAVO, C. y A. UDIAS, 1974. Rayleigh wave group velocity dispersion in North Atlantic region. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 37, 297-304.
- BRUNE, J. N., J. E. NAFE y L. E. ALSOP, 1961. The polar shift of surface waves on a sphere. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 51, 247-257.
- CANAS, J. A., 1978. 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. Universidad de Barcelona (España).
- CANAS, J. A., 1981a. Modelo de Q^{-1} para el Este del Océano Pacífico. *Anales de Física, (Serie B)*, 77, 101-107.
- CANAS, J. A., 1981b. Attenuation of Love and Rayleigh waves across the Atlantic. *J. Phys. Earth*, 29, 119-129.
- 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. y A. UDIAS, 1980. Variación lateral de las velocidades de las ondas de cizalla en función de la edad del suelo oceánico del Pacífico. *Anales de Física*, 76, 278-284.
- CANAS, J. A. y A. CORREIG, 1980. Modelo de fricción interna de las ondas de cizalla para las placas Nazca-Cocos. *Geofísica Internacional*, 19, 95-108.
- CANAS, J. A., B. J. MITCHELL y A. M. CORREIG, 1980. Q_{β}^{-1} models for the East Pacific Rise and the Nazca Plate in *Mechanisms of Continental Drift and Plate Tectonics*, eds. P. A. Davies and S. K. Runcorn, 123-133, Academic Press, London.
- CANAS, J. A. y B. J. MITCHELL, 1981. Rayleigh wave attenuation and its variation across the Atlantic Ocean. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 67, 159-176.
- CROSSON, R. S., 1976. Crustal structure modeling of earthquake data 1, simultaneous least squares estimation of hypocenter. *J. Geophys. Res.*, 81, 3036-3046.
- CHENG, C. C. y B. J. MITCHELL, 1981. Crustal Q structure in the United States from multi-mode surface waves. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 71, 161-181.
- 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., y A. L. HALES, 1972. Numerical analysis of dispersed seismic waves, in *Methods in Computational Physics*, 11, 39-85, ed. B. A. Bolt, Academic Press, Nueva York.
- DZIEWONSKI, A., S. BLOCH y M. LANDISMAN, 1969. A technique for the analysis of transient seismic signals, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59, 427-444.
- FORSYTH, D. W., 1975a. A new method for the analysis of multimode surface wave dispersion. Application to Love wave propagation in the East Pacific. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65, 323-342.
- FORSYTH, D. W., 1975b. The early structural evolution and anisotropy of the oceanic upper mantle, *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 43, 103-162.
- FRANKLIN, J. N., 1970. Well-posed stochastic extension of ill-posed linear problems., *J. Math. Analysis Applic.*, 31, 682-716.
- GIRARDIN, N. y W. R. JACOBY, 1979. Rayleigh wave dispersion along Reykjanes Ridge. *Tectonophysics*, 55, 155-171.
- HART, R. S. y F. PRESS, 1973. S_n velocities and the composition of the lithosphere in the regionalized Atlantic. *J. Geophys. Res.*, 78, 407-411.
- HERRMANN, R. B., 1973. Some aspects of band-pass filtering of surface waves. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 63, 663-671.
- HERRMANN, R. B., 1974. Surface wave generation by Central United States earthquakes. Ph. D. Dissertation. Saint Louis University (USA).
- JACKSON, D. F., 1972. Interpretation of inaccurate, insufficient, and inconsistent data. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 28, 97-109.
- JORDAN, T. H. y J. N. FRANKLIN, 1971. Optimal solutions to a linear inverse problem in geophysics. *Proc. Nat. Acad. Sci. Am.*, 68, 291-293.
- JORDAN, T. H. y D. L. ANDERSON, 1974. Earth structure from free oscillation and travel times. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 36, 411-459.
- KANAMORI, H. y D. L. ANDERSON, 1977. Importance of physical dispersion in surface wave and free oscillation problems. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 15, 105-112.
- KAUSEL, E. G., A. R. LEEDS y L. KNOPOFF, 1974. Variations of Rayleigh wave phase velocities across the Pacific Ocean. *Science*, 186, 139-141.
- LEEDS, A. R., L. KNOPOFF y E. G. KAUSEL, 1974. Variations of upper mantle structure under the Pacific Ocean. *Science*, 186, 141-143.
- LEVSHIN, A. L. y Z. A. YANSON, 1971. Surface waves in vertically and radially inhomogeneous media, in *Algorithms for the Interpretation of Seismic Data* (Vol. 5 of the series Computational Seismology, V. I. Keilis-Borok, Editor) Nauka Press, Moscow 147-177. (English translation by R. B. Herrmann, St Louis University).
- LIU, H., D. L. ANDERSON y H. KANAMORI, 1976. Velocity dispersion due to anelasticity: implications for seismology and mantle composition. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 47, 41-58.
- MINSTER, J. B., 1978. Transient and impulse responses of a one-dimensional linear-

- ly attenuating medium-II. A parametric study. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, *52*, 503-524.
- MITCHELL, B. J., 1975. Regional Rayleigh wave attenuation in North America. *J. Geophys. Res.*, *80*, 4904-4916.
- 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. Astron. Soc.*, *46*, 521-533.
- MITCHELL, B. J. y M. LANDISMAN, 1969. Electromagnetic seismograph constants by least-squares inversion. *Bull. Seism. Soc. Am.*, *59*, 1335-1348.
- MITCHELL, B. J. y R. B. HERRMANN, 1979. Shear velocity structure in the Eastern United States from the inversion of surface-wave group and phase velocities. *Bull. Seism. Soc. Am.* *69*, 1133-1148.
- MITCHELL, B. J. y G. K. YU, 1980. Surface wave dispersion, regionalized velocity models, and anisotropy of the Pacific crust and upper mantle. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, *63*, 497-514.
- OSSING, H. A., 1964. Dispersion of Rayleigh waves originating in the Mid-Atlantic Ridge. *Bull. Seism. Soc. Am.*, *54*, 1137-1196.
- RODI, W. L., P. G. GLOVER, T. M. C. LI y S. 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.
- SIPKIN, S. y T. JORDAN, 1979. Frequency dependence of Q. *Bull. Seism. Soc. Am.*, *69*, 1055-1079.
- SOLOMON, S. C., 1973. Shear wave attenuation and melting beneath the Mid-Atlantic ridge. *J. Geophys. Res.*, *78*, 6044-6059.
- STAUDER, W. y L. MUALCHIN, 1976. Fault motion in the larger earthquakes of the Kuril-Kamchatka arc and of the Kuril-Hokkaido Corner. *J. Geophys. Res.*, *81*, 297-308.
- WEIDNER, D. J., 1974. Rayleigh wave phase velocities in the Atlantic Ocean. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, *36*, 105-139.
- 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.
- YOSHII, T., 1975. Regionality of group velocities of Rayleigh waves in the Pacific and thickening of the plate. *Earth Planet. Sci. Lett.*, *25*, 305-312.
- YU, G. K., 1978. Regionalized shear velocity models beneath the Pacific Ocean from Love and Rayleigh wave dispersion. Ph. D. Dissertation, Saint Louis University.
- 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. Astron. Soc.*, *57*, 311-341.