

Estudio del mecanismo focal de los terremotos a partir de ondas sísmicas. Aplicación a terremotos de las dorsales del Atlántico y Oriental del Pacífico*

por ANTONI M. CORREIG BLANCHAR

Departamento de Física de la Tierra y del Cosmos. Universidad de Barcelona. (Centro coordinado con el C.S.I.C.)

RESUMEN

En este trabajo se presenta un estudio de los parámetros dinámicos de terremotos ocurridos bajo las dorsales del Atlántico y Oriental del Pacífico, así como de la variación regional del coeficiente de atenuación de las ondas Rayleigh para la región oriental del Pacífico. Se ha obtenido un coeficiente de atenuación anormalmente alto bajo la dorsal del Pacífico e importantes diferencias en las condiciones de similaridad para las dos dorsales. Comparando los parámetros dinámicos obtenidos para las dorsales (zonas de tensión) con parámetros obtenidos para zonas de subducción (zonas de compresión), resultan ser similares excepto para la caída de esfuerzos. Los resultados obtenidos se interpretan en función de la actividad tectónica de las dorsales.

ABSTRACT

On this paper a study is presented of dynamical parameters of earthquakes occurred beneath Mid-Atlantic Ridge and East Pacific Rise as well as regional variation of Rayleigh waves attenuation coefficient for the oriental Pacific. The attenuation coefficient is abnormally high under the East Pacific Rise and the similarity conditions are significantly different for the two ridges. By comparing the dynamical parameters obtained for ridges (tension zones) with respect to subduction zones (compression zones) results are quite similars but for the stress drop. Results are interpreted at the light of tectonical activity of ridges.

INTRODUCCIÓN

El estudio del mecanismo focal de los terremotos

* Resumen de la Tesis presentada para aspirar al grado de Doctor en Ciencias en la Facultad de Física, Universidad de Barcelona, el 12 de julio de 1977.

tiene por objeto, en sismología, tratar de determinar el tipo de proceso dinámico que se da en el foco de un terremoto. Esencialmente, el método consiste en correlacionar el campo de desplazamientos teóricos, producidos por un foco hipotético formado por una distribución de fuerzas, con los desplazamientos de las ondas elásticas producidas por un terremoto y observadas en los sismógrafos distribuidos globalmente sobre la superficie de la Tierra.

Como modelo de foco hemos considerado un doble par de fuerzas sin momento resultante, equivalente a una dislocación de cizalla. Esta equivalencia nos permite considerar el foco de un terremoto como una discontinuidad en el desplazamiento a través del plano de falla. Dado que la dislocación es una función del tiempo y de dos coordenadas espaciales, es extraordinariamente difícil realizar una inversión completa, y el único método práctico consiste en describir la cinemática de la ruptura que se ha producido en el plano de falla utilizando un pequeño número de parámetros, los *parámetros dinámicos*, y determinarlos a partir de los sismogramas.

El objeto de este trabajo ha sido la obtención de los parámetros dinámicos, proponiendo un nuevo método para el cálculo del momento sísmico, y su aplicación a las dorsales oceánicas, concretamente a la dorsal atlántica y a la dorsal oriental del Pacífico (el primer estudio que se lleva a cabo de esta última región). Dado que la determinación de los parámetros dinámicos se basa en el estudio de las amplitudes de las ondas sísmicas observadas, se ha realizado también un estudio de la variación regional del coeficiente de atenuación de las ondas superficiales en la región oriental del Pacífico, habiéndose establecido para ello dos nuevos métodos. Finalmente, los resultados obtenidos se interpretan en términos de la actividad tectónica de las dorsales oceánicas.

CÁLCULO DE LOS PARÁMETROS DINÁMICOS PARA MODELOS DE FUENTE PUNTUAL Y FINITA

Para una fuente puntual, el desplazamiento espectral $\Omega(\omega)$ de las ondas de cizalla viene dado por la expresión

$$\Omega(\omega) = \mathcal{R}_{\theta\varphi} M_0 (4\pi\rho R\beta^3)^{-1} \quad (1)$$

donde $\mathcal{R}_{\theta\varphi}$ representa la distribución geométrica de radiación (radiation pattern), M_0 el momento sísmico, ρ la densidad del medio, R la distancia hipocentral y β la velocidad de cizalla.

Para ondas superficiales, el desplazamiento espectral de la componente vertical de las ondas Rayleigh se expresa (BEN-MENAHEM *et al.*, 1970)

$$U_z = \frac{M_0}{\mu} [s_R S_R + p_R P_R + i q_R Q_R] \quad (2)$$

donde M_0 es el momento sísmico, μ la rigidez del suelo, s_R , p_R , q_R la distribución geométrica de radiación y S_R , P_R , Q_R son las funciones de transferencia para una tierra estratificada. Si en vez de considerar una tierra estratificada partimos del punto de vista, más general, de un medio verticalmente inhomogéneo, llegamos a la siguiente expresión para el desplazamiento vertical y radial de las ondas Rayleigh (LEVSHIN y YANSON, 1971)

$$U_{z,r} = M_0 \sum_{k=1}^{k(\omega)} \frac{D_k(\omega, \varphi) V_k^i(\omega, Z) (2\pi)^{\frac{1}{2}}}{2 c_k U_k I_{0k} (\xi_k r)^{\frac{1}{2}}} \exp\left(-i \xi_k r - i \frac{\pi}{4}\right) \quad (3)$$

donde ω es la frecuencia angular, c_k la velocidad de fase del modo k -ésimo para la frecuencia angular ω , U_k la componente de la velocidad de grupo, $\xi_k = \omega/c_k$ el número de onda, I_{0k} la integral de energía $k(\omega)$ el número de modos presentes para una frecuencia dada, V_k^i las funciones propias de la componente vertical ($i=1$) y radial ($i=2$) de las ondas Rayleigh en función de la profundidad z y de la frecuencia angular ω y D_k representa la excitación de las distintas funciones propias como resultado del sistema de fuerzas que actúan en la fuente. La expresión (2) nos es muy útil para el cálculo directo de los parámetros dinámicos a partir de las amplitudes observadas, mientras que la (3) es más adecuada para el cálculo de las amplitudes teóricas.

Debemos fijarnos que, en las tres expresiones anteriores, el momento sísmico M_0 (definido como el momento componente de uno de los dos pares de fuerzas con los que representamos el foco), aparece como una constante de proporcionalidad. Esta propiedad será uti-

lizada para establecer un nuevo método para el cálculo del momento sísmico a partir de la comparación de las amplitudes observadas con las calculadas según la ecuación (3).

Si en vez de utilizar un foco puntual consideramos una falla de dimensiones finitas, se demuestra (BEN-MENAHEM, 1961) que el efecto de la finitud del foco interviene como un factor multiplicador $\text{sen } X/X$ en las expresiones resultantes para una fuente puntual. En este factor

$$X = \frac{L}{2c} \left(\frac{c}{v} - \cos \theta_0 \right) \quad (4)$$

donde c es la velocidad de fase, v la velocidad de ruptura, L la longitud de la falla y θ_0 el azimut de la estación, medido positivamente desde la dirección de la falla. La longitud de la falla podemos determinarla a partir de la función de directividad (BEN-MENAHEM, 1961; UDIAS, 1971).

Hasta ahora hemos hecho mención de dos parámetros dinámicos, el momento sísmico y la longitud de la falla. Estos dos parámetros son los que con mayor precisión pueden calcularse directamente, a partir del espectro observado. A continuación vamos a definir otros parámetros de interés en función de los dos primeros.

Factor temporal. Es la transformada de Fourier de la función temporal de la fuente. Como función temporal utilizamos una función exponencial de la forma

$$s(t) = \begin{cases} 0 & \text{para } t < 0 \\ 1 - e^{-t/\tau} & \text{para } t \geq 0 \end{cases} \quad (5)$$

cuya transformada de Fourier es

$$s(\omega) = \frac{1}{i\omega} \cdot \frac{1}{1 + i\omega\tau} \quad (6)$$

donde τ es una constante conocida como *tiempo de formación* (rise time). El tiempo de formación representa una medida del tiempo que tarda la dislocación en llegar a su estado final, después de que la ruptura ha llegado a un punto cualquiera de la falla. El tiempo de formación puede deducirse a partir de la expresión (OHNAKA, 1973)

$$\tau = \frac{\pi}{8k} \frac{v}{\beta} \frac{w}{\beta} \quad (7)$$

donde v es la velocidad de ruptura, β la velocidad de las ondas de cizalla, w la anchura de la falla (considerada igual a $L/2$, aproximación válida para terremotos de magnitud comprendida entre 5 y 6 ocurridos en dorsales oceánicas), y k una constante que, para fallas de cizalla, tiene el valor $\frac{1}{2}$.

Dislocación media. Se define como la dislocación final promediada sobre el área de la falla. Puede deducirse del momento sísmico a partir de la expresión (AKI, 1966)

$$M_0 = \mu \bar{u} S \quad (8)$$

donde \bar{u} es la dislocación, μ la rigidez y S la superficie de la falla.

Esfuerzo aparente. Es el esfuerzo medio estimado que actúa mientras se produce el terremoto. Viene dado por la expresión

$$r\sigma = \mu (E_s/M_0) \quad (9)$$

donde E_s es la fracción de energía liberada en el foco que se ha propagado en forma de ondas elásticas, r la eficiencia de la radiación, definida por $r = E_s/E$, siendo E la energía total liberada en el foco y σ la media aritmética del esfuerzo de cizalla inicial (esfuerzo que actúa antes de producirse la fractura) y final (esfuerzo que continúa actuando una vez se ha producido la fractura).

Cáida de esfuerzos. Es la diferencia entre el esfuerzo de cizalla inicial y el final. Viene dada por

$$\Delta\sigma = c M_0/S^{3/2}$$

donde c es una constante que depende de la forma de la falla y de la dirección del deslizamiento. Para el caso de una falla de cizalla superficial $c = (2/\pi)\sqrt{L/w}$.

Energía sísmica. Aún no se ha encontrado ninguna expresión sencilla que nos dé el valor de la energía sísmica E_s , la propagada en forma de ondas elásticas, con una aproximación suficientemente buena. La expresión más frecuentemente utilizada es la relación empírica (RICHTER, 1958)

$$\log E_s = 11.8 + 1.5 M_s \quad (11)$$

donde M_s es la magnitud deducida a partir de las ondas superficiales definida por (RICHTER, 1958)

$$M_s = \log (A/T) + 1.666 \log \Delta + 3.3 \quad (12)$$

donde A es la amplitud reducida del suelo, expresada en micrones, de la onda superficial de mayor amplitud en la componente vertical de sismógrafos de período largo, T el período correspondiente, que es del orden de los 20 segundos, y Δ la distancia epicentral expresada en grados.

De todos los parámetros definidos son de especial importancia el momento sísmico y la longitud de la

falla. Estos dos parámetros, referidos al foco, deben calcularse a partir de las amplitudes registradas en las estaciones sísmicas. Estas amplitudes se habrán atenuado en el trayecto epicentro-estación. Es, por lo tanto, de fundamental importancia, el conocer el coeficiente de atenuación del medio (o, dicho de otro modo, el comportamiento no elástico de la Tierra) si queremos obtener una determinación precisa del momento sísmico y la longitud de la falla. Dado que una de las zonas de estudio, la dorsal oriental del Pacífico, en un punto determinado define la confluencia de tres placas (Pacífico, Nazca y Cocos) y que las trayectorias epicentro-estación en varios casos atraviesan distintas porciones de cada una de ellas, se ha creído conveniente hacer un estudio de la variación regional del coeficiente de atenuación de las ondas Rayleigh para la región oriental del Pacífico.

CÁLCULO DEL COEFICIENTE DE ATENUACIÓN DE LAS ONDAS RAYLEIGH

Si la Tierra fuese un medio perfectamente elástico, una onda conservaría siempre su misma forma, y el decrecimiento de su amplitud sería debido tan sólo a la dispersión geométrica, o sea, a la pérdida de energía debido al continuo ensanchamiento del frente de onda. Pero debido a que la Tierra no es perfectamente elástica, existe una pérdida suplementaria de energía, conocida como atenuación.

La amplitud de una componente armónica de una onda elástica se puede escribir, en el dominio de las frecuencias

$$A(\omega) = G A_0(\omega) \exp \{-\gamma t\} \exp \{i(\omega t - kr)\}$$

donde $A_0(\omega)$ es el espectro de amplitud de la fuente
 $A(\omega)$ espectro de amplitud a una distancia r
 G factor de dispersión geométrica
 γ coeficiente de atenuación
 t tiempo de propagación
 k número de onda

En este apartado presentamos dos nuevos métodos para el cálculo del coeficiente de atenuación.

A. Método de la estación de referencia

Según este método, el coeficiente γ lo calculamos a partir de la razón de las amplitudes observadas en distintas estaciones respecto a la amplitud observada en una estación determinada, considerada como estación de referencia. Respecto a la trayectoria epicentro-estación de referencia, se aceptan unos valores medios de γ . De esta forma pueden detectarse posibles varia-

ciones regionales significativas de γ respecto a los valores de referencia.

Las soluciones espectrales de las ondas Rayleigh, para una distancia r , producidas por un doble par de fuerzas sin momento resultante pueden escribirse (HARRIDER, 1970)

$$A_t = K \chi(\theta, h) (\text{sen } X/X) r^{-1}$$

donde $\chi(\theta, h)$ es la distribución teórica de radiación, $(\text{sen } X/X)$ el término debido a la finitud de la fuente y K una función que engloba los parámetros del sistema de fuerzas y del medio. Las amplitudes observadas pueden escribirse, en función de las amplitudes teóricas

$$\begin{aligned} A_o &= A_t \exp(-\gamma r) \\ &= K \chi(\theta, h) (\text{sen } X/X) r^{-1} \exp(-\gamma r) \end{aligned}$$

Las amplitudes espectrales observadas, de manera rutinaria, han sido corregidas por la respuesta del instrumento y por la dispersión geométrica; posteriormente han sido también corregidas por la distribución geométrica de la radiación. Por lo tanto, la ecuación anterior puede escribirse

$$A_o = K (\text{sen } X/X) \exp(-\gamma r)$$

Una vez escogida la estación de referencia, su amplitud espectral puede reducirse a la distancia de la estación de observación mediante la expresión

$$A'_r = A_r \exp\{\gamma_r (r_r - r)\} \quad (13)$$

La amplitud de la estación de referencia, reducida ya a la estación de observación, puede también expresarse

$$A'_r = K (\text{sen } X_r/X_r) \exp(-\gamma_r r)$$

en donde el subíndice r se refiere a "valores de referencia".

Tomando el cociente de la amplitud observada en la estación i respecto a la amplitud observada en la estación de referencia, tomando logaritmos neperianos y despejando γ_i obtenemos, finalmente

$$\gamma_i = \gamma_r - \frac{\ln \frac{A_{oi}}{A'_r}}{r} + \frac{\ln \frac{\left\{ \frac{\text{sen } X_i}{X_i} \right\}}{\left\{ \frac{\text{sen } X_r}{X_r} \right\}}}{r} \quad (14)$$

Las expresiones (13) y (14) serán las ecuaciones de trabajo.

B. Determinación simultánea del momento sísmico y el coeficiente de atenuación

Este método se basa en el cálculo del espectro teórico de las amplitudes para cada estación y período a fin de compararlos, para cada trayectoria, con la observación correspondiente. Mediante el cociente de la amplitud observada respecto a la teórica, obtendremos el γ del medio. Para realizar este proceso utilizaremos el siguiente modelo

$$A_t(\omega) = S(\omega) (\text{sen } X/X) \exp(-\gamma r) M_o A(\omega) \quad (15)$$

donde $A_t(\omega)$ es el espectro teórico de amplitudes
 $S(\omega)$ transformada de Fourier de la función temporal de la fuente (ecuación 6)
 X finitud de la fuente (ecuación 4)
 γ coeficiente de atenuación
 M_o momento sísmico
 $A(\omega)$ distribución de radiación teórica (ecuación 3)

El método está basado en las dos consideraciones siguientes:

- i) El momento sísmico, para períodos mayores que el tiempo de formación, es una constante de proporcionalidad.
- ii) La forma del espectro, una vez los términos $S(\omega)$, X y $A(\omega)$ han sido calculados, viene determinado por el factor de atenuación $\exp(-\gamma r)$.

Una vez establecidas estas dos consideraciones, la idea del método es ya muy sencilla: primeramente partimos de unos valores de γ más o menos representativos de la región en estudio y a continuación calculamos el momento sísmico M_o , para un determinado intervalo de períodos, mediante la relación $M_o = A_o/A_t$. Seguidamente recalculamos γ y a partir de los valores de M_o obtenidos anteriormente, y utilizando este nuevo valor de γ calculamos nuevamente M_o . De este modo hemos empezado un proceso iterativo que acabaremos cuando M_o converja a un valor. Los valores de γ los obtendremos a partir de la última determinación de M_o . Como método práctico, escogemos el valor de γ para el cual la desviación típica de M_o sea mínima.

APLICACIÓN A TERREMOTOS DE LAS DORSALES ATLÁNTICA Y ORIENTAL DEL PACÍFICO

Hemos calculado los parámetros dinámicos de tres terremotos ocurridos en la dorsal Atlántica y de cinco ocurridos en la dorsal Oriental del Pacífico. Los parámetros epicentrales se presentan en las tablas 1 y 2.

TABLA 1

DATOS EPICENTRALES DE LOS TERREMOTOS DE LA DORSAL ATLANTICA

| CODIGO | FECHA | LAT. | LONG. | TIEMPO ORIGEN | PROF. (km) | m_b |
|--------|-------------|-------|-------|---------------|------------|-------|
| A1 | 13-MAY-1972 | 45.0N | 28.2W | 16:40:22.0 | N | 5.0 |
| A2 | 18-NOV-1970 | 35.1N | 35.7W | 12:23:18.0 | N | 5.6 |
| A3 | 6-JUN-1972 | 32.9N | 39.9W | 05:25:50.2 | N | 5.5 |

TABLA 2

DATOS EPICENTRALES DE LOS TERREMOTOS DE LA DORSAL ORIENTAL DEL PACIFICO

| CODIGO | FECHA | LAT. | LONG. | TIEMPO ORIGEN | PROF. (km) | m_b |
|--------|-------------|-------|--------|---------------|------------|-------|
| P1 | 9-SEP-1966 | 4.4S | 105.9W | 15:23:10.8 | 5 | 5.2 |
| P2 | 6-NOV-1965 | 22.1S | 113.1W | 09:21:48.6 | 10 | 5.2 |
| P3 | 18-NOV-1970 | 28.7S | 112.7W | 20:10:48.2 | 5 | 5.6 |
| P4 | 29-DIC-1966 | 32.7S | 119.8W | 11:56:22.9 | 15 | 5.1 |
| P5 | 19-ABR-1964 | 41.7S | 84.0W | 05:13:01.6 | 5 | 5.5 |

El mecanismo focal ha estado determinado para los terremotos de la dorsal atlántica (UDIAS y CORREIG, 1975) y tomados de FORSYTH (1972) para los de la dorsal del Pacífico. Sus valores se presentan respectivamente en las tablas 3 y 4.

TABLA 3

ORIENTACION DE LOS PLANOS DE FALLA DE LOS TERREMOTOS DE LA DORSAL ATLANTICA

| TERREMOTO | PLANOS DE FALLA | |
|-----------|-----------------|-------------|
| | A | B |
| A1 | N15E , 51W | N82W , 80SW |
| A2 | N39W , 60NE | N33E , 60NW |
| A3 | N66W , 88NW | N19E , 76NE |

Las ondas Rayleigh generadas por estos terremotos se han analizado mediante una FFT y un filtraje múltiple en el intervalo de períodos 15-110 s.

Para el caso de los terremotos de la dorsal atlántica, teniendo en cuenta la homogeneidad de la zona, no se ha creído necesario hacer un estudio previo del coeficiente de atenuación, utilizando en su lugar valores dados en la literatura; el momento sísmico se ha deducido a partir de las expresiones (1) y (2).

TABLA 4

ORIENTACION DE LOS PLANOS DE FALLA DE LOS TERREMOTOS DE LA DORSAL ORIENTAL DEL PACIFICO

| TERREMOTO | PLANOS DE FALLA | |
|-----------|-----------------|-------------|
| | A | B |
| P1 | N100E , 80N | N10E , 87E |
| P2 | N52E , 60NW | N44W , 78SW |
| P3 | N119E , 80NE | N28E , 88NW |
| P4 | N49E , 60NW | N35W , 80NE |
| P5 | N90E , 62S | N1W , 88W |

Para los terremotos de la dorsal oriental del Pacífico, se ha hecho un estudio de la variación regional de γ , primero según el método de la estación de referencia, utilizando como valores de referencia los obtenidos por MITCHELL *et al.* (1976), y a continuación según el método de la determinación simultánea del momento sísmico y el coeficiente de atenuación. Aplicando el primer método hemos constatado un coeficiente de atenuación superior en la Placa de Nazca respecto al coeficiente de atenuación medio del Pacífico. Mediante la aplicación del segundo método hemos podido afinar más y calcular el coeficiente de atenuación para tres zonas: la Placa de Nazca (con unos valores de γ muy parecidos a los ya obtenidos), la región nor-oriental del Pacífico y la Dorsal Oriental del Pacífico. En cada caso los valores de γ son superiores a los valores medios para todo el Pacífico, destacándose como anormalmente altos los valores de γ para la dorsal entre los períodos 18-80 s. Estos valores vienen dados en la tabla 5 y en la figura 1.

TABLA 5

VALORES DEL COEFICIENTE DE ATENUACION DE LAS ONDAS RAYLEIGH PARA LAS REGIONES NOR-ORIENTAL DEL PACIFICO (1), PLACA DE NAZCA (2) Y DORSAL ORIENTAL DEL PACIFICO (3)

| periodo (s) | $\gamma_R \times 10^{-4}$ (1) (km ⁻¹) | $\gamma_R \times 10^{-4}$ (2) (km ⁻¹) | $\gamma_R \times 10^{-4}$ (3) (km ⁻¹) |
|-------------|---|---|---|
| 15 | 2.72 ± 1.58 | 6.11 ± 3.39 | 6.22 |
| 16 | 2.71 1.49 | 4.93 3.22 | 5.33 |
| 17 | 2.51 1.38 | 4.02 3.16 | 4.71 |
| 18 | 2.36 1.26 | 3.73 2.42 | 4.40 |
| 19 | 2.19 1.12 | 3.54 2.33 | 4.30 |
| 20 | 2.03 0.95 | 3.33 2.18 | 4.41 |
| 22 | 1.86 0.72 | 2.86 1.73 | 4.86 |
| 24 | 1.78 0.57 | 2.74 1.42 | 5.22 |
| 26 | 1.74 0.50 | 2.71 1.33 | 5.43 |
| 28 | 1.77 0.46 | 2.74 1.33 | 5.58 |
| 30 | 1.85 0.48 | 2.73 1.34 | 5.55 |
| 35 | 2.00 0.38 | 2.71 1.09 | 5.76 |
| 40 | 2.23 0.39 | 2.84 1.20 | 6.41 |
| 45 | 2.22 0.37 | 2.84 1.13 | 7.15 |
| 50 | 2.20 0.34 | 2.90 1.28 | 6.30 |
| 55 | 2.24 0.40 | 2.95 1.41 | 5.34 |
| 60 | 2.23 0.47 | 3.04 1.54 | 4.42 |
| 70 | 2.04 0.44 | 2.97 1.73 | 3.72 |
| 80 | 1.85 0.43 | 2.90 1.65 | 3.46 |
| 90 | 1.77 0.54 | 2.78 1.55 | 2.89 |
| 100 | 1.77 0.70 | 2.53 1.55 | 2.13 |
| 110 | 1.65 0.89 | 2.19 1.51 | |

Cabe hacer hincapié en los altos valores de γ obtenidos para la dorsal. Si bien no se ha realizado aún un proceso de inversión formal, en primera aproximación puede estimarse la anchura de esta zona anómala en unos 200-300 km, y su profundidad en unos 200-250 km. El valor medio de Q_R (la anelasticidad) puede estimarse en 50-60. Estos resultados están de acuerdo con los hallados por SOLOMON (1973) para la dorsal central del Atlántico, quien encontró una zona anómala de características muy parecidas a la hallada por nosotros, a partir del análisis de las ondas de cizalla.

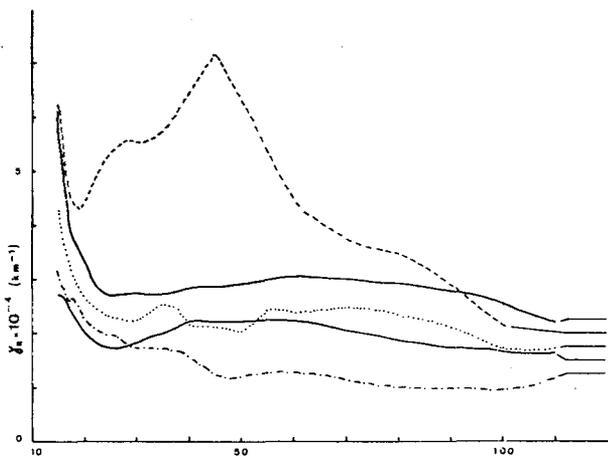


Fig. 1. — Valores del coeficiente de atenuación para las regiones nor-oriental del Pacífico (1), Placa de Nazca (2) y dorsal Oriental del Pacífico (3). Se han añadido también los valores medios del coeficiente de atenuación para el Pacífico (MITCHELL *et al.*, 1976) (5) y los deducidos según el método de la estación de referencia para el este del Pacífico (4).

La existencia de esta zona anómala bajo las dorsales, definida por un coeficiente de atenuación muy elevado, es consistente con la hipótesis de que las diferencias de atenuación en el manto superior están gobernadas por la variación lateral de la cantidad de material en estado de fusión parcial (SOLOMON, 1973), el cual viene determinado por la distribución de temperaturas y flujo calorífico en el manto superior. Estos resultados corroboran, al menos en primera aproximación, las predicciones hechas por la tectónica de Placas respecto al proceso físico que debe tener lugar en las dorsales oceánicas.

Examinando los datos representados en la figura 1 vemos que los valores del coeficiente de atenuación de la Placa de Nazca (curva 2) son netamente superiores a los de la región nor-oriental del Pacífico (curva 1), y ambos, a partir de los 30 segundos, superiores a los valores medios del Pacífico obtenidos por MITCHELL *et al.* (1976) (curva 5). Asimismo, los valores obtenidos para el este del Pacífico (curva 4) están comprendidos entre las curvas (1) y (2). Los valores correspondientes para la dorsal son, tal como ya hemos visto, anormalmente altos entre los períodos 18-80 s. Si relacionamos estos valores con la edad de la litosfera podemos constatar que cuanto más joven es ésta, mayores son los coeficientes de atenuación. Así, tenemos que los valores para la dorsal son los más altos, mientras que los valores para la dorsal son los más altos, mientras que los valores medios para el Pacífico, tomado globalmente, son los más bajos. Este tipo de correlación se ha encontrado también (KAUSEL *et al.*, 1974; FORSYTH, 1975) para las velocidades de fase.

En la tabla 6 presentamos los valores de los parámetros dinámicos calculados para los terremotos de las

TABLA 6

VALORES DE LOS PARAMETROS DINAMICOS Y CONDICIONES DE SIMILARIDAD PARA LAS DORSALES ATLANTICA Y ORIENTAL DEL PACIFICO

| TERREMOTO | M ^B | M × 10 ²⁵ (dyna-cm) | L (km) | τ (s) | \bar{u} (cm) | $\Delta\sigma$ (bars) | ηF (bars) | \bar{u}/L 10 ⁻⁶ | $v\tau/L$ |
|------------------------------|----------------|-----------------------------------|-----------|----------|-------------------|--------------------------|--------------------|---------------------------------|-----------|
| DORSAL ATLANTICA | | | | | | | | | |
| A1 | 5.5 | 0.35 | 27 | 1.2 | 1.3 | 0.9 | 23 | 0.5 | 0.07 |
| A2 | 5.0 | 0.41 | 43 | 2.0 | 0.8 | 0.3 | 3.5 | 0.1 | 0.07 |
| A3 | 5.4 | 0.39 | 36 | 1.7 | 0.8 | 0.4 | 17 | 0.2 | 0.07 |
| DORSAL ORIENTAL DEL PACIFICO | | | | | | | | | |
| P1 | 5.5 | 0.67 | 25 | 2.1 | 7.4 | 2.2 | 4.8 | 2.5 | 0.21 |
| P2 | 5.9 | 1.96 | 35 | 2.2 | 4.7 | 2.3 | 2.3 | 2.1 | 0.15 |
| P3 | 6.0 | 2.20 | 18 | 1.5 | 46.7 | 19 | 7.8 | 21.7 | 0.21 |
| P4 | 5.8 | 1.51 | 27 | 1.7 | 6.1 | 3.9 | 13 | 3.3 | 0.15 |
| P5 | 5.8 | 1.38 | 20 | 1.6 | 24 | 8.8 | 5.7 | 12.0 | 0.20 |

dos dorsales. Hemos añadido también las dos condiciones de similitud siguientes (KANAMORI y ANDERSON, 1975)

$$\bar{u}/L = C_1 = \text{constante}$$

$$v\tau/L = C_2 = \text{constante}$$

La primera expresión representa la constancia de la caída de esfuerzos, y la segunda la constancia del esfuerzo efectivo. Se considera que estos dos parámetros son constantes, independientemente de la magnitud de los terremotos.

Se puede constatar que los valores de los parámetros son muy semejantes en las dos dorsales, a excepción de la dislocación media y las condiciones de similitud; estos parámetros son aproximadamente un orden de magnitud superiores en la dorsal Oriental del Pacífico respecto a la dorsal del Atlántico. De estos resultados podemos deducir un comportamiento tectónico distinto de las dos dorsales en el sentido que la dorsal del Pacífico es tectónicamente más activa que la del Atlántico, con una mayor producción de nueva litosfera y cuyo proceso originaría unas tensiones superiores.

Esta hipótesis de mayor actividad tectónica de la dorsal Oriental del Pacífico respecto a la dorsal Atlántica viene avalada por las siguientes diferencias entre las dos dorsales (FRANCIS, 1968): mientras la dorsal atlántica es abrupta, tiene un valle central y es sísmicamente activa, la dorsal Oriental del Pacífico es suave, carece de valle central y no es sísmicamente activa según su eje. Los datos magnéticos dan una velocidad media de expansión de unos 3-4 cm/año para la primera y de unos 6-7 cm/año para la segunda. Bajo la dorsal Oriental del Pacífico, el manto es más fluido y las corrientes de convección hacia la superficie retienen su fluidez hacia fuera por ambos lados; por lo tanto, según el eje de la dorsal Oriental del Pacífico, la mayor parte de la deformación se da de manera plástica y la actividad sísmica es baja. Se ha demostrado también que cambios muy pequeños en el contenido de agua de los silicatos pueden provocar cambios drás-

ticos en su consistencia, y se cree que esta pequeña diferencia de composición puede ser la responsable de que la dorsal Oriental del Pacífico tenga un manto más dúctil que la dorsal atlántica.

Los parámetros dinámicos obtenidos para las dorsales oceánicas (zonas de tensión) se han comparado con parámetros dinámicos de terremotos de parecida magnitud ocurridos en zonas de subducción (zonas de compresión), deducidos por otros autores. Los resultados son muy parecidos excepto para la longitud de la falla y la caída de esfuerzos. Efectivamente, la caída de esfuerzos viene a ser un orden de magnitud superior en las zonas de compresión respecto a las de tensión, y la longitud de la falla es superior en las zonas de tensión respecto a las de compresión. Este hecho puede interpretarse en términos de los diferentes procesos tectónicos, físicos y petrológicos que tienen lugar en las dorsales oceánicas (zonas de creación de nueva litosfera) y en las zonas de subducción (zonas de destrucción de litosfera).

En efecto, de manera esquemática podemos decir que, mientras las dorsales oceánicas se caracterizan por un material poco consolidado, hidratado y de baja densidad, con un predominio de rocas de la serie toleítica, por un flujo térmico elevado y terremotos de focos superficiales, las zonas de compresión se caracterizan por un material muy consolidado, hidratado y de alta densidad, con un predominio de rocas de la serie calcoalcalina junto con rocas toleíticas y alcalinas y terremotos de foco superficial en las fosas y profundidad creciente (intermedios y profundos) en las cadenas montañosas y sistemas de arco-isla, o sea en un campo de presiones mucho más elevadas que en las zonas de tensión. Estas diferencias pueden explicar las diferencias de la caída de esfuerzos y geometría de la falla de los terremotos ocurridos en las dorsales oceánicas respecto a las zonas de subducción.

CONCLUSIONES

Como conclusiones más importantes de este trabajo cabe destacar:

1. Existe una correlación entre el coeficiente de atenuación y la edad de la litosfera en el sentido que el coeficiente de atenuación es mayor para las zonas litosféricas más jóvenes, llegando a ser anormalmente alto bajo las dorsales.
2. Un estudio de las condiciones de similaridad (constancia de la caída de esfuerzos y del esfuerzo efectivo) indica que estos parámetros son aproximadamente un orden de magnitud superior en la dorsal Oriental del Pacífico respecto a la del Atlántico. Este hecho puede interpretarse en el sentido

que la dorsal oriental del Pacífico es tectónicamente más activa que la del Atlántico, hecho que viene confirmado por las distintas velocidades de expansión de las dos dorsales, por sus diferencias morfológicas y por las condiciones físicas del material litosférico.

3. La comparación de los parámetros dinámicos obtenidos para las dorsales con los obtenidos en zonas de subducción indican que, para terremotos de una misma magnitud M_s , estas zonas se diferencian en la caída de esfuerzos y dimensiones de la falla. De aquí puede deducirse un comportamiento distinto para las dos zonas: mientras que las zonas de tensión se caracterizan por una caída de esfuerzos pequeña y unas dimensiones de la falla grandes, las zonas de compresión se caracterizan por una caída de esfuerzos mayores y unas dimensiones de la falla menores respecto a las zonas de tensión.

Estas conclusiones son necesariamente de carácter muy general y no pretenden ser definitivas. Su intención es que puedan servir de base de comparación para futuros estudios más detallados.

BIBLIOGRAFÍA

- AKI, K. (1966): Generation and propagation of G. waves from the Niigata Earthquake of June 16, 1964. Part 2. Estimation of earthquake moment, released energy and stress-strain drop from the G waves spectrum. *Bull. Earthq. Res. Ins.* 44: 73-88.
- BEN-MENAHEN, A. (1961): Radiation of seismic surface waves from finite moving sources. *Bull. Seism. Soc. Am.* 51: 401-435.
- BEN-MENAHEN, A.; ROSENMAN, M., y HARKRIDER, D. G. (1970): Fast evaluation of source parameters from isolated surface wave signals, part I, Universal Tables. *Bull. Seism. Soc. Am.* 60: 1337-1387.
- FORSYTH, D. W. (1972): Mechanism of earthquakes and plate motions in the east Pacific, *Earth and Plan. Sci. Let.* 17: 189-193.
- FORSYTH, D. W. (1975): 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.
- FRANCIS, T. J. G. (1968): Seismicity of Mid-oceanic Ridges and its relation to properties of the upper mantle and crust. *Nature* 220: 899-901.
- HARKRIDER, D. G. (1970): Surface waves in multilayered elastic media. Part II. Higher mode spectra and spectral ratios from point sources in plane layered earth models. *Bull. Seis. Soc. Am* 60: 1937-1987.
- KANAMORI, H., y ANDERSON, D. L. (1975): Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bull. Seism. Soc. Am.* 65: 1073-1095.
- KAUSEL, E. G.; LEEDS, A. R., y KNOPOFF, L. (1974): Varia-

- tions of Rayleigh wave phase velocities across the Pacific Ocean, *Science* 186: 139-141.
- LEVSHIN, A. L., y YANSON, Z. A. (1971): *Surface waves in vertically inhomogeneous media, 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.)
- MITCHELL, B. J.; LEITE, L. W. B.; Yu, Y. K., y HERRMANN, R. B. (1976): Attenuation of Love and Rayleigh waves across the Pacific at periods between 15 and 110 seconds, *Bull. Seism. Soc. Am* 66: 1189-1201.
- OHNAKA, M. (1973): A physical understanding of the earthquake source mechanism. *J. Phys. Earth.* 21: 39-59.
- RICHTER, C. F. (1958): *Elementary Seismology*. Freeman.
- SOLOMON, S. C. (1973): Shear wave attenuation and melting beneath the Mid-Atlantic Ridge. *J. Geophys. Res.* 78: 6044-6059.
- UDIAS, A. (1971): Source parameters of earthquakes from spectra of Rayleigh waves. *Geophys. J. R. astr. Soc.* 22: 353-376.
- UDIAS, A., y CORREIG, A. M. (1975): Determination of source parameters from spectra of surface and body waves using High-Gain Long-Period stations. *Final scientific report. AFOSR*, 74-2609: 1-27.

Recibido para su publicación: abril 1978.