

**ESTUDIO DEL FACTOR ANELASTICO Q DE LA CODA DE LOS
TERREMOTOS CORRESPONDIENTES A LAS REGIONES CENTRAL
Y ORIENTAL DEL EJE VOLCANICO DE MEXICO**

J. A. CANAS*

RESUMEN

Del estudio de la coda de diversos terremotos ocurridos en las porciones Central y Oriental del Eje Volcánico de México y registrados en la estación del Servicio Sismológico Nacional, OXM, se han obtenido los siguientes resultados:

- a) El valor de Q es fuertemente dependiente de la frecuencia en la forma $Q = Q_0 (f/f_0)^{\nu}$. Para la parte Central $\nu = 0.4$ y para la parte Oriental $\nu = 0.6$ donde $0.6 \leq f \leq 1.0$ (Hz).
- b) Los valores de Q correspondientes a una frecuencia de referencia $f_0 = 1$ Hz son 322 para la porción Central y 129 para la porción Oriental.
- c) Los valores de los coeficientes de atenuación de las ondas S obtenidos son 0.0023 km^{-1} para la porción Central y 0.0102 km^{-1} para la porción Oriental.
- d) Los coeficientes de excitación de la coda obtenidos son $3.56 \times 10^{-25} \text{ cm s/dyne cm}$ para la parte Central y $1.85 \times 10^{-24} \text{ cm s/dyne cm}$ para la parte Oriental.

Los resultados anteriores podrían indicar un mayor fallamiento de la parte Oriental y/o una mayor concentración de cámaras magmáticas bajo dicho eje.

* *Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos - Universitat Politècnica de Catalunya - C/. Jordi Girona Salgado, 31 - Barcelona 08034 - España.*

ABSTRACT

Using the coda of several earthquakes situated in Central and Oriental regions of the Volcanic Axis of Mexico, and recorded in the OXM seismographic station of the Servicio Sismológico Nacional, the following results have been obtained:

- a) Q is strongly frequency dependent in the form $Q = Q_0(f/f_0)^{\nu}$, being the values of $\nu = 0.4$ for the Central region and 0.6 for the Oriental one, where f varies between 0.6 Hz and 1.0 Hz.
- b) The values of Q_0 obtained for a reference frequency of $f_0 = 1$ Hz are 322 for the Central region and 129 for the Oriental one.
- c) The S-wave attenuation coefficients obtained are 0.0023 km^{-1} and 0.0102 km^{-1} for the Central and Oriental parts respectively.
- d) The coda excitation coefficients obtained are $3.56 \times 10^{-25} \text{ cm s/dyne cm}$ for the Central region and $1.85 \times 10^{-24} \text{ cm s/dyne cm}$ for the Oriental one.

The above results may indicate a higher degree of faulting and/or a higher concentration of magmatic chambers under the Oriental region than under the Central one.

INTRODUCCION

Diversos estudios efectuados hasta la fecha indican que existen fuertes variaciones laterales de las propiedades de la corteza terrestre. Entre ellas cabe citar como ejemplos las variaciones de flujo de calor (Lachenbruch, 1979); conductividad eléctrica (Reitzel *et al.*, 1970); espesores de corteza y velocidades de ondas sísmicas (Udías, 1980).

Las correlaciones existentes entre el factor sísmico de atenuación Q y las propiedades corticales citadas anteriormente son ciertamente notables. Der y McElfresh (1977) hallaron excelente correlación entre Q y la velocidad de la onda P_n , siendo ésta mayor cuanto menor era Q ; En varios estudios (Diment *et al.*, 1972; Alsup, 1972; Solomon, 1972) se ha determinado que existe una relación entre la variación del factor Q y la variación del flujo de calor, siendo éste menor cuanto mayor es Q . Mitchell (1970) y Mitchell y Landisman (1971) obtuvieron que la correlación entre los valores de la resistividad eléctrica, las velocidades sísmicas y los coeficientes de atenuación era ciertamente notable, correspondiendo valores elevados de atenuación a valores pequeños de resistividad y velocidad. Herrmann (1980) ha demostrado que los valores de Q pequeños corresponden a zonas tectónicamente activas. Herraiz (1981) obtuvo tres valores distintos de Q para tres pequeñas regiones de España, indicando un distinto comportamiento elástico en cada una de las zonas, de acuerdo con las características geológicas propias del lugar.

En Ingeniería Sísmica los valores de Q son importantes, ya que existe correlación entre la distribución de las intensidades de los terremotos y las variaciones de Q . En general, a áreas extensas afectadas por ondas sísmicas corresponden pequeños valores de Q (Nuttli, 1974). Diversos estudios que tratan de la relación entre la magnitud o intensidad del terremoto y el área afectada concluyen que los diferentes efectos observados se pueden llegar a explicar en función de los valores de Q (Goel, 1973; Street y Lacroix, 1979; Malone y Bor, 1979). Uno de los parámetros utilizados para la predicción de distribución de intensidades (Everden, 1975; Nuttli *et al.*, 1979) es el factor local de atenuación. Este factor puede ser obtenido fácilmente a partir de mapas detallados de valores corticales de Q (Singh, 1981).

En este estudio se pretende analizar con detalle la estructura de Q de las ondas de coda de la corteza correspondiente a las partes Central y Oriental del Eje Volcánico de México. Los valores de Q aquí obtenidos pueden servir de base para estudios con un mayor carácter local y abren la posibilidad de una futura correlación con diversos parámetros geofísicos correspondientes a dichas zonas. Asimismo, y a partir de los valores de Q , se obtienen los coeficientes de atenuación anelástica correspondientes a las ondas S y los coeficientes de excitación de la coda para ambas regiones. Las diferencias entre los coeficientes de atenuación y de excitación parecen indicar diferencias tectónicas entre ambas zonas.

DATOS

Todos los datos utilizados han sido obtenidos a partir de diversos temblores situados en la parte Central y en la parte Oriental (Fig. 1, Tabla 1) y registrados en la estación sismográfica OXM, perteneciente al Servicio de Sismología del Instituto de Geofísica de la UNAM.

La coda de los terremotos ha sido leída utilizando las técnicas descritas en Herrmann (1980). Los terremotos utilizados son tales que las frecuencias esquina correspondientes son mayores que las frecuencias predominantes observadas. Asimismo, se han leído las amplitudes correspondientes a las ondas S a partir de las cuales se han obtenido los coeficientes de atenuación para ambas regiones volcánicas. Para ello se ha supuesto, siguiendo a Nuttli (1980), que las ondas S a distancias menores que 100 km se atenúan prácticamente como las ondas L_g , suposición basada en el hecho de que las ondas S aparecen en los sismogramas más como trenes de ondas que como un pulso único.

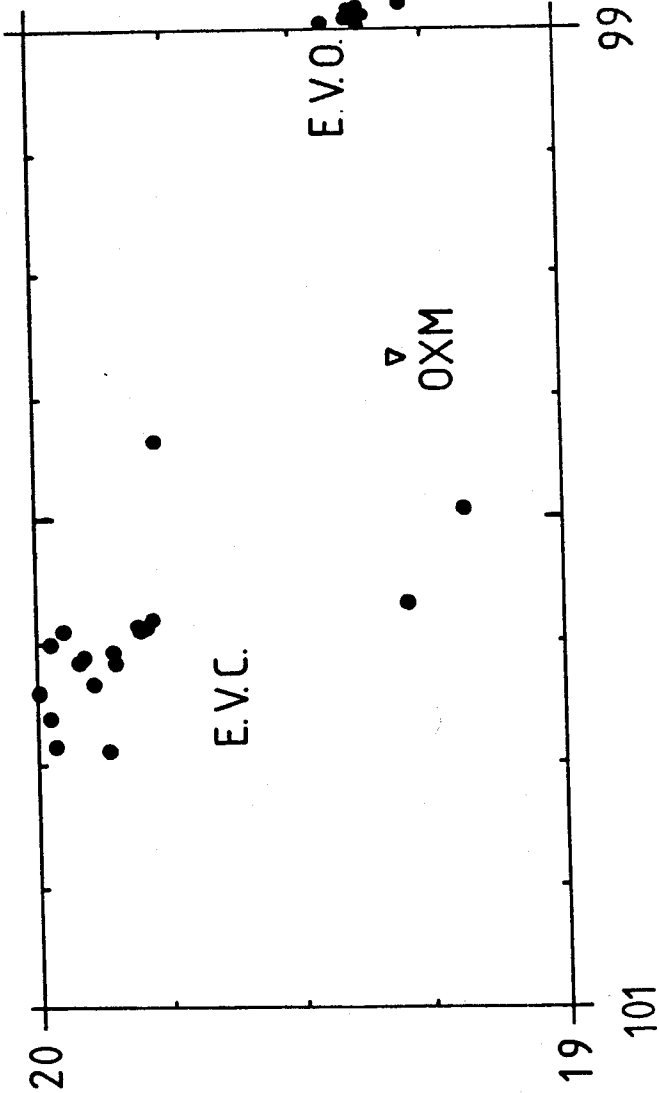


Fig. 1. Situación de la estación sísmográfica (Δ) y terremotos (\bullet) utilizados en el estudio. E.V.C. y E.V.O. indican zona Central y zona Oriental respectivamente.

TABLA 1

<u>Fecha</u>	<u>Localización</u>	<u>Hora orig.</u>	<u>Prof.(km)</u>	<u>$\frac{A_1}{g}$ (cm)</u>	<u>$\frac{M_0}{(*)}$ (dyne cm)</u>	<u>Zone</u>
7-01-79	19.45N,98.82W	11:48:33.0	42	0.96	7.14E19	0
22-02-79	19.91N,100.39W	19:44:52.1	2	4.00	2.67E20	C (P W)
22-02-79	19.93N,100.21W	20:23:31.3	0	0.02	2.63E19	C
23-02-79	19.87N,100.47W	05:48:21.2	2	2.40	1.89E20	C
23-02-79	19.86N,100.26W	06:29:53.3	2	0.60	3.74E19	C
23-02-79	19.93N,100.29W	16:25:21.0	4	0.48	1.96E19	C
25-02-79	19.80N,100.19W	00:43:48.7	26	6.80	4.76E20	C
25-02-79	19.81N,100.22W	05:28:31.9	3	3.30	2.16E20	C
25-02-79	19.91N,100.44	18:58:42.0	4	12.50	5.61E20	C
26-02-79	20.00N,100.36W	04:01:14.7	2	2.35	4.45E19	C
26-02-79	19.97N,100.39W	10:38:34.7	0	3.20	1.36E20	C
26-02-79	19.82N,100.12W	22:15:56.6	0	---	-----	C
28-02-79	19.88N,100.30W	17:39:25.8	4	10.40	3.66E20	C
28-02-79	19.97N,100.24W	20:35:14.5	16	0.66	1.89E19	C
1-03-79	19.86N,100.37W	03:19:35.7	28	---	-----	C
1-03-79	19.92N,100.27W	04:45:22.5	4	4.50	1.31E20	C
1-03-79	19.81N,100.19W	06:48:05.0	0	---	-----	C
3-03-79	19.38N,98.92W	19:24:38.9	8	2.60	3.42E20	0
3-03-79	19.38N,98.91W	23:45:13.9	2	0.73	4.60E19	0
4-03-79	19.38N,98.92W	05:47:10.2	8	1.02	5.42E19	0
4-03-79	19.35N,98.96W	21:56:08.9	4	1.82	9.49E19	0
4-03-79	19.39N,98.87W	21:59:12.6	4	0.66	3.77E19	0

TABLA 1 (CONTINUACION)

4-03-79	19.40N,98.65W	22:24:53.3	2	0.61	2.35E19	0
4-03-79	19.39N,98.97W	23:14:27.4	6	-----	-----	0
4-03-79	19.36N,99.00W	23:21:36.1	4	0.45	2.46E19	0
5-03-79	19.36N,98.87W	11:48:08.7	0	0.50	2.46E19	0
5-03-79	19.77N,99.85W	22:17:25.7	0	3.01	5.42E19	C
5-03-79	19.39N,98.99W	22:29:54.1	2	5.50	2.90E20	0
6-03-79	19.38N,98.89W	12:38:59.4	16	0.72	2.80E19	0
9-03-79	19.30N,98.90W	08:23:01.0	2	0.35	1.65E19	0
12-03-79	19.37N,98.96W	21:26:38.6	9	4.70	2.38E20	0
19-03-79	19.59N,98.81W	00:03:48.7	2	8.20	4.76E20	0
7-06-80	19.19N,99.92W	08:55:26.8	33	1.70	1.47E19	C
7-06-80	19.29N,100.17W	09:46:07.8	33	0.75	1.78E19	C
12-06-80	19.13N,98.73W	01:19:43.1	33	0.73	1.36E19	0

(*) De Canas (1982). El valor de Q_0 para obtener M_0 es 320.

(**) Utilizado en la Figura 5

METODO

El método seguido para la evaluación de la coda-Q de los terremotos se describe, como antes se ha dicho, en Herrmann (1980). Un breve resumen de él, tal como se ha aplicado a la estación OXM, es el siguiente :

- Determinación experimental de la curva $f_p - t^*$, donde f_p indica la frecuencia predominante observada en el sismograma y $t^* = t/Q$ donde t es el tiempo transcurrido entre la ocurrencia del temblor y la llegada de la fase al sismógrafo y Q el factor sísmico de atenuación correspondiente a la coda del registro. Si Q se considera dependiente de la frecuencia, se escribe en la forma $Q = Q_0(f/f_0)^v$, siendo Q_0 el valor correspondiente a la frecuencia $f_0 (= 1 \text{ Hz})$ y v un exponente real tal que Q se ajusta a los valores observados. En la figura 2 se muestra un ejemplo del tipo de sismogramas utilizados.

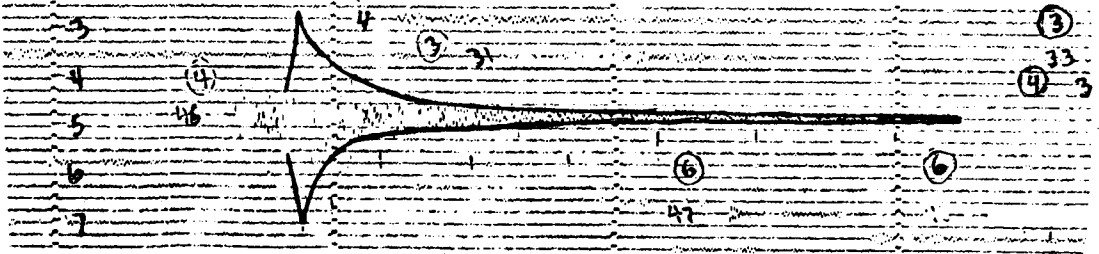


Fig. 2. Ejemplo de sismograma utilizado en donde se muestra la coda utilizada (línea gruesa). Temblor del 1o. de marzo de 1979; Hora origen: 04^h 45^m 22.5^s. Estación: OXM.

La curva experimental que se obtiene para la estación OXM (Fig. 3) es similar a las curvas correspondientes a estaciones de corto período de la red WWSSN, hecho que ya cabía esperar, ya que las características instrumentales de la estación OXM referentes a los períodos del galvanómetro y del sismómetro son 0.75 s y 1.0 s respectivamente.

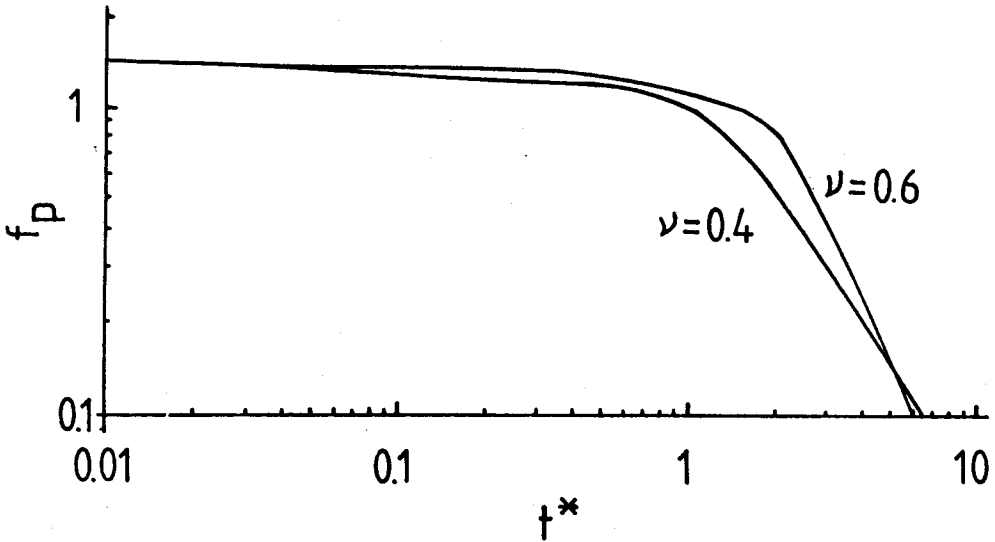


Fig. 3. Curvas teóricas correspondientes a la estación OXM. f_p significa frecuencia predominante y $t^* = t/Q$. Ver texto para el significado de t , Q y ν .

b) Determinación de la curva $C(f_p, t^*) - t^*$, donde:

$$C(f_p, t^*) = I(f_p) \cdot t^{*-1/2} \cdot |df_p/dt^*|^{1/4} \cdot e^{-(\pi f_p^{1-\nu} f_o^\nu t^*)} \tag{1}$$

donde $I(f_p)$ es la amplificación correspondiente a la frecuencia f_p . df_p/dt^* se puede determinar fácilmente aplicando métodos numéricos a la curva obteni-

da en el apartado anterior. Si Q no depende de la frecuencia, entonces la expresión (1) se simplifica, ya que en ella es $\nu = 0$.

En la Figura 4 se representan las curvas obtenidas correspondientes a la estación OXM para las dos regiones bajo estudio y para los valores de Q y ν obtenidos a partir del apartado anterior.

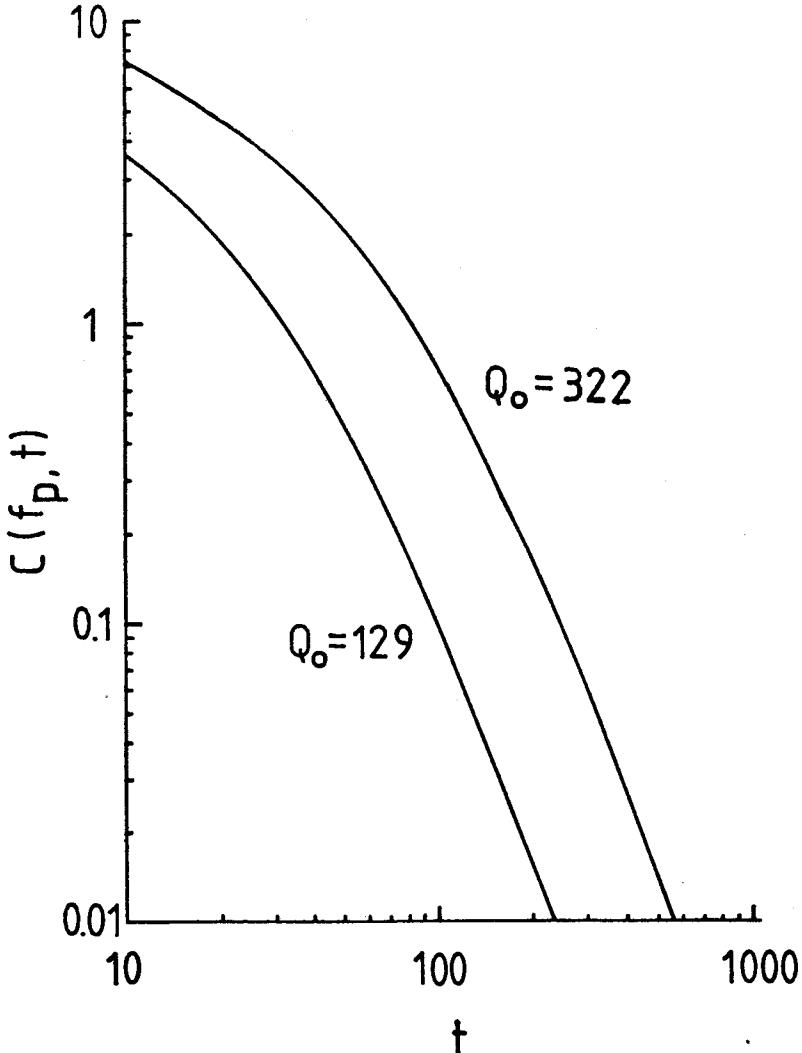


Fig. 4. Curvas correspondientes a la estación OXM y Eje Volcánico Central ($Q_0 = 322$) y a la estación OXM y Eje Volcánico Oriental ($Q_0 = 129$).

- c) Ajuste vertical de las amplitudes máximas de la coda de los diversos terremotos a las curvas teóricas obtenidas anteriormente. Este ajuste significa en realidad que las amplitudes observadas correspondientes a los diversos temblores con distinta magnitud, y por consiguiente con distinto momento sísmico, se normaliza con respecto al momento sísmico. Para ello se aplica la relación:

$$A_c = A_p \cdot A_{\text{pico}} \quad (2)$$

donde A_p es el valor de $C(f_p, t)$ correspondiente a 1 cm pico a pico del sismograma observado. Estos valores se obtienen al sobreponer los sismogramas ob-

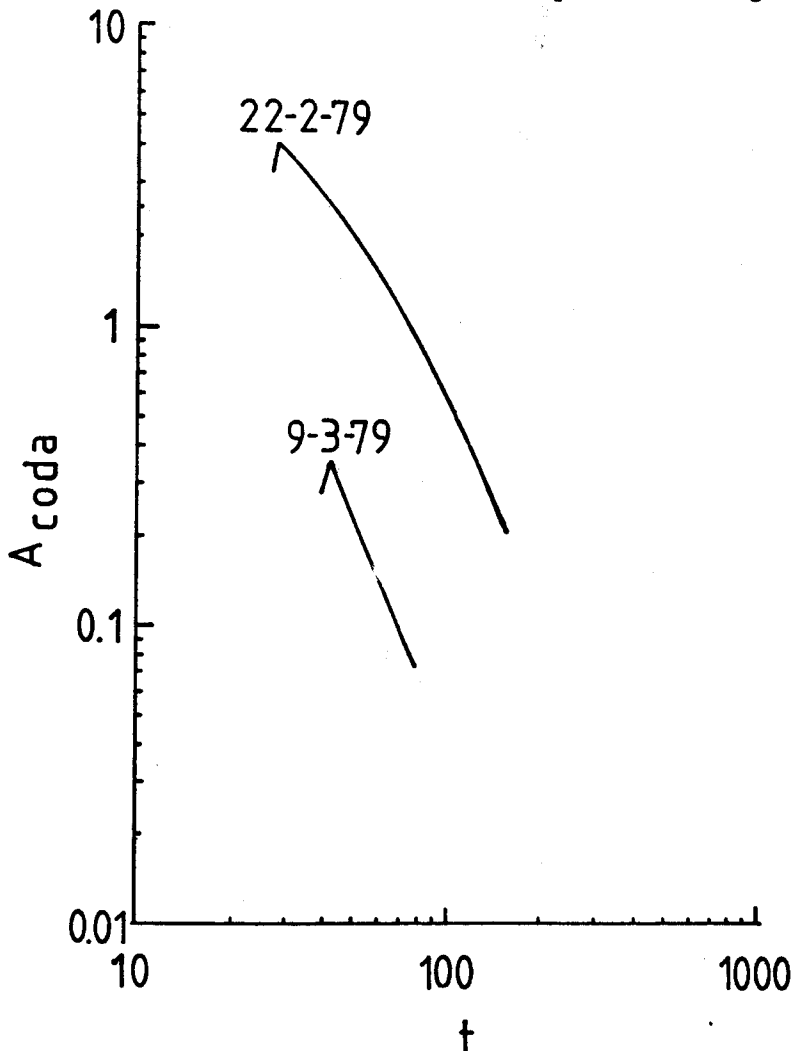


Fig. 5. Ejemplos de algunas envolventes de la coda obtenidas.

servados sobre la curva $C(f_p, t)$ para un valor fijo de Q . A_{pico} es el valor máximo cresta-valle de la fase L_g de los sismogramas. A_c es el valor de la amplitud corregida por el momento sísmico.

En la figura 5 se muestran diversas envolventes de la coda (amplitudes máximas de la coda) obtenidas en este estudio y en la figura 6 alguno de los ajustes verticales efectuados.

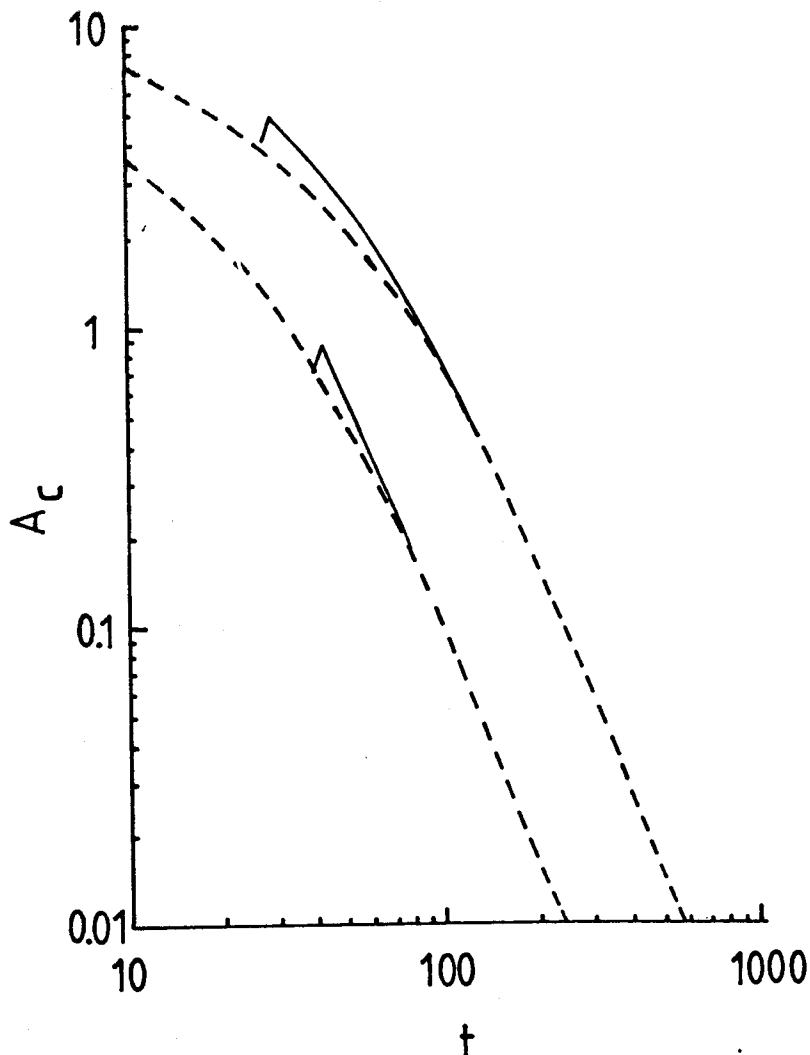


Fig. 6. Ejemplos de ajustes verticales efectuados utilizando las curvas en las Figuras 5 y 4, respectivamente.

DETERMINACION DE Q

Utilizando los temblores de la Tabla 1 y representados en la figura 1 se ha obtenido el conjunto de puntos de la figura 6 correspondiente a la parte Central del Eje volcánico. En la figura 7 se representan los puntos correspondientes a la parte Oriental del Eje Volcánico. Dichos puntos se obtienen leyendo el número de trazos que atraviesan las líneas base de los registros de los terremotos correspondientes a la estación sismográfica OXM a intervalos de 10 segundos. A partir de los datos anteriores se calculan las frecuencias medias correspondientes a dicho intervalo. Este proceso se realiza entre el principio y el fin de la coda o la parte de ella que puede ser utilizada.

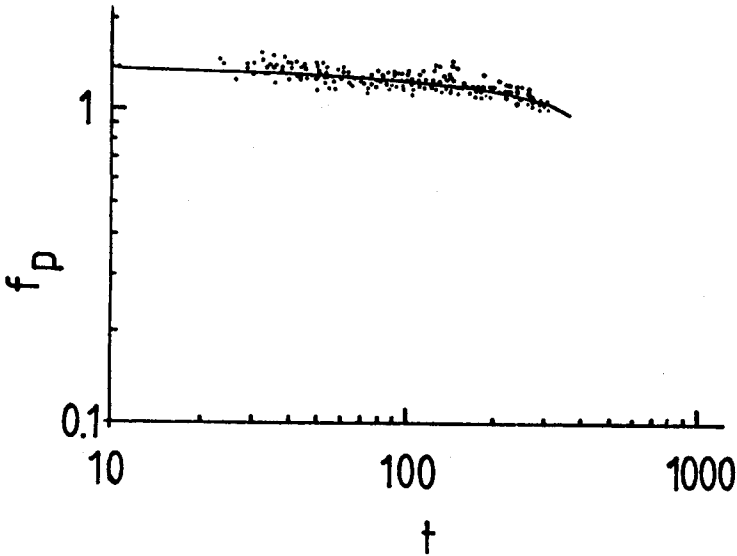


Fig. 7. Los puntos significan frecuencias predominantes calculadas a intervalos de aproximadamente 10 s para el Eje Volcánico Central. La línea continua significa la curva teórica calculada que ajusta a la nube de puntos para $Q_0 = 322$ y $\nu = 0.4$.

Ajustando por mínimos cuadrados las observaciones anteriores a las curvas teóricas (figura 3) se obtienen los valores de Q_0 y los exponentes de la expresión $Q = Q_0 (f/f_0)^\nu$ siguientes:

a) Zona Central del Eje Volcánico

$$Q_0 = 322 \pm 11$$

$$\nu = 0.4$$

b) Zona Oriental del Eje Volcánico

$$Q_0 = 129 \pm 7$$

$$\nu = 0.6$$

Las frecuencias f observadas varían entre 0.6 y 1.0 y $f_0 = 1$ Hz.

En las figuras 7 y 8 se representan los valores de Q_0 como líneas de trazo continuo.

El mejor ajuste se obtiene pues, cuando se considera que Q varía con la frecuencia. Los valores obtenidos, distintos para cada región, se discutirán en el apartado Conclusiones.

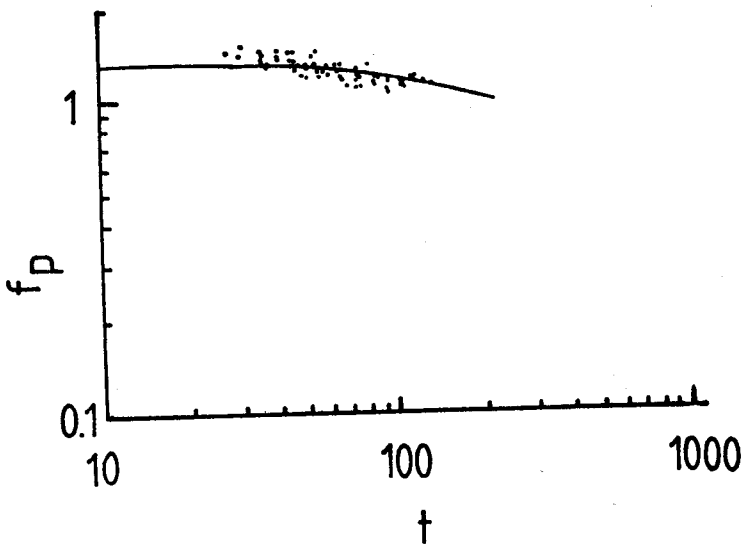


Fig. 8. Representa lo mismo que en la Figura 7 pero para el Eje Volcánico Oriental. En este caso $Q_0 = 129$ y $\nu = 0.6$.

DETERMINACION DE LA ATENUACION DE LAS ONDAS S

Una vez reducidas las amplitudes de los temblores utilizados según lo expuesto en el apartado c del Método, se han hallado las relaciones entre las amplitudes máximas de las fases S_g y sus períodos respectivos. Estas se dibujan en función de la distancia epicentral para ambas partes del Eje Volcánico en la figura 8. Sólo se han utilizado en este apartado aquellos temblores que presentaban fases S_g claramente identificables.

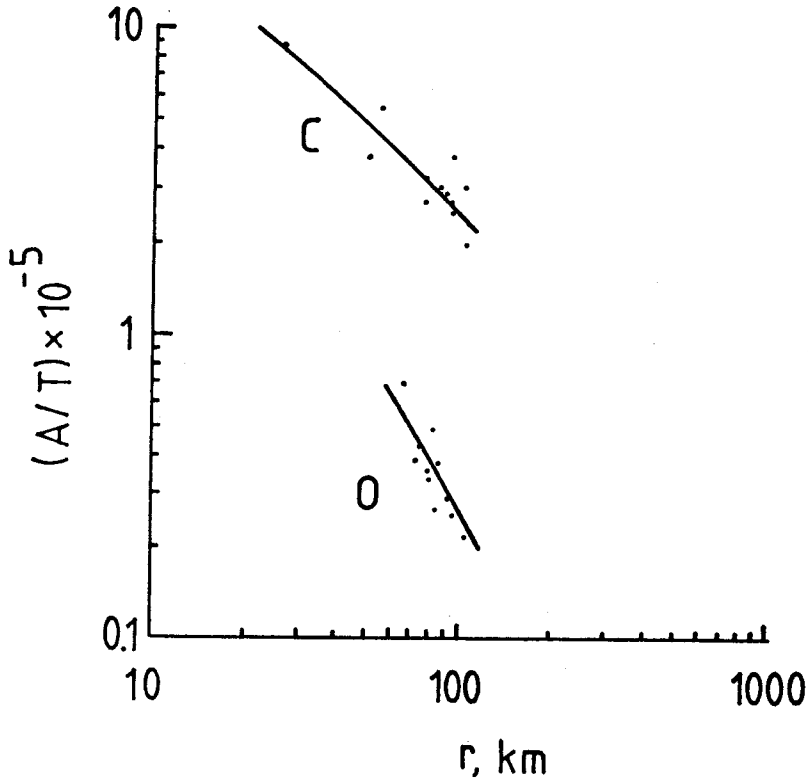


Fig. 9. Los puntos significan las amplitudes reducidas respecto al período en función de la distancia epicentral de las fases S de diversos de los temblores en la Tabla 1 y Figura 1. Las líneas continuas son los ajustes respectivos a los dos conjuntos de puntos que proporcionan $\gamma_C = 0.0023 \text{ km}^{-1}$ y $\gamma_O = 0.0102 \text{ km}^{-1}$, donde C y O significan las partes Central y Oriental del Eje Volcánico, respectivamente.

A cada uno de los grupos de puntos de la figura 9, correspondientes a la porción Central y a la porción Oriental, se le ha ajustado, mediante la aplicación del método de mínimos cuadrados, una curva del tipo:

$$a_0 = A_0 r^{-5/6} e^{-\gamma r} \quad (3)$$

donde a_0 es la amplitud sostenida de la fase L_g y r la distancia epicentral, a la que previamente se le han aplicado logaritmos neperianos a ambos miembros de la expresión. El ajuste mediante la expresión 3 significa que la fase S se acerca más a un tren de ondas que a un solo pulso. En esencia, ya que la fase S aparece en los sismogramas más como un tren de ondas que como un pulso, la suposición anterior parece ser adecuada. Tal artificio ya ha sido efectuado por Nuttli (1980) al aplicarlo a las fases P_g y S_n .

En la figura 9 aparecen también representadas como líneas de trazo continuas, los valores del coeficiente de atenuación γ obtenidos al realizar el proceso anterior. Estos valores son:

a) Zona Central del Eje Volcánico

$$\gamma = 0.0023 \pm 0.0017 \text{ km}^{-1}$$

b) Zona Oriental del Eje Volcánico

$$\gamma = 0.0102 \pm 0.0056 \text{ km}^{-1}$$

Es evidente, por simple comparación de los valores de γ obtenidos, que la atenuación en la porción Central del Eje Volcánico es mucho menor que en la porción Oriental del Eje Volcánico. Aunque tal comparación debería efectuarse estrictamente a partir de valores de Q obtenidos al considerar éstos independientes de la frecuencia, o bien dependientes de la frecuencia pero afectados por un mismo exponente, tal comparación puede realizarse sin excesivo temor debido a la poca diferencia en la forma que representan las curvas teóricas $C(f_p, t)$ para $Q_0 = 322$, $\nu = 0.4$ y $Q_0 = 129$, $\nu = 0.6$ obtenidas para las porciones Central y Oriental del Eje Neovolcánico, respectivamente (Fig. 4). Si la diferencia en la forma de ambas curvas fuese pronunciada, esto implicaría que al reducir las amplitudes al mismo momento sísmico de referencia, éstas se reducirán en forma apreciablemente distinta para ambos ejes y por lo tanto la comparación, que en nuestro caso se puede efectuar, no podría realizarse.

VALORES TENTATIVOS DEL COEFICIENTE DE EXCITACION DE LA CODA

Los coeficientes de excitación de la coda de los terremotos son por lo general inversamente proporcionales al valor de Q (Herrmann, 1980; Singh, 1981). Este aspecto proporciona unas perspectivas indudables para el estudio de las características del terreno. En general, cuanto más fallado esté un terreno, más dispersión de la energía sísmica se obtendrá y por lo tanto le corresponderá un coeficiente de excitación de coda mayor. Cuando ocurre lo anterior se deduce que el terreno es un peor transmisor de la energía, lo que implica a su vez que la atenuación de las ondas es mayor o que el valor de Q representativo de tal estructura es menor.

Para observar si tales implicaciones eran ciertas en las zonas estudiadas, dichos coeficientes han sido calculados utilizando la expresión:

$$A(t^*)/8^{1/2} = Q^{-1/2} M_0 B(f_p) \quad C(f_p, t^*) \quad (4)$$

Herrmann (1980)

A es la amplitud de la fase L_g correspondiente a t^* , leída en los sismogramas; Q es el valor calculado para cada una de las regiones según la Ley $Q = Q_0 (f/f_0)^n$. M_0 representa los momentos sísmicos de los temblores utilizados (Tabla 1) calculados a partir de un método aplicado por Canas (1982), aún no publicado. El período medio predominante en la fase L_g observada en los sismogramas es del orden de 0.7 segundos, lo que implica una frecuencia predominante de f_p del orden de 1.43 Hz. Los valores del coeficiente de excitación de la coda $B(f_p)$, calculados utilizando las mejores fases L_g (en la Tabla 1 se relacionan las amplitudes máximas) de los sismogramas, son los siguientes:

a) Zona Central del Eje Volcánico

$$B(f_p) = 3.56 \times 10^{-25} \text{ cm s/dyne cm}$$

b) Zona Oriental del Eje Volcánico

$$B(f_p) = 1.85 \times 10^{-24} \text{ cm s/dyne cm}$$

Entre ambos valores existe una diferencia de un orden de magnitud aproximadamente, indicando por tanto distinta generación de codas en ambas regiones. Ya que el exponente de la expresión de Q es distinto para ambas regiones, podría pensarse que ambos valores no son comparables. Esto no es así, ya que la relación $\left\{ \left(\frac{f_p}{f_0} \right)^n \right\}_C / \left\{ \left(\frac{f_p}{f_0} \right)^n \right\}_O$ es del orden de 1.074 (C indica porción Central y O, Oriental). Esto quiere decir, por ejemplo, que suponiendo que el exponente de la parte Central del Eje Volcánico fuese 0.6 y no 0.4 como en realidad es, el valor de $B(f_p)$ para esta región sería aproximadamente 3.31×10^{-25} y no 3.56×10^{-25} como se ha calculado. Evidentemente, la diferencia es muy pequeña, no influyendo en modo alguno en el orden de magnitud, y por lo tanto ambos valores pueden efectivamente compararse entre sí.

Estos resultados concuerdan con los resultados obtenidos para Q_0 en ambas zonas, tal como se ha expuesto al principio de esta parte. Asimismo y a modo de comparación cabe citar el valor obtenido para California por Aki (1969) y Herrmann (1980) que fue de 1.5×10^{-25} . Singh (1981) obtuvo valores comprendidos entre 1 y 6×10^{-26} para el este de los Estados Unidos. Los valores obtenidos por los autores citados se calcularon considerando que Q era independiente de la frecuencia, por lo que su comparación con nuestros valores no puede ser estricta, aunque sí se puedan comparar a grandes rasgos, dados los órdenes de magnitud a que corresponden.

CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos en este estudio muestran que las diferencias estructurales entre las partes Central y Oriental del Eje Neovolcánico son ciertamente notables.

La diferencia entre los valores de Q_0 obtenidos para ambas regiones indican que la atenuación de la energía sísmica en la corteza correspondiente a la parte Oriental del Eje Volcánico es mucho mayor que la correspondiente a la parte Central del Eje Volcánico. Tal atenuación podría ser debida a un mayor fallamiento de la parte Oriental del Eje Volcánico, que el correspondiente a la parte Central. Asimismo, también existe la posibilidad de que se deba a una mayor concentración de zonas magmáticas bajo la parte Oriental que bajo la parte Central.

En concordancia con el resultado citado anteriormente, la atenuación que sufre la onda S en la parte Oriental del Eje Volcánico es alrededor de cuatro veces mayor que la correspondiente a la parte Central, siendo la atenuación en ésta de $0.0023 \pm 0.0017 \text{ km}^{-1}$ y para aquélla de $0.0102 \pm 0.0056 \text{ km}^{-1}$.

Otro resultado obtenido, también en concordancia con los dos anteriores, son los valores correspondientes a los coeficientes de excitación de la coda de los terremotos en ambas regiones. Para la Central se ha obtenido un valor de $3.56 \times 10^{-25} \text{ cm s/dyne cm}$ y para la Oriental de $1.85 \times 10^{-24} \text{ cm s/dyne cm}$. Estos valores indican que la excitación de la coda es casi un orden de magnitud mayor en la parte Oriental que en la parte Central. Este hecho podría indicar que el fallamiento en la región Oriental es mucho mayor que en la Central. Asimismo, estos valores concuerdan con otros valores obtenidos (Aki, 1969; Aki, 1980; Herrmann, 1980; Singh, 1981) en diversas regiones tectónicas de interés.

AGRADECIMIENTOS

Parte de este trabajo fue realizado en el Instituto de Geofísica de la UNAM de México, D. F. Debo agradecer muy especialmente las facilidades que obtuve para la realización del mismo, del personal, tanto técnico como científico, del Servicio de Sismología de dicho Instituto.

Robert B. Herrmann me proporcionó algunos de los programas utilizados en este estudio. Este trabajo ha sido financiado en parte por la Fundación Juan March.

Agradezco las sugerencias de los árbitros anónimos que han ayudado a mejorar este artículo.

BIBLIOGRAFIA

- AKI, K., 1969. Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves. *J. Geophys. Res.*, 74, 615-631.
- AKI, K., 1980. Scattering and attenuation of shear waves in the lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 85, 6496-6504.
- ALSUP, S. A., 1972. Estimation of upper mantle Q beneath the United States from P_n amplitudes. *Ph. D. Thesis, The George Washington University, Washington, D. C.*
- CANAS, J. A., 1982. Variation of Coda-Q in southern Mexico. *American Geophysical Union*. Diciembre 1982, San Francisco.
- DER, Z. A., and T. W. McELFRESH, 1977. The relationship between anelastic attenuation and regional amplitude anomalies of short-period P waves in North America, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 67, 1303-1317.
- DIMENT, W. H., T. C. URBAN, and F. A. REVETTA, 1972. Some geophysical anomalies in the eastern United States. *The Nature of the Solid Earth*, edited by E. C. Robertson, McGraw-Hill, New York, 506-543.
- EVERDEN, J. F., 1975. Seismic intensities, "size" of earthquakes and related parameters, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65, 1287-1313.
- GOEL, S. K., 1973. Seismic wave attenuation, intensity and magnitude relation for Rocky mountains, *M. S. Thesis, Saint Louis University, St. Louis, Mo.*
- HERRAIZ, M., 1981. Microsismicidad en el campo próximo, análisis de generación de ondas coda y parámetros físicos asociados. *Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, Madrid.*
- HERRMANN, R. B., 1980. Q estimates using the coda of local earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70, 447-468.
- LACHENBRUCH, A. H., 1979. Heat flow and tectonic studies, in *Summary of Technical Reports, Vol. IX, Open file report, 80-6*, U. S. Geological Survey, Menlo Park, Ca, 211.
- MALONE, S. D., and S. S. BOR (1979). Attenuation patterns in the Pacific northwest based on intensity data and the location of the 1872 North Cascades earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 69, 531-546.
- MITCHELL, B. J., 1970. Electrical and seismic properties of the Earth's crust in the southwestern Great Plains, *Ph. D. Thesis, Southern Methodist University, TX.*
- MITCHELL, B. J., and M. LANDISMAN, 1971. Electrical and seismic properties of the Earth's crust in the southwestern Great Plains of the United States, *Geophysics*, 36, 363-381.
- NUTTLI, O. W., 1974. Seismic hazard east of the Rocky mountains, *ASCE National Structural Engineering Meeting, Cincinnati, Ohio, April, 22-26.*

- NUTTLI, O. W., 1980. The excitation and attenuation of seismic crustal phases in Iran, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70, 469-485.
- NUTTLI, O. W., G. A. BOLLINGER, and D. W. GRIFFITHS, 1979. On the relation between Modified Mercalli intensity and body-wave magnitude, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 69, 893-909.
- REITZEL, J. S., D. I. GOUGH, H. PORATH, and C. W. ANDERSON III, 1970. Geomagnetic deep sounding and upper mantle structure in western United States, *Geophys. J.*, 19, 213-235.
- SINGH, S, 1981. Regionalization of crustal Q in the continental United States, *Ph. D. Thesis, Saint Louis University, Saint Louis, Mo.*
- SOLOMON, S. C., 1972. Seismic wave attenuation and partial melting in the upper mantle of North America, *J. Geophys. Res.*, 77, 1483-1502.
- STREET, R. L., and A. LACROIX, 1979. An empirical study of New England seismicity: 1727-1977, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 69, 159-175.
- UDIAS, A., 1980. Deep seismic sounding studies in Spain in *Spanish Commission on the Geodynamics Project*, 43-58. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid.

(Recibido: 15 de junio, 1984)

(Aceptado: 22 de octubre, 1984)