

13
2ej

**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE
MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

VALORES DE LG CODA Q PARA EL SUR DE MÉXICO

TESIS QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:

FÍSICO

PRESENTA:

FUENTES VARGAS, CARLOS

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

1996

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Con cariño a mi esposa y familia.

INDICE

Resumen	2
1. Introducción	4
2. Origen de los Sismos	6
2.1 Ondas Sísmicas	6
2.2 Ondas Internas	6
2.3 Ondas Superficiales	7
2.4 Ondas Guiadas	9
3. Sismómetro	12
4. Atenuación	15
4.1 Q y Coda Q	15
4.2 Diferencia entre Q y Coda Q	17
5. Escenario Geológico	19
5.1 Geología de la Región Central de México	19
5.2 Eje Neovolcánico	19
5.3 Otras Provincias	20
6. Método de Análisis	22
6.1 Modelo estocástico para Lg coda	22
7. Datos	27
8. Análisis de Datos	30
9. Resultados	36
10. Discusión y Conclusiones	44
11. Bibliografía	46
12. Agradecimientos	48

Resumen

Se estudiaron 33 temblores de magnitud media ($4.3 < m_b < 5.7$) de la costa del Pacífico mexicano registrados con el sismógrafo digital de banda ancha instalado en la estación UNM de Ciudad Universitaria, en un esfuerzo por obtener los valores característicos del Factor de Calidad de Q_0 (Q a 1 Hz.) para diferentes regiones geológicas del sur de México.

Los valores de Q reportados en este trabajo fueron obtenidos analizando el decaimiento de la amplitud de la coda de la fase Lg en una sola estación. Los valores de Q calculados de esta manera (denominados coda- Q) se ha demostrado que son equivalentes a los obtenidos con el método convencional que utiliza la comparación de las amplitudes en dos estaciones alineadas con el foco del temblor. Los resultados obtenidos en el rango de frecuencias de 0.2 a 3.0 Hz con las componentes Z, N y E para la región de Guerrero están dentro del rango $142 < Q_0 < 231$; para la región de Michoacán $169 < Q_0 < 284$ y para la región de Oaxaca con $190 < Q_0 < 268$. Para las componentes rotadas R y T tenemos para la región de Guerrero $164 < Q_0 < 226$; región de Michoacán $180 < Q_0 < 266$ y la región de Oaxaca $159 < Q_0 < 242$.

Estos resultados indican que la región de Michoacán presenta valores más altos de Q_0 , es decir, una menor atenuación de las ondas sísmicas que viajan a través de ella, comparativamente con los que presentan las regiones de Guerrero y Oaxaca, para todas las componentes analizadas.

Las ondas sísmicas de los eventos de la región de Michoacán viajan en gran medida bajo del Eje Neovolcánico (ENV), con lo cual se esperaría una mayor atenuación de las ondas debido a su intensa actividad volcánica y flujo de calor que son zonas típicas de alta atenuación (valores bajos de Q). Para explicar esta aparente discrepancia concluimos que probablemente el ENV actúa como una guía de ondas. Así las señales que viajan a través de esta provincia geológica se transmite con baja pérdida de energía y consecuentemente los valores de coda Q_0 calculados no representan fielmente

la atenuación intrínseca del medio. Esta situación puede explicar la gran duración de coda que presentan los registros de los eventos de la región de Michoacán, en particular los observados durante el gran temblor del 19 de Septiembre de 1985.

1. Introducción

En la Ciudad de México se ha observado que la mayoría de los sismos que producen daños tienen su epicentro a lo largo de la costa del Pacífico, a distancias de aproximadamente 350 *km*. Este comportamiento difiere notablemente de muchas regiones del mundo donde los daños son producidos por temblores originados a decenas de kilómetros, como por ejemplo en San Francisco, E.U. Para explicar esta peculiaridad del caso de México se han propuesto varios argumentos, uno de ellos sugiere la existencia de estructuras geológicas que permiten una transmisión de la energía sísmica muy eficiente de la costa del pacífico al Valle de México. Así, uno de los objetivos del presente trabajo de Tesis es analizar la posible existencia de tales estructuras y deducir sus características de atenuación de señales sísmicas utilizando el factor de Calidad *Q* como parámetro.

El conocimiento de la atenuación de las señales sísmicas es importante para estimar la magnitud de los temblores y del riesgo sísmico en una región. Los estudios que se realizan, por otro lado, están estrechamente vinculados al tipo de instrumento disponibles para obtener los registros sísmicos. Estudios de atenuación regional de ondas superficiales de alta frecuencia son considerablemente difícil utilizando sismogramas analógicos por la necesidad de digitalizar manualmente largos trenes de ondas. Con el advenimiento de los nuevos instrumentos de banda ancha con registro digital, uno de los cuales ha sido instalado recientemente en la estación sismológica de UNM en el campus de Ciudad Universitaria, se abren enormes posibilidades para llevar a cabo estudios de la fase *Lg*. Esta fase, que aunque no se conoce cabalmente su naturaleza puede ser tratada como una onda superficial de alta frecuencia.

Las ondas sísmicas denominadas *Lg* presentan la particularidad de transmitirse únicamente en la corteza continental con poca pérdida de energía. En general la amplitud y duración de la onda *Lg* predomina sobre las demás señales sísmicas y se le asocia la máxima

aceleración del terreno durante los temblores y consecuentemente los daños a las estructuras. Los registros sísmicos de temblores ocurridos en la costa de Michoacán-Jalisco obtenidos en la Ciudad de México revelan una diferencia en la duración del tren de señales correspondiente a la fase Lg. Esta diferencia se establece observando eventos de aproximadamente igual magnitud y distancia pero provenientes de diferentes regiones. Este hecho sugiere que la fase Lg está afectada por el tipo de terreno que atravieza en su recorrido a la Ciudad de México causando las diferencias en el tiempo de duración. Entonces es de suponer que el efecto anómalo de los temblores en la Ciudad de México es causado, entre otros, por peculiaridades de la fase Lg.

En el presente trabajo se hace un estudio de la atenuación de la fase Lg para 33 eventos de magnitud *mb*, entre 4.3 y 5.7, a través del análisis del decaimiento de su Coda, ocurridos a lo largo de la costa del Pacífico, desde las costas de Michoacán a Oaxaca. Todos los eventos fueron registrados en forma digital con la estación sísmológica de banda ancha que se localiza en Ciudad Universitaria.

2. Origen de los Sismos

El origen de la mayoría de los terremotos se explica con la llamada Teoría de Tectónica de Placas. La idea básica es que la litosfera está constituida por varios bloques amplios y estables llamados placas. Cada placa se extiende a una profundidad de 80 kilómetros aproximadamente. Las placas se mueven en relación a las placas vecinas, sobre una capa de material más viscoso, que se encuentra inmediatamente más abajo. En los bordes, donde existe el contacto entre las placas adjuntas, actúan grandes esfuerzos deformantes. Es precisamente en estas zonas de contacto donde se origina la mayor parte de los terremotos.

2.1 Ondas Sísmicas

Los sismos son el resultado de la energía liberada en el interior de la tierra y causan movimientos del suelo. Las ondas que generan estos movimientos se denominan ondas sísmicas que se emiten a partir de una fuente de energía localizada en algún lugar de la parte más superficial de la Tierra. Aunque en los terremotos esta fuente se reparte en un cierto volumen, con frecuencia es conveniente especificar la fuente de un terremoto como si fuera un punto, a partir del cual parten las ondas sísmicas. Este punto se denomina foco del terremoto. Se asigna el nombre de epicentro al punto de la superficie terrestre que se encuentra encima del foco.

2.2 Ondas Internas

Cuando ocurre un temblor se producen distintos tipos de ondas. Estas ondas son similares en muchas de sus características a las ondas en el aire. Dos tipos de ondas sísmicas se propagan en el interior de la Tierra. La más rápida de estas ondas internas es la llamada onda longitudinal P. Su movimiento es del mismo tipo que el de una onda de sonido en que, a medida que se propaga, comprime y dilata alternativamente al medio. Su velocidad es de 5 km/s aproximada-

mente en rocas graníticas cercanas a la superficie, y alcanza más de 11 *km/s* en el interior de la Tierra.

La onda más lenta a través del interior de la Tierra es llamada transversal S. Cuando una onda S se propaga, deforma la roca lateralmente en ángulo recto a la dirección de propagación. La onda S está polarizada en una componente vertical SV y otra horizontal SH, ambas deforman la roca lateralmente y son perpendiculares entre si. La onda S por su manera de propagarse no se transmite en los líquidos.

2.3 Ondas Superficiales

Además de las ondas que viajan al interior de la Tierra, existen otras que lo hacen por la superficie, ésto es, su amplitud es máxima en la superficie y nula a grandes profundidades. Estas ondas pueden explicarse como producto de la interferencia de las ondas P y S. Las ondas superficiales en su propagación en la Tierra, presentan vibraciones discretas, es decir, al igual que en una cuerda tensa presentan modos fundamentales y modos superiores (sobretonos) de vibración.

Unas de las ondas superficiales son las llamadas ondas de Rayleigh, que se denotan por R, o LR si son de período muy largo. Estas ondas se deben a la interacción entre las ondas P y SV, y el movimiento de cada partícula de la superficie del terreno al paso de este tipo de onda se da en forma de elipse retrógrada.

Los modos de alta frecuencia presentan amplitudes apreciables solamente cerca de la superficie del terreno, por lo que las propiedades físicas del material profundo casi no influyen en su comportamiento. En cambio, los modos de baja frecuencia tienen amplitudes considerables a profundidades mayores, por lo que su velocidad de propagación depende de las características profundas del medio.

Otro tipo de ondas superficiales son las conocidas como ondas Love denotadas por L, o G o LQ si son de período muy largo. Son parecidas a las ondas Rayleigh, pero se deben a la interferencia constructiva de ondas SH solamente, por lo que no pueden existir en un semiespacio, sino que requieren al menos de una capa sobre un semiespacio, donde pueda quedar atrapada parte de la energía sísmica. Sus modos tienen una velocidad tope, y existe también una frecuencia tope por debajo de la cual no puede vibrar cada uno de los modos superiores (ver Fig. 1).

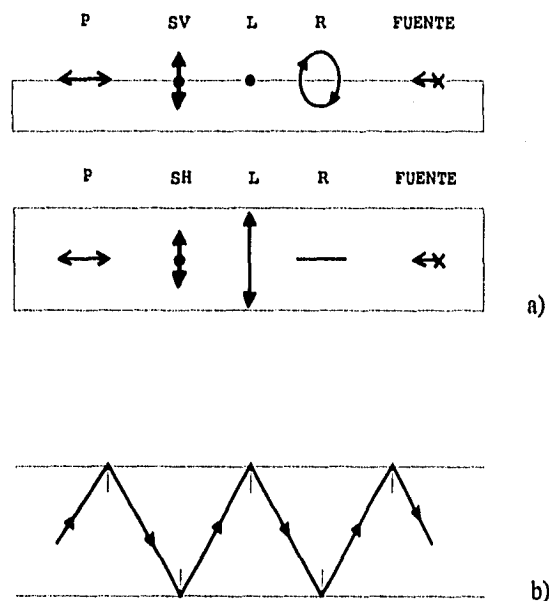


Fig.1 Visualización de la propagación de a) ondas de cuerpo y superficiales y b) ondas guiadas.

2.4 Ondas Guiadas

Por su manera de propagación las ondas sísmicas ya mencionadas pueden ser "atrapadas" por alguna estructura de la Tierra, en particular por la corteza, a este tipo de onda se les llama Ondas Guiadas. Así cuando una capa o estrato de roca se encuentra rodeada de otras con velocidades sísmicas superiores, algunas de las ondas que se encuentren dentro de ella no podrán escapar a los medios circundantes y serán transmitidas a lo largo de la capa con muy poca pérdida de energía. El tipo de estructura que se comporta de esta manera es conocida como guía de ondas. Existen varios tipos de guías de ondas en la naturaleza, así se puede considerar a la corteza de la Tierra como una guía de ondas para las ondas de Rayleigh y de Love. En el océano existe también una capa de agua de baja velocidad, conocida como canal SOFAR, que transmite ondas a grandes distancias (ondas T) (Nava, 1987).

Un tipo de ondas elásticas guiadas son las llamadas ondas Lg. Estas ondas son de nuestra principal atención puesto que son las ondas que se utilizan en este estudio. Las ondas Lg son de período corto (1 a 6 *seg.*) y, son observadas en trayectorias puramente continentales. Aunque no se conoce claramente la naturaleza de las ondas Lg se pueden interpretar como una superposición de ondas S reflejadas y multiplicadas en el interior de la corteza, de esta manera las ondas inciden en la discontinuidad de Moho con un ángulo ligeramente mayor al ángulo crítico. Entonces la energía de las ondas remanentes queda atrapada en la corteza formando una onda guiada. La velocidad de grupo estimada de las ondas Lg es de 3.5 *km/s* (Herraiz y Espinosa, 1987).

Como se mencionó, las ondas Lg, tienen la particularidad de transmitirse únicamente en la corteza continental con poca pérdida de energía. Los sismogramas de los eventos registrados en la Ciudad de México presentan un predominio de las ondas Lg, en amplitud y duración del tren de ondas, con respecto a otras señales

sísmicas. Como sabemos, los sismos que producen daños en la Ciudad de México tienen epicentros a distancias de aproximadamente 350 kilómetros. Entonces es de suponer que este efecto es debido entre otros a las características de propagación de la fase Lg.

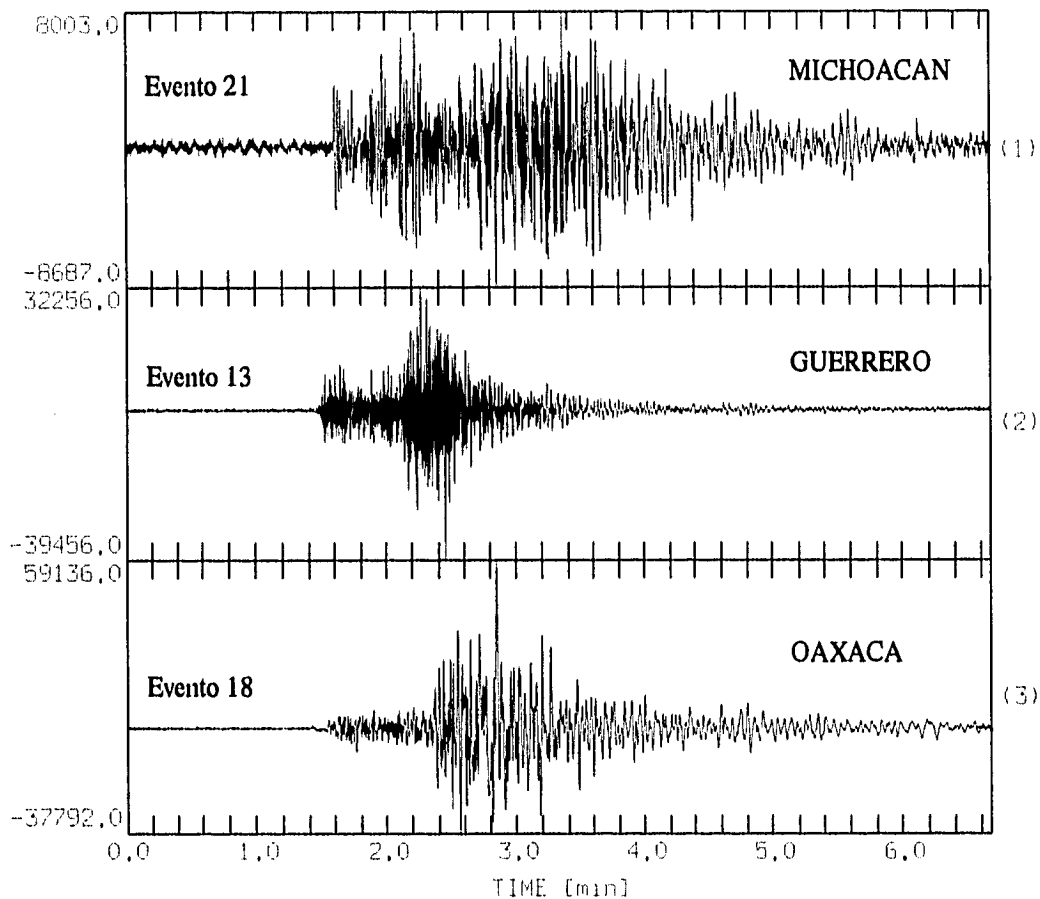


Fig. 2 Sismos de diferentes regiones de México registrados en C.U. La magnitud y distancia epicentral de estos eventos es similar pero la duración de la coda del tren de ondas correspondientes a la Lg es apreciablemente más larga para el evento de Michoacán.

En la Fig. 2 vemos sismogramas de eventos generados en distintas regiones de la costa del Pacífico y registrados en la estación UNM que evidencian este hecho. Una observación interesante es el tiempo de duración de la onda Lg. Note en la figura que la duración de la coda correspondiente al tren de la onda Lg es considerablemente más largo para el evento de Michoacán. Los tres eventos mostrados tienen aproximadamente la misma magnitud y distancia epicentral, además están registrados en la Ciudad de México con el mismo instrumento. Esta comparación nos hace suponer que el tiempo de duración de las ondas Lg de su coda están influenciados por el tipo de terreno (provincia geológica) que recorren las ondas en su camino a la Ciudad de México.

3. Sismómetro

En sismología la señal del movimiento es proporcionada por un sismómetro. El principio físico de la mayoría de sismómetros se basa en un péndulo cuya masa está suspendido de un bastidor que a su vez está anclado al suelo. Al producirse un movimiento del suelo, éste se desplaza con respecto a esa masa, la cual tiene una bobina inmersa en un campo magnético producido por una imán permanente. Al producirse el movimiento relativo entre el bastidor y la masa se genera una corriente en la bobina proporcional a la velocidad, que después pasa a un dispositivo donde es amplificada y/o filtrada para su posterior registro en forma digital o analógica (ver Fig. 3).

Un tipo de sismógrafo moderno es el llamado sismógrafo digital. La diferencia más importante, con los otros sismógrafos, es la manera de registrar el movimiento. Los instrumentos digitales asignan valores numéricos a las amplitudes y los almacenan en memoria magnética, los datos pueden pasar directamente a una computadora para ser procesados.

El registro del movimiento del suelo se suele hacer en componentes, es decir, hay instrumentos que registran los movimientos en la horizontal, orientados generalmente en dirección Norte-Sur y Este-Oeste; y el movimiento vertical llamado componente Z.

La UNAM cuenta actualmente con un nuevo sismógrafo del tipo retroalimentado instalado en Ciudad Universitaria afiliado a la red francesa GEOSCOPE. Este tipo de instrumento registra señales sísmicas en un amplio rango de frecuencias: de 0.007 Hz a 10 Hz aproximadamente (GEOSCOPE PROGRAM, 1989). Este amplio rango de frecuencia es muy conveniente para el estudio de las ondas Lg dado que éstas se encuentran entre 0.3 seg y 6 seg Hz aproximadamente.

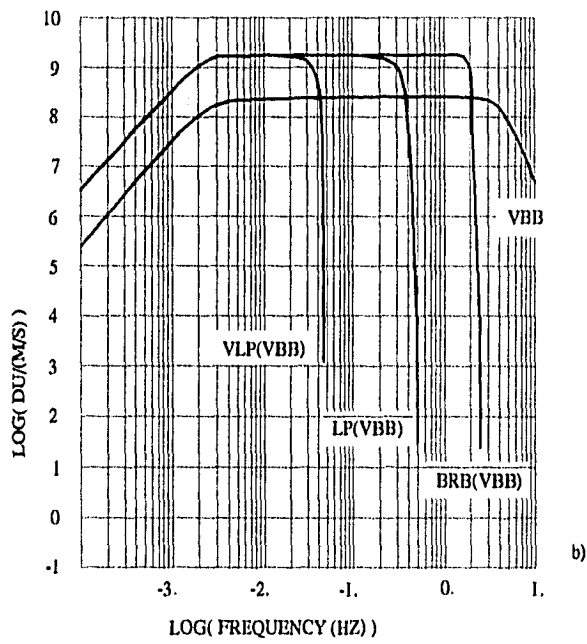
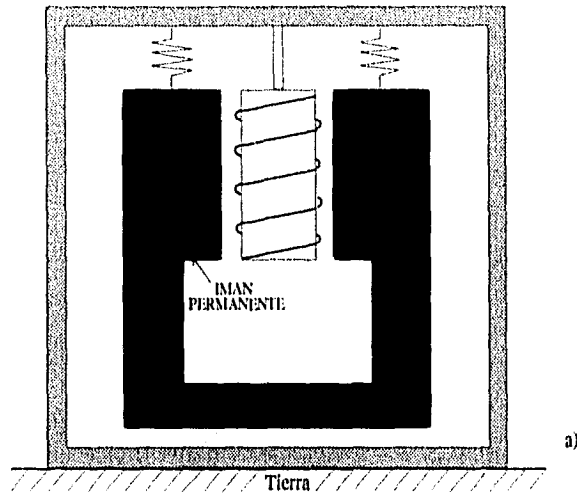


Fig.3 a) Esquema básico de un sismómetro vertical
 b) Respuesta VLP, LP, BRB, VBB de los sismómetros retroalimentados de banda ancha

El sismógrafo de banda ancha cuenta con diversos canales de respuesta: 'very long period (VLP)', 'long period (LP)' y 'broad band (BRB)', adicionalmente este instrumento instalado en C.U. cuenta con el nuevo sistema 'very broad band (VVB)', para cubrir el rango de frecuencia de respuesta mencionada. Los datos son registrados de manera digital, lo cual facilita el posterior análisis de las señales, puesto que pueden ser usados directamente en programas de cómputo (ver Fig.3).

4. Atenuación

Las ondas sísmicas durante su propagación en un medio real sufren una atenuación, es decir, la amplitud de las ondas sísmicas decrece con la distancia recorrida como un resultado de cuatro procesos. Primero, las ondas cuando emergen de la fuente decrecen en amplitud debido al aumento en el área del frente de onda, este tipo de atenuación es llamado **dispersión geométrica**. Segundo, una característica de las ondas superficiales es que su velocidad de propagación es una función de su frecuencia, es decir, las ondas viajan a distintas velocidades para distintas frecuencias, este proceso es llamado **dispersión**. La dispersión produce durante la propagación una redistribución de la energía del tren de ondas, con la consecuente variación de las amplitudes. Tercero, si el medio a través del cual se propagan las ondas no es uniforme en sus propiedades físicas, la energía es dividida en pulsos reflejados y refractados en cada frontera. Si obstáculos son grandes comparados con la longitud de onda de la señal sísmica en cuestión, se puede dar una separación de los frentes de onda. Si muchas interfaces son espacios cerrados o irregulares, como es común, el efecto produce muchas subdivisiones del pulso inicial viajando en un variedad de direcciones. La energía entonces se dice que es dispersada (efecto de scattering). El "scattering" dispersa la energía tanto en tiempo como en espacio. Finalmente, si el medio no es perfectamente elástico, la energía se puede convertir en otras formas, tales como calor. Este proceso es llamado **absorción**.

4.1 Q y Coda Q

La "coda" es la parte de la energía registrada después de la llegada de todas las ondas primarias. Se define el final de la coda en un sismograma como el lugar donde la amplitud de la señal es mayor una o dos veces que la amplitud del ruido ambiente (Fig. 4).

La atenuación, por otro lado, es generalmente expresada en términos

del Factor de Calidad Q , que es una cantidad sin dimensiones que expresa físicamente la relación entre la energía total y la disipada en cada ciclo, $Q = \Delta E/E$. Luego Q cumple (Dainty, 1981):

$$\frac{1}{Q} = \frac{1}{Q_i} + \frac{1}{Q_s}$$

siendo Q_i la atenuación intrínseca y Q_s la atenuación debida a la dispersión.

Las ondas Lg observadas sobre trayectorias continentales son comúnmente acompañadas por grandes duraciones de coda. El decaimiento de la coda de la fase Lg varía con las características geotectónicas de la región a través de la cual viajan. Así, la coda de la Lg ha sido utilizada para estudiar la atenuación de ondas sísmicas en la corteza continental.

La fase Lg en un sismograma se localiza después de la llegada de todas las ondas primarias en la señal. Para estudiar la atenuación de ésta fase necesitamos calcular el valor del factor de calidad Q para la coda de la fase Lg.

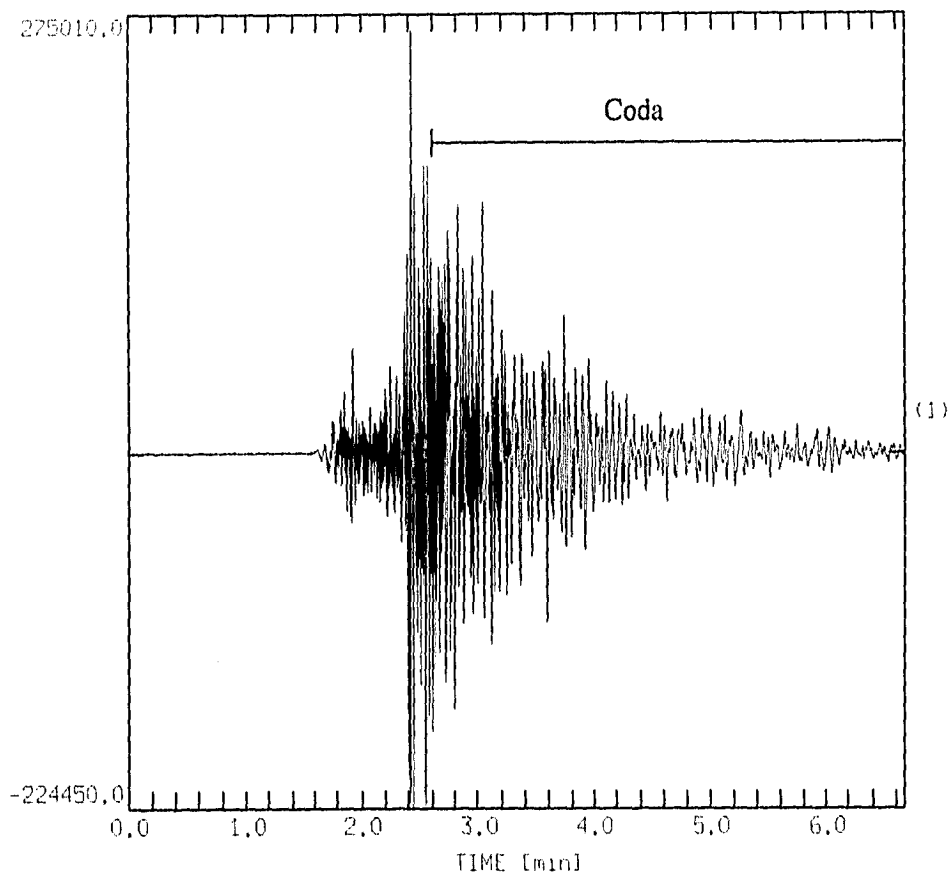


Fig. 4 Identificación de la Coda de la fase Lg en un sismograma. Existen varios métodos para identificar el inicio de la coda: (1) Asumiendo una ventana de velocidad de propagación para la coda; (2) Inspección visual del inicio del decaimiento exponencial de la señal y (3) asumiendo el inicio de la coda a un tiempo igual a $2 t_s$, con t_s el tiempo de llegada de la onda S a la estación.

4.2 Diferencia entre Q y coda Q

La atenuación de las ondas sísmicas, como se menciona en la sección anterior, es posible medirla con el factor de calidad Q . Un método

para determinar este valor es utilizando dos estaciones sismológicas que se encuentren separadas por una distancia dada alineada a un epicentro y que ambas registren la misma señal sísmica. De esta manera podemos medir para una fase determinada su amplitud en cada una de las estaciones. Con la diferencia de amplitudes corregidas por el instrumento es posibles determinar la atenuación.

Sin embargo, otro camino alternativo para medir la atenuación de las ondas sísmicas, es utilizar una sola estación y medir el decaimiento de la amplitud de las ondas sísmicas para un tren de ondas determinado, que pueden ser ondas P, ondas S , etc. Este valor de la atenuación es conocido como *coda - Q*.

Se ha observado que en muchas regiones del mundo los valores obtenidos de la *codaQ* son similares a los valores de *Q* obtenidos con el método tradicional de dos estaciones.

5. Escenario geológico

Una provincia geológica se define como una parte de la superficie de la Tierra caracterizada por sus rocas, estructura y una secuencia de eventos, diferente a la de las áreas adyacentes, de las cuales está separada por límites estratigráficos o tectónicos, o por ambos.

La geología de México es muy joven. Tres cuartas partes de las provincias geológicas son de edad Cenozoica o Mesozoica, es decir, de los últimos 225 millones de años, y solo 12 por ciento de rocas Precámbricas (Ortega-Gutierrez et al, 1992)

5.1 Geología de la Región Central y Sur de México

Para la descripción geológica de la región central y sur de México se han tomado como límites naturales los siguientes: al norte, el borde septentrional del Eje Neovolcánico; al poniente y sur, las costas del Pacífico; y al este, el litoral del Golfo de México y la zona del Istmo de Tehuantepec. Dentro de esta región central quedan comprendidas diversas provincias, las cuales son mostradas en la figura 5 y explicadas brevemente a continuación.

5.2 Eje Neovolcánico

El Eje Neovolcánico constituye una franja volcánica del Cenozoico superior que cruza transversalmente la República Mexicana a la altura del paralelo 20 (Morán, 1984). Está formado por una gran variedad de rocas volcánicas que fueron emitidas a través de numerosos aparatos volcánicos.

La composición petrográfica de las rocas que conforman el Eje Neovolcánico es muy variable. Son abundantes los derrames y productos piroclásticos de composición andesítica, es decir, rocas ígneas de grano fino. Existen, además, manifestaciones locales aisladas de volcanismo reciente. Desde un punto de vista químico, esta provincia

es considerada como una región calco-alkalina.

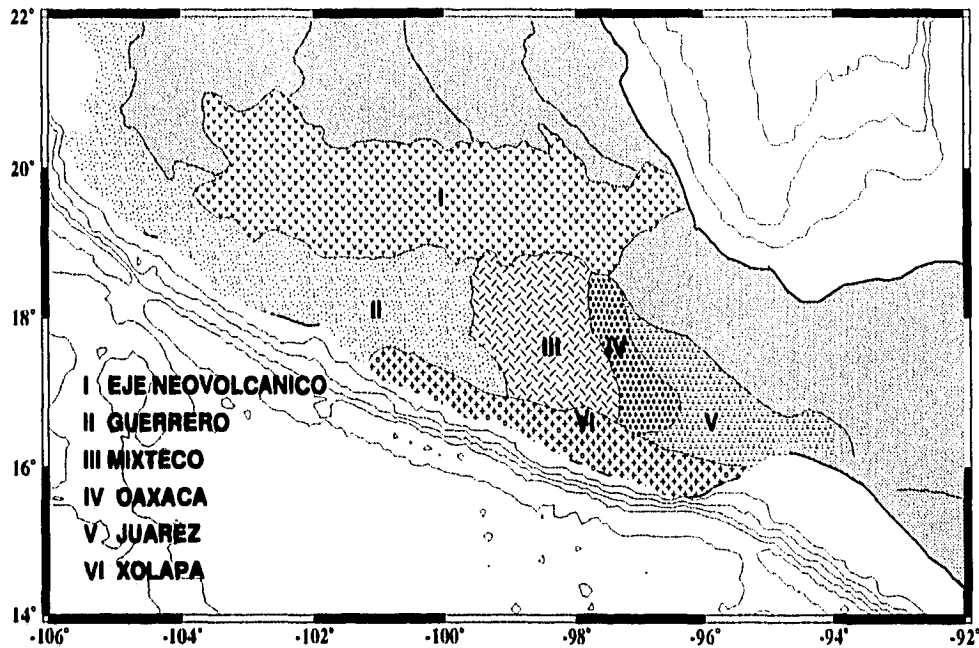


Fig. 5 Provincias Geológicas de Región Central de México (Morán, 1984).

El origen del Eje Neovolcánico ha sido relacionado principalmente a la subducción de la Placa de Cocos, debajo de la corteza continental de México, que al nivel de la astenosfera sufre fusión parcial y origina los magmas del eje.

5.3 Otras Provincias

La complejidad estructural y estratigráfica de las otras provincias de la porción centro, hace difícil una reconstrucción tectónica que permita una explicación clara sobre el origen de ésta región. La estructura de la región ha sido interpretada en términos de un mosaico de terrenos tectonoestratigráficos que fueron acrecionados en diferentes

episodios de la evolución tectónica de esta parte de México. Cada terreno cuenta con un basamento distinto y sus límites han sido interpretados generalmente como límites tectónicos (Morán,1984).

De acuerdo con el mismo autor, el terreno con el basamento más antiguo es el Terreno de Oaxaca que ocupa la parte central del estado del mismo nombre. Su base metamórfica ha sido interpretada como el resultado de la evolución de un 'rift' con sedimentación en corteza continental antigua y el posterior metamorfismo.

Al occidente del Terreno de Oaxaca se encuentra el Terreno Mixteco que tiene basamento del Paleozoico Inferior y que, en contraste con rocas contemporáneas de Oaxaca, se presenta metamorfizado en diversos grados. El límite entre estos dos terrenos ha sido interpretado como un límite tectónico.

Al suroeste, los terrenos Mixteco y Oaxaca están limitados, en un contacto tectónico, por el complejo Xolapa cuya edad y tiempo de acreción al mosaico tectónico del sur de México no son bien conocidos, pero sus características lo identifican como raíz montañosa de un antiguo arco magmático.

En la región noroccidental de Guerrero y regiones colindantes con otros estados, se pueden reconocer terrenos tectonoestratigráficos que se caracterizan por su homogeneidad y continuidad estratigráfica internas, pero con relaciones no muy claras y poco comprendidas entre sí. Los límites de cada terreno separan secuencias diferentes en sus caracteres físicos y temporales. Las discontinuidades de estos límites no pueden ser claramente explicadas. Todos estos terrenos componen el llamado terreno de Guerrero.

6. Método de análisis

Básicamente, el trabajo consiste en calcular la coda-Q de 33 eventos originados en varias regiones de México (ver Tabla 1), utilizando el decaimiento de la coda de la fase Lg. Para analizar los datos utilizamos el procedimiento de apilamiento espectral (Xie y Nuttli, 1988). Para el análisis se propone un modelo de convolución para la coda Lg. Este modelo permite incluir por separado efectos debidos a varios procesos físicos involucrados en la generación y propagación de la coda. Los efectos de fuente sísmica, dispersión, modos de conversión serán discutidos. La aleatoriedad de la señal de la coda de la fase Lg está modelada por una serie de tiempo estocástica.

6.1 Modelo estocástico para Lg coda

En este modelo se asume que la onda Lg es una superposición de modos superiores de ondas superficiales con poca dispersión; y que la coda de Lg es causada por la dispersión de las ondas Lg en las heterogeneidades en el interior de la Tierra. Se define la distancia de viaje de la coda, r , como la distancia recorrida por las ondas dispersadas de coda. Denotando el lapso de tiempo de cualquier parte de la Lg coda por τ y el promedio de la velocidad de grupo de la onda Lg por V_{Lg} , entonces tenemos

$$r = V_{Lg}\tau. \quad (1)$$

Para una sola dispersión, r es la suma de las distancias entre la fuente sísmica y el obstáculo dispersor y entre el obstáculo y el receptor. Tomando la ventana de tiempo m_n centrada en el lapso de tiempo, τ_m , de tamaño T , la onda coda dentro de esta ventana puede ser aproximada por ondas Lg dispersadas, con una distancia de viaje constante, r_m , dado por

$$r_m = V_{Lg} \tau_m, \quad (1.1)$$

Luego suponemos que los procesos físicos los cuales generan la coda, pueden ser descritos por una convolución en el dominio del tiempo, de la señal generada por la fuente sísmica y un sistema que describe la dispersión, esto es, la dependencia de la velocidad con la frecuencia, dispersión geométrica, atenuación anelástica, el instrumento y las heterogeneidades de la Tierra. Luego muestreando las ventanas de la Lg coda con intervalos iguales Δt , podemos escribir el resultado de las series de tiempo $a_{t,m}$ para la coda como

$$a_{t,m} = G_m(w_{t,m} * s_t * d_{t,m} * \gamma_{t,m} * i_t * n_{t,m}) \quad (2)$$

$$t = 1, 2, \dots, N_t - 1$$

donde el subíndice t es un entero que multiplicado por Δt da el tiempo de inicio de la ventana m , m determina el tiempo del centro de la ventana dado por la ecuación (1.1)., (*) denota la convolución discreta, G_m es la dispersión geométrica, $w_{t,m}$, s_t , $d_{t,m}$, i_t y $\gamma_{t,m}$ son, respectivamente, la serie de tiempo de la ventana, la onda elástica radiada de la fuente sísmica, la dispersión de la velocidad, la atenuación anelástica y el registro del instrumento. $n_{t,m}$ es una serie de tiempo que describe las heterogeneidades del medio, N_t es el número total de muestras en una ventana, $N_t \Delta t = T$.

Se define la transformada de Fourier de (2) como

$$A_{k,m} = \left[\sum_{t=0}^{N_t-1} a_{t,m} \cos \frac{2\pi kt}{N_t} + j \sum_{t=0}^{N_t-1} a_{t,m} \sin \frac{2\pi kt}{N_t} \right] \Delta t \quad (3)$$

$$k = 0, 1, \dots, N_t - 1$$

Asumiendo una ley exponencial para Lg coda Q , uno puede aplicar el teorema de la convolución discreta a las ecuaciones (2) y (3) para obtener

$$A_{k,m} = G_m [S_k D_{k,m} \exp\left(\frac{-\pi f_k^{1-\eta} \tau_m}{Q_0}\right) I_k N_{k,m}] \quad (4)$$

$$k = 0, 1, \dots, N_t - 1.$$

Las letras mayúsculas son usadas para la transformada de Fourier discreta de las series de tiempo en la ecuación (2), Q_0 es Q a 1Hz, η es el factor de dependencia de Q con la frecuencia, y k es un entero que corresponde a la frecuencia discreta, f_k es

$$f_k = \frac{k}{T}. \quad (5)$$

La Dispersión, denotada por $d_{t,m}$ en la ecuación (2) y por $D_{k,m}$ en la ecuación (4), tiende a esparcir la energía en la serie de tiempo de la coda. Los valores máximo y mínimo de la velocidad de grupo que comprende a los modos superiores de Lg, son respectivamente 3.65km/s y 3.1km/s.

El término de dispersión geométrica, G_m , nos dice como la energía se disipa en el medio.

La aleatoriedad observada en la coda puede ser debida a muchas causas tales como, la dispersión, modos de conversión, cambios laterales de Q e irregularidades de la fuente sísmica.

De la ecuación (4), Xie et al (1993) definen el espectro de la Lg coda en un arreglo de ventanas de tiempo t_i . El espectro de una ventana queda como

$$S(f, t_i) = A_0 G(r, t_i) e^{-\pi f^{(1-\eta)} t_i / Q_0(f)} \quad (6)$$

donde $S(f)$ es el espectro de la ventana, f es la frecuencia, r la distancia epicentral, $G(r, t_i)$ la dispersión geométrica y A_0 representa diversos efectos de instrumento, fuente y sitio.

Si los datos son obtenidos de dos ventanas centradas en t_1 y t_2 , entonces se puede mostrar que para dos ventanas tenemos

$$RATIO_{12} = \frac{S(f, t_2)/G(r, t_2)}{S(f, t_1)/G(r, t_1)} = e^{-\pi f^{(1-\eta)}(t_2-t_1)/Q(f)} \quad (7)$$

Calculando la coda de la amplitud espectral de cada dos ventanas con el mismo largo T , se define la razón de escala logarítmica de la amplitud espectral, R_{k,m_1,m_2} , como (Xie et al., 1988)

$$R_{k,m_1,m_2} = \frac{1}{\pi(t_{m_2} - t_{m_1})} \log(RATIO_{k,m_1,m_2}) \quad (8)$$

Con R_{k,m_1,m_2} se puede obtener el valor para $f_k^{1-\eta}/Q_0$, pero está sujeto a errores estadísticos. Para reducir este error, se reemplaza $S(f)$ por un promedio $\langle S(f) \rangle$. Además, si N_w es el número de ventanas, se define la razón de apilamiento, F_k , como

$$F_k = \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M R_{k,m,M+m} \quad (9)$$

donde M está dado por $N_w/2$ si N_w es par y $(N_w - 1)/2$ si es impar. Se puede demostrar que la media teórica de F_k es

$$E(F_k) = \frac{f_k^{1-\eta}}{Q_0} \quad (10)$$

Entonces, tomando el logaritmo de la ecuación (10) se puede estimar Q de la regresión:

$$\log F_k = (1 - \eta) \log f_k - \log Q_0 + \epsilon \quad (11)$$

donde ϵ representa el error de aleatoriedad. La ecuación (11) define un problema de regresión lineal en el cual η y Q_0 pueden ser calculados.

7. Datos

Para este trabajo fueron seleccionados los eventos con epicentros cercanos a la costa del Pacífico mexicano dentro del continente, dado que las ondas Lg solamente se transmiten en trayectorias continentales. Los datos epicentrales de los eventos seleccionados se muestran en la Tabla 1 y cubren un rango de magnitud m_b entre 4.3 y 5.7, y distancias epicentro-estación entre 155 a 586 Km aproximadamente. Un total de 33 eventos, con profundidad focal entre 5 y 123 Km, con sus tres componentes fueron susceptibles de análisis.

El sismógrafo utilizado detecta y registra los eventos y los almacena en una computadora PC en formato binario. El primer paso es cambiarlos a formato ASCII con un programa de cómputo. Un problema que presentan algunos de los datos es la falta de una base de tiempo. Para resolver el problema se buscó algunos valores en los catálogos del Servicio Sismológico Nacional, de éste se obtuvo el hipocentro, la hora origen y la hora de llegada de la onda P. Después con el programa SGP, que se utiliza para analizar sismogramas digitales, se midió el tiempo que hay entre el inicio de la señal y la onda P. Luego con la diferencia de éste tiempo y el tiempo de llegada de la P obtenida del S.S.N se encontró el tiempo de inicio de la señal. Este procedimiento es válido toda vez, que el tiempo de llegada de las señales sísmicas es irrelevante en este tipo de cálculo. En realidad lo importante es la razón de decaimiento y no el tiempo absoluto. Para calcular la distancia epicentral se hizo un programa de computo que corrige la curvatura de la tierra para distancias de aproximadamente 500 kilómetros.

La Tabla 1 muestra los parámetros hipocentrales para los sismos analizados y la Fig. 6 muestra su localización en un mapa.

No.	FECHA	LAT	LON	MAG	PROF	DIST
1	OCT2990	18.94	-102.0	5.1	99	301
2	ABR0191	16.27	-98.1	5.1	44	357
3	NOV1791	18.59	-101.13	4.8	86	222
4	ENE0992	17.06	-99.52	4.7	33	253
5	ENE1292	17.55	-101.08	4.4	71	281
6	ENE2692	17.08	-98.09	4.5	56	274
7	ENE2992	16.4	-97.27	4.4	59	381
8	FEB0992	16.0	-95.61	4.8	33	520
9	FEB1292	17.79	-101.61	5.1	32	308
10	MAR1992	16.41	-95.25	4.7	96	526
11	MAR3192	17.44	-101.09	4.7	50	291
12	MAR3192	17.46	-101.11	5.2	48	290
13	MAR3192	17.29	-101.12	5.7	50	305
14	ABR0192	17.51	-101.03	4.9	57	281
15	MAY1992	15.95	-98.35	4.8	16	384
16	JUN0192	18.58	-102.89	4.7	77	401
17	JUN0792	16.41	-98.65	5.3	5	327
18	AGO2392	16.17	-98.02	4.8	18	370
19	AGO2392	16.11	-98.07	4.7	19	375
20	SEP0792	16.48	-99.19	4.7	10	315
21	SEP2992	19.39	-103.28	5.0	95	434
22	OCT3092	17.48	-100.55	4.7	39	250
23	NOV0292	15.91	-96.6	4.8	30	466
24	NOV1092	16.93	-99.93	4.6	31	277
25	ENE0693	17.91	-98.84	4.7	72	161
26	ENE2293	16.31	-98.45	4.6	22	342
27	FEB3493	17.81	-97.82	4.4	72	221
28	MAR1193	18.28	-101.81	5.4	71	302
29	MAR1393	18.48	-103.19	4.6	31	435
30	MAR2093	18.71	-103.44	5.1	19	456
31	JUL1993	18.42	-100.3	4.7	74	155
32	AGO0293	17.1	-94.14	4.3	123	586
33	AGO0593	17.42	-98.14	4.9	51	237

Tabla. 1 Datos de eventos estudiados. LAT y LON corresponden a la latitud y longitud del epicentro respectivamente. MAG es la magnitud m_b del evento. PROF y DIST corresponden a la profundidad del foco y la distancia epicentral respectivamente, ambos en *km*.

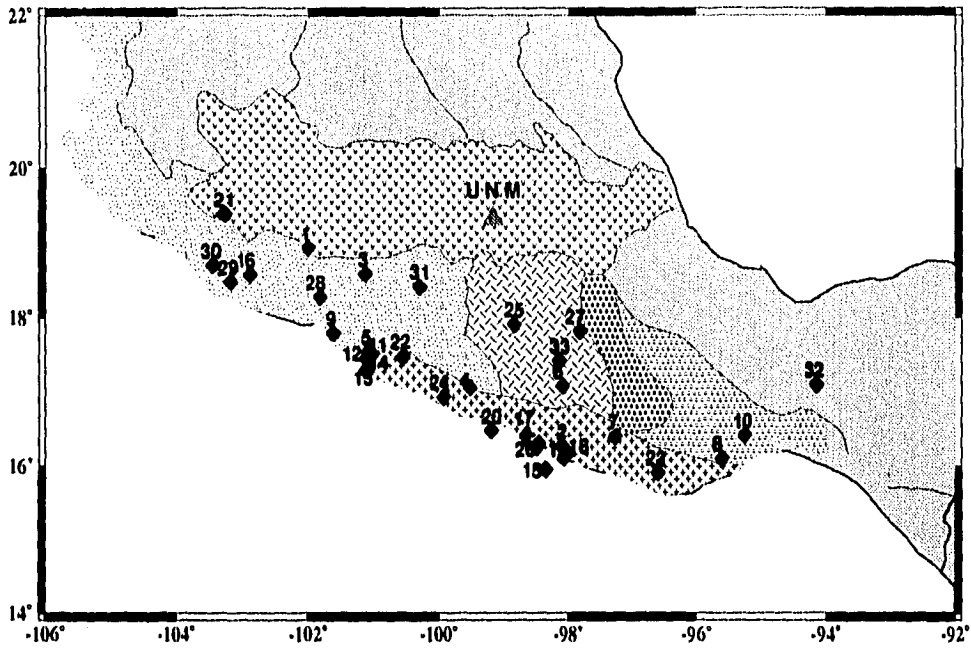


Fig. 6 Epicentros de los sismos estudiados. Los números corresponden a la Tabla 1.

8. Análisis de datos

Para explicar el análisis de los datos tomaremos como ejemplo el evento ocurrido el 7 de Junio de 1992 (número 17 en la Tabla 1). El programa de cómputo utilizado LGCODA(Xie et al,1993) basa su teoría en el método estocástico ya descrito.

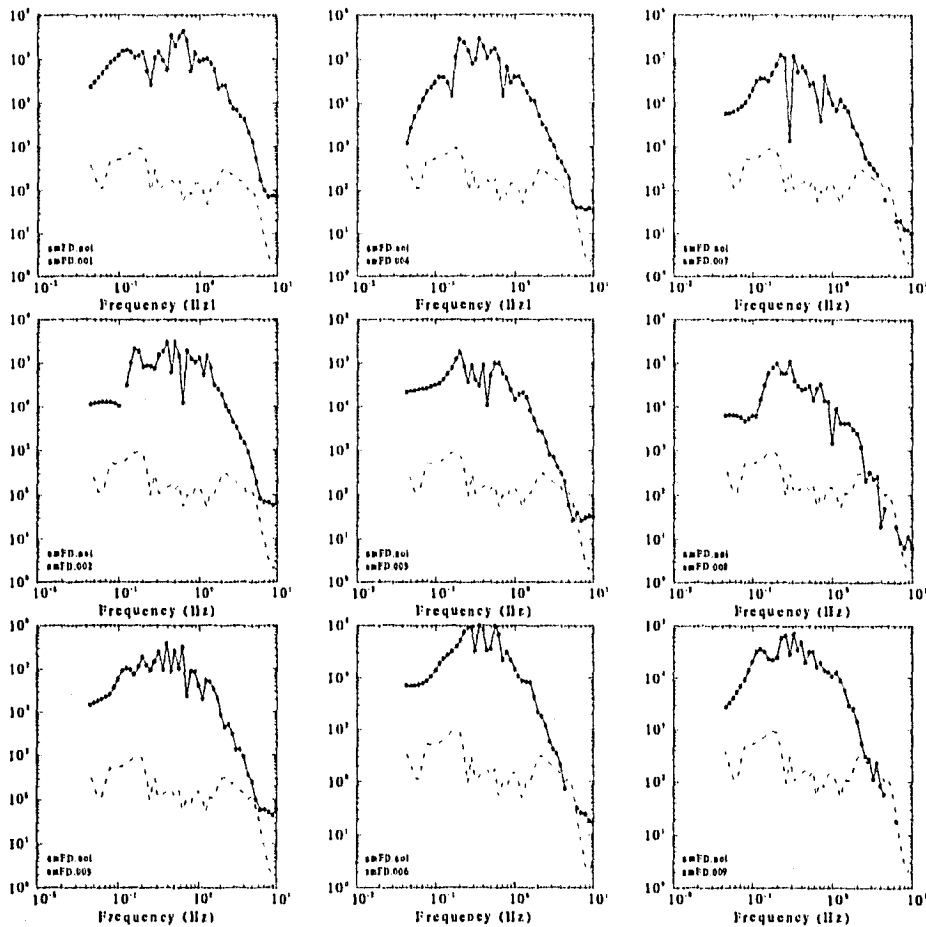


Fig. 7a Espectros de señal y ruido para las primeras nueve ventanas del evento 17.

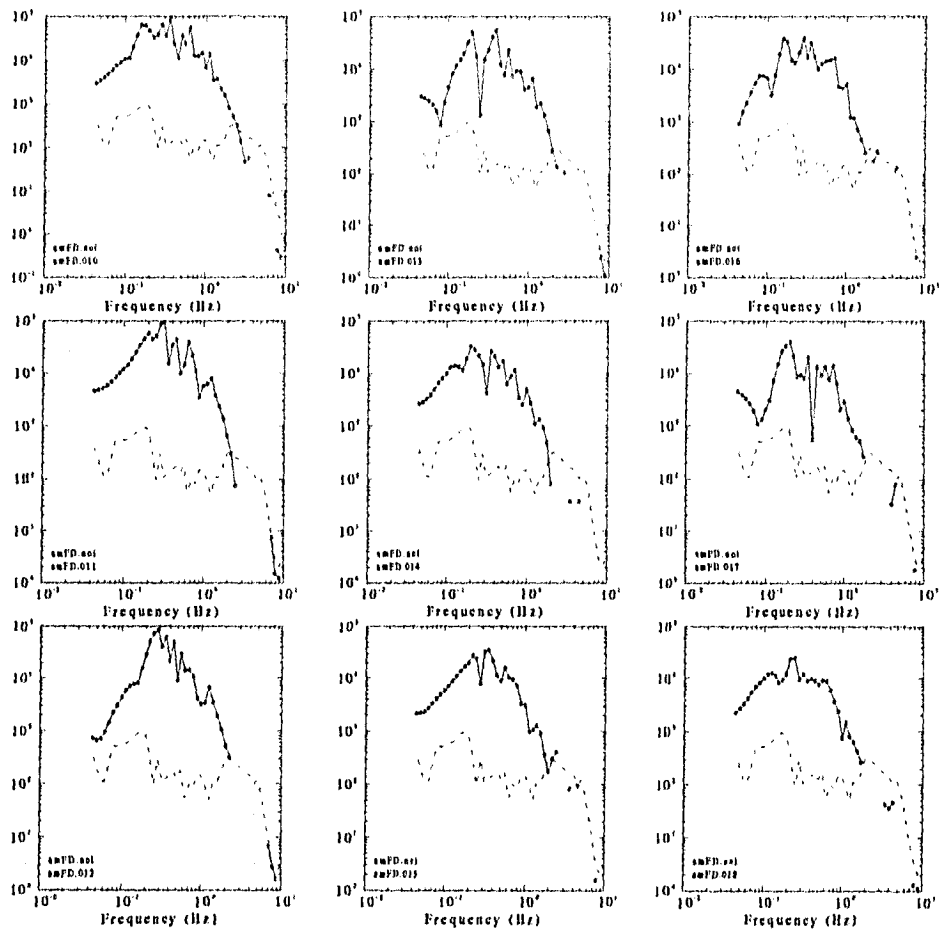


Fig. 7b Espectros de señal y ruido para las últimas nueve ventanas del evento 17.

El programa LGCODA es alimentado con la serie de tiempo correspondiente a cada componente del evento bajo análisis. La serie es dividida en ventanas de aproximadamente 27 seg a partir del inicio de la coda. El inicio y fin de la coda puede ser establecido automáticamente por el programa o manualmente. Para cada ventana se calcula la FFT de la señal (S^2) y se sustrae el espectro del ruido (N^2).

Este último es calculado previamente utilizando la porción comprendida entre el inicio de la serie y el arribo de la P. Este resultado muestra las bandas de frecuencia sobre el cual el conjunto de datos puede ser usado para determinar $Q(f)$, es decir, podemos verificar si la ventana de tiempo a calcular contiene una gran cantidad de ruido que pueda afectar el valor de la atenuación. Este caso se presenta comunmente al final de la coda, puesto que es aquí donde el ruido y la señal tienen amplitud similar (ver Fig. 7). Se grafica una estimación de $LNRATIO$ individuales, así como una media de los valores de $LNRATIO$ para cada frecuencia (ver Fig. 8). También se muestra el valor estimado de $Q(f)$, determinado directamente de la razón $LNRATIO$ (ver Fig. 9). El resultado más importante presenta una síntesis de los cálculos anteriores, así como una estimación de Q_0 y η en la relación $Q(f) = Q_0 f^\eta$. Q_0 es estimado del logaritmo de la media de $LNRATIO$ en un rango de frecuencias entre 0.2 y 3.0 Hz (ver Fig. 10).

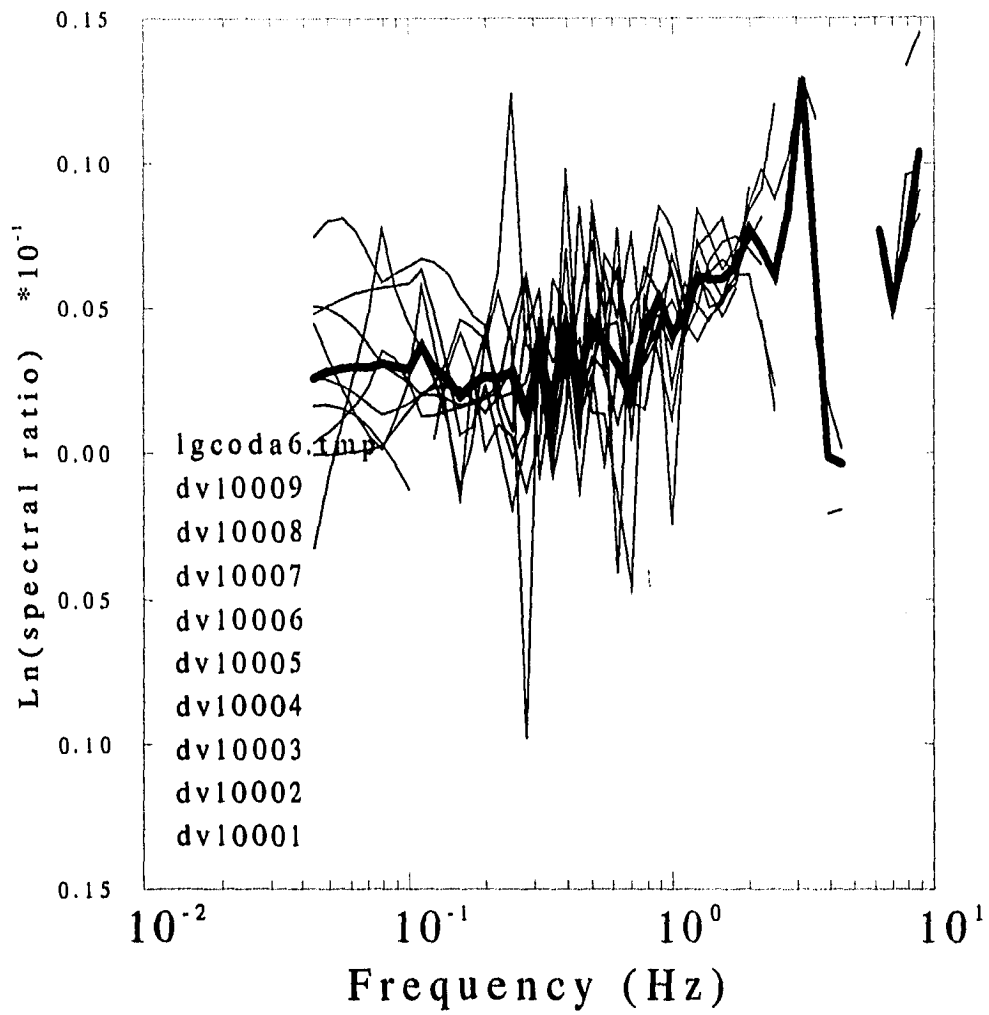


Fig. 8 Estimación de los LNRATIO individuales. La traza con línea más gruesa es el promedio de todas las trazas.

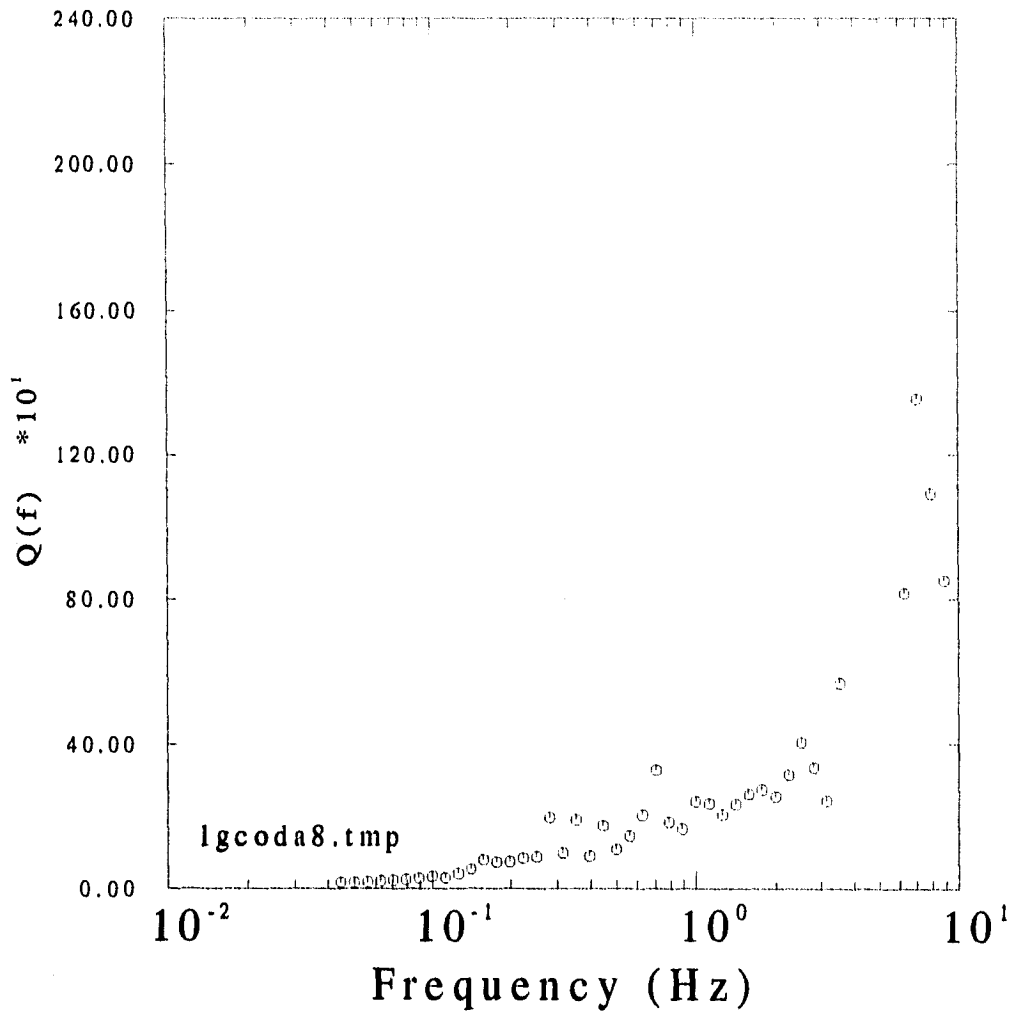


Fig. 9 Valor estimado de $Q(f)$ determinado directamente de la razón LNRATIO para el evento 17.

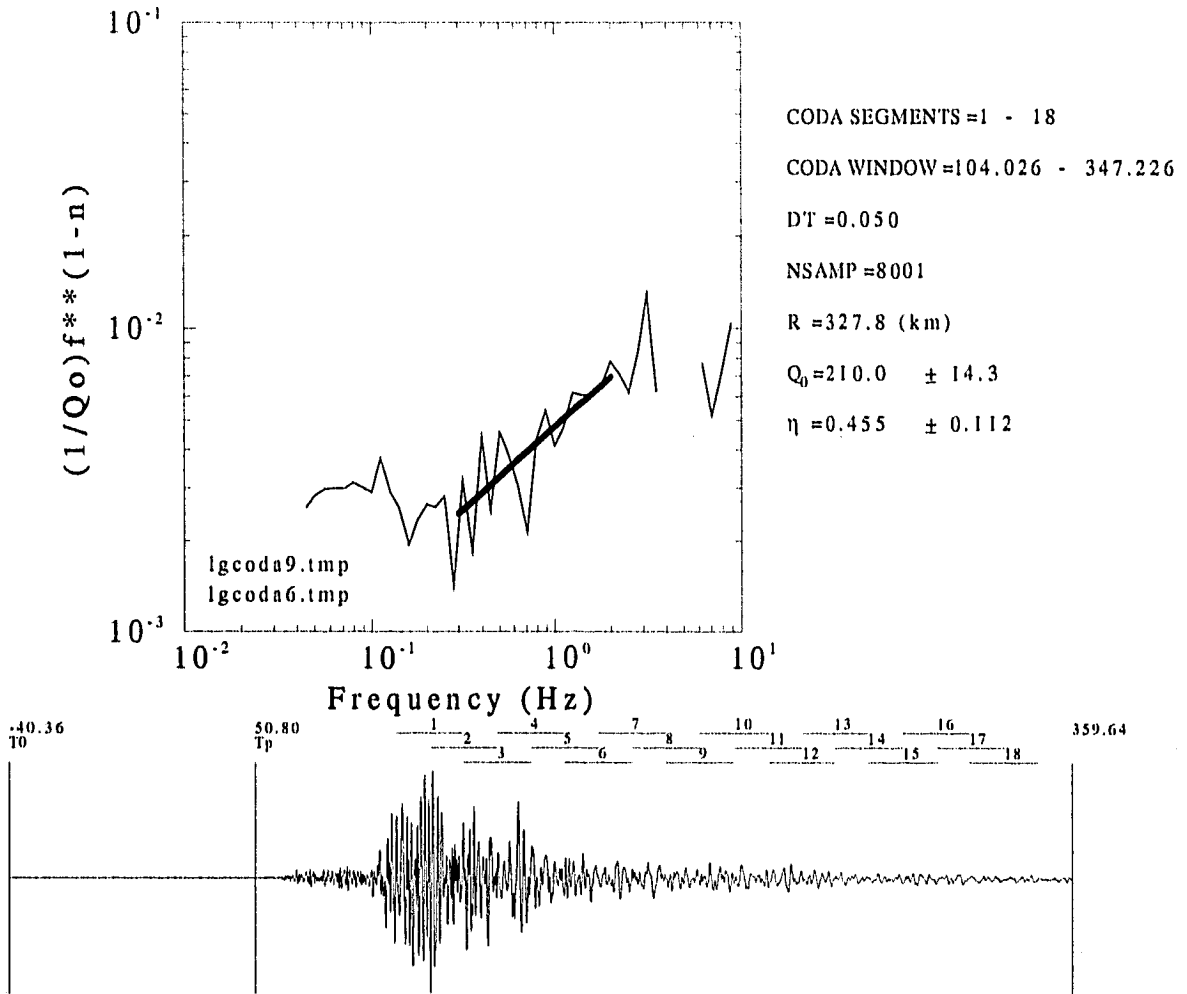


Fig. 10 Resumen de datos obtenidos para Q_0 . En el cuadro arriba la línea continua es regresión lineal para el intervalo de frecuencias utilizado. Los segmentos mostrados sobre el sismograma muestran las ventanas utilizadas en el apilamiento.

9. Resultados

La Fig. 9 y la Tabla 2 presentan los valores para Q_0 , además de su error estandar, para las tres componentes de la señal.

Para tener una comparación de los resultados obtenidos, se han graficado en términos del ángulo BAZ, esto es, el ángulo que subtende un paralelo que pasa por la estación UNM en la Ciudad de México, y la línea que une la estación con el epicentro del sismo, medido de Norte a Sur en el sentido contrario a las manecillas del reloj (ver Fig. 11). Con esta manera de graficar podemos visualizar como el valor de Q_0 varía conforme cambiamos de terreno (ver Tabla 2, Fig. 11 y Fig. 12).

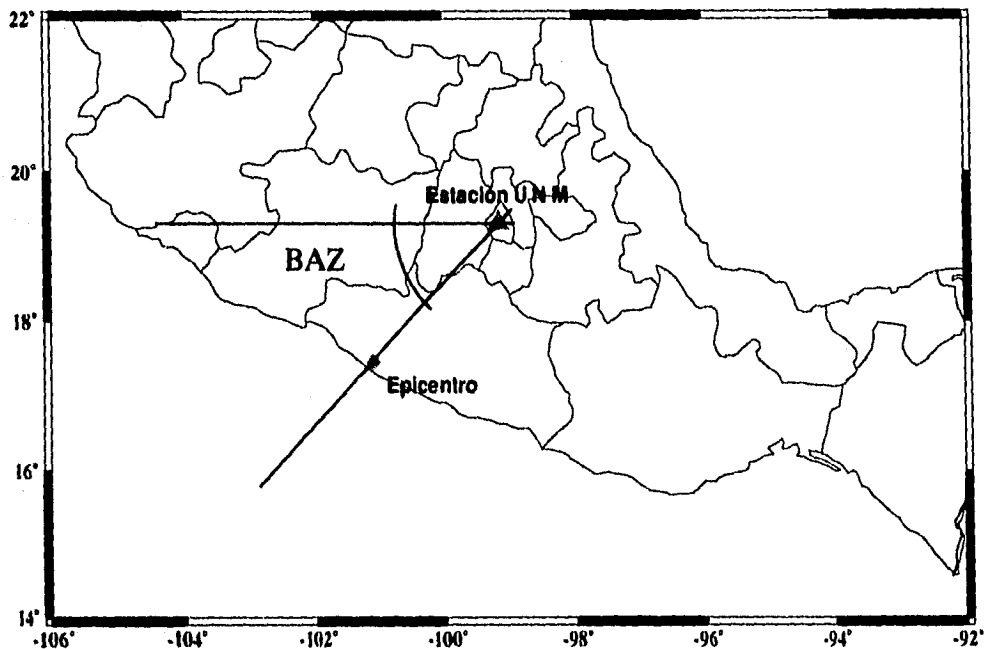


Fig. 11 Diagrama que muestra la convención para medir el ángulo (BAZ) mostrado en las Figuras 12 y 13.

No.	Q_{0E}	δQ_{0E}	$\bar{\eta}_E$	$\delta\bar{\eta}_E$	Q_{0N}	δQ_{0N}	$\bar{\eta}_N$	$\delta\bar{\eta}_N$	Q_{0Z}	δQ_{0Z}	$\bar{\eta}_Z$	$\delta\bar{\eta}_Z$	BAZ
1	283.4	32.2	0.723	0.142	283.6	24	0.429	0.106	270.0	51.4	0.462	0.269	7.84
2	202.1	15.1	0.458	0.121	203.9	15.2	0.418	0.121	195.9	10.6	0.607	0.087	109.41
3	183.4	11.4	0.207	0.080	168.8	9	0.465	0.068	171	7.0	0.349	0.052	20.46
4	211.1	21.5	0.459	0.128	203.9	11.7	0.649	0.072	189.7	10.6	0.603	0.071	81.42
5	176.9	24.7	0.119	0.226	216.5	14.2	0.340	0.084	210.8	21.0	0.313	0.128	43.05
6	217.6	25.2	0.165	0.145	217.3	22.5	0.408	0.130	217.4	17.2	0.304	0.099	115.81
7	172.2	11.9	0.424	0.088	210.9	64.6	-0.337	0.393	186.5	21.1	0.462	0.145	123.11
8	183.1	20.4	0.631	0.138	192	19.7	0.718	0.127	170.3	36.1	0.247	0.262	137.85
9	195.9	11.8	0.489	0.076	190.6	10	0.529	0.065	187.7	6.4	0.638	0.043	32.32
10	199.3	14.7	0.477	0.091	205.2	32.3	0.316	0.195	203.2	28.8	0.678	0.175	143.38
11	217.9	16.3	0.628	0.094	196.2	15.8	0.456	0.100	230.5	12.5	0.068	0.459	44.65
12	196.7	7.8	0.637	0.049	196.5	9.9	0.651	0.063	220.1	13.3	0.508	0.076	44.05
13	176.3	16.7	0.274	0.117	177.9	15.8	0.260	0.110	194.5	30.7	0.272	0.195	46.39
14	231.0	14.8	0.406	0.080	208.4	12.5	0.425	0.075	206.0	13.1	0.502	0.080	44.48
15	194.6	26.2	0.067	0.172	198.7	18.7	0.426	0.121	216.8	24.1	0.361	0.142	103.76
16	223.9	21.6	0.709	0.121	212.8	16	0.150	0.123	233.6	23.7	0.896	0.129	11.4
17	214.4	12.2	0.478	0.071	191.6	15	0.395	0.099	184.4	7.5	0.463	0.051	100.25
18	245.5	24.5	0.713	0.125					240.8	52.7	0.964	0.274	110.13
19	217.3	18.6	0.735	0.109	218.8	17.3	0.755	0.099	176.7	9.2	0.546	0.066	108.99
20	174.7	16.5	0.402	0.120	195.1	12.8	0.473	0.107	204.1	19.8	0.705	0.122	89.75
21	188.1	22.2	0.152	0.146	171.1	23.8	-0.110	0.172	211.7	24.4	0.507	0.143	-0.85
22	163.9	14.6	0.352	0.110	142.3	23.5	0.054	0.204	173.9	21.1	0.451	0.150	53.42
23	196.4	23.3	0.640	0.149	199.3	19.5	0.394	0.123	188.4	9.2	0.586	0.061	127.01
24	220.2	12.1	0.500	0.069	190.2	8.3	0.419	0.056	223.6	12.7	0.345	0.071	72.59
25	265.2	17.8	0.718	0.084	228.0	15.5	0.601	0.085					103.39
26	190.0	19.4	0.180	0.160	227.1	25.3	0.376	0.181	226.8	21.9	0.544	0.172	103.55
27	244.6	17.9	0.278	0.118	267.6	25.0	0.251	0.151	232.2	27.5	0.275	0.192	131.79
28	234.9	66.9	0.037	0.366	211.1	16.3	0.315	0.099	207.8	17.6	0.450	0.112	21.53
29	238.1	25.2	0.349	0.171	230.3	19.7	0.586	0.138	264.1	43.4	0.542	0.257	11.9
30	191.4	11.2	0.601	0.073	190.0	12.8	0.543	0.084	201.6	14.9	0.762	0.092	8.26
31	204.0	9.5	0.399	0.060	177.2	8.0	0.598	0.058	181.8	11.8	0.372	0.083	38.9
32	226.6	41.9	0.242	0.238	247.5	46.3	0.695	0.303	177.3	20.2	0.392	0.185	156.13
33	207.1	17.4	0.420	0.105	218.9	14.3	0.314	0.082	203.3	9.8	0.599	0.061	118.52

Tabla 2 Valores de Q_0 y η y sus correspondientes errores estándar obtenidos para las componentes E, N y Z de los eventos listados en la Tabla 1.

No.	Q_{0T}	δQ_{0T}	$\bar{\eta}_T$	$\delta \bar{\eta}_T$	Q_{0R}	δQ_{0R}	$\bar{\eta}_R$	$\delta \bar{\eta}_R$	BAZ
1	241.9	13.6	0.614	0.098	217.36	12.99	0.317	0.077	7.84
2	226.1	12.6	0.654	0.070	203.6	6.0	0.433	0.038	109.41
3	180.1	18.6	0.412	0.133	180.6	10.2	0.272	0.072	20.46
4	197.6	14.7	0.675	0.112	203.2	12.8	0.575	0.079	81.42
5	222.5	17.9	0.401	0.104	196.4	22.5	0.198	0.156	43.05
6	186.2	10.13	0.659	0.082	183.1	8.05	0.688	0.076	115.81
7	172.9	14.1	0.375	0.105	196.4	25.9	0.241	0.169	123.11
8	167.4	21.3	0.472	0.207	209.2	25.6	0.915	0.198	137.85
9	197.0	14.8	0.431	0.094	198.5	14.0	0.430	0.088	32.32
10	230.0	19.5	0.692	0.105	195.4	25.3	0.394	0.160	143.38
11	226.0	18.3	0.556	0.101	188.1	13.2	0.442	0.087	44.65
12	190.6	8.5	0.720	0.056	184.0	7.7	0.639	0.069	44.05
13	189.5	17.2	0.433	0.149	198.6	15.6	0.524	0.128	46.39
14	207.6	8.4	0.590	0.071	198.6	10.9	0.570	0.089	44.48
15	200.2	23.0	0.273	0.188	194.3	9.5	0.794	0.080	103.76
16	188.1	19.4	0.439	0.238	194.7	14.8	0.460	0.125	11.4
17	217.0	12.0	0.543	0.069	189.6	14.1	0.384	0.094	100.25
18	159.1	11.6	0.285	0.093	159.1	11.6	0.285	0.093	110.13
19									108.99
20	172.9	9.7	0.398	0.093	195.5	12.9	0.470	0.108	89.75
21	208.8	20.0	0.354	0.204	192.7	11.5	0.576	0.137	-0.85
22	164.2	6.0	0.730	0.078	169.5	6.3	0.842	0.079	53.42
23	168.4	11.7	0.334	0.149	198.5	13.3	0.609	0.084	127.01
24	209.7	10.7	0.489	0.064	202.5	10.7	0.394	0.067	72.59
25	223.4	13.4	0.681	0.098	224.6	14.4	0.656	0.080	103.39
26	198.4	16.1	0.298	0.133	228.3	18.5	0.585	0.134	103.55
27	266.0	18.0	0.444	0.123	260.9	31.8	0.464	0.117	131.79
28	189.1	6.6	0.522	0.045	185.3	11.7	0.649	0.103	21.53
29	232.2	24.9	0.625	0.174	230.6	28.5	0.443	0.152	11.9
30	196.3	12.7	0.546	0.081	189.0	12.4	0.656	0.082	8.26
31	184.9	9.0	0.500	0.062	196.6	16.9	0.418	0.110	38.9
32	221.2	18.7	0.847	0.189	207.1	8.8	0.626	0.095	156.13
33	195.1	4.3	0.660	0.036	194.5	10.5	0.599	0.088	118.52

Tabla 3 Valores de Q_0 y η y sus correspondientes errores estándar obtenidos para las componentes R, T de los eventos listados en la Tabla 1.

ESTA TESIS HA DEBE SALIR DE LA BIBLIOTECA

Los resultados presentados anteriormente muestran, por supuesto coda Q , esto es, la atenuación de la coda de la fase Lg. Se ha observado que en muchas regiones del mundo los valores obtenidos de la coda Q son similares a los valores de Q obtenidos con el método tradicional de dos estaciones. Los resultados pueden resumirse de la siguiente manera.

REGION	Q_{ON}	η_N	Q_{OE}	η_E	Q_{OZ}	η_Z
GUERRERO	142-216	0.054-0.651	164-231	0.119-0.637	174-231	0.068-0.638
OAXACA	190-268	0.251-0.755	172-265	0.067-0.735	177-241	0.275-0.964
MICHOACAN	169-284	0.150-0.586	183-283	0.037-0.723	171-270	0.349-0.896

En esta tabla los valores de Q_0 fueron agrupados dependiendo del ángulo de incidencia de las señales a la estación UNM. La región de Guerrero corresponde aproximadamente a las señales que arriban con un ángulo entre 25° y 60° , Oaxaca con ángulos mayor de 60° y Michoacán menor de 25° . Los valores anotados de Q_0 corresponden al mínimo y máximo observado en cada región.

Por conveniencia y en la búsqueda de una mejor representación de los resultados también se calcularon las Q_0 's y η 's para las componentes rotadas Transversal (T) y Radial (R). Estas componentes se calculan con la combinación de las componentes NS y EW, teniendo la componente R dirección epicentro-estación y T dirección tangente a R (ver Tabla 3 y Fig 13).

REGION	\bar{Q}_{OR}	$\bar{\eta}_R$	\bar{Q}_{OT}	$\bar{\eta}_T$
GUERRERO	170-199	0.198-0.842	164-226	0.401-0.730
OAXACA	159-261	0.241-0.794	159-266	0.273-0.681
MICHOACAN	181-231	0.272-0.656	180-242	0.354-0.625

En la Figura 14 se muestran los valores de η respecto a la posición.

El valor de η no muestra una tendencia clara como en las gráficas de Q_o . Sin embargo, para los fines de este trabajo, no es relevante el comportamiento de η .

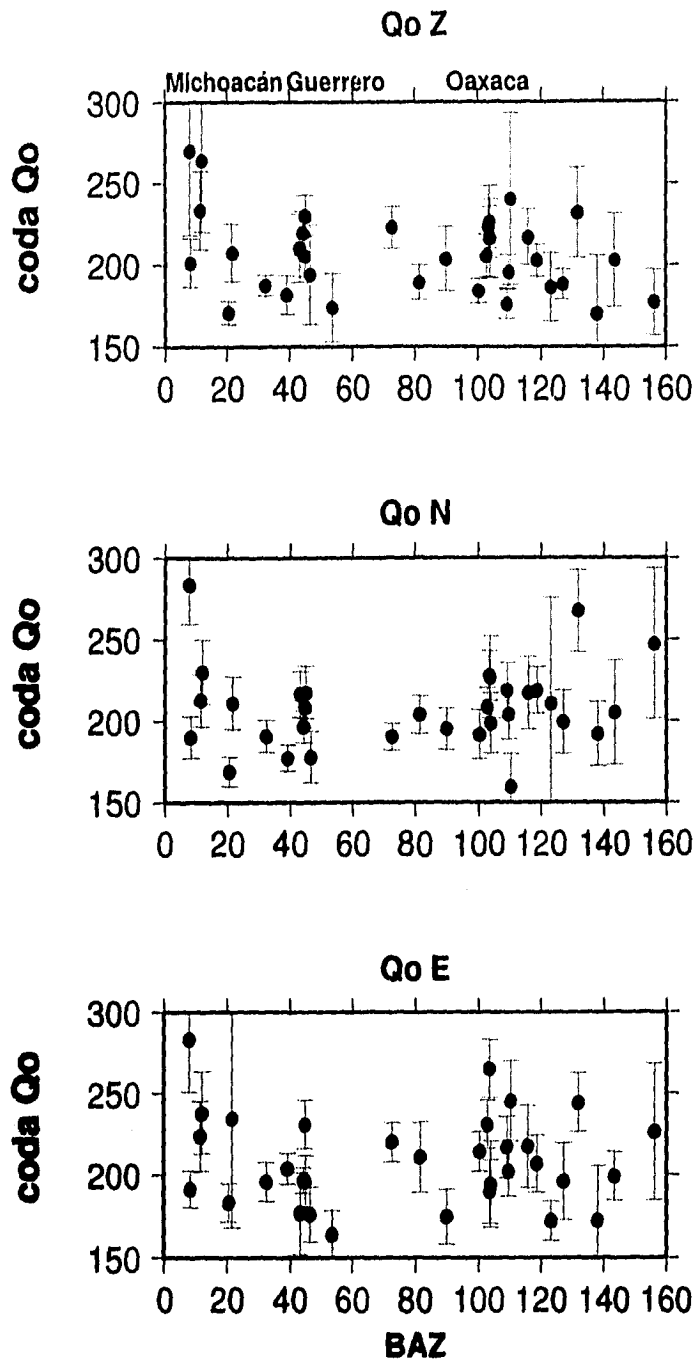


Fig. 12 Valores de coda Q_0 vs. ángulo baz del epicentro, medido según la convención de la Fig. 11. En la parte superior de la componente Z se indica la posición aproximada para las regiones mencionadas en el texto. Las barras muestran los errores.

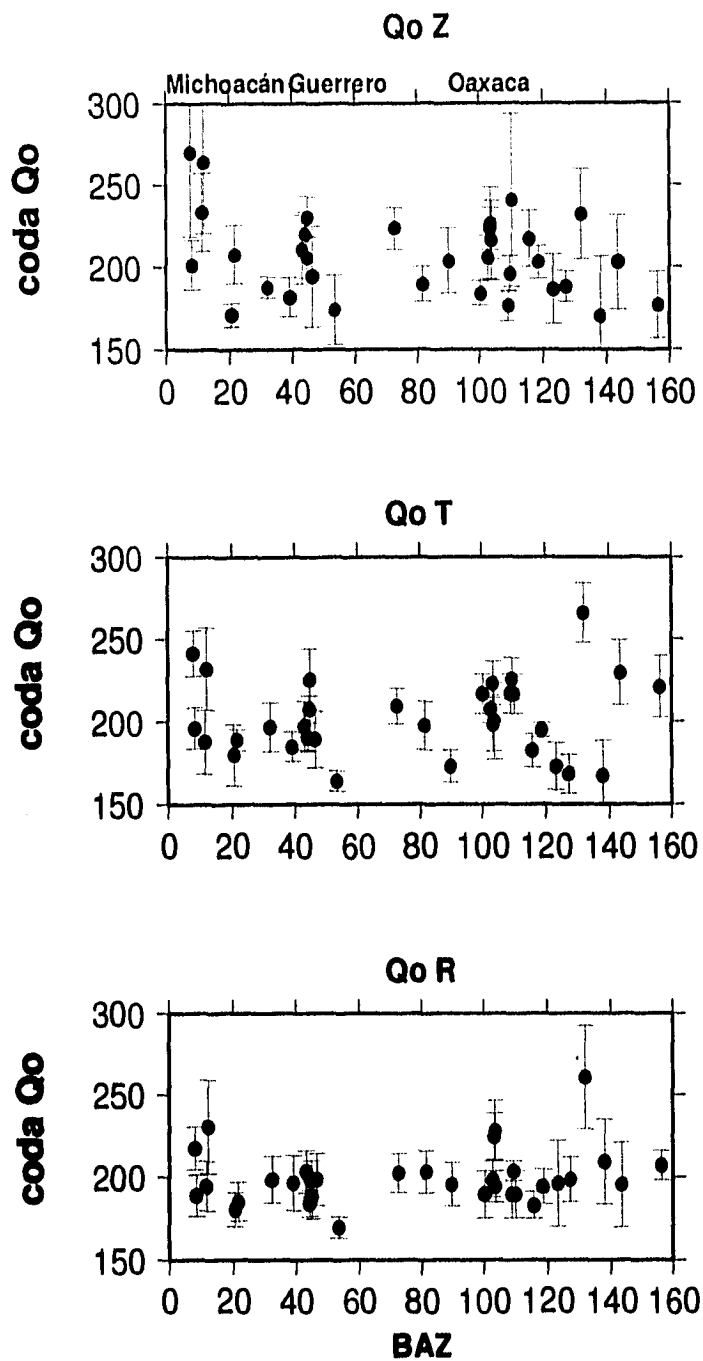


Fig. 13 Los mismos parámetros que en la Figura 12 para las componentes Z, T y R.

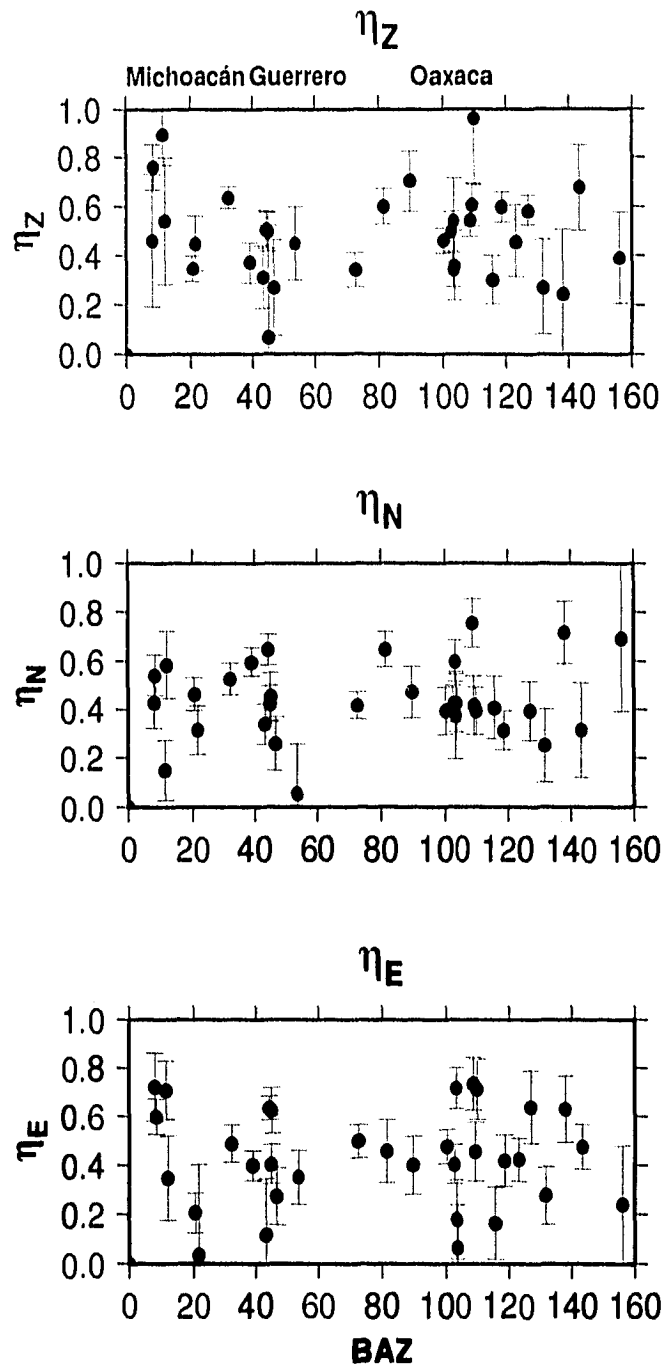


Fig. 14 Valores de η vs. ángulo baz del epicentro, medido según la convención de la Fig. 11. En la parte superior de la componente Z se indica la posición aproximada para las regiones mencionadas en el texto.

10. Discusión y Conclusiones

En las figuras 12 y 13 se presenta la distribución de Q_0 en términos del ángulo de arribo de las señales sísmicas a la estación UNM. Estas figuras muestran los valores máximos correspondientes a las regiones de Oaxaca (231) y Michoacán (284), relativas a la región de Guerrero (231). Los resultados nos indican que las regiones de Michoacán y Oaxaca presentan menor atenuación (mayores Q_0 's) de señales sísmicas que Guerrero.

Es difícil determinar una comparación directa de los resultados obtenidos en otros trabajos con los encontrados en el presente, debido a que no siempre se utiliza la misma banda de frecuencias para el cálculo de Q . El problema de los distintos rangos de frecuencias utilizados es que se mezclan señales con distintas longitudes de onda y consecuentemente son afectadas por distintos tipo de estructura. Diversos autores han realizado estudios de atenuación para la zona de Guerrero y Oaxaca. Algunos de estos estudios se han realizado en intervalos de frecuencias que incluyen parte de los utilizados en este trabajo encontrando para la zona de Oaxaca: $Q_{0Lg}=208,0.7 < f < 1.7Hz$ (Canas et al., 1988); $60 < Q_c < 168, f = 1Hz$ (Chávez et al., 1993); Así mismo para la zona de Guerrero se tienen los valores: $Q_s=278,0.15 < f < 30.0Hz$ (Castro et al, 1990); $Q_s=100,0.3 < f < 20.0Hz$ (Singh et al., 1990) $Q_s=273,0.2 < f < 10.0Hz$ (Ordaz y Singh, 1992).

El alto valor de Q_0 obtenido en el presente trabajo para los simos ocurridos en la región de Michoacán es difícil de explicar, toda vez que la trayectoria de estos sismos está básicamente sobre el eje Neovolcánico (fig. 6), cuyo intenso volcanismo implicaría una Q_0 baja. Esto sugiere que probablemente la estructura interna del Eje Neovolcánico provoque que las ondas se transmitan con poca pérdida de energía. Esto podría explicar la duración de la coda observada en los eventos de la región de Michoacán registrados en la estación UNM. El otra máximo relativo mostrado por Oaxaca se podría explicar probablemente por la edad de la provincia, como se ha registrado

en otras regiones. Por ejemplo en un trabajo realizado por Singh y Herrmann (1993), se obtuvieron valores de coda Q claramente más altos en la parte Este de los Estados Unidos que es la parte continental más vieja en comparación con los obtenidos en la parte Oeste, que es más joven.

Oaxaca es la región considerada más antigua, consecuentemente una Q_0 alta sería de esperarse. En relación a la región de Guerrero se observan valores más estables indicando probablemente una corteza más homogénea.

Aunque los resultados sugieren diferencias en la atenuación de las señales sísmicas para las diferentes regiones del Sur de México se tienen incertidumbres en los cálculos en promedio del 10 por ciento, incluso los resultados de Michoacán presentan un error de hasta 35 por ciento. Además de las incertidumbres se tienen parámetros no considerados como la profundidad y el mecanismo focal entre otros, con lo cual no es posible en este momento dar una conclusión definitiva. Es necesario entonces complementar con más estudios que permitan un mejor conocimiento de Q .

11. Bibliografía

Canas, J.A., L. LL. Pujades y J. J. Egozcue, 1988; Anelastic attenuation Q and attenuation of Lg waves in the region Oaxaca-Chiapas of southern Mexico; *Rev. de Geofísica* 44, 1229-134

Castro, R., J. G. Anderson y S. K. Singh, 1990; Site response, attenuation and source spectra of S waves along the Guerrero, Mexico, subduction zone.; *Bull. Seism. Soc. Am.* 80, 1481-1503

Castro, R., Munguía, L., Rebollar, C. y Acosta, G., 1994; A comparative analysis of the quality factor Q for the regions of Guerrero and Oaxaca, México; *Geofís. Inter.* 33, 373-383

Chávez, M., R. Gaulon r y G. Padilla, 1993; Coda Q in the Isthmus of Tehuantepec region, Mexico.; *Seism. Res. Lett.* 64, 35

Dainty, A.M., 1981; A scattering model to explain seismic Q observations in the lithosphere between 1 and 30 Hz; *Geophys. Res. Letters*, 8, 1126-1128

Herraiz, M. y Espinosa, F., 1987; Coda Waves: A Review; *PAGEOPH*, Vol 125, No. 4

Morán, D., 1984; Geología de la República Mexicana; *UNAM*

Nava, A., 1987; Terremotos; *UNAM*

Ordaz, M. y S.K. Singh, 1992; Source spectra and spectral attenuation of seismic waves from Mexican earthquakes, and evidence of amplification in the hill zone of Mexico City; *Bull. Seim. Soc. Am.* 82, 24-23

Programme Geoscope, 1989; Institut de Physique du Globe de Paris;

Singh, Sudarshan y Herrmann, R., 1983; Regionalization of crustal Coda Q in the continental United States; *J. Geophys. Res.* 88, 527-538

Singh, S.K., E. Mena, J.G. Anderson, R. Quaas y J. Lermo, 1990; Source spectra and RMS acceleration of Mexican subduction earthquakes, 1990; *Pageoph* 133, 447-474

Xie, J., Chen, R. y Herrmann, R., 1993; Computer Programs in Sismology; *Saint Louis University*

Xie, A. y Nuttli, O., 1988; Interpretation of high-frequency coda at large distance: stochastic modelling and method of inversion; *Geophysical Journal* 95, 579-595

12. Agradecimientos

Agradezco al Dr. Jaime Yamamoto por la dirección de esta tesis. Asimismo al Dr. Luis Quintanar por la colaboración en la misma. Al Dr. Reynaldo Mota, M. en C. Arturo Orozco y M. en C. Jaime Domínguez por la revisión de la tesis.

Agradezco también a los compañeros del Departamento de Sismología del Instituto de Geofísica por acompañarme durante todo este tiempo.

También agradezco a Birgit por su apoyo en todos los sentidos. A mis padres y hermanos por el constante apoyo durante todos mis estudios.

La presente tesis fue financiada por la Dirección General de Asuntos del Personal Académico (DGAPA) mediante una beca-tesis asociada al proyecto IN-101592.